

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Sciences de l'Eau

École doctorale GAIA

UMR Espace-DEV

Circulation 2D des écoulements dans les plaines inondables amazoniennes et devenir sous contraintes climatiques

Présentée par Pauline ENGUEHARD
Le 18 décembre 2024

Sous la direction de Marie-Paule BONNET
et Frédéric FRAPPART

Devant le jury composé de

Jhan Carlo ESPINOZA, Chargé de Recherche, IGE Grenoble
Fabrice PAPA, Directeur de Recherche, IRD Brésil
Nicolas FLIPO, Directeur de Recherche, Mines Paris
Valérie BORRELL, Maître de Conférence, Université de Montpellier
Marie-Paule BONNET, Directrice de Recherche, IRD Occitanie
Frédéric FRAPPART, Directeur de Recherche, INRAE Bordeaux
Flavie CERNESSON, Maître de Conférence, AgroParisTech Montpellier
Frédéric SATGE, Chargé de Recherche, IRD Occitanie

Président du jury
Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Directrice
Co-directeur
Invitée
Invité



UNIVERSITÉ DE
MONTPELLIER



Thèse

-

Circulation 2D des écoulements dans les plaines
inondables amazoniennes et devenir sous
contraintes climatiques

Pauline ENGUEHARD

-
Diplôme de doctorat

Encadrement de thèse : Marie-Paule BONNET
Frédéric FRAPPART
Frédéric SATGE

Avant-propos

Cette thèse a été réalisée de Novembre 2021 à Décembre 2024 au sein de l'UMR Espace-Dev de l'IRD de Montpellier sous la direction de Marie-Paule Bonnet (UMR Espace-Dev, Centro de Desenvolvimento Sustentavel, Brasilia), la co-direction de Frédéric Frappart (UMR ISPA, INRAE Bordeaux) et le co-encadrement de Frédéric Satgé (UMR Espace-Dev, Bolivie). Elle a été financée par l'Institut de Recherche pour le Développement, par les projets partenaires BONDS (Balancing biodiversity conservation and development in Amazon wetlands), SABERES (Sustaining Amazon floodplain biodiversity and fisheries under climate change), WASACA (Wastewater irrigation : a sustainable agriculture adaptation to climate changes over the Bolivian Altiplano), ainsi que par la région Occitanie. Les travaux réalisés au cours de cette thèse ont fait l'objet de publications et communications scientifiques. Pour la rédaction de ce manuscrit, je me suis aidée de logiciels d'IA comme Scispace et ChatGPT, principalement pour la syntaxe et la grammaire des phrases.

Valorisation des travaux de thèse

Publication dans des revues internationales :

Enguehard, P., Frappart, F., Zeiger, P., Blarel, F., Satgé, F., and Bonnet, M.-P. (2023). Contribution of automatically generated radar altimetry water levels from unsupervised classification to study hydrological connectivity within Amazon floodplains. *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 47. DOI : [10.1016/j.ejrh.2023.101397](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101397).

Présentation en conférence internationale :

Enguehard, P., Frappart, F., Catry, T., Blarel, F., Marie-Louise, L., Audisio, P., and Bonnet, M.-P. (2021). Evolution of the lakes network of Curuai floodplain by classification of radar altimetry echoes. XXIV SBRH - Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Belo Horizonte, Brazil. [XXIV-SBRH0605](#).

Enguehard, P., Miranda, P. T., Fassoni-Andrade, A., Paiva, R. C. D., Frappart, F., Satgé, F., and Bonnet, M.-P. (2023). 2D hydrodynamic modeling in Amazon floodplain : sensitivity of grid size, diffuse runoff and Manning coefficient. 40th IAHR World Congress. Vienna, Austria.

Enguehard, P., Miranda, P. T., Fassoni-Andrade, A., Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S., Frappart, F., Satgé, F., and Bonnet, M.-P. (2023). Inundation projected under climate change within the Curuai floodplain. XXV SBRH - Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Acaraju, Brazil. [XXV-SBRH0541](#).

Enguehard, P., Miranda, P. T., Brouillet, A., Fassoni-Andrade, A., Moreira, D., Hostache, R., Paiva, R. C. D., Motta-Marques, D., Satgé, F., Frappart, F., and Bonnet, M.-P. (2024). Remote sensing contribution to simulate hydrodynamics in Amazonia (Curuai floodplain) under climate constraints. South America Water from Space IV. Belém do Pará, Brazil.

Encadrement :

- Ana-Carolina Pires Pereira (stage de M2 de 6 mois) : "Analyse de l'étendue des inondations et des changements de volume dans la plaine inondable de Curuai à l'aide de la télédétection" soutenu le 26/05/2023 à l'Université de Montpellier.
- Pierre Camp (stage de M2 de 6 mois) : "Comparaison des modèles hydrauliques SW2D et HEC-RAS pour une modélisation à grande échelle dans le bassin Amazonien : Apport de la télédétection pour la validation des résultats" soutenu le 03/09/2024 à l'Université de Montpellier.

Remerciements

Il est impossible de conclure cette thèse sans exprimer ma gratitude envers toutes les personnes qui, d'une manière ou d'une autre, ont contribué à ce travail.

Tout d'abord, je tiens à remercier chaleureusement mes directeurs de thèse, Marie-Paule Bonnet et Frédéric Frappart, pour leur patience, leur encadrement bienveillant, et les précieux conseils tout au long de ces années. Je n'oublierais pas les séjours au Brésil et à Bordeaux, les caïpi et les cannelés. Votre expertise et votre soutien ont été essentiels pour l'aboutissement de cette thèse.

Je remercie également les membres de mon jury de thèse, notamment les rapporteurs Fabrice Papa et Nicolas Flipo qui ont su m'indiquer les pistes à reprendre pour la version finale de ce document que vous êtes en train de lire et avec qui j'ai eu des discussions intéressantes lors de la soutenance. Malgré de nombreux problèmes administratifs, je remercie aussi Valérie Borrell d'avoir officieusement présidé la soutenance avec bienveillance et grand professionnalisme.

I would also like to express my deep gratitude to Daniel, Alice, Rodrigo and Pedro for their pertinent comments, their constant support and their commitment at my side, which have significantly enriched this thesis.

Je remercie toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à cette thèse, au labo, au Brésil et à Bordeaux. J'ai une pensée toute particulière aux personnes qui étaient présentes sur le bateau en Amazonie avec qui j'ai vécu des moments forts : Sly, Delphine, Romulo, Laetitia, Kevin, Jacques, ainsi que Sol, merci. À mes collègues et amis du labo Espace-Dev de Montpellier, Claire, Romain, Thibault, Renaud, Carmen, Ana, Paula, Yves, Jeff, Vero, Agnès, Sylvie, Nadia, Cyprien, Claire, Kevin, Théo, Laurent, Felipe, Benj et Benjamin, Daniel, Loïc, Célia, Bahdja, Alexandre, Lucile, Manu, un grand merci pour les moments de partage, les discussions stimulantes, ainsi que pour l'entraide et la convivialité qui ont rendu cette aventure encore plus agréable. Vous avez été un véritable soutien moral et intellectuel tout au long de ce parcours. Mention spéciale à Claire et Romain qui ont obtenu leur doctorat 1 et 2j avant moi : ce fut un honneur de partager ces 3 ans de thèse avec vous où on a désespéré, stressé, où on s'est enjaillé, mais où on a surtout grandi, côte à côte.

Merci aussi à mes amis de lycée et de fac : Poupoune, Marion (S), Ghislain, Coralie et Marion (D), pour votre soutien, votre patience et votre présence durant ces 3 ans de non disponibilité de ma part mais aussi, quand même, de rires et de partages.

Enfin, je dédie cette thèse à ma famille : Fredo, Alain, mes zinzins Aurélien, Zelou et Aden, Sybil, Natan, Stéphane, Colette, Patrick, Francis, Marie-Laure et Thomas. Je n'oublie pas mon chien, Tofu, qui ne saura jamais à quel point il est important. Mes grands-parents, Madeleine et Robert, qui sont une grande source d'inspiration et de sérénité et que j'admire depuis petite ; qui, du haut de leur 80 et 88 ans, font encore du jardinage et ont une vie sociale débordante. Mon frère, Thibaud, qui m'a de nombreuses fois montré la voie, conseillée, inspirée, fait rire pendant ces trois ans, mais qui a surtout toujours été un pilier dans ma vie. Et enfin mes parents qui ont été d'un soutien sans faille tout au long de mes études de chimie, de géologie, puis de planétologie, et enfin "d'eau en Amazonie". Votre amour et votre confiance ont été ma plus grande force.

Merci de vous être tous déplacé le 18 décembre 2024, sans le savoir vous avez été d'un grand secours pour moi et je n'aurais pas imaginé cette journée sans vous. Je vous aime.

Je dédie aussi cette thèse à mon papi Dédé qui nous a quitté en mars 2024, qui j'espère est fier de voir sa petite-fille devenue docteure, du haut de son étoile avec mamie Lilou.

Enfin, Audrey, merci, pour toutes les raisons qui font que tu es en dernière de ces remerciements. Ton soutien, ta compréhension et tes blagues me sont d'une grande aide au quotidien. "Everything I have, I owe to this job ... this stupid, wonderful, boring, amazing job" - Jim

Table des matières

Avant-propos	1
Remerciements	2
Liste des figures	4
Liste des tableaux	5
Résumé	6
Abstract	7
1 Introduction générale	8
1.1 Le cycle de l'eau	8
1.2 Les plaines d'inondation : un milieu omniprésent sur Terre	8
1.2.1 A l'échelle du monde	8
1.2.2 Dans le bassin Amazonien	9
1.3 Le suivi des eaux de surface en Amazonie	9
1.3.1 Par <i>in situ</i>	9
1.3.2 Par modélisation	9
1.3.3 Par télédétection	11
1.4 Le radar altimètre : un outil de choix pour le suivi des plaines d'inondations	11
1.4.1 Histoire de l'altimétrie	11
1.4.2 Principe du radar altimétrique	11
1.4.3 Traitement des données	13
1.4.4 Données altimétriques utilisées	14
1.4.4.1 Les missions satellitaires ENVISAT et SARAL	16
1.4.4.2 Caractéristiques de bandes de fréquence	16
1.4.5 De la donnée au suivi des eaux de surface	16
1.5 La modélisation hydraulique 2D : un outil prometteur pour l'appréhension des inondations	17
1.5.1 Les simulations d'inondations	17
1.5.2 Principes mathématiques	17
1.5.2.1 Modèles hydrauliques	17
1.5.2.2 Modèles hydrologiques	18
1.5.3 Description des modèles utilisés	18
1.5.3.1 Modèle hydraulique HEC-RAS	18
1.5.3.2 Modèle hydrologique MGB-IPH	18
1.6 Le changement climatique : une menace pour les ressources aquatiques	19
1.6.1 Contexte	19
1.6.2 Les effets du CC sur les ressources en eau en Amazonie	19
1.6.3 La modélisation du climat et le projet CMIP6	20
1.6.3.1 Généralités	20
1.6.3.2 Le projet CMIP6	21
1.6.3.3 Les projections du réchauffement climatique	22
1.6.4 Les modèles de climat utilisés pour la ressource en eau	23
1.7 Objectifs et méthodologie	23
1.7.1 Contexte et objectif général	23

1.7.1.1	La plaine d'inondation de Curuai	23
1.7.1.2	Le bassin versant du Juruá	25
1.7.2	Démarche scientifique	26
2	Vers la création d'un réseau dense de stations de niveaux d'eau	28
2.1	Contexte	28
2.2	Article : Contribution des niveaux d'eau générés automatiquement par classification non supervisée à partir de l'altimétrie radar pour étudier la connectivité hydrologique dans les plaines d'inondation d'Amazonie	29
3	Etude de sensibilité pour la mise en place d'un modèle hydraulique	47
3.1	Contexte	47
3.2	Article : Modélisation des inondations à l'échelle locale dans la plaine d'inondation de Curuai : sensibilité aux paramètres de taille des mailles, du nombre de condition aux limites et des coefficients de friction	49
4	Evaluation de l'impact du réchauffement climatique sur les dynamiques de crues	75
4.1	Contexte	75
4.2	Article : Modélisation de l'hydrodynamique dans la plaine d'inondation de Curuai sous contraintes climatiques	76
5	Discussion générale	98
5.1	Retour sur les résultats majeurs	98
5.1.1	Résultats en accord avec la littérature	98
5.1.2	Implications des résultats et portée de la thèse	99
5.2	Limites de l'étude	99
5.2.1	Le réseau de hauteurs d'eau	99
5.2.2	L'analyse de sensibilité du modèle hydrodynamique	100
5.2.3	L'influence des modèles climatiques prévisionnels sur l'hydrodynamique	100
5.3	Conclusion générale	100
5.4	Perspectives	101
5.4.1	Les nouveaux apports de la télédétection : la mission SWOT	101
5.4.2	D'autres méthodes de modélisation	101
5.4.3	D'autres scénarios de CC et modèles de climat	101
5.4.4	Les barrages hydroélectriques en Amazonie	102
	Bibliographie	102
	Annexes	114
	Annexe 1 : Annexes de l'article "Contribution des niveaux d'eau générés automatiquement par classification non supervisée à partir de l'altimétrie radar pour étudier la connectivité hydrologique dans les plaines d'inondation d'Amazonie"	114
	Annexe 2 : Annexes de l'article "Modélisation des inondations à l'échelle locale dans la plaine d'inondation de Curuai : sensibilité aux paramètres de taille des mailles, du nombre de condition aux limites et des coefficients de friction"	123
	Annexe 3 : Annexes de l'article "Modélisation de l'hydrodynamique dans la plaine d'inondation de Curuai sous contraintes climatiques"	128

Table des figures

1.1	Emplacement du bassin versant de l'Amazonie et ses principaux affluents. Les stations de jaugeages d'Amazonie brésilienne sont indiquées par les points noirs (adaptée de Fassoni-Andrade et al., 2021)	10
1.2	Principe du radar altimètre sur les eaux de surfaces continentales (tirée de Normandin, 2019).	12
1.3	Enregistrement d'un écho radar créant une "forme d'onde" (tirée de Raney, 1998).	14
1.4	a) Effet d'accrochage d'un réflecteur. b) Exemple de séries temporelles lors d'un effet d'accrochage (Adaptée de Santos da Silva et al., 2010)	15
1.5	Frise chronologique des missions satellitaires altimétriques (tirée de Abdalla et al., 2021).	15
1.6	Schéma du fonctionnement du modèle HEC-RAS (adapté de Wübbelmann et al., 2021).	19
1.7	Changements dans les précipitations totales (en %) modélisés par 33 GCMs (lignes rouges; moyenne en bleu) dans le bassin de l'Amazonie sur la période 2015-2100. La période de référence est 1850-1900 (tirée de Iturbide et al., 2020).	20
1.8	Schéma de la conception du projet CMIP6. L'anneau intérieur représente les simulations standards nécessaires aux modèles qui souhaitent participer à CMIP6. L'anneau central et l'anneau extérieur relient les thèmes scientifiques aux MIP correspondants approuvés par le CMIP6 (tirée de Eyring et al., 2016).	21
1.9	Emissions anthropiques annuelles de dioxyde de carbone (CO ₂) provenant de tous les secteurs au cours de la période 2015-2100 (tirée de IPCC, 2023). (b) Emissions mondiales de CO ₂ (GtCO ₂) en utilisant les 5 scénarios SSPs (tirée du Global Carbon Project). (c) Fraction surfacique des changements dans les précipitations annuelles moyennes 2081-2100 par rapport à 1995-2014 pour (i) toutes les simulations de modèles CMIP6 (lignes noires fines), (ii) les modèles à fort réchauffement, et (iii) les modèles montrant un très fort réchauffement (lignes rouges foncées). La plage de valeurs grisées illustre l'échantillon 5-95% des modèles CMIP6 (tirée de Lee et al., 2021).	22
1.10	Principe de connectivité entre lacs et rivières dans le bassin amazonien en hautes eaux et en basses eaux (tirée de Li et al., 2019).	24
1.11	Localisation de la plaine de Curuai et de ses communautés locales (adaptée de Da Hora et al., 2023)	25
1.12	Objectifs et démarche scientifique de la thèse	27

Résumé

L'accès à l'eau et la préservation des écosystèmes aquatiques font partie des défis les plus importants du 21^e siècle. Les zones humides sont des écosystèmes aquatiques vitaux pour la biodiversité et pour la régulation de l'eau. Dans le contexte du changement climatique, la préservation et la gestion durable de l'eau dans ces biomes sont cruciales, en particulier dans le bassin de l'Amazonie où les populations dépendent largement des ressources aquatiques. Ce défi repose en partie sur une représentation précise des processus et dynamiques régionaux en cours et sur l'identification du rôle de la variabilité climatique pour les vingt prochaines années. Pour y répondre, la modélisation des crues est une excellente solution pour calculer la vitesse et la dynamique de l'eau auxquelles les ressources aquatiques sont sensibles. Cependant, pour atteindre cet objectif et apporter suffisamment d'informations aux modèles, les observations *in situ* sont souvent insuffisantes. L'utilisation et l'intégration d'observations satellitaires multi-capteurs dans la modélisation des systèmes hydrodynamiques semblent prometteuses. Dans ce contexte, la thèse a contribué à d'importants objectifs. Premièrement, une nouvelle méthodologie a été développée pour densifier les observations *in situ* de niveau d'eau dans les plaines d'inondations à partir de l'altimétrie radar, basée sur une classification non supervisée des échos radar ENVISAT et SARAL. Grâce à cette méthode, le nombre de niveaux d'eau du réseau a pu être multiplié par 15. Les résultats montrent que l'altimétrie radar est un outil de télédétection efficace pour surveiller les niveaux d'eau des hydrosystèmes continentaux, y compris les plaines d'inondation, et apporte des informations cruciales sur la dynamique de connectivité entre les lacs et les rivières. Deuxièmement, j'ai évalué l'évolution potentielle de la circulation de l'eau dans la plaine inondable en fonction des changements hydroclimatiques. La première étape a consisté à mettre en place un modèle hydraulique bidimensionnel (2D) HEC-RAS de la région de la plaine d'inondation de Curuai (13 000 km²) en Amazonie centrale. Afin de reproduire fidèlement les flux d'eau locaux, une analyse de sensibilité à la taille des mailles, aux conditions aux limites et aux coefficients de friction a été réalisée et évaluée en termes de précision des niveaux et des étendues d'eau et du temps de calcul. Le meilleur compromis entre la précision des facteurs et le temps de calcul a été déterminé en évaluant le modèle hydraulique avec des observations *in situ* et des niveaux d'eau obtenus par altimétrie radar. J'ai constaté que le facteur de taille de mailles de 200 m représentait le mieux la dynamique des inondations, avec une précision de 73% à 83% des niveaux d'eau et des étendues observés pendant les périodes de hautes et basses eaux. Ensuite, pour étudier l'impact du changement climatique sur les schémas de circulation de l'eau dans la plaine inondable, un modèle HEC-RAS a été construit et utilisé à l'aide de différents scénarios climatiques. J'ai sélectionné cinq modèles climatiques (MIROC6, GFDL-CM4-gr1, CNRM-CM6-1, MPI-ESM1-2-LR et UKESM1-0-LL) en utilisant le scénario d'émissions intermédiaires (SSP2-4.5) de CMIP6 pour générer les conditions limites du modèle HEC-RAS. Les résultats montrent que des changements majeurs sont attendus dans les 20 prochaines années. La dynamique, le niveau et l'étendue de l'eau dans la plaine inondable auront un impact significatif sur les écosystèmes et les populations.

Mots clés

Amazonie - Plaines d'inondation - Altimétrie radar - Modélisation hydrodynamique - Changement climatique

Abstract

Access to water and preservation of aquatic ecosystems are among the most important challenges of the 21st century. Wetlands are vital aquatic ecosystems for biodiversity and water regulation. In the climate change context, preservation and sustainable water management in these biomes are crucial, especially in the Amazon basin where populations largely depend on aquatic resources. This challenge partly relies on accurate representation of outgoing regional processes and dynamics and on the identification of the climate variability role for the next twenty years. To address this, flood modeling is a great solution to calculate velocity and dynamic water to which aquatic resources are sensitive. However, to reach this objective and bring enough information to models, in situ observations are often insufficient. The use and integration of multi-sensor satellite observations in the modeling of hydrodynamic systems appears promising. In this context, the thesis contributed to main objectives. First, a new methodology was developed to densify in situ water level observation in the floodplain from radar altimetry based on unsupervised classification of ENVISAT and SARAL radar echoes. Thanks to this method, the number of water levels in the network has been multiplied by 15. Results show that radar altimetry is an effective remote sensing tool for monitoring water levels of continental hydro-systems, including floodplains, and bring crucial information about the connectivity dynamic between lakes and rivers. Second, I evaluated the potential evolution of water circulation in the floodplain under hydroclimatic changes. A first step was to set up a 2-dimensional (2D) HEC-RAS hydraulic model of the Curuai floodplain region (13,000km²) in Central Amazon. In order to faithfully reproduce local water fluxes, a comprehensive sensitivity analysis to mesh size, boundary conditions and friction coefficients was performed and evaluated in terms of water level/extent accuracies and time calculation. The best compromise between accurate factors and computation time was determined by validating the hydraulic model with in situ observations and radar altimetry water levels. I found that the 200 m cell size factor best represents flood dynamics, matching observed water levels and extents with 73% to 83% of threat score during high and low water periods. Then, to investigate how climate change will impact the water circulation patterns in the floodplain, a model was run using different climate scenarios. I selected five climate models (MIROC6, GFDL-CM4-gr1, CNRM-CM6-1, MPI-ESM1-2-LR and UKESM1-0-LL) using the intermediate emissions scenario (SSP2-4.5) of CMIP6 to generate the HEC-RAS model boundary conditions. The results show that major changes are expected in the next 20 years. Dynamic, level and extent of water in the floodplain will have a significant impact on ecosystems and populations.

Keywords

Amazonia - Floodplains - Radar altimetry - Hydrodynamic modelisation - Climate change

Chapitre 1

Introduction générale

1.1 Le cycle de l'eau

Le cycle de l'eau est l'un des moteurs essentiels du fonctionnement des écosystèmes terrestres. Ce cycle hydrologique, à l'échelle globale, se caractérise par un échange continu de l'eau entre les réservoirs principaux : l'atmosphère, les océans, les cours d'eau, les nappes souterraines, et la biosphère (Oki et al., 1999; Graham et al., 2010). Ce processus repose sur des phénomènes physiques tels que l'évaporation, la condensation, les précipitations et l'infiltration, qui assurent le renouvellement et la redistribution de cette ressource vitale (Novák and Novák, 2012; Peixoto and Kettani, 1973; Montmessin et al., 2017; Worden et al., 2007). Ce système dynamique joue un rôle clé non seulement dans le maintien des écosystèmes, mais également dans les activités humaines. Les précipitations alimentent les cours d'eau et les aquifères, soutiennent l'agriculture, et façonnent les paysages par des processus hydrologiques et géomorphologiques (Cosandey and Robinson, 2012).

À l'échelle régionale, les interactions entre les écoulements de surface et les bassins versants sont au cœur de la régulation des flux hydriques et sédimentaires. Lorsque les pluies ou la fonte des neiges génèrent un excès d'eau, les cours d'eau sortent de leur lit mineur pour occuper temporairement des zones appelées plaines d'inondation (Hamilton, 2009). Ces zones, à la frontière entre l'eau et les terres, constituent des éléments clés de la dynamique fluviale. Les plaines d'inondation jouent un rôle écologique et hydrologique central. Elles agissent comme des réservoirs naturels temporaires qui réduisent les risques d'inondation en stockant les surplus d'eau, tout en rechargeant les nappes phréatiques (Jisha and Puthur, 2021).

1.2 Les plaines d'inondation : un milieu omniprésent sur Terre

1.2.1 A l'échelle du monde

Les zones humides sont des écosystèmes omniprésents sur notre planète. Elles constituent une composante essentielle des paysages fluviaux, se manifestant dans presque toutes les régions du monde (Davidson et al., 2018; Hamilton, 2009; Mitsch and Gosselink, 2007) et couvrant une superficie d'environ 12,1 millions de km², comptant 54% d'eau permanente et 46% d'eau saisonnière. Ces zones se forment autour des cours d'eau, par l'accumulation des sédiments déposés lors des crues. Elles représentent une interface dynamique entre les systèmes terrestres et aquatiques, jouant un rôle crucial dans la modification des inondations et des débits, dans la stabilisation des sédiments, dans la qualité de l'eau et dans la recharge des eaux souterraines (Costanza et al., 1997; Dudgeon et al., 2006; Jisha and Puthur, 2021; Xu et al., 2019). Ce sont aussi des réservoirs de processus biologiques complexes, des points chauds de biodiversité, et ils sont également cruciaux dans la régulation du cycle de vie de nombreuses espèces de faune et de flore (Betbeder et al., 2014; Dudgeon et al., 2006). À l'échelle globale, ces milieux sont également essentiels pour l'agriculture, offrant des sols fertiles pour les cultures grâce aux dépôts alluviaux réguliers (Junk, 2001). Enfin, les plaines d'inondations jouent un rôle clé dans le cycle hydrologique, mais également dans les cycles biogéochimiques du méthane (CH₄) et du dioxyde de carbone (CO₂); elles exercent donc une influence sur la dynamique du climat (Potter et al., 2014; Richey et al., 2002).

1.2.2 Dans le bassin Amazonien

Avec l'un des écosystèmes les plus riches de la planète, le biome amazonien, situé en Amérique du Sud, est le plus grand système hydrographique du monde, avec environ 6 400 000 km² et la plus grande réserve d'eau douce (Figure 1.1; [da Silva Abel et al., 2021](#)). Les plaines d'inondations qui s'y trouvent (connues sous le nom de *várzeas* en portugais) sont particulièrement étendues et influencent profondément les dynamiques écologiques et socio-économiques ([Chibnik, 1994](#)). Les populations locales, dépendantes des cycles naturels pour l'agriculture et la pêche, sont aujourd'hui confrontées à des perturbations croissantes dues au changement climatique, rendant leur avenir plus incertain ([Melack et al., 2021](#); [Sousa and Oliveira, 2016](#)). Au cours des dernières décennies, les effets combinés de la couverture forestière, du niveau d'eau des rivières, de la pêche à grande échelle et de la distance par rapport au centre urbain le plus proche ont exercé une pression considérable sur les stocks halieutiques notamment ([Almeida et al., 2001](#); [de França Barros et al., 2020](#)). La forêt amazonienne joue donc un rôle clé dans les activités économiques du Brésil. Ces activités sont étroitement liées aux cycles annuels d'inondation dépendant des variations saisonnières de précipitation. Les inondations apportent des nutriments essentiels et permettent le renouvellement des écosystèmes aquatiques et terrestres ([Jézéquel et al., 2020](#); [Junk et al., 1989, 2014](#)). Ces nutriments favorisent la biodiversité et la production agricole et soutiennent les communautés locales dépendantes de ces ressources. La pêche, par exemple, représente une part importante de l'approvisionnement en protéines animales de la population locale ([Junk, 2001](#)). Grâce à la préservation de ces écosystèmes, la pérennité des espèces qui les habitent peut être assurée, ainsi que le bien-être des générations futures locales. Cependant, selon [Gardner and Finlayson \(2018\)](#), 35% des zones humides mondiales ont disparu depuis 1970. C'est le type de couverture terrestre le plus menacé dans le monde et surtout en Amazonie. Leur distribution spatiale et leurs fonctions écologiques sont mal documentées ([Castello et al., 2013](#); [IPBES, 2019](#); [Moomaw et al., 2018](#); [Tockner et al., 2008](#)) et peu de données sont disponibles, principalement en raison de la complexité de l'obtention de données de terrain ([Frappart et al., 2011](#); [Vorosmarty et al., 2001](#)). La dégradation de ce type de zones a donc un impact direct sur les problématiques environnementales auxquelles nous sommes actuellement confrontés et nécessite une surveillance approfondie.

1.3 Le suivi des eaux de surface en Amazonie

1.3.1 Par *in situ*

Le suivi des eaux de surface par mesures *in situ* est indispensable pour obtenir des données précises sur les précipitations et les niveaux et débits des cours d'eau de façon continue et régulière. Les stations hydrométriques, installées le long des principaux affluents et dans certaines parties des plaines d'inondations, fournissent des informations essentielles pour comprendre les dynamiques hydrologiques saisonnières et leurs impacts sur les écosystèmes locaux ([Filizola et al., 2014](#)). Les données disponibles, téléchargeables sur le site de l'Agence nationale de l'eau et de l'assainissement du Brésil (ANA - [Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico](#)) et du service géologique brésilien (CPRM - [Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais](#)), offrent un aperçu essentiel des variations hydrologiques. Un peu plus de 130 stations de jaugeage sont disponibles sur les rivières de l'Amazonie (Figure 1.1) et accessibles via l'ANA. Toutefois, l'immensité et l'accessibilité limitée de la région rendent ces relevés complexes, limitant la couverture spatiale et la maintenance des stations de mesure ([Vorosmarty et al., 2001](#)).

1.3.2 Par modélisation

Toujours dans un souci de surveillance des plaines d'inondation, les données de télédétection peuvent ensuite être intégrées dans des modèles numériques qui s'avèrent être des outils puissants pour recréer les flux hydriques, permettant de se faire une idée de l'hydrodynamisme et du cycle hydrologique dans des endroits inaccessibles ([Paiva et al., 2013](#); [Pinel et al., 2020](#)). La modélisation numérique hydraulique, notamment, permet de simuler les dynamiques de ces eaux de surface et de comprendre les interactions entre les cours d'eau et les plaines d'inondations, en intégrant des données provenant de diverses sources (*in situ*, télédétection) et en les combinant avec des informations topographiques et météorologiques ([Rudorff et al., 2014a](#); [Siqueira et al., 2018](#)). Ces modèles permettent également d'anticiper les impacts environnementaux et socio-économiques des inondations et du changement d'occupation des sols, contribuant ainsi à une gestion durable des ressources dans le bassin amazonien ([Paiva et al., 2013](#)).

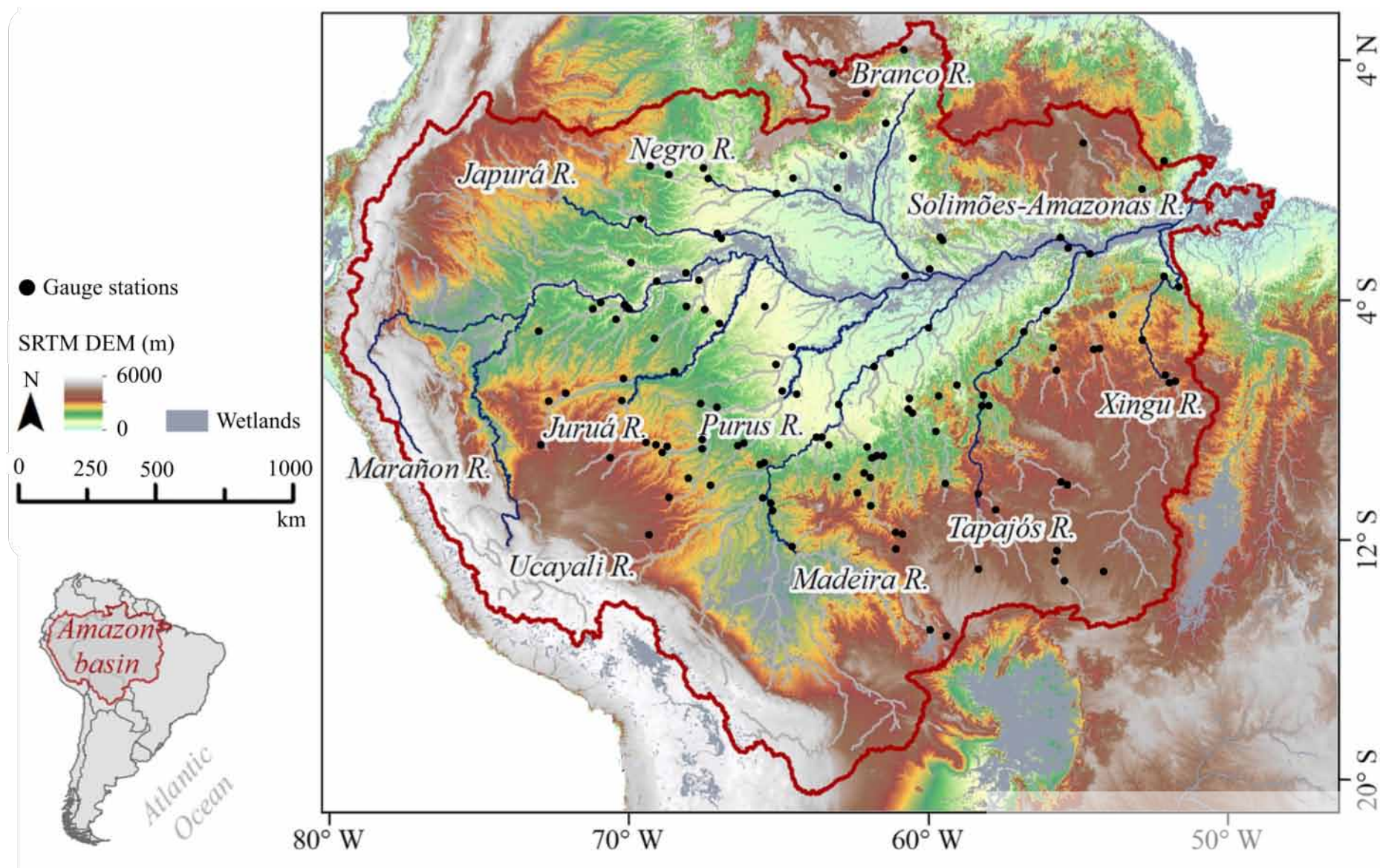


FIGURE 1.1 – Emplacement du bassin versant de l’Amazone et ses principaux affluents. Les stations de jaugeages d’Amazonie brésilienne sont indiquées par les points noirs (adaptée de [Fassoni-Andrade et al., 2021](#))

1.3.3 Par télédétection

L'intégration de technologies avancées telles que les capteurs à distance et les systèmes de télédétection par observation satellite peut améliorer significativement la collecte de données en Amazonie. Grâce aux satellites, il est possible de surveiller l'étendue et la dynamique des inondations avec une couverture spatiale et temporelle inédite, offrant une observation plus étendue et régulière des ressources en eau (Alsdorf et al., 2007; Papa and Frappart, 2021; Rast et al., 2014; Cretaux et al., 2023). La télédétection est particulièrement utile pour couvrir les zones inaccessibles en Amazonie (Fassoni-Andrade, 2020). Elle fournit des informations cruciales sur l'étendue des inondations (Arnesen et al., 2013; Melack and Hess, 2010), les variations de hauteurs d'eau (Alsdorf et al., 2000, 2001; Jung et al., 2010) et les changements dans l'occupation des sols (Hess et al., 2003, 2015). Les données acquises par télédétection se présentent généralement sous forme d'images géoréférencées sur une zone ou de données ponctuelles. L'acquisition de données par les satellites peut se faire grâce à différentes longueurs d'ondes, permettant ainsi d'analyser divers paramètres environnementaux. Des images prises avec des capteurs à longueurs d'ondes visibles et infrarouges ont déjà été utilisées pour étudier l'évolution temporelle de l'extension des plaines d'inondation (Pickens et al., 2020; Melack and Hess, 2010; Pekel et al., 2016). Les ondes radars sont également exploitées pour leur surveillance. L'avantage de ces ondes réside dans la possibilité de s'affranchir des conditions météorologiques qui sont très nuageuses en zone équatoriale (Ulaby and Long, 2014). Dans le contexte de cette thèse, les radars altimètres sont très efficaces pour fournir des informations sur les niveaux d'eau dans les plaines d'inondations (Frappart et al., 2005; Da Silva et al., 2012; Park and Latrubesse, 2017) car des retours très énergétiques (fortes rétrodiffusions) sont observés sur les plaines d'inondation même sous forêt (Frappart et al., 2021c,b).

1.4 Le radar altimètre : un outil de choix pour le suivi des plaines d'inondations

Comme évoqué précédemment, les outils de télédétection radar permettent une surveillance efficace de la ressource en eau en Amazonie. Les altimètres radars, embarqués sur des satellites, sont particulièrement efficaces pour fournir des informations sur les hauteurs des eaux de surface.

1.4.1 Histoire de l'altimétrie

L'altimétrie radar a été initialement développée dans les années 70 pour la caractérisation du géoïde marin et l'étude de la topographie dynamique des océans. Cela fait 30 ans que ces radars enregistrent l'élévation du niveau de la mer, un indicateur climatique clé du réchauffement de la planète (Abdalla et al., 2021). Elle est maintenant de plus en plus utilisée pour le suivi des niveaux des hydrosystèmes continentaux tels que les lacs, les rivières et les plaines d'inondations (Cretaux et al., 2017) où elle a déjà prouvé de nombreuses fois son efficacité (Da Silva et al., 2012; Frappart et al., 2005, 2011; Normandin et al., 2018; Park, 2020). Les altimètres radar fournissent ces informations en mesurant la distance entre la position orbitale du satellite et la surface de la Terre dans la direction du nadir (i.e. direction strictement verticale). Au total, 13 missions de satellites ont été lancées depuis 1985, avec différents types de radars altimètres à leur bord (Shu et al., 2021). Ces missions recourent principalement la bande de fréquences micro-ondes Ku (autour de 13,5 GHz) et, plus récemment, à la bande de fréquences Ka (autour de 35,5 GHz) utilisée par les missions SARAL-AltiKa (Verron et al., 2015) et SWOT-KaRIn (Biancamaria et al., 2016). Depuis, de nouvelles applications ont pu être explorées grâce aux radars altimétriques, comme les prévisions météorologiques (e.g. ouragans, vagues, vent) ou les projections climatiques futures (Abdalla et al., 2021). SWOT (Surface Water and Ocean Topography) est la mission la plus récente, lancée en 2022, par la collaboration entre la NASA, le CNES et les agences spatiales canadiennes et britanniques. Son objectif principal est d'améliorer nos connaissances et notre compréhension de l'hydrologie continentale et océanographique, tout en assurant un suivi régulier de ces eaux de surface. Cette mission devrait apporter des informations cruciales à l'hydrologie mondiale.

1.4.2 Principe du radar altimétrique

Les altimètres radar embarqués sont des instruments actifs basés sur l'émission d'ondes électromagnétiques dans le domaine des micro-ondes dont la longueur d'onde va de 1 mm à 1 m. Ces ondes sont émises dans la direction du nadir, c'est-à-dire la verticale locale du satellite. Elles sont envoyées vers

la surface à étudier (e.g. océan, rivière, lac, plaine d'inondation) et une partie est ensuite réfléchi vers le satellite (Figure 1.2). L'enregistrement de l'écho radar qui est retourné au satellite est appelé "forme d'onde" et représente l'évolution temporelle de la puissance réfléchi lorsque l'impulsion radar frappe la surface, ce qui permet de déterminer la distance entre le radar et l'objet à étudier (Biancamaria et al., 2018). La distance entre le satellite et l'objet d'étude est appelée la distance altimétrique ou range R et est calculée selon l'équation 1.1. Elle dépend du temps du trajet aller-retour des ondes dt et de la vitesse des ondes électromagnétiques dans le vide c .

$$R = \frac{dt * c}{2} \quad (1.1)$$

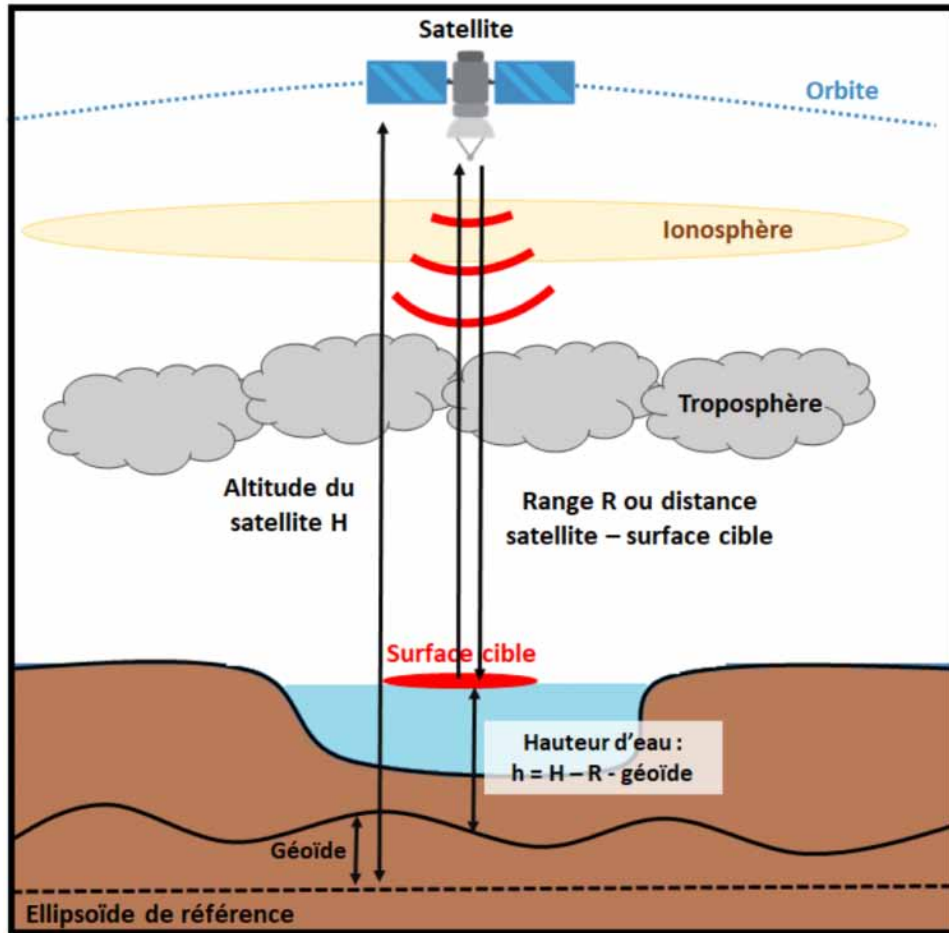


FIGURE 1.2 – Principe du radar altimètre sur les eaux de surfaces continentales (tirée de Normandin, 2019).

La hauteur instantanée par rapport au géoïde (notée h) est calculée en connaissant les deux grandeurs physiques qui sont la distance altimétrique R , l'altitude du satellite par rapport à un ellipsoïde de référence (H) et la correction du modèle de géoïde (N). Cependant, pendant leur traversée du satellite à l'objet à étudier, les ondes électromagnétiques sont ralenties dans l'atmosphère, au niveau de l'ionosphère et des troposphères humide et sèche, par la présence, notamment, de vapeur d'eau. Il est donc nécessaire d'appliquer des corrections de propagation pour prendre en compte ces modifications (Creiaux et al., 2017). Une fois que les paramètres H et R sont estimés et que les corrections sont appliquées, il est donc possible de déterminer la hauteur altimétrique h de l'objet étudié par rapport à un ellipsoïde de référence. On obtient donc l'équation 1.2.

$$h = (H - R + \sum C_p + \sum C_g) - N \quad (1.2)$$

L'altitude du satellite sur son orbite est déterminée à l'aide de différents systèmes de radio-positionnement : le système de positionnement global (GPS), le système Doppler DORIS et le système de télémétrie laser par satellite (SLR). Les termes C_p et C_g correspondent à la somme des corrections à appliquer pour obtenir une estimation précise de h . C_p est la correction de la propagation dans l'atmosphère (c'est-à-dire la somme des retards de parcours dans l'ionosphère et la troposphère) et C_g les corrections géophysiques qui correspondent aux mouvements verticaux de la croûte terrestre dus aux marées des pôles et de la terre ferme.

Les systèmes altimétriques radar en orbite fonctionnent en continu sur leur trajectoire et fournissent des mesures de l'altitude de l'eau aux intersections entre les traces au sol des satellites et les plans d'eau (rivières, lacs, réservoirs). Ces intersections sont généralement appelées "stations virtuelles". Les radars altimètres conventionnels fonctionnent en mode basse résolution (LRM pour Low Resolution Mode; Cretaux et al., 2017; Normandin, 2019). C'est le cas des missions ERS-1 et 2, Topex/Poseidon, Jason-1, 2 et 3, ENVISAT, SARAL et Sentinel-3A et 3B. Ces radars émettent de courtes impulsions électromagnétiques (quelques ms) vers la surface terrestre, à une fréquence élevée (environ 1 700 impulsions par seconde; Figure 1.2). La fréquence de répétition des impulsions détermine la régularité des émissions de l'onde électromagnétique. Cette fréquence est associée à la vitesse de l'orbite du satellite qui permet non seulement de connaître la vitesse apparente du satellite au sol, mais aussi l'espace au sol entre deux mesures altimétriques consécutives (Fatras et al., 2018). La durée des impulsions dépend elle-même des paramètres du système radar et est différente d'un satellite à l'autre. Les impulsions sont réfléchies par la surface et en partie renvoyées au satellite qui les mesure. L'empreinte du radar couvre plusieurs dizaines de km² et est représentée par l'intersection de la surface terrestre avec l'écho radar sphérique. Un objet apparaît donc dans l'empreinte avant que le satellite ne soit au zénith de cet objet. L'écho radar au sol passe successivement d'un point à un disque lors de la propagation de l'onde. La puissance de l'écho réfléchi vers le satellite augmente alors. Si la surface réfléchissante est homogène dans l'empreinte, l'énergie réfléchie diminue avec la distance au centre de l'empreinte. Mais il arrive fréquemment que l'énergie réfléchie par un plan d'eau situé en bordure de l'empreinte soit plus élevée que celle du centre de l'empreinte (e.g. rivière ou lac entouré d'une forêt dense). Le système de suivi embarqué sur le satellite centre la fenêtre de réception sur ce pic d'énergie et le range R sera alors estimé à partir de ce pic. Cela induira une erreur géométrique qui pourra être corrigée a posteriori.

Les radars non conventionnels peuvent fonctionner en SAR (Synthetic Aperture Radar ou Radar à Synthèse d'Ouverture), InSAR (SWOT) ou combiner les deux méthodes sur un même satellite, possiblement accompagnées de la méthode LRM. La méthode SAR repose sur le principe de l'effet Doppler qui réduit la taille de l'empreinte radar (Raney, 1998). La fréquence des ondes de la méthode SAR est beaucoup plus élevée (environ 18 000 impulsions par seconde) que pour l'altimétrie LRM. Les missions Cryosat-2, Sentinel-3A/3B et Sentinel-6 fonctionnent en mode SAR. Enfin, le mode InSAR combine plusieurs prises de vues SAR, inclinées entre 1° et 4°, à points de vues et temporalités différents, ce qui permet de reconstituer la mesure de hauteur géolocalisée. La mission SWOT est la première à utiliser cette méthode.

1.4.3 Traitement des données

Lorsque l'écho radar revient au satellite, il est enregistré par une technique de compression d'impulsion. La forme d'onde mesurée par le satellite contient les informations recherchées. Leur traitement permet d'estimer des paramètres physiques, tels que le coefficient de rétrodiffusion. Cette opération est réalisée soit à bord du satellite, ce qu'on appelle « tracking » (ou suivi de bord), soit au sol, appelé « re-tracking ». Le tracking consiste à assurer le maintien de l'écho dans la fenêtre de réception à partir d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) prédéfini pour limiter les pertes de données (Biancamaria et al., 2018). Le retracking consiste, lui, à utiliser des algorithmes dédiés à l'estimation précise de la distance satellite - surface en fonction de la nature de la surface. À l'heure actuelle, aucun algorithme dédié à l'étude des surfaces continentales n'a été développé. Dans le cas des plans d'eau de faibles dimensions, l'algorithme le plus utilisé et disponible dans toutes les archives de données géophysiques est l'algorithme OCOG (Offset Centre Of Gravity; Frappart et al., 2021b; Wingham et al., 1986. Contrairement à l'océan, les surfaces terrestres sont très hétérogènes. Il existe donc une grande diversité de formes d'onde sur les

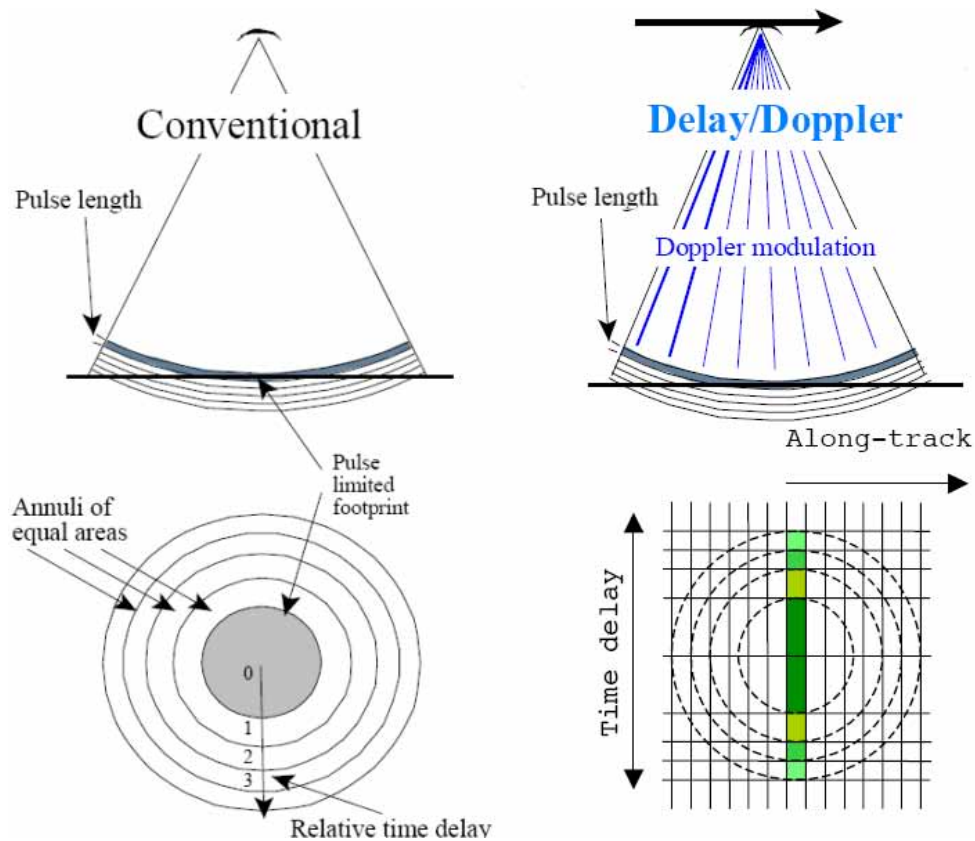


FIGURE 1.3 – Enregistrement d’un écho radar créant une “forme d’onde” (tirée de [Raney, 1998](#)).

continents. En effet, la surface englobée dans l’empreinte de l’altimètre peut être composée d’éléments aux propriétés diélectriques très différentes. Ainsi, l’empreinte altimétrique située au-dessus d’une eau continentale peut contenir de l’eau calme, de l’eau plus agitée et divers types de terre végétalisée ou non, ce qui entraîne une variété de réflexions, d’autant plus si la pente et la courbure de la topographie sont importantes. En conséquence, cela peut affecter la forme de l’écho et les contributions des éléments décentrés à la surface illuminée peuvent être significativement plus importantes que l’énergie rétrodiffusée par les éléments situés au nadir du capteur (e.g. un plan d’eau entouré de forêt). Comme l’élément de la scène qui réfléchit le plus de puissance ne se trouve pas au nadir de l’antenne, la mesure de la distance est une mesure de distance inclinée, qui augmente en longueur à mesure que l’objet s’éloigne du nadir (Figure 1.4). Les réflexions non au nadir (i.e. l’effet d’accrochage) sont responsables des profils paraboliques présents à la fois dans la puissance reçue et la portée. La hauteur altimétrique au nadir est obtenue en estimant le sommet de la parabole représentant le niveau d’eau réel. Sur les très petits lacs et les rivières étroites qui peuvent être vus comme des points lumineux, l’ajustement de ces paraboles sur toutes les mesures pertinentes permet d’estimer les hauteurs avec beaucoup plus de précision que si seul le nadir de l’objet était utilisé ([Cretaux et al., 2017](#)). Une fois traitées, ces données fournissent des séries temporelles précises des hauteurs d’eau, utiles pour la modélisation hydrologique.

1.4.4 Données altimétriques utilisées

Depuis les années 90, une succession de missions a été lancée au niveau européen et mondial avec notamment les missions ERS-1 (1991-2000, European Remote Satellite) et Topex/Poséidon (1992-2002) qui marquent le début d’une nouvelle ère altimétrique avec une précision élevée, de l’ordre du centimètre (Figure 1.5). On retrouve principalement trois types de missions : les missions avec une répétitivité de 10 jours (Topex/Poseidon, Jason-1, 2 et 3 et Sentinel-6), les missions à 27 jours (Sentinel-3A et 3B) et les missions à 35 jours (ERS-1 et 2, ENVISAT, SARAL; [Normandin, 2019](#)). Un quatrième type a très récemment vu le jour avec la mission SWOT -Surface Water and Ocean Topography-, lancée fin 2022, qui a une répétitivité de 21 jours et qui fonctionne principalement en INSAR, avec un usage secondaire du LRM. Ici, ce sont les données historiques continues des satellites à 35 jours, ENVISAT et SARAL qui sont concernées et que je vais employer pour cette thèse. Les données utilisées pour cette étude ont été

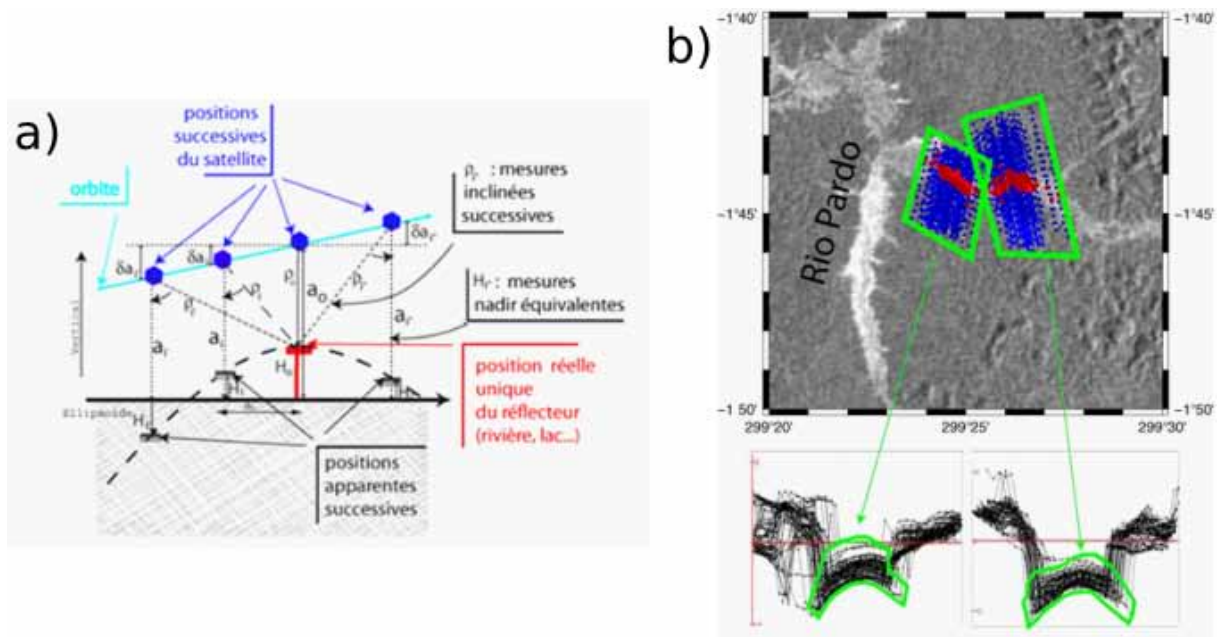


FIGURE 1.4 – a) Effet d'accrochage d'un réflecteur. b) Exemple de séries temporelles lors d'un effet d'accrochage (Adaptée de Santos da Silva et al., 2010)

fournies par le CTOH (Centre de Topographie de l'Océan et de l'Hydrosphère).

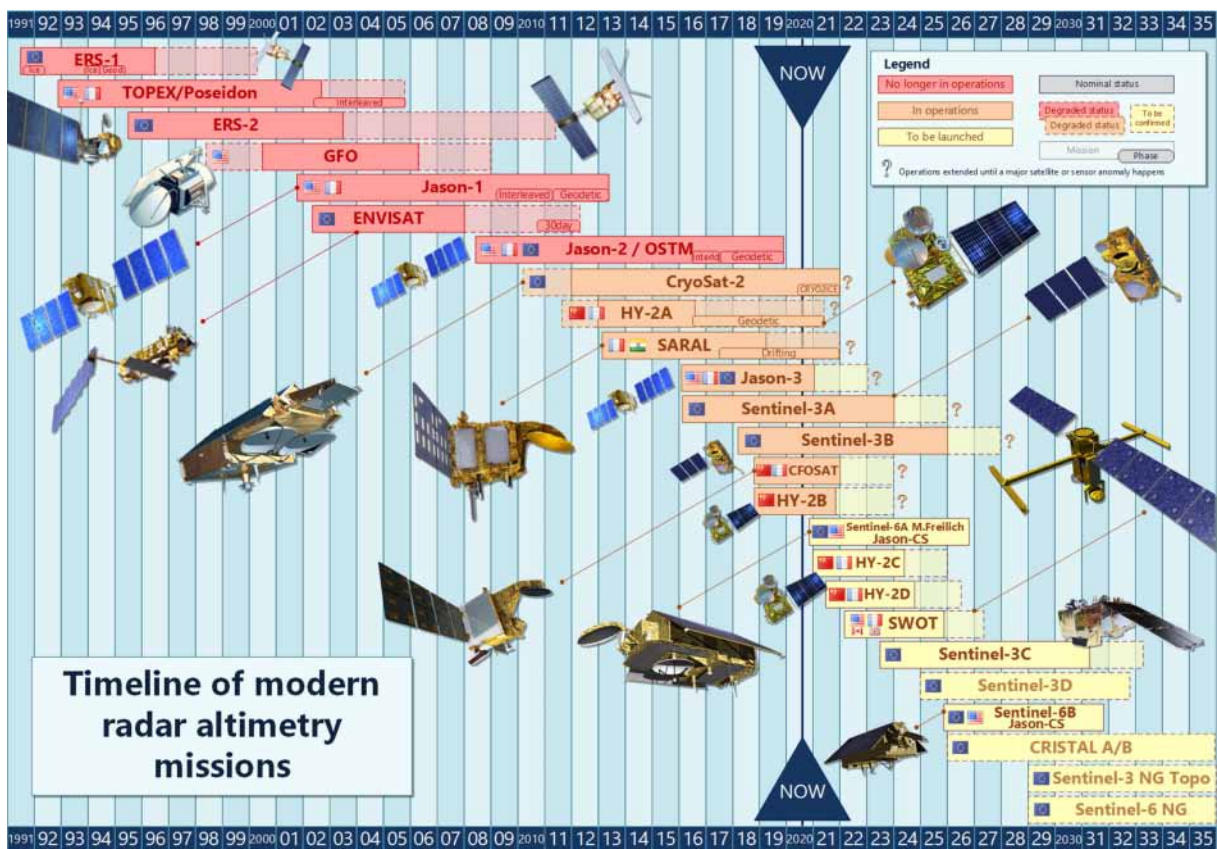


FIGURE 1.5 – Frise chronologique des missions satellitaires altimétriques (tirée de Abdalla et al., 2021).

1.4.4.1 Les missions satellitaires ENVISAT et SARAL

Les satellites ENVISAT et SARAL évoluent sur une orbite polaire héliosynchrone à une altitude d'environ 800 km, avec un cycle de répétition de 35 jours et une inclinaison de 98,6°, fournissant des observations de la Terre de 81,5° de latitude Nord à 81,5° de latitude Sud, avec un espacement entre les traces au sol d'environ 80 km à l'équateur (Benveniste et al., 2003). Le site AVISO+ fournit leurs trajectoires. Les enregistrements de données géophysiques des capteurs (SGDR) livrés par le CNES et l'ESA comprennent les positions précises des satellites (longitude, latitude et altitude du satellite sur son orbite), la synchronisation, les portées des altimètres, les corrections instrumentales de propagation et géophysiques appliquées à la portée, les formes d'onde mesurées et les paramètres calculés tels que les coefficients de rétrodiffusion (Frappart et al., 2006, 2021a). La résolution au sol des radars peut varier entre la dizaine de kilomètres de diamètre à seulement quelques kilomètres en fonction de la topographie.

La mission ENVISAT lancée en 2002 s'est terminée en 2012 après la perte de contrôle du satellite. Elle était la mission la plus ambitieuse pour l'observation de la Terre du fait de sa taille (26 x 10 x 2 mètres pour 8 tonnes) et du nombre de capteurs à son bord. Les principaux objectifs de cette mission étaient de poursuivre l'acquisition de données pour l'observation de la Terre à la suite d'ERS-1 et 2, d'améliorer les données acquises au niveau des océans et des glaces, d'augmenter le nombre de paramètres observés et de contribuer davantage aux études environnementales. À son bord, RA-2, le radar altimétrique fonctionnait dans les bandes Ku (13,575 GHz) et S (3,2 GHz) et mesurait le temps des échos à une très grande précision (i.e. moins d'une nanoseconde) avec une empreinte au sol d'environ 15 km de diamètre (Benveniste et al., 2003).

Lancé en février 2013, le satellite SARAL est issu d'une collaboration entre la France (CNES) et l'Inde (ISRO). Il est installé sur l'orbite historique des précédents satellites ERS-2 et ENVISAT et permet de poursuivre l'acquisition de longues séries temporelles nécessaires pour étudier le changement climatique (Verron et al., 2015). SARAL détenait à son bord l'altimètre AltiKa, un radiomètre et un instrument de localisation nommé DORIS. Ce nouvel altimètre offre une meilleure résolution que les capteurs développés précédemment, avec son empreinte au sol d'environ 8 km de diamètre (Bonnetfond et al., 2018; Verron et al., 2021). Il permet de s'approcher de plus près du littoral et d'avoir accès à des lacs et des fleuves. Ce dernier est novateur puisqu'il fonctionne dans une fréquence très élevée qui est la bande Ka (35,75 GHz) pour mesurer la topographie et la circulation méso-échelle des océans (Steunou et al., 2015).

1.4.4.2 Caractéristiques de bandes de fréquence

Chaque fréquence d'opération a des caractéristiques différentes. La bande S s'étend de 2 à 4 GHz. Elle est sensible aux effets provoqués par la présence d'eau liquide dans l'atmosphère et est utilisée pour corriger le retard de l'onde, provoqué par la traversée de l'écho radar dans l'atmosphère. La bande S est présente uniquement dans la mission ENVISAT. La bande Ku se situe entre 12 et 18 GHz, et est la bande la plus utilisée en altimétrie radar. Elle est moins sensible aux perturbations ionosphériques que la bande S. Il y a encore quelques années, la bande Ku était le meilleur compromis entre les capacités technologiques, la largeur de la bande et la sensibilité aux perturbations atmosphériques et ionosphériques. Enfin, la bande Ka s'étend de 27 à 40 GHz. Elle est beaucoup moins sensible aux effets ionosphériques que la bande Ku mais présente une forte sensibilité à l'eau (liquide et vapeur) localisée dans la troposphère. Elle dispose de meilleures performances en termes de résolution verticale, de résolution spatiale et de bruit de fond (Bonnetfond et al., 2018). Cette bande permet la détermination précise des niveaux d'eau de lacs et de rivières qui ne l'étaient pas auparavant avec les altimètres fonctionnant en bande Ku.

1.4.5 De la donnée au suivi des eaux de surface

Certaines plaines d'inondations ont pu faire l'objet d'une classification d'occupation du sol à partir d'images satellites optiques (Pekel et al., 2016; Pickens et al., 2020). Cependant, il reste difficile de faire une séparation nette entre l'eau libre du fleuve et l'eau végétalisée dans les plaines d'inondations environnantes. D'autant plus que l'eau végétalisée n'est pas présente en continu au cours d'une année et présente des fluctuations selon le débit de la rivière et la topographie locale. Récemment, quelques

études ont analysé les relations entre les coefficients de rétrodiffusion de l'altimétrie radar et les propriétés de la surface du sol, y compris la signature de l'eau dans les rivières, les plaines d'inondation et les forêts (Fattras et al., 2015; Frappart et al., 2015, 2021b). Une technique de Frappart et al. (2021c) consiste à appliquer l'approche K-Means pour effectuer une classification non supervisée automatique du coefficient de rétrodiffusion acquis par les missions ENVISAT et Jason-2. Cette technique a démontré une assez bonne efficacité sur le bassin du fleuve Congo en République démocratique du Congo. En effet, les réponses radar ont pu être classées assez précisément en termes de présence d'eau et, par conséquent, générer automatiquement plusieurs centaines de séries temporelles de niveaux d'eau principalement sur les plaines d'inondation. Ces niveaux d'eau se sont avérés en bon accord avec ceux distribués sur les fleuves par Hydroweb.

1.5 La modélisation hydraulique 2D : un outil prometteur pour l'appréhension des inondations

1.5.1 Les simulations d'inondations

Au cours des dernières décennies et grâce aux progrès des capacités de calcul, les modèles hydrologiques sont devenus des outils essentiels pour comprendre et représenter les variations temporelles et spatiales complexes des phénomènes physiques (Devia et al., 2015). Les modèles hydrologiques à grande échelle sont utilisés pour évaluer les conséquences du changement climatique sur le débit des cours d'eau (Guo et al., 2002), ainsi que des modifications généralisées de l'occupation des sols (Matheussen et al., 2000) et, également, comme outil d'aide à la décision dans la gestion des ressources en eau et des bassins fluviaux (Coe et al., 2002; Siqueira et al., 2018; Tshimanga, 2022). En particulier dans les zones où les données sont rares, ces modèles sont devenus l'une des solutions efficaces pour atténuer le manque de données *in situ*.

Ces modèles à grande échelle ont permis de saisir le comportement hydrologique global du bassin de l'Amazonie, mais rencontrent souvent des difficultés à représenter avec précision la dynamique complexe des plaines d'inondation. L'implémentation de modèles hydrodynamiques/hydrauliques à plus petite échelle est alors pertinente dans le cadre de la caractérisation des plaines d'inondations de l'écosystème amazonien (Fassoni-Andrade, 2020; Siqueira et al., 2018). Les modèles hydrodynamiques et hydrauliques 2D sont particulièrement utiles pour simuler les inondations et évaluer leurs conséquences (Popescu, 2014). Ils permettent de simplifier la réalité de façon plane, tout en simulant le déplacement de l'eau dans des environnements complexes, sensibles aux changements environnementaux, tels que les plaines d'inondation, facilitant ainsi la mise en place de stratégies de gestion durable. Des recherches ultérieures ont introduit des approches de modélisation à l'échelle locale qui représentent les processus à échelle plus ou moins étendues dans le bassin amazonien, se concentrant sur une section de rivière comme le Solimoes et la rivière Purus (Trigg et al., 2012; Wilson et al., 2007) ou plus spécifiquement à l'échelle d'une plaine d'inondation comme celle de Janauaca (Pinel et al., 2020) ou de Curuai (Bonnet et al., 2008; Rudorff et al., 2014a; Enguehard et al., sub).

1.5.2 Principes mathématiques

1.5.2.1 Modèles hydrauliques

La modélisation hydraulique se concentre sur l'écoulement de l'eau dans des systèmes spécifiques comme les rivières, les canaux, ainsi que les plaines d'inondations, et est utilisée pour simuler la dynamique des flux (vitesse et profondeur). Les modèles hydrauliques 2D se basent sur la résolution des équations en eaux peu profondes (Shallow Water Equations – SWE ou équation de Saint-Venant) qui décrivent les écoulements de l'eau de surface en tenant compte de la topographie, des conditions aux limites et des interactions entre les différentes masses d'eau. Ce type de modèle est capable de simuler les inondations avec une grande précision en intégrant aussi des variables comme la rugosité du sol et les débits entrants. Les modèles hydrauliques 2D permettent de simuler les écoulements d'eau sur des surfaces complexes en respectant la loi de continuité (Equation 1.3), qui assure la conservation de la masse et la loi de conservation de la quantité de mouvement (Equation 1.4). Cette dernière tient compte des forces agissant sur le fluide, telles que la gravité, la pression due aux variations de profondeur (considérée comme constante ici) et la friction du fond (Bates et al., 2010). Les équations de Saint-Venant sont une simplification des équations de Navier-Stokes, souvent utilisées en hydraulique pour modéliser les

écoulements à surface libre (comme les rivières ou les inondations). Elles reposent sur l'hypothèse que les variations de vitesse et de hauteur d'eau sont faibles sur une section donnée. Les modèles hydrauliques utilisent des techniques de discrétisation pour résoudre numériquement les équations SWE sur un maillage spatial. Cela implique de décomposer la zone d'étude en un maillage de cellules ou d'éléments finis où les équations sont résolues localement (Brunner, 1995). Les modèles implémentent des schémas numériques avancés pour la résolution des équations SWE, tels que les schémas aux différences finies, volumes finis ou éléments finis. Ces méthodes calculent les débits et les profondeurs d'eau dans chaque cellule du maillage au fil du temps, permettant de simuler l'évolution des inondations.

$$\frac{\delta h}{\delta t} + \frac{\delta uh}{\delta x} = 0 \quad (1.3)$$

Avec h la hauteur d'eau, u la vitesse moyenne de l'écoulement et x la distance le long de l'écoulement.

$$\frac{\delta(uh)}{\delta t} + \frac{\delta \left(u^2 h + \frac{gh^2}{2} \right)}{\delta x} = gh(S_0 - S_f) \quad (1.4)$$

Avec g l'accélération due à la gravité, S_0 la pente du fond du lit et S_f la pente de l'énergie due aux pertes de charge par frottement.

1.5.2.2 Modèles hydrologiques

La modélisation hydrologique est utilisée pour simuler le cycle de l'eau dans son ensemble à l'échelle d'un bassin versant et est complémentaire à la modélisation hydraulique. Les modèles hydrologiques se concentrent sur le bilan hydrologique global et sur la manière dont l'eau est redistribuée dans le bassin versant. Ils modélisent les interactions entre les principaux systèmes d'un bassin versant, à savoir l'eau, la topographie, le sol, la végétation et les aquifères et simulent donc des processus tels que les précipitations, l'infiltration dans le sol, le ruissellement de surface, l'évaporation et l'évapotranspiration, ainsi que la recharge des nappes souterraines. La conservation de la masse est également un élément clé pour ce type de modèle (Equation 1.4), ainsi que les équations mises en jeu pour établir le bilan hydrologique (voir Collischonn et al., 2007 pour une revue).

1.5.3 Description des modèles utilisés

1.5.3.1 Modèle hydraulique HEC-RAS

Le logiciel HEC-RAS (Hydraulic Engineering Center River Analysis System) est un modèle hydraulique développé par le Corps des ingénieurs de l'armée des États-Unis (USACE; Brunner, 1995; Eslamian and Eslamian, 2022). Il est largement utilisé pour l'analyse des systèmes fluviaux, la gestion des risques d'inondation et la planification des mesures de prévention. Il permet de créer des modèles 1D ou 2D détaillés des écoulements d'eau, en intégrant des données topographiques, des caractéristiques du sol, et des données hydrologiques (e.g. débits et niveaux d'eau; Figure 1.6). Plusieurs types d'écoulement peuvent être modélisés, notamment les écoulements permanents, non permanents et à surface libre. Ce modèle est largement utilisé pour la modélisation des crues, la gestion des inondations (Farooq et al., 2019; Fassoni-Andrade et al., 2022; Ongdas et al., 2020) et l'étude d'impact de ponts et de barrages (Bellos et al., 2020).

1.5.3.2 Modèle hydrologique MGB-IPH

Le modèle hydrologique MGB-IPH (Modelo de Grandes Bacias - Instituto de Pesquisas Hidráulicas) est un modèle hydrologique distribué et développé par l'Institut de Recherche Hydraulique (IPH) de l'Université Fédérale du Rio Grande do Sul au Brésil (UFRGS). Ce modèle est conçu pour simuler le bilan hydrologique dans de grands bassins versants pour évaluer les débits, le bilan hydrique et les impacts des changements d'utilisation des sols et du climat. Le modèle MGB-IPH utilise une représentation physique des processus dans chaque cellule ou sous-bassin du modèle, de l'ordre de 100 à 300 km, basée sur la décomposition des processus hydrologiques de précipitation, d'infiltration, de ruissellement, d'écoulement souterrain et d'évapotranspiration. Il prend en entrée des données météorologiques (e.g. précipitation, température), hydrométriques (e.g. débits) et les caractéristiques du bassin étudié (e.g. topographie, occupation des sols). Ce modèle est largement utilisé pour la prévision des crues, la gestion

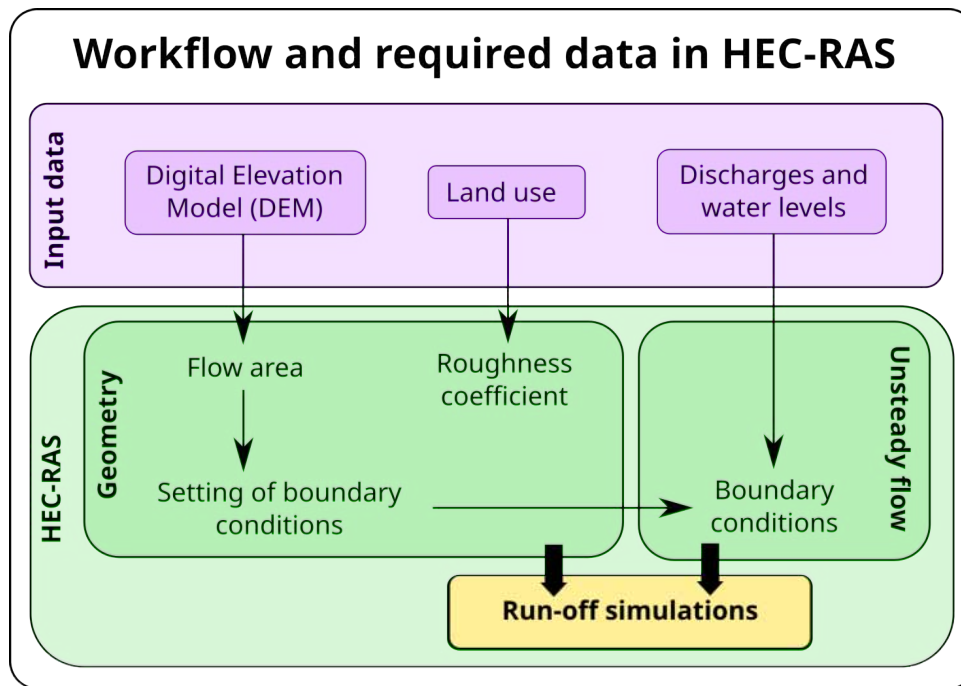


FIGURE 1.6 – Schéma du fonctionnement du modèle HEC-RAS (adapté de Wübbelmann et al., 2021).

des ressources en eau (Collischonn et al., 2007; Paiva et al., 2013; Siqueira et al., 2018) et pour l'étude d'impact environnemental, tel que le changement climatique (Miranda et al., 2023).

1.6 Le changement climatique : une menace pour les ressources aquatiques

1.6.1 Contexte

Depuis plusieurs siècles, l'Homme a fait son apparition en tant que nouveau perturbateur dans l'équilibre énergétique global. En effet, l'avancée industrielle des sociétés à partir du milieu du XIXème siècle a entraîné des émissions importantes et croissantes de gaz à effet de serre d'origine anthropique, principalement attribuées à la combustion du charbon, du bois, du gaz naturel et du pétrole. Cette augmentation observée des concentrations en gaz à effet de serre a accru la capacité de l'atmosphère à retenir l'énergie réémise par la surface de la Terre, ce qui a entraîné une augmentation des températures atmosphériques moyennes (IPCC, 2023). Dans ce cadre, le changement climatique (CC) désigne ces modifications engendrées à long terme des températures moyennes sur Terre, accompagnées d'une modification des régimes de précipitations et une augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements climatiques extrêmes (IPCC, 2015). Selon les modèles climatiques, et en l'absence de politiques visant à atténuer les émissions anthropiques de gaz à effet de serre, le CC mondial devrait s'aggraver d'ici 2100 (Figure 1.7; IPCC, 2014).

1.6.2 Les effets du CC sur les ressources en eau en Amazonie

Le CC affecte les ressources en eau d'Amazonie en modifiant les régimes de précipitation et les températures moyennes (Castellanos et al., 2022; Dams et al., 2015; IPCC, 2014). Certaines régions pourraient connaître une augmentation des précipitations, tandis que d'autres pourraient devenir plus sèches. Ces changements peuvent entraîner une saisonnalité accrue des pluies, avec des périodes de sécheresse plus longues et des événements de pluies plus intenses, ce qui peut perturber le cycle de l'eau (Castellanos et al., 2022; IPCC, 2015). La combinaison d'une réduction des précipitations dans certaines zones et d'une augmentation de l'évapotranspiration en raison des températures plus élevées peut entraîner une diminution du débit des rivières (Espinoza et al., 2009; Marengo and Espinoza, 2016), ainsi que du ruissellement de surface. Paradoxalement, bien que certaines zones puissent connaître des séche-

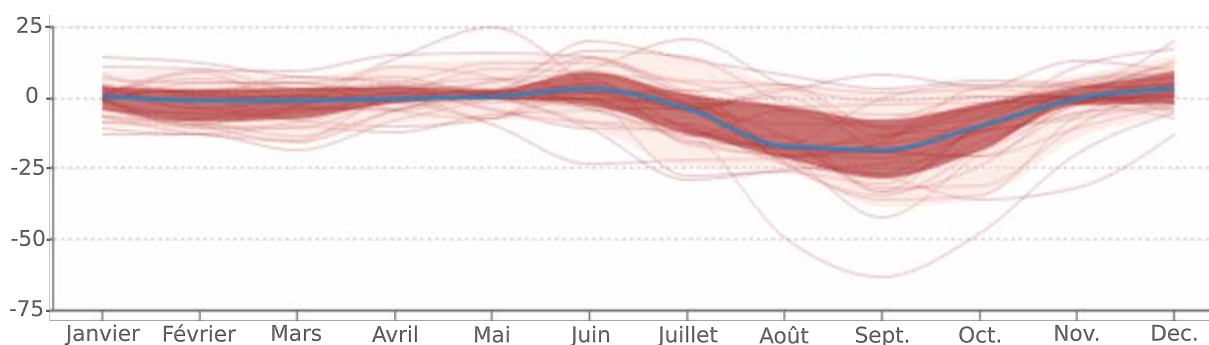


FIGURE 1.7 – Changements dans les précipitations totales (en %) modélisés par 33 GCMs (lignes rouges ; moyenne en bleu) dans le bassin de l’Amazonie sur la période 2015-2100. La période de référence est 1850-1900 (tirée de [Iturbide et al., 2020](#)).

resses, d’autres peuvent faire face à des inondations plus fréquentes en raison de précipitations plus intenses et concentrées ([Espinoza et al., 2016](#)). Ces inondations peuvent dégrader les sols, provoquer des glissements de terrain et affecter les infrastructures locales, perturbant ainsi l’accès à l’eau potable ([Parmesan et al., 2022](#)). Parallèlement, les sécheresses en Amazonie peuvent devenir plus fréquentes et plus intenses, voire s’accompagner d’inondations extrêmes dans la même année ([Castellanos et al., 2022](#); [Lee et al., 2021](#); [Espinoza et al., 2022, 2024](#)). Cela affecte directement les niveaux des cours d’eau, des lacs et des zones humides, réduisant leur capacité à stocker et à distribuer de l’eau. Un facteur clé influençant ces changements est la température de surface de la mer (SST) de l’océan Atlantique. Des anomalies positives de la SST dans l’Atlantique tropical Nord sont souvent associées à une réduction des précipitations en Amazonie, exacerbant les sécheresses ([Marengo et al., 2008](#); [Yoon and Zeng, 2010](#)). En revanche, une SST plus élevée dans l’Atlantique tropical Sud peut renforcer l’humidité et entraîner une augmentation des précipitations dans certaines parties du bassin amazonien ([Good et al., 2008](#)). Ces variations de la SST influencent directement la circulation atmosphérique, modifiant la position de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et affectant ainsi la distribution spatiale et temporelle des précipitations ([Wang et al., 2018](#)). Enfin, le CC couplé à la déforestation réduit la couverture forestière, ce qui modifie l’évapotranspiration, un processus clé pour le maintien de l’humidité atmosphérique en Amazonie ([Castellanos et al., 2022](#)). Finalement, moins de couverture forestière entraîne une baisse d’humidité dans l’air et aboutit à une réduction encore plus importante des précipitations locales, aggravant les impacts du CC sur les ressources en eau.

Ces changements dans les processus physiques se traduisent par une réduction de la disponibilité en eau douce pour les populations locales. Ils engendrent également des impacts significatifs sur les écosystèmes aquatiques et les communautés humaines qui en dépendent dans le cadre de la pêche ou de l’agriculture ([Marengo and Espinoza, 2016](#)). Les changements dans la disponibilité de l’eau peuvent entraîner des problèmes économiques, sociaux et sanitaires pour ces populations ([Cissé et al., 2022](#)). Les espèces animales et végétales qui dépendent d’un certain niveau d’eau ou de flux constants peuvent être menacées ([Costello et al., 2022](#)). De plus, les changements dans la température de l’eau et la qualité de l’eau, dus aux variations climatiques, peuvent affecter les modes de vie des espèces aquatiques. [Dubos et al. \(2022\)](#) a étudié la quantité d’environnement futur approprié à certaines espèces de poissons d’eau douce à l’horizon 2070. Ils ont pu observer la diminution des environnements adéquats au mode de vie des poissons due aux importantes conséquences du CC. Cette étude a souligné le besoin urgent d’intégrer les plaines d’inondation dans les réseaux de zones protégées.

1.6.3 La modélisation du climat et le projet CMIP6

1.6.3.1 Généralités

Afin d’étudier les principaux mécanismes responsables de l’équilibre climatique et de son évolution, les seuls outils d’observation ne constituent pas une source suffisante. Comme les processus physiques du climat suivent des lois physiques fondamentales, l’utilisation de modèles numériques apparaît alors nécessaire. De nombreux modèles de complexité diverses existent car il y a actuellement plusieurs manières de représenter les interactions des processus physiques avec la chimie atmosphérique, les aéro-

sols, la biogéochimie ou encore avec la végétation. La nature et la quantité des aérosols conditionnent par exemple la diffusion du rayonnement solaire incident et modifient les propriétés des nuages (Flato, 2011). La modélisation du climat permet ainsi de comprendre les variations des climats passés, d'évaluer la réponse du système à un forçage radiatif naturel ou d'origine anthropique, et de simuler les possibles évolutions futures du climat. Les modèles les plus couramment utilisés dans la représentation et l'analyse du climat global sont appelés des modèles de circulation générale (GCMs, pour General Circulation Models en anglais).

1.6.3.2 Le projet CMIP6

Le Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) est un projet d'intercomparaison de modèles qui regroupe les résultats de GCMs provenant de nombreux instituts de modélisation du climat à travers le monde (Figure 1.8; Eyring et al., 2016). La 6^e phase du projet appelée CMIP6 (la phase la plus récente achevée lors de ce travail de thèse) réunit plus de 70 modèles développés par 38 instituts de recherche répartis autour du globe. Son objectif est de comparer, d'une part, les différentes représentations du système climatique, sur des périodes passées, présentes et futures, et d'autre part d'évaluer la gamme de réponses possibles à des modifications au sein du système dans différents secteurs comme l'évacuation de l'eau, l'agriculture ou les forêts (Lange, 2021).

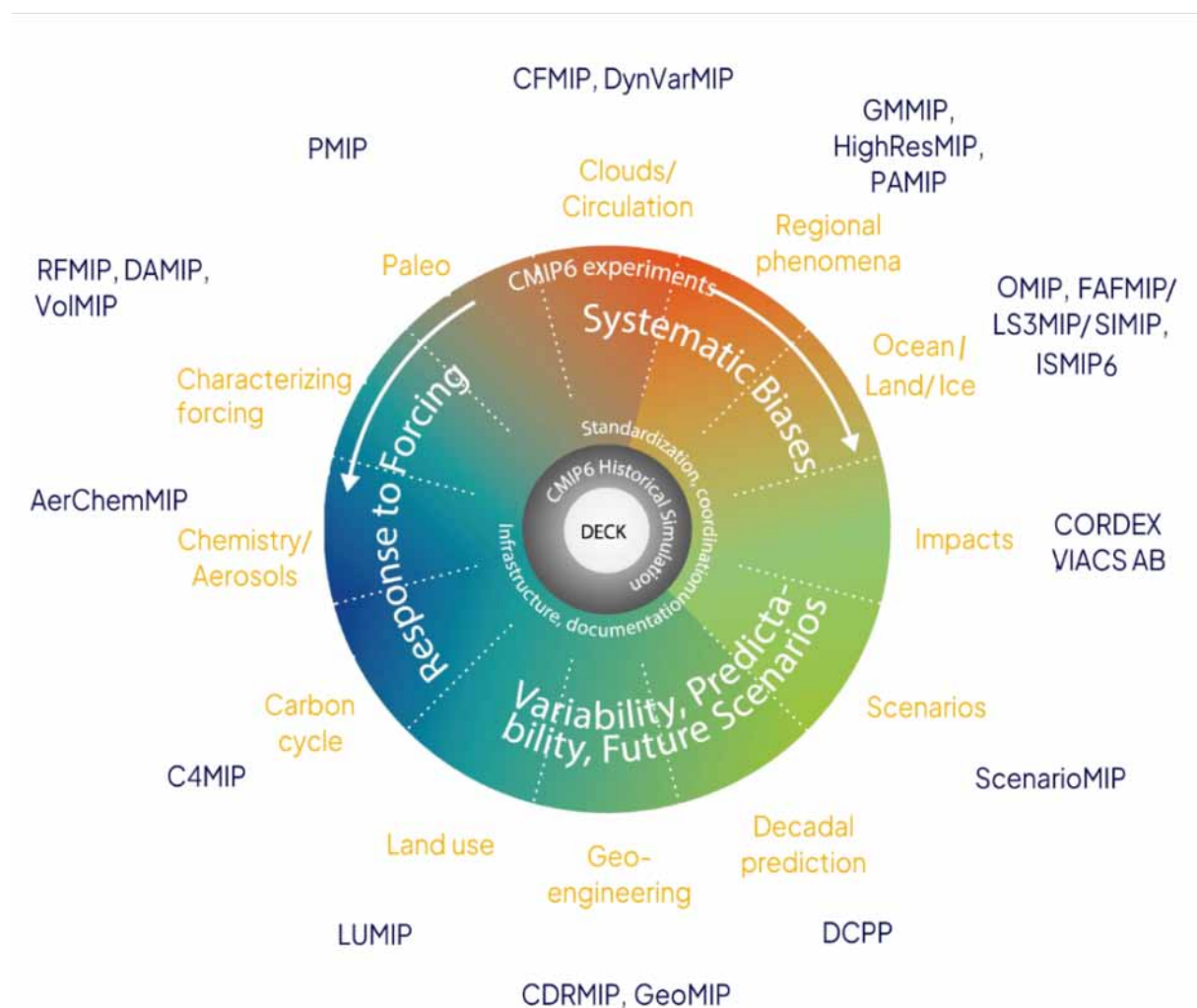


FIGURE 1.8 – Schéma de la conception du projet CMIP6. L'anneau intérieur représente les simulations standards nécessaires aux modèles qui souhaitent participer à CMIP6. L'anneau central et l'anneau extérieur relient les thèmes scientifiques aux MIP correspondants approuvés par le CMIP6 (tirée de Eyring et al., 2016).

1.6.3.3 Les projections du réchauffement climatique

Le projet CMIP6 fournit des scénarios climatiques pour le XXI^{ème} siècle basés sur différentes concentrations de gaz à effet de serre (GES; Figure 1.9.a), appelées RCPs (pour Representative Concentration Pathways en anglais), et divers développements socio-économiques, appelés SSPs (pour Shared Socio-economic Pathways; O'Neill et al., 2016; O'Neill et al., 2017). Les RCPs font référence au niveau de forçage climatique (W/m^2), tandis que les SSPs comprennent un ensemble de cinq descriptions qualitatives prenant en compte des changements futurs en matière de démographie, de développement humain, d'économie, de mode de vie, de politiques et d'institutions, de technologie, d'environnement et de ressources naturelles (Figure 1.9.b; Riahi et al., 2017). Pour fournir des projections climatiques, chaque GCM du projet CMIP6 a été utilisé en prenant en compte chaque scénario de CC soumis aux forçages SSPs et RCPs (Figure 1.9.c).

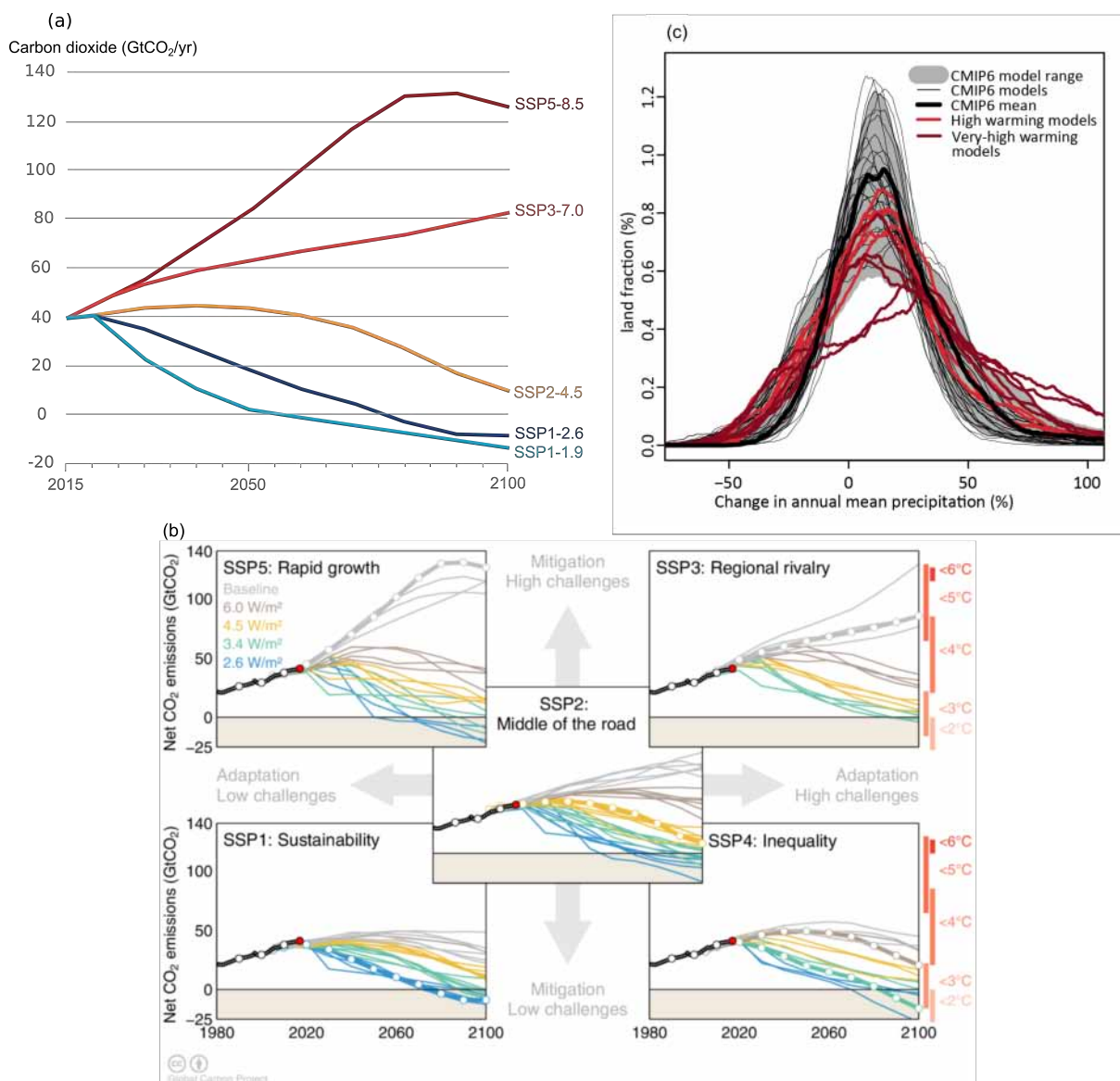


FIGURE 1.9 – Emissions anthropiques annuelles de dioxyde de carbone (CO₂) provenant de tous les secteurs au cours de la période 2015-2100 (tirée de IPCC, 2023). (b) Emissions mondiales de CO₂ (GtCO₂) en utilisant les 5 scénarios SSPs (tirée du Global Carbon Project). (c) Fraction surfacique des changements dans les précipitations annuelles moyennes 2081–2100 par rapport à 1995–2014 pour (i) toutes les simulations de modèles CMIP6 (lignes noires fines), (ii) les modèles à fort réchauffement, et (iii) les modèles montrant un très fort réchauffement (lignes rouges foncées). La plage de valeurs grisées illustre l'échantillon 5–95% des modèles CMIP6 (tirée de Lee et al., 2021).

1.6.4 Les modèles de climat utilisés pour la ressource en eau

Compte tenu de la grande incertitude des prévisions climatiques due aux émissions futures inconnues de GES, aux simplifications des GCMs (Flato et al., 2013) et aux méthodes de réduction d'échelle (Stoll et al., 2011), il est devenu courant d'appliquer un ensemble de scénarios de changement climatique. L'éventail des prévisions hydrologiques résultant d'un tel ensemble de scénarios de changement climatique est souvent considéré comme la plage d'incertitude de l'impact hydrologique (e.g. Minville et al., 2008). Les modèles hydrologiques peuvent être couplés aux GCMs globaux et régionaux pour simuler les réponses locales du cycle hydrologique au CC. Dans le cas de l'Amazonie, les modèles hydrologiques sont souvent utilisés pour prévoir les périodes de sécheresse et d'inondation, et estimer les impacts sur le bassin versant de l'Amazonie. En tant que plus grand réservoir de biodiversité de la planète, il est particulièrement sensible aux changements climatiques.

1.7 Objectifs et méthodologie

1.7.1 Contexte et objectif général

L'Amazonie est une vaste région qui couvre neuf pays en développement (Brésil, Bolivie, Pérou, Equateur, Colombie, Venezuela, Guyana, Suriname et Guyane française) sur presque 7 millions de km². Environ 34 millions de personnes peuplent cette région et vivent des ressources qu'offrent la forêt et ses nombreuses plaines d'inondation. Les plaines sont considérées comme des réservoirs de diversité biologique, car elles servent de zones de reproduction et d'alimentation pour de nombreuses espèces aquatiques et terrestres (da Silva et al., 2013). Le rythme du cycle hydrologique y est déterminant pour l'agriculture, l'élevage et la pêche. Parmi ces activités, la pêche constitue une source importante de nourriture et de revenu pour les communautés humaines locales. Les poissons sont soumis à un cycle hydrologique annuel marqué par des périodes de hautes eaux, où les lacs sont connectés à la rivière, et de basses eaux, durant lesquelles ces connexions sont limitées (Figure 1.10). La survie de ces espèces de poissons dépend largement de la variabilité de cette connectivité entre les lacs, la rivière et la forêt inondée (Castello et al., 2013). Le cycle hydrologique est donc considéré comme le facteur clé de la régulation de la biodiversité car il favorise les échanges de nutriments et d'organismes entre le canal fluvial et la plaine d'inondation. De plus, la reproduction des poissons est synchronisée avec le début de la saison des pluies (da Silva et al., 2013).

Dans le contexte du changement climatique, le cycle hydrologique et les précipitations sont amenés à changer (IPCC, 2023). Cette situation a poussé les pêcheurs et les agriculteurs à s'adapter à des événements extrêmes (Bommel et al., 2016). La préservation et la gestion durable de ces biomes et de leurs populations sont compromises et représentent donc les nouveaux défis du XXI^{ème} siècle. Ces défis reposent en partie sur une représentation précise des processus et dynamiques en cours et sur l'identification du rôle de la variabilité climatique pour les années à venir. Pour y répondre, la modélisation des inondations est une excellente solution pour calculer la vitesse et la dynamique de l'eau à laquelle les ressources aquatiques sont sensibles. Cependant, pour atteindre cet objectif et apporter suffisamment d'informations aux modèles, les observations *in situ* sont souvent insuffisantes. L'utilisation et l'intégration d'observations satellitaires multi-capteurs dans la modélisation des systèmes hydrodynamiques semblent prometteuses. **L'objectif général de la thèse est donc de comprendre l'impact du changement climatique sur les plaines d'inondation d'Amazonie à l'aide de la modélisation hydrologique, en intégrant une évaluation basée sur la télédétection.** Ici, on s'intéresse en particulier à deux zones du bassin amazonien : la plaine d'inondation de Curuai et le bassin du Jurua.

1.7.1.1 La plaine d'inondation de Curuai

Plaine d'inondation :

Zone à proximité d'un cours d'eau (rivière, fleuve) qui est périodiquement inondée lorsque le niveau de l'eau monte. Lors des crues ou débordements, le lit habituel du cours d'eau ne suffit plus à contenir l'eau, qui s'étend alors sur cette zone plus large.

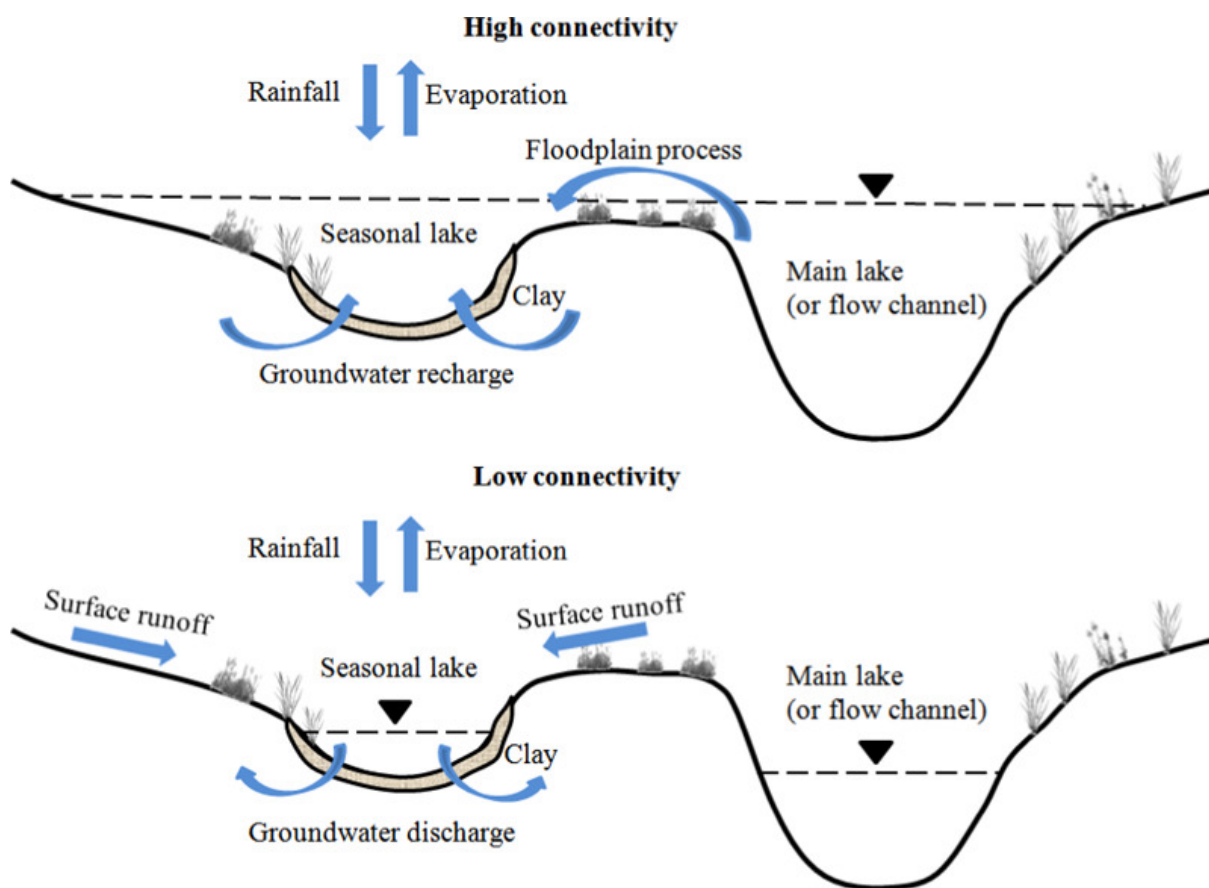


FIGURE 1.10 – Principe de connectivité entre lacs et rivières dans le bassin amazonien en hautes eaux et en basses eaux (tirée de [Li et al., 2019](#)).

La plaine d'inondation du Lago Grande Do Curuaí est située sur les trois municipalités d'Obidos, Santarem et Juruti, dans l'État du Pará, au Brésil (Figure 1.11). Cette vaste plaine couvre une superficie de 4 000 km² et est délimitée au nord sur environ 100 km par le fleuve Amazone et au sud par la "terra firme", une zone de la forêt amazonienne qui n'est pas inondée par la crue en période de hautes eaux. Elle contient de grands lacs d'inondation reliés au fleuve principal par plusieurs canaux de façon temporaire ou permanente, ainsi qu'un grand nombre de zones humides ([Junk, 2001](#)). La superficie inondée peut varier de 575 km² à plus de 2 000 km² lors des crues, le débit maximal ayant une période de retour comprise entre 5 et 10 ans ([Bonnet et al., 2008](#); [Callede et al., 2002](#)). Les années les plus pluvieuses dans la plaine de Curuai ont été les années 2009, 2012 et 2021 ([Espinoza et al., 2013, 2022](#)), et 1997 et 2010 pour les années les plus sèches ([Bonnet et al., 2008](#); [Espinoza et al., 2011](#)). Toutefois, l'année 2023 s'est avérée être la plus sèche jamais enregistrée, exacerbant les préoccupations liées aux changements climatiques ([Espinoza et al., 2024](#)). Les projections pour 2024 sont tout aussi alarmantes, avec un risque élevé de connaître une nouvelle année extrêmement sèche. Chaque année, la phase de stockage de l'eau dans la plaine inondable commence entre octobre et décembre et dure jusqu'en mai-juin. La phase de drainage commence en juillet et dure jusqu'en octobre, le plus grand volume exporté se produisant d'août à septembre. La plaine d'inondation de Curuai est une région d'étude idéale pour comprendre les dynamiques hydrologiques dans le bassin amazonien. Les travaux menés dans cette région visent à comprendre les interactions entre les variations hydrologiques et les processus écologiques, ainsi qu'à modéliser les impacts des inondations sur les émissions de gaz à effet de serre ([Abril et al., 2014](#)), les processus biogéochimiques et en particulier le transfert et la transformation de la matière organique ([Moreira-Turcq et al., 2013](#)) et la biodiversité locale aquatique ([Maciel et al., 2019](#); [Kraus et al., 2021, 2019](#)).

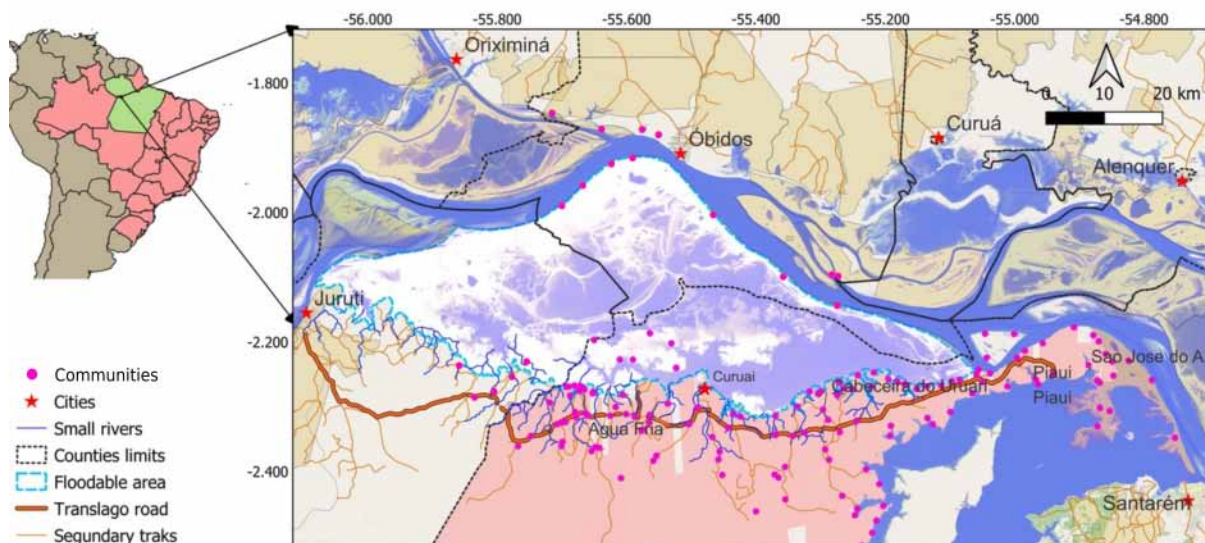


FIGURE 1.11 – Localisation de la plaine de Curuai et de ses communautés locales (adaptée de [Da Hora et al., 2023](#))

1.7.1.2 Le bassin versant du Juruá

Bassin versant :

zone géographique dans laquelle toutes les eaux de surface, provenant des précipitations (pluie, neige), convergent vers un même point, généralement un cours d'eau, un lac, ou un océan. Les limites d'un bassin versant sont déterminées par les lignes de crête ou de partage des eaux, c'est-à-dire les points les plus élevés (collines, montagnes) autour de ce bassin.

Le bassin versant du Juruá est un des bassins les plus importants de l'Amazonie du sud-ouest, situé au Brésil, en Amérique du Sud. Il a une extension territoriale de 224 000 km². La rivière Juruá prend sa source à environ 453 mètres d'altitude dans la région d'Ucayali, au Pérou ([Sousa and Oliveira, 2016](#)). Elle traverse les États d'Acre et d'Amazonas, s'étendant sur 3 280 km, jusqu'à son embouchure au nord-est rejoignant la rive droite de la rivière Solimões. Sur la totalité de son parcours, cette rivière a un dénivelé de plus de 400 mètres donnant une inclinaison de la pente d'environ 0.007°. Le Juruá présente un débit moyen de 559 m³/s à Porto Walter, augmentant progressivement jusqu'à la connexion avec la rivière Tauracá, jusqu'à atteindre 4 227 m³/s à Gavião ([Mota Da Silva, 2020](#)). Les années les plus pluvieuses dans le bassin du Juruá ont été en 2009 et 2014, avec les valeurs les plus élevées de zones inondées en janvier (23 772 km²), tandis que les années les plus sèches ont été 2005 et 2010 ([da Silva Abel et al., 2021](#); [Lima et al., 2014](#)). En raison de sa luxuriance et de ses nombreux méandres, il est considéré comme le fleuve le plus sinueux du monde. En effet, le bassin du Juruá est composé de roches sédimentaires argileuses et sablonneuses datant du cénozoïque ([Caputo, 2014](#)), ce qui en fait un bassin à fort potentiel érosif ayant une forte charge sédimentaire en suspension qui obstrue les rivières, en plus de provoquer la migration du lit. C'est pourquoi cette rivière est caractérisée par de nombreux méandres irréguliers et tortueux, dont beaucoup sont abandonnés et deviennent des lacs. Le Juruá est le principal canal de communication des municipalités de l'état d'Acre avec l'Amazonie et, étant navigable sur plus de la moitié de son cours, c'est l'une des plus anciennes voies d'occupation et d'approvisionnement de la vallée du Juruá ([Sousa and Oliveira, 2016](#)). L'étude du bassin versant du Juruá permet d'approfondir la compréhension des interactions entre les processus hydrologiques et les dynamiques écologiques ([da Silva Abel et al., 2021](#)), en particulier dans les zones de transition entre les forêts inondées et non inondées ([Frappart et al., 2005](#)).

1.7.2 Démarche scientifique

L'objectif de la thèse a été décliné en 3 questions de recherche (Figure 1.12).

La **première question** concerne une méthode de densification du réseau de hauteurs d'eau dans la plaine de Curuai grâce à l'apport de la télédétection, en particulier les radars altimétriques. Elle sera détaillée dans le Chapitre 2. Pour ce faire, j'ai participé à l'élaboration d'un code Python pour classer les données radars des satellites ENVISAT et SARAL. Le code se base sur l'algorithme de classification non supervisé K-Means. La méthode a été testée sur deux zones du bassin amazonien pour évaluer sa reproductibilité. J'ai ensuite conduit une évaluation grâce aux données *in situ* pour mesurer la confiance de ce nouveau jeu de données. Ce chapitre est organisé autour d'un article publié dans Journal of Hydrology : Regional Studies (JoH) intitulé "Contribution of automatically generated radar altimetry water levels from unsupervised classification to study hydrological connectivity within Amazon floodplains" (Contribution de niveaux d'eau générés automatiquement par l'altimétrie radar à partir d'une classification non supervisée pour étudier la connectivité hydrologique dans les plaines d'inondation de l'Amazonie).

La **deuxième question** de recherche porte sur une analyse de sensibilité pour identifier les paramètres clés à la construction d'un modèle hydrodynamique 2D HEC-RAS en Amazonie. Cette analyse est détaillée dans le Chapitre 3. Pour cela, j'ai évalué les résultats des simulations grâce au jeu de données de hauteurs d'eau de la plaine obtenu dans le Chapitre 2, ainsi qu'aux quelques données *in situ* disponibles dans le fleuve. Ce chapitre est axé autour de notre article soumis à la revue Water Resources Research (WRR) intitulé "Local-scale inundation modeling over Amazon floodplain : the sensitivity to mesh cell size, boundary condition representation and friction coefficient parametrization" (Modélisation des inondations à l'échelle locale dans la plaine d'inondation de l'Amazone : sensibilité à la taille des mailles, à la représentation des conditions limites et au paramétrage du coefficient de frottement).

La **troisième question** de recherche vise à analyser les impacts du changement climatique pour l'hydrodynamisme dans la plaine de Curuai. Cette partie est développée dans le Chapitre 4. Plusieurs scénarios de débits issus de modèles climatiques ont été pris en compte pour y simuler l'évolution des flux d'eau dans les 20 prochaines années. J'ai ensuite réalisé des analyses statistiques afin d'évaluer l'impact des différents scénarios dans la plaine. Ce chapitre est axé autour de l'article en cours d'écriture intitulé "Hydrodynamic in Amazonian floodplain under climate scenarios (Hydrodynamique dans la plaine d'inondation amazonienne considérant les scénarios climatiques)". Enfin, dans le chapitre 5, nous présentons la discussion et la conclusion des principaux résultats de notre recherche et les perspectives de recherche future.

Comprendre l'impact du changement climatique sur les plaines d'inondation d'Amazonie

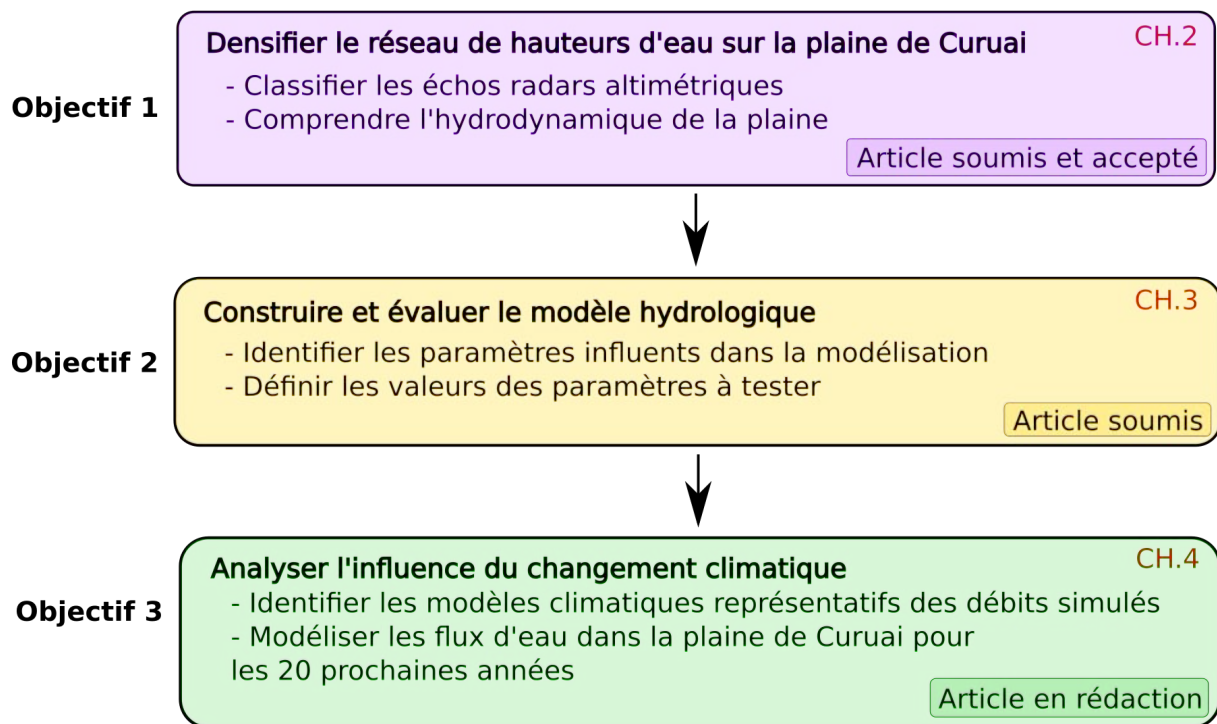


FIGURE 1.12 – Objectifs et démarche scientifique de la thèse

Chapitre 2

Vers la création d'un réseau dense de stations de niveaux d'eau

2.1 Contexte

Classification non supervisée :

technique d'apprentissage automatique qui consiste à regrouper des données en catégories ou clusters sans utiliser d'étiquettes prédéfinies ou d'informations étiquetées. Contrairement à la classification supervisée, où un modèle est entraîné sur un ensemble de données étiquetées (c'est-à-dire des données pour lesquelles les catégories sont connues), la classification non supervisée cherche à identifier des structures ou des motifs sous-jacents dans les données.

Dans la plaine d'inondation de Curuai, le nombre de mesures *in situ* constitue un défi majeur mais difficile pour la compréhension des dynamiques hydrologiques et des processus environnementaux. Pour pallier ce manque de données, l'utilisation de données satellites devient une approche essentielle. Initialement développée pour l'étude de la topographie dynamique des océans, l'altimétrie radar s'est révélée être un outil puissant pour le suivi des hydrosystèmes continentaux, offrant une surveillance continue et à large échelle dans des régions difficiles d'accès. Depuis les années 70, ces radars ont évolué pour permettre l'observation des variations des niveaux d'eau sur des périodes prolongées, apportant des données cruciales pour la compréhension des dynamiques hydrologiques et climatiques ([Abdalla et al., 2021](#)). En Amazonie, où les jauges *in situ* sont rares, l'altimétrie radar comble un vide important dans la surveillance des écosystèmes aquatiques. Ce constat a conduit à l'exploration de méthodologie novatrice d'altimétrie radar et de classification automatique pour surveiller les plaines inondables de l'Amazonie. En effet, en combinant les technologies radars avec des techniques de classification automatique, telles que l'approche K-Means, il devient possible de générer des séries temporelles précises des niveaux d'eau, y compris dans les zones complexes comme les plaines d'inondation et les zones humides d'Amazonie.

Ce travail s'inscrit dans la continuité de travaux antérieurs sur la détection automatique de systèmes hydrologiques continentaux, initialement développés dans le bassin du Congo, en Afrique ([Frappart et al., 2021c](#)). L'objectif est de générer des stations virtuelles (ou VS pour *Virtual Stations* en anglais) capables de suivre automatiquement les variations des niveaux d'eau dans des zones difficilement accessibles, visant à densifier le réseau de séries temporelles de niveaux d'eau. Cette méthode est reprise ici pour tester sa reproductibilité en Amazonie, et plus particulièrement dans la plaine inondable de Curuai et le bassin du Juruá, deux régions clés de l'Amazonie. Pour atteindre l'objectif fixé, j'ai utilisé un algorithme Python existant, développé pour le bassin du Congo ([Frappart et al., 2021a](#)). Cet algorithme a été conçu à l'origine pour classer les échos radar normalisés (disponibles sur le site du CTOH) sur la base du coefficient de rétrodiffusion et/ou de la hauteur d'eau détectée grâce à la classification non supervisée K-means ([Jain and Dubes, 1988](#); [Likas et al., 2003](#)). Une fois les échos classés, l'algorithme crée automatiquement des VSs, fournissant ainsi des séries temporelles des niveaux d'eau dans les plaines d'inondation. J'ai adapté l'algorithme à la plaine d'inondation de Curuai et aux caractéristiques du bassin versant de Juruá, ce qui a permis une exploration complète des limites de la méthode dans les zones à végétation dense. Divers ajustements des paramètres pour la création de VS ont été effectués, en par-

ticulier dans le bassin versant plus étroit du Juruá. L'algorithme a également été adapté aux données d'altimétrie radar utilisées, provenant des missions ENVISAT (2002 à 2010) et SARAL (2013 à 2016).

Pour chaque zone étudiée, l'algorithme a fourni trois jeux de VS, basés sur des combinaisons de paramètres différents (coefficient de rétrodiffusion uniquement, rétrodiffusion et hauteur d'eau brute, ainsi que rétrodiffusion et hauteur d'eau normalisée). Les échos radars sont classés suivant s'ils sont en eau permanente ou en eau saisonnière. Les classifications obtenues sont évaluées grâce à des cartes d'occupation des sols (Hess et al., 2003) et les séries temporelles de niveaux d'eau aux VSs créées sont évaluées grâce au logiciel ALTiS (Altimetry Time Series; Frappart et al., 2021a) et aux quelques données *in situ* disponibles grâce à l'ANA. Les résultats de classification des échos sont cohérents entre 70 et 80% pour les données ENVISAT et 50 à 60% pour les données SARAL. Tandis que les résultats des niveaux d'eau dans la plaine d'inondation montrent une forte corrélation avec les mesures *in situ* et celles générées manuellement via le logiciel ALTiS ($R^2 \approx 0.9$, RMSE < 1 m). La méthode automatique s'est avérée plus rapide, plus efficace et plus reproductible que l'approche manuelle. En plus de densifier le réseau de niveaux d'eau, cette approche révèle des résultats significatifs, tels que la dynamique de l'eau dans la plaine d'inondation de Curuai. Nous avons observé que l'inondation se produisait en deux phases : d'abord dans la partie ouest par l'amont et par de petits canaux, puis dans la partie est via l'eau provenant de la plaine occidentale et des canaux reliés à la rivière en aval. Dans le bassin du Juruá, l'inondation débute systématiquement par la rivière, avant de se propager aux plaines inondables plusieurs mois plus tard. La densification du réseau de niveaux d'eau dans les plaines inondables apporte des informations cruciales pour une meilleure compréhension de la connectivité hydrologique et des interactions dynamiques entre les lacs des plaines inondables et les rivières, mais aussi pour anticiper les effets des changements climatiques sur ces écosystèmes sensibles.

En développant une méthode de densification du réseau de niveaux d'eau dans la plaine inondable de Curuai à l'aide de la télédétection, l'étude présentée dans ce chapitre a pour objectif de répondre à l'interrogation suivante : Que peut apporter la télédétection à la surveillance des systèmes hydrologiques en Amazonie ?

2.2 Article : Contribution des niveaux d'eau générés automatiquement par classification non supervisée à partir de l'altimétrie radar pour étudier la connectivité hydrologique dans les plaines d'inondation d'Amazonie

Cette étude a fait l'objet d'un article publié dans le journal "Journal of Hydrology : Regional Studies" :

Enguehard, P., Frappart, F., Zeiger, P., Blarel, F., Satgé, F., and Bonnet, M.-P. (2023). Contribution of automatically generated radar altimetry water levels from unsupervised classification to study hydrological connectivity within Amazon floodplains. *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 47. DOI : [10.1016/j.ejrh.2023.101397](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101397).

Les annexes de l'article sont en annexe du manuscrit (Annexe 1). Les données et les documents connexes qui étayent les conclusions de cette étude sont librement accessibles [ici](#), dans le dépôt DataSuds (IRD, France). La réutilisation des données est autorisée sous licence CC-BY.



Contribution of automatically generated radar altimetry water levels from unsupervised classification to study hydrological connectivity within Amazon floodplains

Pauline Enguehard^{a,*}, Frédéric Frappart^{b,c}, Pierre Zeiger^c, Fabien Blarel^b,
Frédéric Satgé^a, Marie-Paule Bonnet^a

^a ESPACE-DEV, IRD, University of Montpellier, 34093 Montpellier, France

^b INRAE, Bordeaux Sciences Agro, UMR 1391 ISPA, 33140 Villenave-d'Ornon, France

^c LEGOS, CNRS/CNES/IRD/UPS, 31400 Toulouse, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Radar altimetry
Amazon
Floodplains
Unsupervised classification
Automatic generation of water level gauges
Hydrological connectivity

ABSTRACT

Study region: The Curuaí floodplain in the low Amazon river in the Pará state of Brazil and Juruá basin, a major Solimões tributary.

Study focus: Characterizing the hydrological dynamics of Amazon floodplains is essential to better understand and preserve these environments providing important resources to local populations. Radar altimetry is an effective remote sensing tool for monitoring water levels of continental hydrosystems, including floodplains. An unsupervised classification approach on radar echoes to determine hydrological regimes has recently been tested and showed a strong potential on the Congo River basin. This method is adapted to Envisat and Saral satellite radar altimetry data on two study areas in the Amazon Basin. The aim is to improve inland water detection along altimeter tracks to automatically generate water level time series (WLTS) over rivers, lakes, and poorly monitored floodplains and wetlands.

New hydrological insights: Results show a good agreement with land cover maps obtained with optical imagery over selected Amazonian wetlands (70–80% accuracies with Envisat data and 50–60% with Saral data). Automatically generated WLTS are strongly correlated to the manually generated WLTS ($R^2 \approx 0.9$; $RMSE < 1$ m). Compared to the manual method, the automatic method is faster, more efficient and replicable. Densifying the WL network in the floodplains bring crucial information on the connectivity dynamic between lakes and rivers.

1. Introduction

Freshwater wetlands and floodplains cover ~8% of the Earth's surface (Davidson et al., 2018). They have an essential role in fluvial hydrological dynamic regulation, organic and inorganic dissolved and particulate material fate, and water quality (Costanza et al., 1997; Jisha and Puthur, 2021; Xu et al., 2019). It also ensures fundamental functions such as flood mitigation, groundwater recharge, water purification, nutrient and sediment retention, and supports high levels of biodiversity (Dudgeon et al., 2006). Today, wetland ecosystems are well documented (Davidson et al., 2018; Janse et al., 2019; Jisha and Puthur, 2021) and turn out to be the most

* Corresponding author.

E-mail address: pauline.enguehard@ird.fr (P. Enguehard).

threatened ecosystems (“Media Release: Nature’s Dangerous Decline ‘Unprecedented’; Species Extinction Rates ‘Accelerating’ | IPBES secretariat,” 2019; Moomaw et al., 2018) requiring the most effective preservation (Dubos et al., 2022). Sixty-six percent of the continental biodiversity extinctions are aquatic taxa and habitat’s loss rate is greater than biodiversity extinctions (Denny, 1994; Foley et al., 2007). Amazon is the largest river system in the world, with about 6,400,000 km² and the largest freshwater reserve concentrates 16% of the planet’s freshwater flow (da Silva Abel et al., 2021; Latrubesse et al., 2017). Wetlands and floodplains in this watershed represent 800,000 km², which is about 10% of the total basin area (Melack and Hess, 2010). Hydrological cycle of the main river and in these areas is considered as a key factor in regulating biodiversity (Junk et al., 2014, 1989). Indeed, wetlands are a major biodiversity

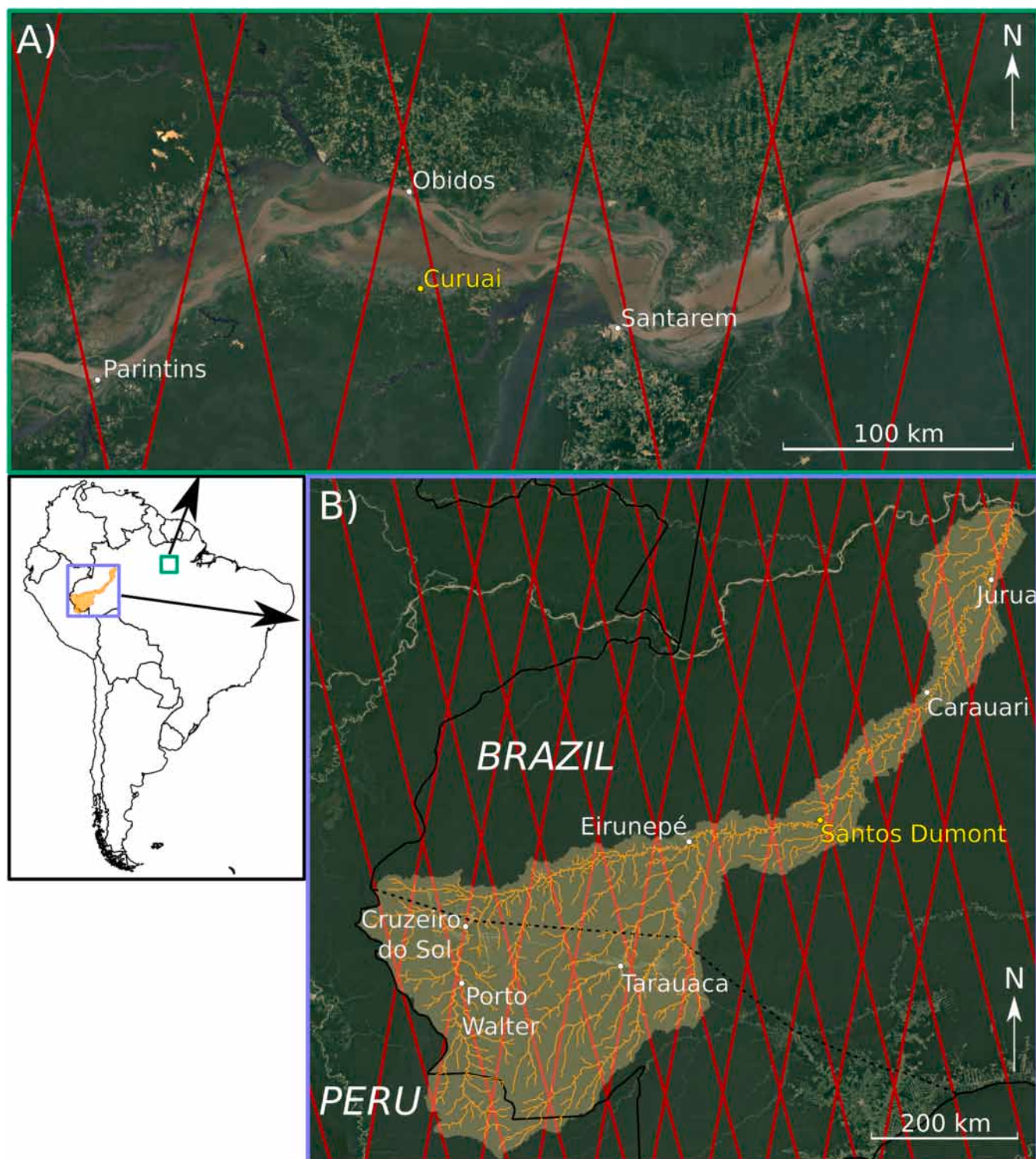


Fig. 1. – A) Curuaí floodplain on the right margin of the Amazon River. B) Juruá watershed and its water drainage network. The radar altimeter tracks of Envisat and Saral missions, that had the same orbit, appear in red. Water level gauges used as references in this study are shown in yellow. (Background maps: Google Earth, HYDROSHEDS).

reserve, regulating many species life cycle of fauna and flora and hosting characteristic biotopes (da Silva et al., 2013; Jézéquel et al., 2020). For example, in the whitewater rivers of the Amazon, fish communities vary markedly and predictably with hydrological season. Their reproduction is synchronized with the onset of the rainy season (da Silva et al., 2013) when the hydrological connectivity through surface water is maximum. Indeed, each year the seasonal flood leads to an important rise of the WL in the river, which invades the vast associated floodplains and increases the connectivity among rivers, lakes and wetlands, resulting in an intensification of nutrients and organisms exchange required for fish life cycles (da Silva et al., 2013; Trigg et al., 2012). Furthermore, because of their relative accessibility, soil fertility and fishy water, floodplains are heavily populated areas in the Amazon. Economic activities in these areas are directly influenced by climate and river water dynamics that control development of productive activities (agriculture, fishing, logging) (Sousa and Oliveira, 2016). Nevertheless, climate change and deforestation, leading to more frequent and severe droughts and floods (Marengo and Espinoza, 2016), and anthropic activities, such as hydroelectricity production, mining and urban occupation along banks of rivers, are all threats to these systems, their biodiversity and related economic activities (Melack et al., 2021). In this context, the characterization of the hydrological connectivity is a key issue to better interpret biogeochemical cycles or fish population dynamics, for example (Park and Latrubesse, 2017).

Nowadays, most of the *in situ* water level (WL) stations in the world are located on river main courses or on largest lakes. Since the beginning of the 2000 s, Vorosmarty et al. (2001) have been concerned about the decreasing number of *in situ* stations, which is partly related to the maintenance costs of the networks. The Amazonian *in situ* network has only gauges located in the rivers, except Curuaí gauge which is the only one acquiring water level in a floodplain. The development of alternative observation systems for *in situ* networks are thus necessary to improve our ability to monitor the wetlands' possible evolution in response to the above cited threats (climate change, dam). In this regard, remote sensing techniques offer a unique opportunity to monitor large watersheds' hydrology and characterizing connectivity in areas where *in situ* information is lacking because of difficult access, as it is the case for Amazon wetlands (Alsdorf et al., 2007, 2000; Jung et al., 2010; Park, 2020). Advantages of satellite systems are widely known: almost global coverage, spatial and temporal consistency of data, archiving of past data, durability and continuity of data are guaranteed (Fassoni-Andrade et al., 2020; Rast et al., 2014). Surface water monitoring requires the mapping of the flooded areas and information on their WL to determine the water storage (Alsdorf et al., 2001; Arnesen et al., 2013; Papa and Frappart, 2021). In order to determine wetlands extent, radar sensors have strong advantages compared to optical ones as they provide information on land surfaces in all weather conditions, during day or night times. Moreover, lower frequencies electromagnetic waves in the microwave domain (e.g. L-band) can penetrate through the vegetation cover which can be very dense in the Amazon (Hess, 2003; Frappart et al., 2015; Shu et al., 2021), especially radar altimeters and their nadir-pointing vision (mostly operating at Ku or Ka frequency bands). These characteristics allow altimeters to measure land surfaces information (e.g. distance between the satellite and the reflecting surface, backscattering coefficient; Frappart et al., 2006; Frappart et al., 2021b) and thus obtain surface WL. This technique has been widely used over the past two decades to monitor the temporal variations of WL of lakes and rivers (Abdalla et al., 2021). However, few studies used radar altimetry data to monitor floodplain WLs (see Papa and Frappart in, 2021 for a review), whereas this is a considerable information source.

This study aims to classify altimeter radar echoes in water-covered classes and create WL time series for each representative groups over Amazon floodplains. As WL time series in these areas are non-existent for now, their creation could considerably densify the WL station network in the Amazon. For this purpose, we follow a method based on an unsupervised classification of radar echoes to distinguish different hydrological regimes which automatically generate WL time series along altimeter tracks over the rivers and the floodplains (applied on the Congo river basin in Africa (Frappart et al., 2021c). This method is applied and adapted to two study areas in the Amazon to test the method replicability in the most tropical-wooded areas and densify the non-existent WL network in floodplains. Indeed, this study targets study areas where floodplains are playing a key role for biodiversity and local populations.

2. Materials

2.1. Study area

The study areas are composed of floodplains located in two major whitewater rivers (Fig. 1): the Amazon River in the surroundings of Óbidos (Pará) (from 1.63° to 2.75° S; from 53.27° to 56.80° W) and one of the Solimões tributaries, the Juruá (from 2.45° to 8° S; from 65.75° to 73° W). The Lago Grande de Curuaí floodplain (referred as Curuaí floodplain, hereafter) is separated from the Amazon mainstream to the north by narrow levees and to the south by upland (terra firme). It is composed of several large and shallow lakes connected temporary or permanently to the mainstream by several channels. The flooded area can vary from less than 600 km² up to 2500 km² during floods, with the maximum flood flow having a return period between 5 and 10 years (Bonnet et al., 2008; Calde et al., 2002). Each year, the rising phase of the floodplain starts between November and December and reaches its maximum in May-June. The falling phase begins in July and lasts until November with the greatest volume exported occurring from August to September. The climate of the Curuaí várzea is tropical monsoon with a mean annual temperature of about 26.5 °C and a mean annual rainfall of 2033 mm (Bonnet et al., 2008).

Climate in Juruá basin is very similar, with also two distinct seasons: the dry season, which extends from April to September, and the rainy season, which extends from October to March (da Silva Abel et al., 2021). Annual rainfall generally ranges between 1800 and 2200 mm and average annual temperature is about 24.5 °C. The Juruá basin is one of the most important basins in the southwestern Amazon, with a territorial extension of 224,000 km². Its source is at an altitude of about 453 m in the Ucayali region of Peru (10.05° S, 72.49° W; (Sousa and Oliveira, 2016). The river course extends over 3280 km, until it reaches its mouth in the northeast, joining the right bank of the Solimões River at an altitude of 36 m (2.63° S, 65.76° W). Over its entire course, the river has a difference in altitude of more than 400 m, giving a slope of about 0.007°/km. According to the fluvial morphology, the Juruá is classified as a meandering

river with high sinuosity, high-suspended load and relative stability (Mota Da Silva, 2020). It is considered the most meandering river in the world, characterized by numerous irregular and tortuous meanders, with a huge floodplain of over 20,400 km² containing thousands of lakes, many of which are abandoned meanders (Sousa and Oliveira, 2016).

2.2. Datasets

2.2.1. Altimetry datasets

Radar altimetry data used in this study were acquired by Envisat and Saral on their nominal orbits. They were placed on a ~790 km sun-synchronous orbit with a 98.54° inclination sun-synchronous orbit with a 35-day repeat cycle and an equatorial ground-track spacing of about 85 km. Envisat payload was composed of 10 instruments including the advanced radar altimeter (RA-2). RA-2 was a nadir-looking pulse-limited RA operating at two frequencies: Ku- (~13.575 GHz) and S- (~3.2 GHz) bands (Benveniste et al., 2003). Data were acquired from 05/2002–10/2010. The radar footprint is ~15 km diameter which leads to more than 200 km² of coverage. Ku-band measurements are acquired with ~350 m space between footprints along the satellite tracks. Saral payload was composed of 4 instruments including the altimeter radar AltiKa, which is the first altimeter to operate at Ka-band (~35.5 GHz; (Verron et al., 2015). Data were acquired from 02/2013–07/2016. The radar footprint is 8 km diameter which leads to more than 60 km² of coverage. Higher pulse repeat frequency (500 MHz against 320 MHz) of Saral allows a shorter space of ~180 m between footprints along the satellite tracks. Saral has a smaller footprint and higher along-track and vertical resolutions than Envisat (Bonnetfond et al., 2018; Verron et al., 2021).

Radar altimeter measures the two-way travel time of the electromagnetic pulse emitted by the sensor and the power reflected by the Earth's surface. The two-way travel-time is used to derive an approximate distance between the satellite and the surface. The analysis of the radar echo (power received by the satellite as a function of the time) allows to refine the distance estimate applying a retracking process and to estimate the backscattering coefficient (Cretaux et al., 2017). Two types of altimetry data are used here: raw data from the Geophysical Data Records (GDR) and normalized tracks data. These are computed along each ground-track clustering and for each cycle to obtain 3D gridded information (see Frappart et al., 2021c for more details). Both datasets are made available by the CTOH through [AITIS data request](http://ctoh.legos.obs-mip.fr) from <http://ctoh.legos.obs-mip.fr>.

2.2.2. Reference land cover map

The reference land cover map will be used as validation of the radar echoes classifications, by constructing confusion matrices (Section 4.1.1). The Curuai region map is from (Arantes et al., 2019); Supplementary Material Figure A.A). The Juruá basin's map is

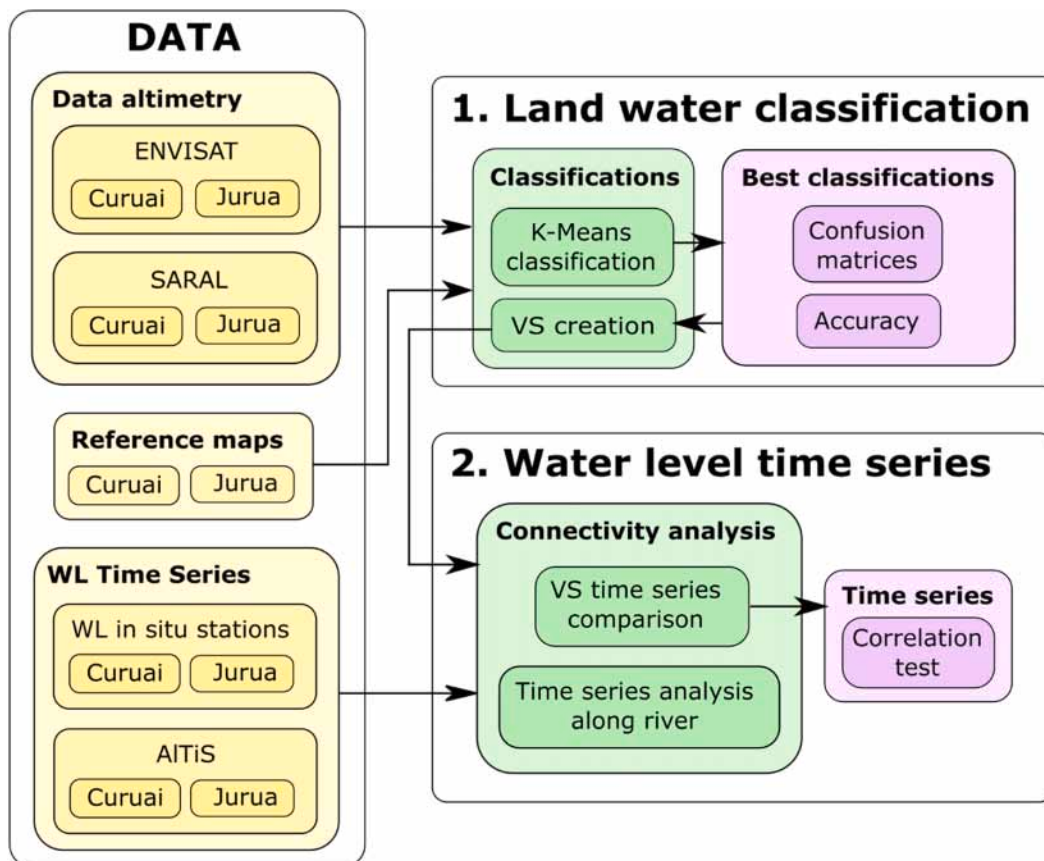


Fig. 2. – Flow chart of the approach applied in this study.

shown in [Supplementary Material Figure A.B](#) and is available on [ORNL DAAC](#) for Biogeochemical Dynamics website (<http://daac.ornl.gov>). High water season maps is available and used here to see the entire inundation extent. The overall accuracy for wetland mapping is 93% and 86% for vegetation mapping ([Hess et al., 2015](#)). Curuaí and Juruá regions' morphologies and properties are totally contrasted in terms of vegetation density and river width which allow us to test the method in different environments.

2.2.3. Water level time series

2.2.3.1. WL gauge stations. WL gauge records are used to validate the automatically-generated WL from radar altimetry. Data was downloaded from the water's Brazilian national agency website [Hidro-Telemetria](#) (<http://www.snirh.gov.br/hidro telemetria/Mapa.aspx>). One WL gauge located in the Lago Grande (2.25° S, 55.33° W), near Curuaí, has collected data since 1982 and has been levelled by high precision GPS based on WGS84 coordinate system ([Calmant et al., 2013](#)) and reported to EGM2008 gravity field model ([Pavlis et al., 2012](#)). In the Juruá watershed, the Santos Dumont WL gauge (6.44° S, 68.24° W) is chosen to be the reference because of its proximity to a satellite track and its similar WL recording's period. This WL gauge is about 3000 km upstream from the mouth of the Juruá (see [Fig. 1](#)) and record WL since 1981. It has not been levelled, the comparison with altimetry data will be in a relative way to focus on the hydrological cycle's changes.

2.2.3.2. ALTiS time series. Time series of WL can be manually retrieved using the Altimetry Time Series (ALTiS) software ([Frappart et al., 2021a](#)), a new version of the MAPS software (Multi-mission Altimetry Processing Software; ([Frappart et al., 2015b](#); [Normandin et al., 2018](#))). These time series of WL are used to validate the automatic method presented in this study. The software enables the user to select the altimetry data inside a Google Earth polygon. It can display parameters supplied by CTOH: backscatter coefficients and WL estimations. These parameters are presented as time series obtained computing the median of each cycle valid observations following the processing proposed in [Cretaux et al. \(2017\)](#). Some outliers may still be present in the time series and can be manually removed thanks to a specialized tool.

3. Methods

3.1. Methodology summary

The method applied in this study to generate WL from a classification of the radar altimetry echoes is summarized in [Fig. 2](#). First step consists of applying a K-means unsupervised classification technique to radar altimetry parameters as in [Frappart et al. \(2021c\)](#). Then, best parameter combinations are determined with confusion matrices and accuracy computing. Finally, VS were built on the water-covered surfaces and some comparisons are presented, with *in-situ* and ALTiS software.

3.2. Classification of radar altimetry echoes

3.2.1. Temporal variations of radar altimetry data

The classification's methodology is applied to one or several radar altimetry parameters as their responses differ according to the presence or not of water. Over open water areas such as rivers and lakes, there are large seasonal variations in the backscatter coefficient in Ku- and Ka-bands ([Supplementary Material Figure B](#); [Frappart et al., 2021a, 2021b](#)). These temporal variations are related to changes in river width or lake extent in the altimeter footprint, caused by the increase in WL. The larger the water extent, the more power backscattered to the radar altimeter as this sensor is nadir-pointing. Large variations of the backscatter coefficients occur along the hydrological cycle, well-synchronized with the temporal variations of the WL over rivers and lakes. In the Amazon, maxima occur in May/June and minima in November/December. There is smaller variation in the backscatter coefficient over the flooding forests, but some variation still remains due to changes in flooding extent present in the several km-wide altimeter footprints. Even when the

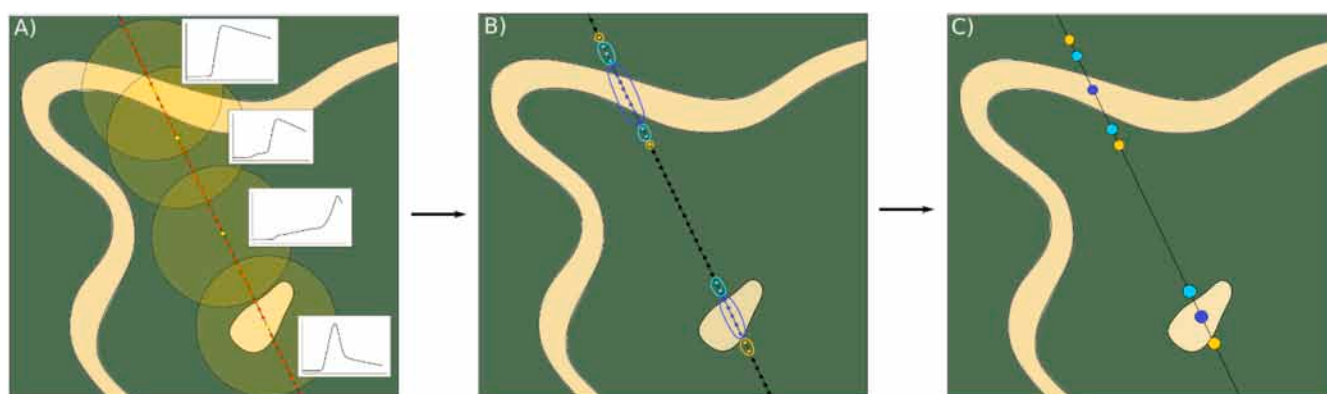


Fig. 3. – (A) Radar altimetry echoes are different regarding the radar footprint. (B) Radar altimetry echoes are classified in function of the echoes' shapes and (C) for each class, a VS is created.

flooded areas are under vegetation, large backscattering responses are observed (Frappart et al., 2015a; Frappart et al., 2021b), and time series of water levels can be derived (Frappart et al., 2006; Frappart et al., 2021c). Over non-flooded forest, smaller variations of backscattering and height are observed, not related to the changes caused by the hydrological cycle (see also Frappart et al., 2015b; Frappart et al., 2021a). These changes can be mostly attributed to orbital drifts (plus or minus 1 km around the nominal orbit of the satellite) and to changes in local roughness as the wavelength of the electromagnetic waves at Ku- and Ka-bands is lower than 0.1 m. The chaotic variations in the height observed in the Envisat and Saral time series are outliers. When the tracking is operating well, the height is estimated to be continuous.

These very different temporal behaviors, observed in radar altimetry echoes over open water and forest-covered areas, are used to classify the echoes by type of aquatic environment. The unsupervised clustering algorithm K-means is used in our method to classify echoes (Jain and Dubes, 1988; Likas et al., 2003). K-means is suitable for our purpose as no training dataset can be used due to the complexity of the radar altimeter echoes in very heterogeneous environments (Stammer and Cazenave, 2017). Echoes are grouped into K different clusters, based on their shape similarities (see Fig. 3. A), translating the soils backscatter coefficient and, thus, characterizing the land cover. A Python algorithm is used to obtain these K groups and classify them as Fig. 3 show it (panel B), and process to VS creation (panel C).

3.2.2. Echoes classifications

Tests were conducted considering three to six classes. By taking into account the classification test results and as an analysis of the best number of classes was already performed in a previous study (Frappart et al., 2021c), the optimal number of K classes is four (0–3) to best represent the different hydrological regimes in the Amazon rivers, lakes and wetlands, without over-interpreting the radar echoes (Kodinariya and Makwana, 2013). However, Curuaí and Juruá's classes of the validation maps are more than four. In order to simplify the comparison, closest aquatic environments were grouped together to approximate our four classes classification to assess. Table 1 summarizes the validation groups of reference classes for our radar echo classification.

The radar altimetry echoes are classified according to three combinations of parameters: backscatter coefficient only (B) (as in Frappart et al., 2021c), backscatter coefficient and raw WL (B+RWL), and backscatter coefficient and normalized WL (B+NWL). Indeed, the backscatter coefficient is an important parameter to keep to detect the water presence and WL normalization highlights major phases of the hydrological regime, in contrast to raw WL, where the amplitude variations are highlighted.

3.2.3. Classification validation

Then, the best parameter accuracy combination is determined for each satellite mission over each study area by analysing confusion matrices between reference land cover maps (see Fig. Annexe A) and our classifications. Confusion matrices and accuracies are calculated to quantify the agreement between both and determine the best combination of parameters. For each confusion matrix obtained with the classifications, the accuracy index is calculated (Eq. 1). This index determines which combination of parameters gives the best classification of radar altimeter echoes. It can take values ranging from 0 for poor accuracy, to 1 for very good accuracy.

$$(TP + TN) / (TP + FP + TN + FN) \quad (1)$$

With TP = True Positive, FP = False positive, TN = True negative and FN = False negative.

3.3. WL Time series

3.3.1. Automatic generation of WL time series

Time series of altimetry-derived water levels are generated over the clusters identified as covered with water (*i.e.*, open water and flooded areas). For each water-covered classes (0–2), a virtual station (VS) is created (Fig. 3. C), indicating the intersection between the ground and a water body. VS are created under some conditions depending on water bodies widths:

- A minimal number of 5 radar echoes is required for creating a VS in Curuaí. For Juruá watershed, the minimal number is 1 because of the narrowness of the river sections where variations in surface type can be spatially significant.

Table 1 –
List of the Curuaí and Juruá's reference map classes grouped for the validation of the radar echo classification.

Curuaí (Arantes et al., 2019)	
Classification group	Reference map classes
Open water	Mainstem channel + Lakes and channels
Semi-permanent inundation	Grassland habitat exposed only at very low water
Intermediate inundation	Grassland habitat exposed at mid water
High level inundation	Grassland habitat exposed only at high water
Non-inundated	Forest + Shrub + Urban + Outside study area
Juruá (Hess et al., 2015)	
Open water	Open water + Aquatic macrophyte
Flooded	Flooded shrub + Flooded woodland + Flooded forest
Non-flooded	Non-wetland + Non-flooded forest

- The distance between two radar echoes from the same VS of one class must be less than 5 km in Curuaí / 1.5 km in the Juruá watershed.
- The distance between two VS from any class must be at least 1 km in Curuaí and in the Juruá watershed.
- The maximal distance for a VS' process from the same class is 50 km in Curuaí / 5 km in the Juruá watershed.

Then, a WL time series is automatically created for each VS. To be sure of the classification parameter to keep for WL time series study, VS are numerically analysed. These results are presented in sub-Section 4.1.

3.3.2. WL time series validation

In order to validate the automatic method, time series from the parameter presenting the best classification accuracies is analysed here. Curuaí and Juruá's time series of WL are compared with the manually retrieved time series of WL obtained using the ALTis software and to *in situ* data. These time series are compared in terms of anomalies of WL. Validation between created VS from the three water-presence classes with the *in situ* data and ALTis software-based WL are achieved by correlation test of R^2 and RMSE. Some WL comparison results are shown in Section 4.2.

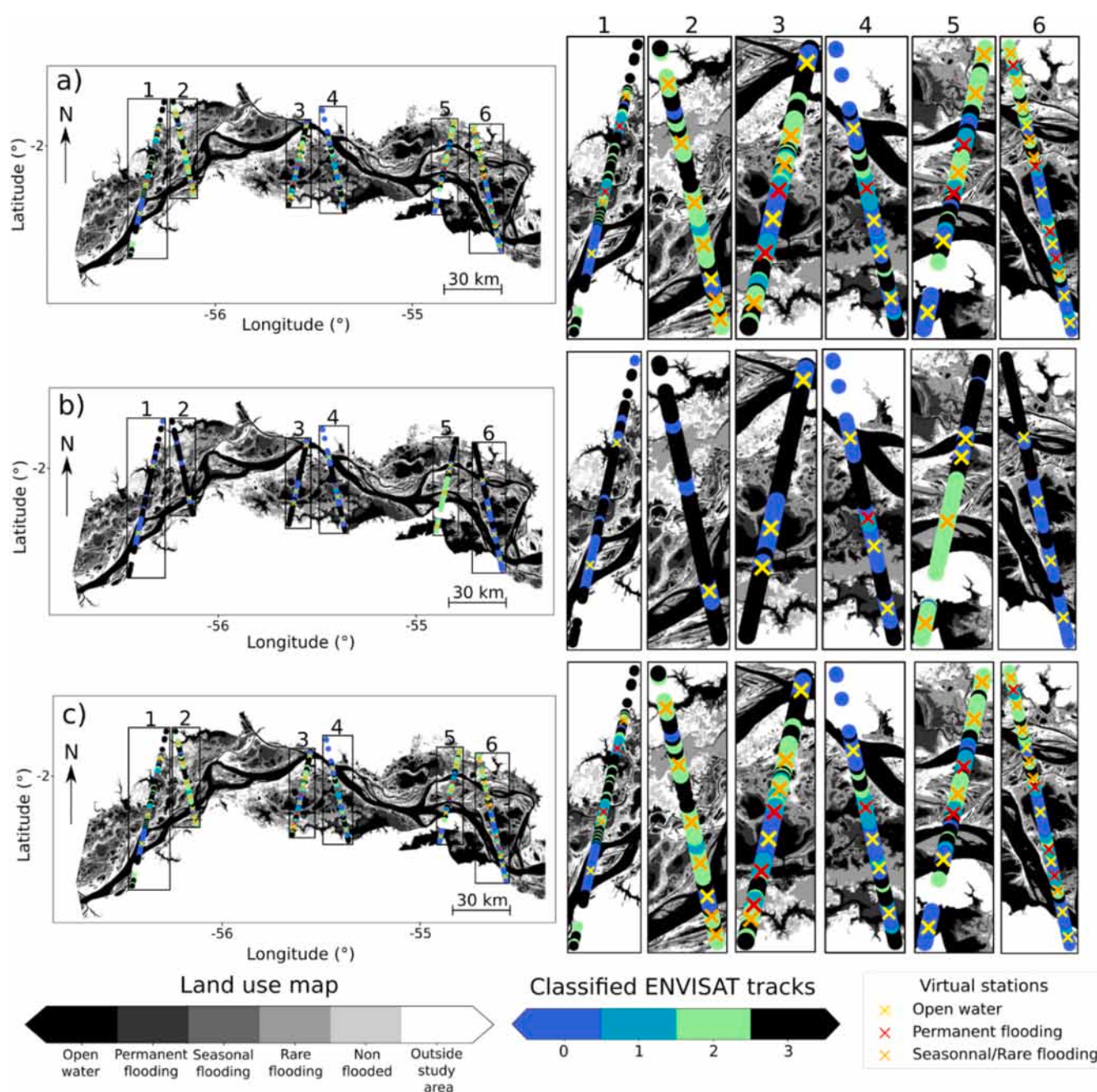


Fig. 4. – K-Means classifications of the Envisat radar echoes over Curuaí according to (a) the backscatter coefficient only, (b) the backscatter coefficient and raw WL and (c) the backscatter coefficient and normalized WL.

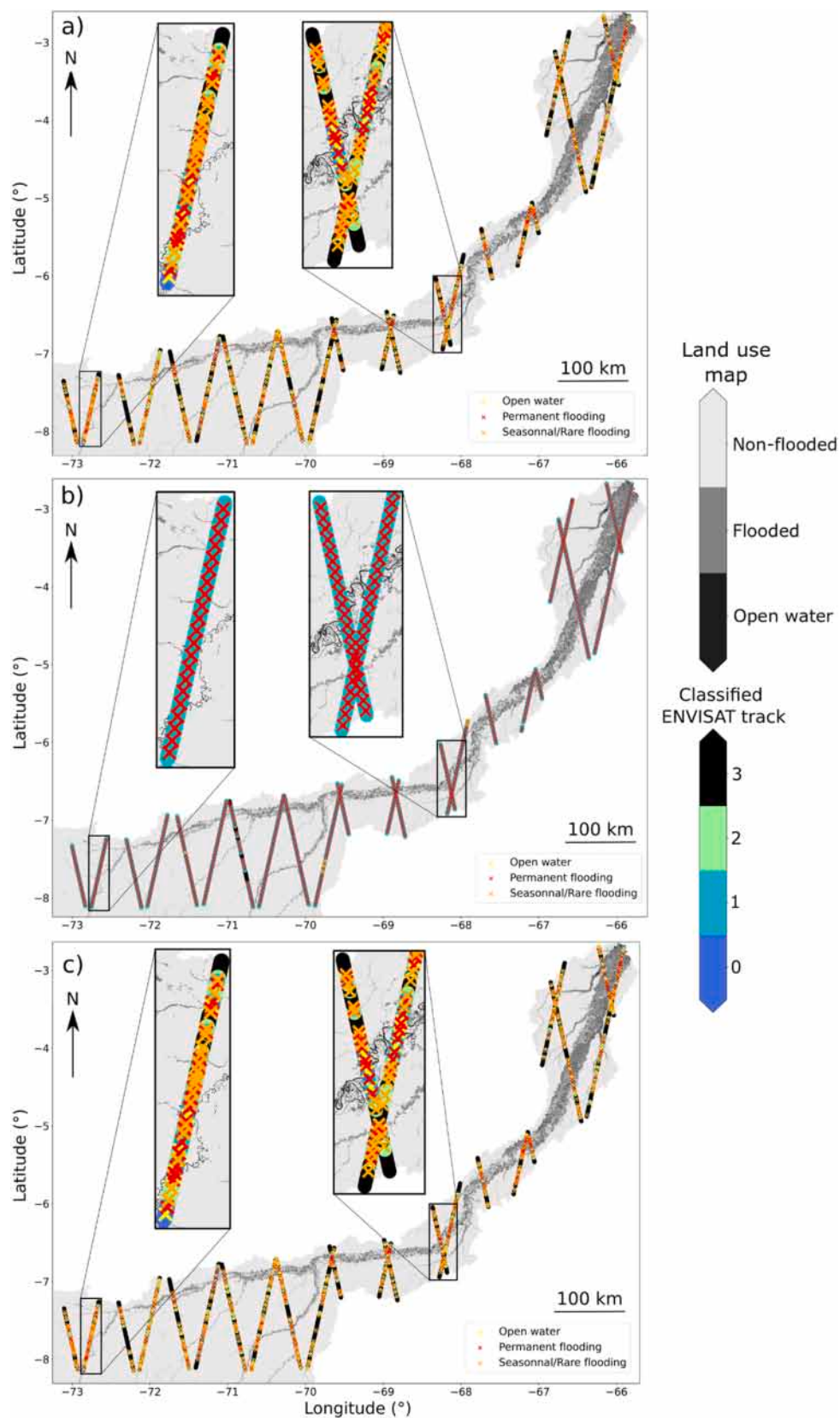


Fig. 5. – K-Means classifications of the Envisat radar echoes over Juruá according to (a) the backscatter coefficient only, (b) the backscatter coefficient and raw WL and (c) the backscatter coefficient and normalized WL.

4. Results

4.1. Radar echoes classification and virtual station detection

4.1.1. Classification of radar altimetry echoes

The results of the along-track classifications of Envisat and Saral radar echoes over Curuaí and the Juruá river are shown in Figs. 4, 5 and Supplementary Material Figures C and D, respectively, for each parameter. Corresponding confusion matrix results computed between reference class maps and radar echoes classifications are shown in Fig. 6, more details are presented in Supplementary Material Tables A and B. The four classes represent all the major hydrological regimes present in the study areas. Very similar results were obtained when considering four to six classes (as in Frappart et al., 2021c not shown here) but best solutions were obtained with four classes. Classes 0 and 3 represent the most and the least widely covered with water areas, respectively. Classes 1 and 2 correspond to intermediate water regimes, class 1 corresponding with longer presence of water than class 2. For Envisat results over Curuaí region, true positive (TP) and false negative (FN) results are predominant (70–80%), representing good correlation, for both parameters with a slightly better class correlation for B+NWL parameter. Concerning Saral results over Curuaí, 60% of the results are in good agreement with the map references for B and B+NWL parameters, but only 25% are in good agreement for B+RWL parameter. For Envisat results over the Juruá watershed, 41% of the B and B+NWL results and 25% of the B+RWL results are in good agreement with map reference classes. Concerning Saral results over Juruá watershed, 33% of the B and B+NWL results and 25% of the B+RWL are in good agreement.

4.1.2. Classification selection

Classification accuracies are shown in Table 2. Accuracy varies between 0.52 and 0.74 for B and B+NWL parameters and between 0.25 and 0.59 for B+RWL parameter. Indeed, mixing effects between different types of soil due to the large radar footprint over the surface are taken into account, which can explain the moderate accuracy values. Considering the very small differences between B and B+NWL accuracies, we only focus on the B+NWL parameter because of its innovative character. These results are available online on the data repository (Enguehard et al., 2023).

4.1.3. Virtual station creation

For each series of radar echo in the same class and respecting the conditions listed in Section 3.3, a VS is created. Fig. 7 presents the number of VS created according to the different combination of parameters and area/satellite (independently from the accuracies). First, we can see that the B+RWL combination does not allow to create more than 10 VS for at least two classes, except for the Juruá/Saral combination where class 0 is over-represented (more than 500 VS). In contrast, B and B+NWL present similar distribution for

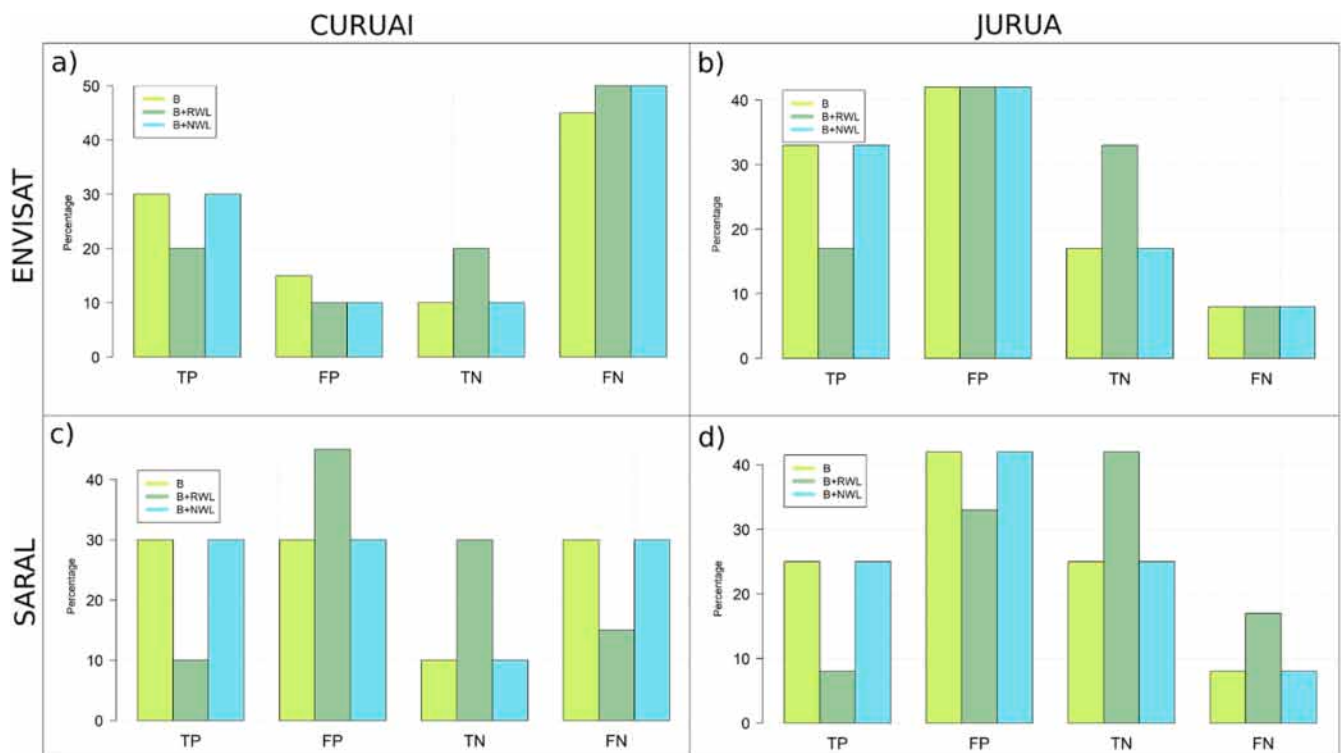
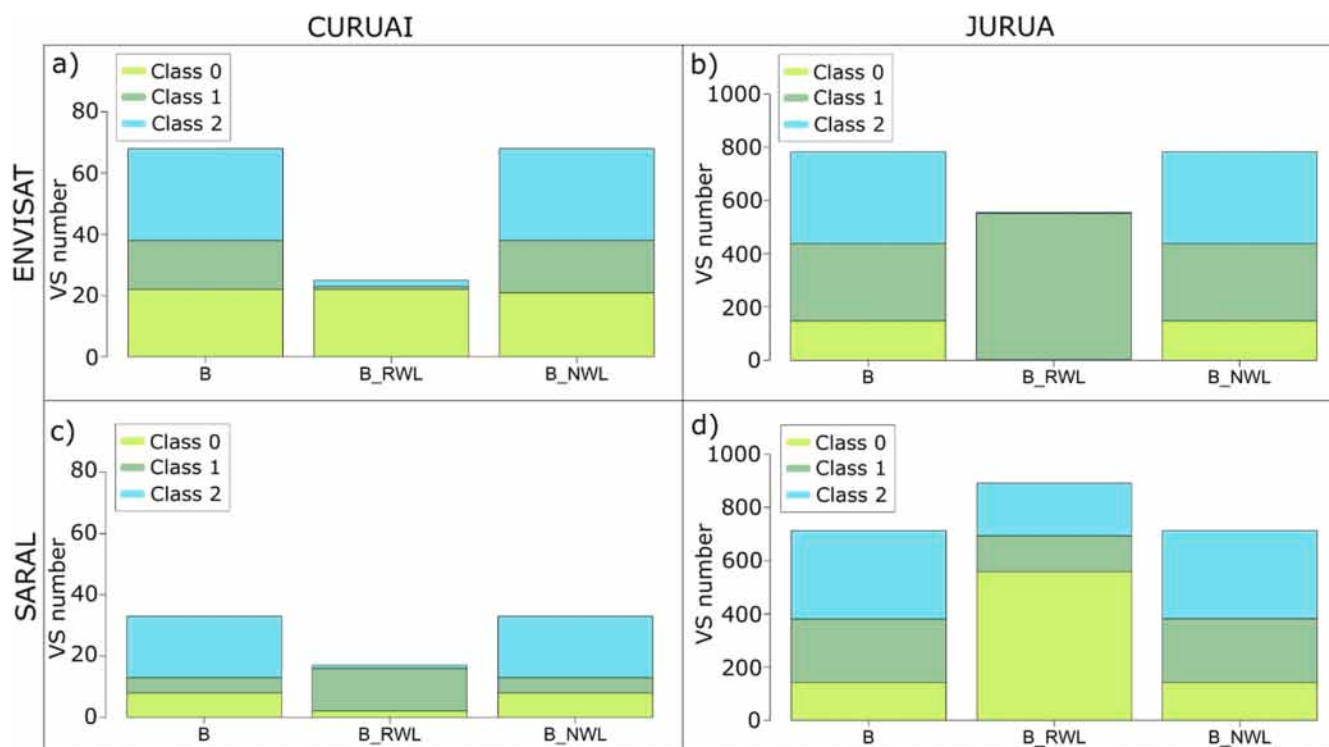


Fig. 6. – Confusion matrix results for (a) Curuaí Envisat classification, (b) Juruá Envisat classification, (c) Curuaí Saral classification and (d) Juruá Saral classification for each parameter results: backscatter only (B), backscatter and raw WL (B+RWL) and backscatter and normalized WL (B+NWL). TP = True Positive, FP = False positive, TN = True negative and FN = False negative.

Table 2

Classification accuracies over Curuaí and Juruá watershed with Envisat and Saral data for both three parameters.

	B	B+RWL	B+NWL
Curuaí / Envisat	0.740	0.592	0.741
Curuaí / Saral	0.525	0.422	0.525
Juruá / Envisat	0.685	0.510	0.685
Juruá / Saral	0.592	0.252	0.594

**Fig. 7.** – Number of VS created with Envisat over (a) Curuaí and (b) the Juruá and with Saral over (c) Curuaí and (d) the Juruá.

each area/satellite combination. As expected, there is much more class 1 VS created in the Juruá than in Curuaí because of the largest floodplain area crossed by the altimeter. Finally, Envisat and Saral exhibit similar VS classes distributions in Juruá and Curuaí for B and B+NWL parameters but much less VS are created for Curuaí /Saral compared to Curuaí /Envisat, probably due to the only 3 years of Saral data used here compared to the 8 years of Envisat data. However, the method proves to be efficient to create VS over Amazon floodplains.

4.2. WL time series validation

Time series of WL results are available online on the data repository (Enguehard et al., 2023). Here, we choose to focus on B+NWL time series because of its innovative character compared to the B parameter that has been already studied (Frappart et al., 2021c). With the large number of results, only VS at the closest location to the gauging stations have been selected for comparison. Figs. 8 and 9 present these VS, as well as the R^2 and RMSE between our results and those obtained using ALTiS software. Supplementary Material Figs. E and F are presenting R^2 and RMSE between our results/ALTiS results with the gauging station. Our results show good correlation with those from ALTiS.

Table 3 summarizes R^2 and RMSE according to areas and sensors. Our automatic results give better R^2 and RMSE near Curuaí with Envisat sensor, whereas ALTiS results are better compared when using Saral data. Near Santos Dumont, ALTiS results are slightly better than automatic ones when using Envisat data. Finally, no automatic VS has been created over the river near Santos Dumont using Saral data, then comparisons with our method can't be possible but ALTiS and *in situ* method seems to be accurate enough.

5. Discussion

5.1. Identification of water regime along altimetry ground-tracks

Through the use of k-means clustering and validation against reference land cover maps, we are able to attribute hydrological status

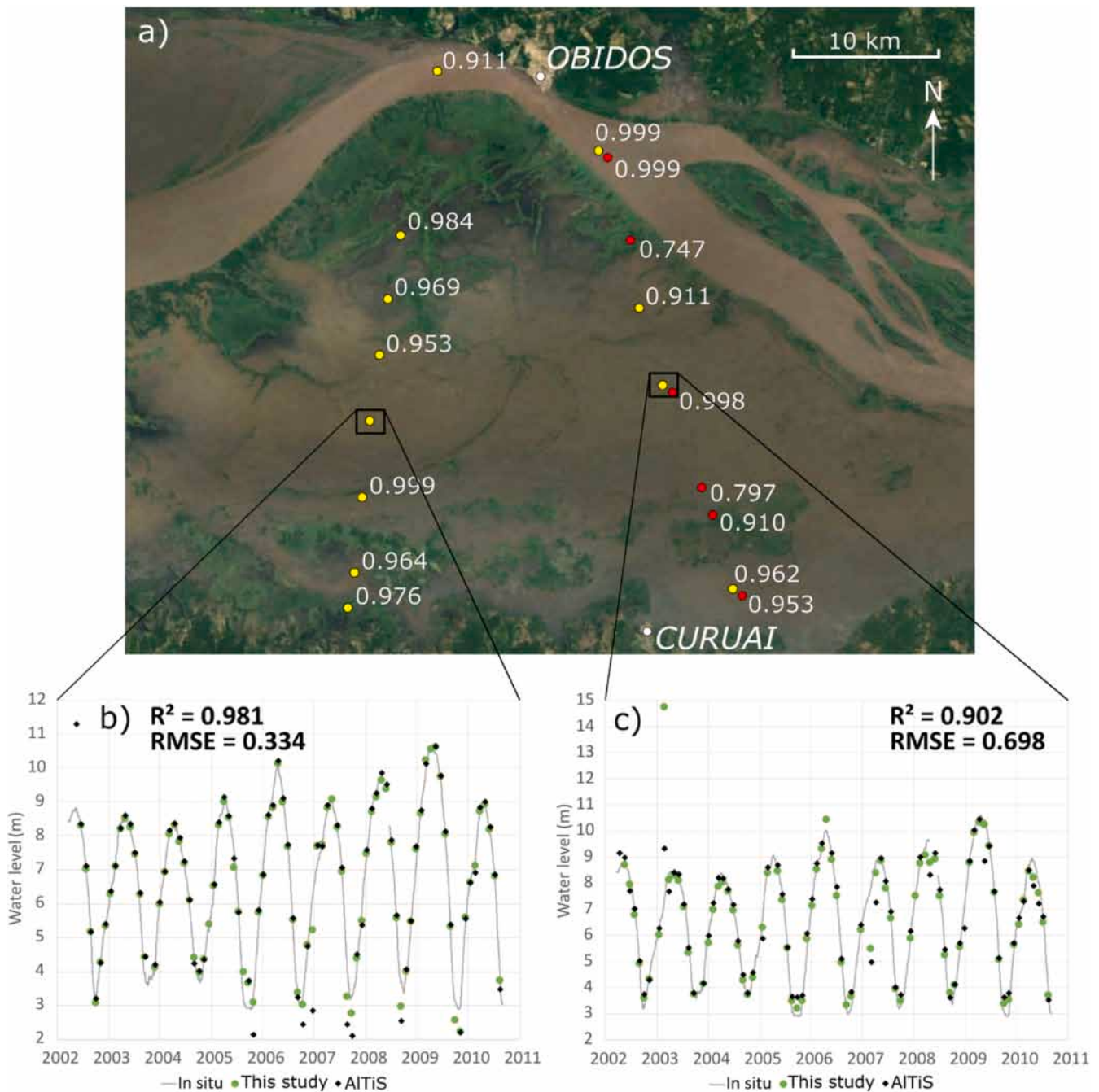


Fig. 8. – a) Location of automatically generated VS over Curuaí and R^2 associated (Yellow points = Envisat. Red points = Saral). b) and c) Examples of time series of WL from *in-situ* WL (grey line), automatically generated VS (green points), and manually generated (black lozenges). Biases with *in situ* gauges has been removed.

(open water, flooded and non-flooded areas) to each class. As in Frédéric Frappart et al. (2021c), our classifications and associated regimes coincide well with reference classes (Arantes et al., 2019; Hess et al., 2015). Class 0 is very often located on open water (lakes or rivers); on the contrary, class 3 is mainly located in non-flooded areas. Classes 1 and 2 correspond to intermediate hydrological environment such as permanently or seasonally flooded and seasonally or infrequently flooded, respectively. Nevertheless, reference land cover maps may be strongly methodology-dependant and thus may not be always accurate for our comparison. Indeed, the reference map over Curuaí from Arantes et al. (2019) has been obtained using Landsat (optical) images acquired between 2008 and 2009 and the one over Juruá river from Hess et al. (2015) has been obtained using SAR during the 1996 high water season (May to July), whereas Envisat and Saral respectively provide altimetry data over 2002–2010 and 2013–2016. This lack of time concordance may reduce accuracy classifications.

Best classifications are obtained with both B and B+NWL parameter, for both satellites but we focus on B+NWL results only to assess these new results. Envisat classifications are generally better than Saral's ones. Several reasons are likely to account for such lower accuracies of Saral results compared to Envisat's. The most obvious one is the drift of the Saral mission on its nominal orbit of

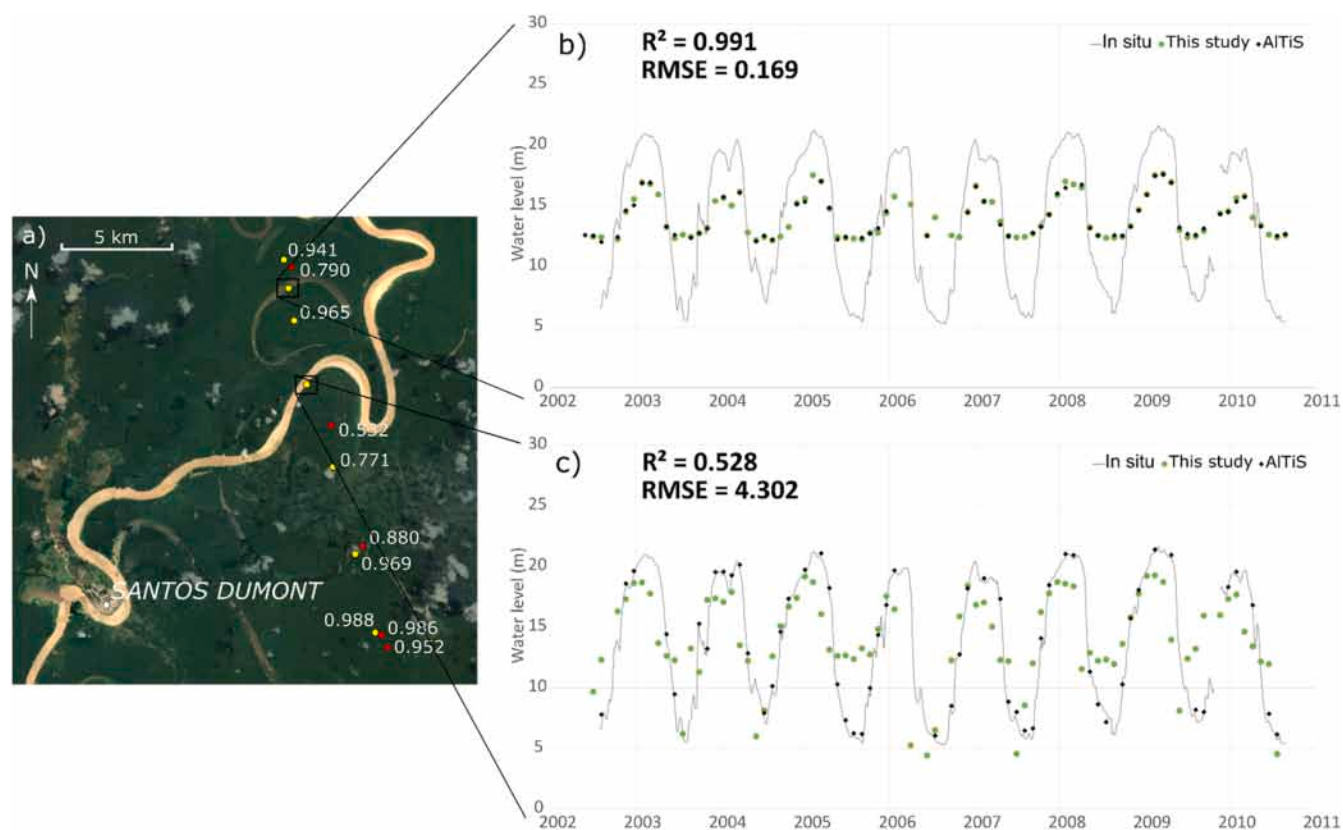


Fig. 9. – a) Location of automatically generated VS over the Juruá (Yellow points = Envisat. Red points = Saral). b) and c) Examples of time series of WL from *in-situ* WL (grey line), automatically generated VS (green points), and manually generated (black lozenges). Biases with *in situ* gauges has been removed.

Table 3

R^2 and RMSE results near to Curuaí and Santos Dumont gauge stations with Envisat and Saral sensors for WL time series comparisons.

			R^2	RMSE (m)
Envisat	Curuaí	Automatic/ALTiS	[0.90, 0.99]	[0.07, 0.70]
		Automatic/ <i>In situ</i>	0.90	0.70
		ALTiS/ <i>In situ</i>	0.80	0.92
	Juruá	Automatic/ALTiS	[0.52, 0.97]	[0.17, 4.30]
		Automatic/ <i>In Situ</i>	0.75	2.89
		ALTiS/ <i>In situ</i>	0.83	2.49
Saral	Curuaí	Automatic/ALTiS	[0.74, 0.99]	[0.06, 1.47]
		Automatic/ <i>In situ</i>	0.69	1.94
		ALTiS/ <i>In situ</i>	0.79	1.07
	Juruá	Automatic/ALTiS	[0.53, 0.98]	[0.36, 2.81]
		Automatic/ <i>In Situ</i>	X	X
		ALTiS/ <i>In situ</i>	0.88	0.95

several kilometres. From one cycle to another, the land cover contained in the Saral footprint was different causing inaccuracies in the classification process. Another one is related to the great time-lag between reference maps period 1995–1996 Juruá and 2009–2010 for Curuaí. Finally, Saral is the first sensor to operate at Ka band. Larger scattering in the vegetation and more power backscattered at Ka band are measured by Saral than at Ku band, and then affect calculated accuracies.

5.2. VS creation and validation

VS detection over Curuaí is effective. River width is up to 6 km and floodplain lakes are large enough to allow a good detection of open water in the radar footprint. However, the Juruá river is narrower, locally up to 400 m width downstream and up to 200 m width upstream, as well as abandoned meanders that are now lakes. Detection of water is therefore more difficult. Nevertheless, the virtual stations created are quite numerous, especially when using the B or B+NWL parameters. With this method, a significant densification of the virtual station network is therefore achieved. As a comparison, 6 VS from the Hydroweb database (<http://hydroweb.theialand.fr/>) are available over the Amazon in Curuaí region, while about 100 VS have been created over the river and floodplains with our

method. For the Juruá, more than 100 VS from the Hydroweb database are available over the river, while about 1500 VS have been created over the river and floodplains. The backscatter coefficient parameter combined with the raw water levels (B+RWL) did not give satisfying results either for classification accuracies or for number of VS created. This may be due to the extreme changes between water levels over the different surface types.

A bias of almost 2 m can be observed for Envisat data and 1.5 m for Saral data over Curuaí and has been respectively removed. Previous studies showed that Envisat has a + 1 m bias compared to *in situ* gauges (Calmant et al., 2013; Santos da Silva et al., 2010). Still, part of the bias could be due to the distance between automatic VS and *in situ* gauges. Nevertheless, R^2 and RMSE are estimated and show good agreement between the automatic time series and ALTiS ones.

As over the Congo river (Frappart et al., 2021c), the automatic method over Amazon's forest is more efficient than the manual ALTiS software. Indeed, automatic method is faster than ALTiS computation and allow monitoring floodplains areas. Moreover, removing outliers from ALTiS software induce fewer elements in time series. Despite the slightly worse R^2 and RMSE results than for Curuaí, the method is rather effective in Santos Dumont. However, as it can be seen in Fig. 9.c), Juruá river automatic results should be considered with caution. Juruá river and ancient meanders are well detected using Envisat data. But, during low water period, some anomalous water levels can be retrieved most probably due to the narrowness of the river.

5.3. River-floodplain connectivity

Using the automatically generated WL series, it is possible to carry out a connectivity analysis between floodplain lakes and rivers by examining the duration of the connection between the mainstream and the lakes (or between lakes) during floods and recessions, detecting different filling/emptying dynamics between lakes. The methodology that leads to an important densification of the number of water level measurement points in rivers and floodplains is an important contribution for the scientific community to better understand the dynamics of river-floodplain exchanges and their evolution over time.

With this method, the new densified VS network permits to obtain information on water bodies WL along the river and along river cross-sections, enabling to analyse hydrologic connectivity between river and lakes and lakes with each other and determine flood duration and rising/draining velocities at each VS. As an example, VS time series in the river and the Curuaí floodplain, created using Envisat data (B+NWL parameter), are shown in Fig. 10a. Most of the time, the river is flooded before the floodplain, except for some years during which the flood is beginning earlier (e.g. 2006, 2007) and can last from 6 to 8 months depending on the year, generally from November/December to May/June. Mean rising velocity is about 0.8 m/month in the river and in the floodplain, except in the Lago Grande do Curuaí where the flood is slower (0.7 m/month). Then, falling phase is beginning and can last from 4.5 to 7 months depending on the year, generally until November/December. Draining velocities are about 1 m/month in the river and in the floodplain, except in the Lago Grande do Curuaí where the flood is slower (0.9 m/month). Indeed, west of the floodplain is flooded by the upstream river and small channels before the east which is flooded both by the west floodplain and by channels connected to the downstream river (Bonnet et al., 2008; Park and Latrubesse, 2017). The double input of east floodplain by the channels/river is easily seen for some years with the double peaks in the time series (e.g. 2003, 2004, 2008, 2009). VS time series in the Juruá river and the floodplain near Santos Dumont, created from Envisat (B+NWL parameter), are shown in Fig. 10b. Rising can last from 5 to 8 months depending on the year, generally from ~September to March/April. Rising velocity is about 1.2 m/month in the river, whereas they are slower (0.4–0.7 m/month) in the floodplain. Then, falling phase is beginning and can last from 4.5 to 8 months depending on the year, generally until ~September. Draining velocity is about 1.4 m/month in the river, whereas they are slower (0.5–0.7 m/month) in the floodplain. In this case, river is always flooded first and propagation of rising water in the floodplains is well seen after the flood begun several months ago. Times of connection can be easily recognised when the river is low. From the moment when flood begin until the floodplains is rising, four months has past (e.g. 2003, 2004, 2006, 2007). Times of disconnection between the river and the floodplains are lasting about 6 months in this Juruá portion.

This kind of information, coupled with bathymetry, can possibly permit to better interpret fish population dynamics (Hurd et al., 2016; Park and Latrubesse, 2017). Even if Envisat and Saral allow to analyse surface water connectivity at monthly time-scale, the opportunity of the new Ka-band wide-swath radar altimeter of the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission will be unique (Biancamaria et al., 2016). Owing to its capability to map water levels at 100 m of spatial resolution several times during its 21-day repeat period, this new dataset will allow a finer monitoring of the surface water connectivity between river and floodplains.

6. Conclusion

In this study, we confirm the strong potential of radar altimetry backscattering coefficient to identify land water surfaces along the tracks. Compared to a previous study, we showed that the discrimination between land and water is enhanced when taking into consideration in the classification process the normalized water level in areas with a complex hydrodynamics such as the Curuaí várzea and the Juruá watershed, in Amazon. Results show good replicability and efficiency over a densely vegetated equatorial area. Indeed, classification accuracies of 0.74 (0.53) and 0.69 (0.59) were obtained for Envisat (Saral) when comparing with reference land cover maps in the Curuaí várzea and the Juruá watershed, respectively, using a k-means clustering approach. Based on these results, WL time series were automatically generated along the tracks over the classes associated to open water and inundation. Their creation permitted to strongly densify VS network in the river and the floodplains: 4650 VS were created in both areas. Comparisons show an accuracy ranging from 0.52 (0.53) to 0.97 (0.98) when comparing the time series of WL automatically generated with Envisat (Saral) with ones from the *in situ* station or the ones manually created in the Curuaí várzea.

On the one hand, this method offers possibility to include floodplain water level in current database and allow better surface water

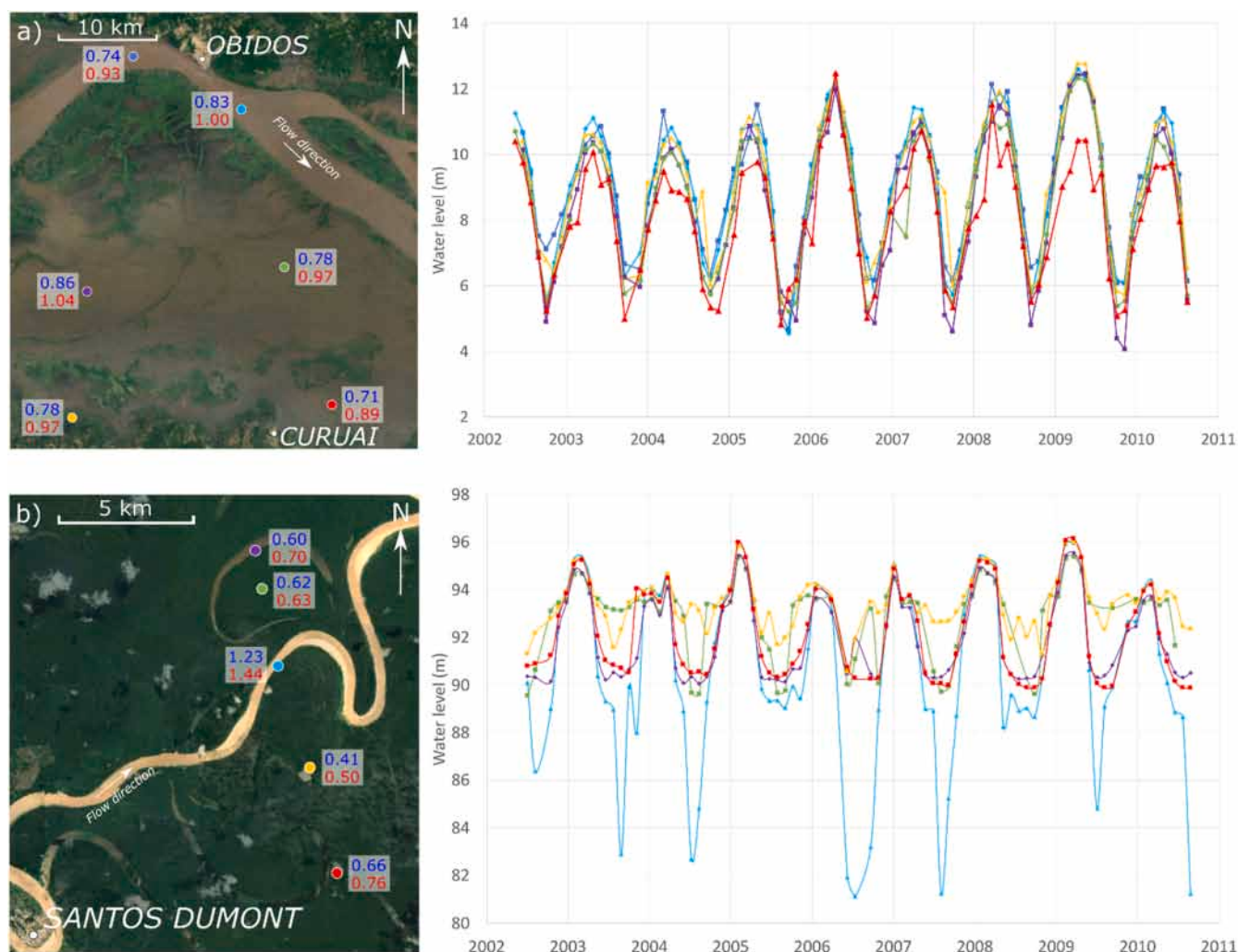


Fig. 10. – B+NWL parameter time series evolution from Envisat data in a) the Curuaí floodplain and in b) the flooded forest near to Santos Dumont along the Juruá. Blue and red strings are mean flood and mean drainage velocities in meter per month, respectively. Time series colours are map linked.

stock estimations to monitor areas where *in situ* data does not exist. On the other hand, the created WLs allow a better connectivity analysis between the river, the lakes and the floodplains. The wetlands' filling dynamic is better understood. Especially in Curuaí, where the varzea is filled to the west first via the upstream river, and then to the east via channels connected to the western floodplain and the downstream river. This information, coupled with bathymetry, would allow to better understand fish population dynamics and floodplain biogeochemical functioning. The recent launch of the SWOT mission offers new opportunities for better monitoring the channel-floodplains connectivity as this new mission will provide water level maps at 100 m of spatial resolution 2 or 3 times every 21 days in equatorial areas.

CRedit authorship contribution statement

Pauline Enguehard: Conceptualization, Software, Validation, Investigation, Writing – original draft, Writing – review & editing, Visualization. **Frédéric Frappart:** Conceptualization, Software, Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing, Supervision, Funding acquisition. **Pierre Zeiger:** Methodology, Software. **Fabien Blarel:** Methodology, Resources. **Frédéric Satgé:** Conceptualization, Funding acquisition. **Marie-Paule Bonnet:** Conceptualization, Writing – original draft, Supervision, Funding acquisition.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data Availability

The data and related documentations that support the findings of this study are openly available in DataSuds repository (IRD, France) at <https://doi.org/10.23708/HOZKPW>. Data reuse is granted under CC-BY license.

Acknowledgments

The first author is grateful to the Occitanie region, SABERES project (BNP Paribas foundation 2020–2025) and WASACA (Agropolis foundation) fundings. This research is funded in the framework of the BONDS (Balancing biodiversity conservation and Development in Amazon wetlands) project funded through the 2017–2018 Belmont Forum and BiodivERsA joint call for research proposals, under the BiodivScen ERA-Net COFUND programme, and with the funding organisations French National Research Agency (ANR), São Paulo Research Foundation (FAPESP), National Science Foundation (NSF), the Research Council of Norway and the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF). This research is also a contribution the CNES's TOSCA SWOT SWHYM project.

Appendix A. Supporting information

Supplementary data associated with this article can be found in the online version at [doi:10.1016/j.ejrh.2023.101397](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101397).

References

- Abdalla, S., Abdeh Kolahchi, A., Ablain, M., Adusumilli, S., Aich Bhowmick, S., Alou-Font, E., Amarouche, L., Andersen, O.B., Antich, H., Aouf, L., Arbic, B., Armitage, T., Arnault, S., Artana, C., Aulicino, G., Ayoub, N., Badulin, S., Baker, S., Banks, C., Bao, L., Barbetta, S., Barceló-Llull, B., Barlier, F., Basu, S., Bauer-Gottwein, P., Becker, M., Beckley, B., Bellefond, N., Belonenko, T., Benkiran, M., Benkouider, T., Bennartz, R., Benveniste, J., Bercher, N., Berge-Nguyen, M., Bettencourt, J., Blarel, F., Blazquez, A., Blumstein, D., Bonnefond, P., Borde, F., Bouffard, J., Boy, F., Boy, J.-P., Brachet, C., Brasseur, P., Braun, A., Brocca, L., Brockley, D., Brodeau, L., Brown, S., Bruinsma, S., Bulczak, A., Buzzard, S., Cahill, M., Calmant, S., Calzas, M., Camici, S., Cancet, M., Capdeville, H., Carabajal, C., Carrere, L., Cazenave, A., Chassignet, E.P., Chauhan, P., Cherchali, S., Chereskin, T., Cheymol, C., Ciani, D., Cipollini, P., Cirillo, F., Cosme, E., Coss, S., Cotroneo, Y., Cotton, D., Couhert, A., Coutin-Faye, S., Crétaux, J.-F., Cyr, F., d'Ovidio, F., Darrozes, J., David, C., Dayoub, N., De Staerke, D., Deng, X., Desai, S., Desjonqueres, J.-D., Dettmering, D., Di Bella, A., Díaz-Barroso, L., Dibarboure, G., Dieng, H.B., Dinardo, S., Dobslaw, H., Dodet, G., Doglioli, A., Domeneghetti, A., Donahue, D., Dong, S., Donlon, C., Dorandeu, J., Drezen, C., Drinkwater, M., Du Penhoat, Y., Dushaw, B., Egido, A., Erofeeva, S., Escudier, P., Esselborn, S., Exertier, P., Fablet, R., Falco, C., Farrell, S.L., Faugere, Y., Femenias, P., Fenoglio, L., Fernandes, J., Fernández, J.G., Ferrage, P., Ferrari, R., Fichen, L., Filippucci, P., Flampouris, S., Fleury, S., Fornari, M., Forsberg, R., Frappart, F., Frery, M., Garcia, P., Garcia-Mondejar, A., Gaudelli, J., Gaultier, L., Getirana, A., Gibert, F., Gil, A., Gilbert, L., Gille, S., Giulicchi, L., Gómez-Enri, J., Gómez-Navarro, L., Gommenginger, C., Gourdeau, L., Griffin, D., Groh, A., Guerin, A., Guerrero, R., Guinle, T., Gupta, P., Gutknecht, B.D., Hamon, M., Han, G., Hauser, D., Helm, V., Hendricks, S., Hernandez, F., Hogg, A., Horwath, M., Idzanović, M., Janssen, P., Jeansou, E., Yongjun, Jia, Yuanyuan, Jia, Jiang, L., Johannessen, J.A., Kamachi, M., Karimova, S., Kelly, K., Kim, S.Y., King, R., Kittel, C.M.M., Klein, P., Klos, A., Knudsen, P., Koenig, R., Kostianoy, A., Kouraev, A., Kumar, R., Labrousse, S., Lago, L.S., Lambin, J., Lason, L., Laurain, O., Laxenaire, R., Lázaro, C., Le Gac, S., Le Sommer, J., Le Traon, P.-Y., Lebedev, S., Léger, F., Legresy, B., Lemoine, F., Lenain, L., Leuliette, E., Levy, M., Lillibridge, J., Liu, J., Llovel, W., Lyard, F., Macintosh, C., Makhoul Varona, E., Manfredi, C., Marin, F., Mason, E., Massari, C., Mavrocordatos, C., Maximenko, N., McMillan, M., Medina, T., Melet, A., Meloni, M., Mertikas, S., Metref, S., Meyssignac, B., Minster, J.-F., Moreau, T., Moreira, D., Morel, Y., Morrow, R., Moyard, J., Mulet, S., Naeije, M., Nerem, R.S., Ngodock, H., Nielsen, K., Nilsen, J.E.Ø., Niño, F., Nogueira Loddó, C., Noûs, C., Obligis, E., Otsuka, I., Otten, M., Oztunali Ozbahceci, B., Raj, P., Paiva, R., Paniagua, R., Paolo, G., Paris, F., Pascual, A., Passaro, A., Paul, M., Pavelsky, S., Pearson, T., Penduff, C., Peng, T., Perosanz, F., Picot, F., Piras, N., Poggiali, F., Poirier, V., Ponce de León, É., Prants, S., Prigent, S., Provost, C., Pujol, C., Qiu, M.-L., Quillen, B., Rami, Y., Raney, A., Raynal, R.K., Remy, M., Rémy, E., Restano, F., Richardson, M., Richardson, A., Ricker, D., Ricko, R., Rinne, M., Rose, E., Rosmorduc, S.K., Rudenko, V., Ruiz, S., Ryan, S., Salaün, B.J., Sanchez-Roman, C., Sandberg Sørensen, A., Sandwell, L., Saraceno, D., Scagliola, M., Schaeffer, M., Scharffenberg, P., Scharroo, M.G., Schiller, R., Schneider, A., Schwatke, R., Scozzari, C., Ser-giacomi, A., Seyler, E., Shah, F., Sharma, R., Shaw, R., Shepherd, A., Shriver, A., Shum, J., Simons, C.K., Simonsen, W., Slater, S.B., Smith, T., Soares, W., Sokolovskiy, S., Soudarin, M., Spatar, L., Speich, C., Srinivasan, S., Srokosz, M., Stanev, M., Staneva, E., Steunou, J., Stroeve, N., Su, J., Sulistioadi, B., Swain, Y.B., Sylvestre-baron, D., Taburet, A., Tailleux, N., Takayama, R., Tapley, K., Tarpanelli, B., Tavernier, A., Testut, G., Thakur, L., Thibaut, P.K., Thompson, P., Tintoré, L., Tison, J., Tourain, C., Tournadre, C., Townsend, J., Tran, B., Trilles, N., Tsamados, S., Tseng, M., Uebmann, K.-H., Uebbing, C., Vergara, B., Verron, O., Vieira, J., Vignudelli, T., Vinogradova Shiffer, S., Visser, N., Vivier, P., Volkov, F., von Schuckmann, D., Vuglinskii, K., Vuilleumier, V., Walter, P., Wang, B., Wang, J., Watson, C., Wilkin, C., Willis, J., Wilson, J., Woodworth, H., Yang, P., Yao, K., Zaharia, F., Zakhharova, R., Zaron, E., Zhang, E.D., Zhao, Y., Zinchenko, Z., V., Zlotnicki, V., 2021. Altimetry for the future: building on 25 years of progress. *Advances in Space Research*. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.022>.
- Alsford, D., Birkett, C., Dunne, T., Melack, J., Hess, L., 2001. Water level changes in a large Amazon lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2671–2674. <https://doi.org/10.1029/2001GL012962>.
- Alsford, D.E., Melack, J.M., Dunne, T., Mertes, L.A.K., Hess, L.L., Smith, L.C., 2000. Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon flood plain. *Nature* 404, 174–177. <https://doi.org/10.1038/35004560>.
- Alsford, D.E., Rodríguez, E., Lettenmaier, D.P., 2007. Measuring surface water from space. *Rev. Geophys.* 45, RG2002. <https://doi.org/10.1029/2006RG000197>.
- ALTIS data request — CTOH [WWW Document], n.d. URL http://ctoh.legos.obs-mip.fr/applications/land_surfaces/altimetric_data/altis (accessed 1.9.23).
- Arantes, C.C., Winemiller, K.O., Asher, A., Castello, L., Hess, L.L., Petrer, M., Freitas, C.E.C., 2019. Floodplain land cover affects biomass distribution of fish functional diversity in the Amazon River. *Sci. Rep.* 9, 16684. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-52243-0>.
- Arnesen, A.S., Silva, T.S.F., Hess, L.L., Novo, E.M.L.M., Rudorff, C.M., Chapman, B.D., McDonald, K.C., 2013. Monitoring flood extent in the lower Amazon River floodplain using ALOS/PALSAR ScanSAR images. *Remote Sens. Environ.* 130, 51–61. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.035>.
- Benveniste, J., Milagro-Perez, M.P., Roca, M., Levini, G., 2003. The ENVISAT Radar Altimeter System. In: Hwang, C., Shum, C.K., Li, J. (Eds.), *Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography*, International Association of Geodesy Symposia. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 251–259. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18861-9_31.
- Biancamaria, S., Lettenmaier, D.P., Pavelsky, T.M., 2016. The SWOT mission and its capabilities for land hydrology. *Surv. Geophys.* 37, 307–337. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9346-y>.
- Bonnefond, P., Verron, J., Aublanc, J., Babu, K., Bergé-Nguyen, M., Cancet, M., Chaudhary, A., Crétaux, J.-F., Frappart, F., Haines, B., Laurain, O., Ollivier, A., Poisson, J.-C., Prandi, P., Sharma, R., Thibaut, P., Watson, C., 2018. The benefits of the Ka-band as evidenced from the SARAL/AltiKa altimetric mission: quality assessment and unique characteristics of AltiKa Data. *Remote Sens.* 10, 83. <https://doi.org/10.3390/rs10010083>.

- Bonnet, M.P., Barroux, G., Martinez, J.M., Seyler, F., Moreira-Turcq, P., Cochonneau, G., Melack, J.M., Boaventura, G., Maurice-Bourgoin, L., León, J.G., Roux, E., Calmant, S., Kosuth, P., Guyot, J.L., Seyler, P., 2008. Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuaí). *J. Hydrol.* 349, 18–30. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.055>.
- Callede, J., Guyot, J.L., Ronchail, J., Molinier, M., De Oliveira, E., 2002. L'Amazonie à Óbidos (Brésil): étude statistique des débits et bilan hydrologique. *Hydrol. Sci. J.* 47, 321–333. <https://doi.org/10.1080/02626660209492933>.
- Calmant, S., da Silva, J.S., Moreira, D.M., Seyler, F., Shum, C.K., Crétaux, J.F., Gabalda, G., 2013. Detection of Envisat RA2/ICE-1 retracked radar altimetry bias over the Amazon basin rivers using GPS. *Adv. Space Res.* 51, 1551–1564. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.07.033>.
- Costanza, R., d'Arge, R., de Groot, R., Farber, S., Grasso, M., Hannon, B., Limburg, K., Naeem, S., O'Neill, R.V., Paruelo, J., Raskin, R.G., Sutton, P., van den Belt, M., 1997. The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature* 387, 253–260. <https://doi.org/10.1038/387253a0>.
- Cretaux, J.-F., Nielsen, K., Frappart, F., Papa, F., Calmant, S., Benveniste, J., 2017. Hydrological Applications of Satellite Altimetry Rivers, Lakes, Man-Made Reservoirs, Inundated Areas, in: Stammer, D., Cazenave, A. (Eds.), *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*. CRC Press, Boca Raton, FL: Taylor & Francis, 2017., pp. 459–504. <https://doi.org/10.1201/9781315151779-14>.
- Davidson, N.C., Fluet-Chouinard, E., Finlayson, C.M., 2018. Global extent and distribution of wetlands: trends and issues. *Mar. Freshw. Res.* 69, 620. <https://doi.org/10.1071/MF17019>.
- Denny, P., 1994. Biodiversity and wetlands. *Wetl. Ecol. Manag.* 3. <https://doi.org/10.1007/BF00177296>.
- Dubos, N., Lenormand, M., Castello, L., Oberdorff, T., Guisan, A., Luque, S., 2022. Protection gaps in Amazon floodplains will increase with climate change: Insight from the world's largest scaled freshwater fish. *Aquat. Conserv. aqc* 3877. <https://doi.org/10.1002/aqc.3877>.
- Dudgeon, D., Arthington, A.H., Gessner, M.O., Kawabata, Z.-I., Knowler, D.J., Lévêque, C., Naiman, R.J., Prieur-Richard, A.-H., Soto, D., Stiassny, M.L.J., Sullivan, C. A., 2006. Freshwater biodiversity: importance, threats, status and conservation challenges. *Biol. Rev.* 81, 163. <https://doi.org/10.1017/S1464793105006950>.
- Enguehard, P., Frappart, F., Zeiger, P., Blarel, F., Satge, F., Bonnet, M.-P., 2023. Water Lev. Stations Amaz. floodplains Radar echoes Classif. <https://doi.org/10.23708/HOZKPW>.
- Fassoni-Andrade, A.C., Paiva, R.C.D., de, Rudorff, C., de, M., Barbosa, C.C.F., Novo, E.M.L., de, M., 2020. High-resolution mapping of floodplain topography from space: a case study in the Amazon. *Remote Sens. Environ.* 251, 112065. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112065>.
- Foley, J.A., Asner, G.P., Costa, M.H., Coe, M.T., DeFries, R., Gibbs, H.K., Howard, E.A., Olson, S., Patz, J., Ramankutty, N., Snyder, P., 2007. Amazonia revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin. *Front. Ecol. Environ.* 5, 25–32. [https://doi.org/10.1890/1540-9295\(2007\)5\[25:ARFDAL\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1540-9295(2007)5[25:ARFDAL]2.0.CO;2).
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhope, M., Seyler, F., Cazenave, A., 2006. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sens. Environ.* 100, 252–264. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.027>.
- Frappart, F., Fatras, C., Mougin, E., Marieu, V., Diepkilé, A.T., Blarel, F., Borderies, P., 2015a. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C.* 83–84, 96–110. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.05.001>.
- Frappart, F., Papa, F., Marieu, V., Malbeteau, Y., Jordy, F., Calmant, S., Durand, F., Bala, S., 2015b. Preliminary assessment of SARAL/AltiKa observations over the Ganges-Brahmaputra and Irrawaddy Rivers. *Mar. Geod.* 38, 568–580. <https://doi.org/10.1080/01490419.2014.990591>.
- Frappart, Frédéric, Blarel, F., Fayad, I., Bergé-Nguyen, M., Crétaux, J.-F., Shu, S., Schregenerberger, J., Baghdadi, N., 2021a. Evaluation of the performances of radar and lidar altimetry missions for water level retrievals in mountainous environment: the case of the Swiss Lakes. *Remote Sens.* 13, 2196. <https://doi.org/10.3390/rs1312196>.
- Frappart, Frédéric, Blarel, F., Papa, F., Prigent, C., Mougin, E., Paillou, P., Baup, F., Zeiger, P., Salameh, E., Darrozes, J., Bourrel, L., Rémy, F., 2021b. Backscattering signatures at Ka, Ku, C and S bands from low resolution radar altimetry over land. *Adv. Space Res.* 68, 989–1012. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.06.043>.
- Frappart, Frédéric, Zeiger, P., Betbeder, J., Gond, V., Bellot, R., Baghdadi, N., Blarel, F., Darrozes, J., Bourrel, L., Seyler, F., 2021c. Automatic detection of inland water bodies along altimetry tracks for estimating surface water storage variations in the Congo Basin. *Remote Sens.* 13, 3804. <https://doi.org/10.3390/rs13193804>.
- Hess, L., 2003. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote Sens. Environ.* 87, 404–428. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.04.001>.
- Hess, L.L., Melack, J.M., Affonso, A.G., Barbosa, C., Gastil-Buhl, M., Novo, E.M.L.M., 2015. Wetlands of the lowland Amazon basin: extent, vegetative cover, and dual-season inundated area as mapped with JERS-1 synthetic aperture radar. *Wetlands* 35, 745–756. <https://doi.org/10.1007/s13157-015-0666-y>.
- Hidro-Telemetria / Mapa [WWW Document], n.d. URL <https://www.snirh.gov.br/hidrotelemetria/Mapa.aspx> (accessed 1.9.23).
- Hurd, L.E., Sousa, R.G.C., Siqueira-Souza, F.K., Cooper, G.J., Kahn, J.R., Freitas, C.E.C., 2016. Amazon floodplain fish communities: habitat connectivity and conservation in a rapidly deteriorating environment. *Biol. Conserv.* 195, 118–127. <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2016.01.005>.
- Hydroweb [WWW Document], n.d. URL <https://hydroweb.theia.land.fr/> (Accessed 1 September 23).
- Jain, A.K., Dubes, R.C., 1988. *Algorithms for Clustering Data*. ed. Prentice-Hall, Inc.
- Janse, J.H., van Dam, A.A., Hes, E.M.A., de Klein, J.J.M., Finlayson, C.M., Janssen, A.B.G., van Wijk, D., Mooij, W.M., Verhoeven, J.T.A., 2019. Towards a global model for wetlands ecosystem services. *Curr. Opin. Environ. Sustain.* 36, 11–19. <https://doi.org/10.1016/j.cosust.2018.09.002>.
- Jézéquel, C., Tedesco, P.A., Darwall, W., Dias, M.S., Frederico, R.G., Hidalgo, M., Huguency, B., Maldonado-Ocampo, J., Martens, K., Ortega, H., Torrente-Vilara, G., Zuanon, J., Oberdorff, T., 2020. Freshwater fish diversity hotspots for conservation priorities in the Amazon Basin. *Conserv. Biol.* 34, 956–965. <https://doi.org/10.1111/cobi.13466>.
- Jisha, K.C., Puthur, J.T., 2021. Ecological importance of wetland systems, in: *Wetlands Conservation*.
- Jung, H.C., Hamski, J., Durand, M., Alsdorf, D., Hossain, F., Lee, H., Hossain, A.K.M.A., Hasan, K., Khan, A.S., Hoque, A.K.M.Z., 2010. Characterization of complex fluvial systems using remote sensing of spatial and temporal water level variations in the Amazon, Congo, and Brahmaputra Rivers. *Earth Surf. Process. Landf.* 35, 294–304. <https://doi.org/10.1002/esp.1914>.
- Junk, W.J., Bayley, P.B., Sparks, R.E., 1989. The flood pulse concept in river-floodplain systems. *Fish. Aquat. Sci.* 106, 110–127.
- Junk, W.J., Piedade, M.T.F., Lourival, R., Wittmann, F., Kandus, P., Lacerda, L.D., Bozelli, R.L., Esteves, F.A., Nunes da Cunha, C., Maltchik, L., Schöngart, J., Schaeffer-Novelli, Y., Agostinho, A.A., 2014. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection: BRAZILIAN WETLANDS. *Aquatic Conserv. Mar. Freshw. Ecosyst.* 24, 5–22. <https://doi.org/10.1002/aqc.2386>.
- Kodinariya, T.M., Makwana, P.R., 2013. Review on determining number of cluster in K-means clustering. *Int. J.* 1, 90–95.
- Latrubesse, E.M., Arima, E.Y., Dunne, T., Park, E., Baker, V.R., d'Horta, F.M., Wight, C., Wittmann, F., Zuanon, J., Baker, P.A., Ribas, C.C., Norgaard, R.B., Filizola, N., Ansar, A., Flyvbjerg, B., Stevaux, J.C., 2017. Damming the rivers of the Amazon basin. *Nature* 546, 363–369. <https://doi.org/10.1038/nature22333>.
- Likas, A., Vlassis, N., Verbeek, J. J., 2003. The global k-means clustering algorithm. *Pattern Recognit.* 36, 451–461. [https://doi.org/10.1016/S0031-3203\(02\)00060-2](https://doi.org/10.1016/S0031-3203(02)00060-2).
- Marengo, J.A., Espinoza, J.C., 2016. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts: EXTREMES IN AMAZONIA. *Int. J. Clim.* 36, 1033–1050. <https://doi.org/10.1002/joc.4420>.
- Melack, J.M., Hess, L.L., 2010. Remote sensing of the distribution and extent of wetlands in the Amazon basin. In: Junk, W.J., Piedade, M.T.F., Wittmann, F., Schöngart, J., Parolin, P. (Eds.), *Amazonian Floodplain Forests*. Springer, Netherlands, Dordrecht, pp. 43–59. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8725-6_3.
- Melack, J.M., Kasper, D., Amaral, J.H.F., Barbosa, P.M., Forsberg, B.R., 2021. Limnological perspectives on conservation of floodplain lakes in the Amazon basin. *Aquat. Conserv.* 31, 1041–1055. <https://doi.org/10.1002/aqc.3556>.
- Moomaw, W.R., Chmura, G.L., Davies, G.T., Finlayson, C.M., Middleton, B.A., Natali, S.M., Perry, J.E., Roulet, N., Sutton-Grier, A.E., 2018. Wetlands In a changing climate: science, policy and management. *Wetlands* 38, 183–205. <https://doi.org/10.1007/s13157-018-1023-8>.
- Mota Da Silva, P.J., 2020. Channel pattern and flow rate analyses of the Juruá River. *Northwest Bras. Rev. De. Geol.* 33, 103–110.
- Normandin, C., Frappart, F., Diepkilé, A.T., Marieu, V., Mougin, E., Blarel, F., Lubac, B., Braquet, N., Ba, A., 2018. Evolution of the performances of radar altimetry missions from ERS-2 to sentinel-3A over the Inner Niger Delta. *Remote Sens.* 10, 833. <https://doi.org/10.3390/rs10060833>.
- ORNL DAAC for Biogeochemical Dynamics [WWW Document], n.d. URL <https://daac.ornl.gov/> (accessed 1.9.23).

- Papa, F., 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. *Remote Sens.* 13, 4162. <https://doi.org/10.3390/rs13204162>.
- Park, E., 2020. Characterizing channel-floodplain connectivity using satellite altimetry: mechanism, hydrogeomorphic control, and sediment budget. *Remote Sens. Environ.* 243, 111783 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111783>.
- Park, E., Latrubesse, E.M., 2017. The hydro-geomorphologic complexity of the lower Amazon River floodplain and hydrological connectivity assessed by remote sensing and field control. *Remote Sens. Environ.* 198, 321–332. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.021>.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2012. The development and evaluation of the earth gravitational model 2008 (EGM2008): THE EGM2008 earth gravitational model, 117, n/a-n/a *J. Geophys. Res.* <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>.
- Rast, M., Johannessen, J., Mauser, W., 2014. Review of understanding of earth's hydrological cycle: observations, theory and modelling. *Surv. Geophys* 35, 491–513. <https://doi.org/10.1007/s10712-014-9279-x>.
- Santos da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O.C., Cochonneau, G., Mansur, W.J., 2010. Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sens. Environ.* 114, 2160–2181. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.04.020>.
- Shu, S., Liu, H., Beck, R.A., Frappart, F., Korhonen, J., Lan, M., Xu, M., Yang, B., Huang, Y., 2021. Evaluation of historic and operational satellite radar altimetry missions for constructing consistent long-term lake water level records. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 1643–1670. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1643-2021>.
- da Silva, M.T., Pereira, J., de, O., Vieira, L.J.S., Petry, A.C., 2013. Hydrological seasonality of the river affecting fish community structure of oxbow lakes: a limnological approach on the Amapá Lake, southwestern Amazon. *Limnologia* 43, 79–90. <https://doi.org/10.1016/j.limno.2012.05.002>.
- da Silva Abel, E.L., Delgado, R.C., Vilanova, R.S., Teodoro, P.E., da Silva Junior, C.A., Abreu, M.C., Silva, G.F.C., 2021. Environmental dynamics of the Jurua watershed in the Amazon. *Environ. Dev. Sustain* 23, 6769–6785. <https://doi.org/10.1007/s10668-020-00890-z>.
- Sousa, M.M., Oliveira, W., 2016. Identificação de feições anômalas dos sistemas de drenagem na região do Alto Juruá – AC/AM, utilizando dados de sensoriamento remoto. *Rev. Bras. De. Geogr. Física* 9, 1254–1267.
- Satellite altimetry over oceans and land surfaces. In: Stammer, D., Cazenave, A. (Eds.), 2017. *Earth observation of global changes*. CRC Press, Taylor & Francis Group, Boca Raton London New York.
- Trigg, M.A., Bates, P.D., Wilson, M.D., Schumann, G., Baugh, C., 2012. Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River. *Water Resour. Res.* 48, 2012WR011888. <https://doi.org/10.1029/2012WR011888>.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R.M., Murthy, D.V.A.R., Richman, J.G., Griffin, D., Pascual, A., Rémy, F., Gupta, P.K., 2015. The SARAL/AltiKa altimetry satellite mission. *Mar. Geod.* 38, 2–21. <https://doi.org/10.1080/01490419.2014.1000471>.
- Verron, J., Bonnefond, P., Andersen, O., Arduin, F., Bergé-Nguyen, M., Bhowmick, S., Blumstein, D., Boy, F., Brodeau, L., Crétaux, J.-F., Dabat, M.L., Dibarboure, G., Fleury, S., Garnier, F., Gourdeau, L., Marks, K., Queruel, N., Sandwell, D., Smith, W.H.F., Zaron, E.D., 2021. The SARAL/AltiKa mission: A step forward to the future of altimetry. *Adv. Space Res.* 68, 808–828. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.01.030>.
- Vorosmarty, C., Askew, A., Grabs, W., Barry, R.G., Birkett, C., Doll, P., Goodison, B., Hall, A., Jenne, R., Kitaev, L., Landwehr, J., Keeler, M., Leavesley, G., Schaake, J., Strzepek, K., Sundarvel, S.S., Takeuchi, K., Webster, F., 2001. Global water data: a newly endangered species. In: *Eos Trans AGU*. <https://doi.org/10.1029/01EO00031>.
- Xu, T., Weng, B., Yan, D., Wang, K., Li, X., Bi, W., Li, M., Cheng, X., Liu, Y., 2019. Wetlands of international importance: status, threats, and future protection. *IJERPH* 16, 1818. <https://doi.org/10.3390/ijerph16101818>.

Chapitre 3

Etude de sensibilité pour la mise en place d'un modèle hydraulique

3.1 Contexte

Conditions aux limites :

désigne des contraintes ou des informations supplémentaires imposées à la solution d'une équation ou d'un système physique, spécifiant le comportement du système sur les frontières de la région étudiée. Elles permettent de déterminer une solution unique en tenant compte de la situation aux frontières du domaine concerné.

Root Mean Square Error (RMSE) :

mesure statistique utilisée pour quantifier la différence entre les valeurs observées et les valeurs prédites ou simulées par un modèle. Le RMSE donne une idée de la magnitude moyenne des erreurs entre les prédictions et les observations, en accordant plus de poids aux erreurs plus grandes. Une valeur de RMSE proche de zéro indique une grande précision du modèle, avec des écarts minimes entre les valeurs observées et prédites. Plus le RMSE est élevé, plus les différences entre ces valeurs sont importantes, ce qui reflète un modèle moins précis.

Nash-Sutcliffe Coefficient (NSE) :

indicateur statistique utilisé pour évaluer la performance et la qualité des modèles de simulation, notamment dans les sciences hydrologiques et environnementales. Il mesure la concordance entre les valeurs observées et les valeurs simulées d'une variable. Si $NSE = 1$, le modèle est parfait. Lorsque $0 < NSE < 1$, le modèle est correct mais présente des écarts. Un $NSE = 0$ signifie que le modèle n'apporte aucune amélioration par rapport à la simple moyenne des observations. Enfin, si $NSE < 0$, le modèle est moins précis que la moyenne des valeurs observées.

Toujours dans une approche de surveillance des plaines d'inondations, nous nous sommes intéressés à l'hydrodynamisme interne de la plaine de Curuai, si important à la préservation de ses écosystèmes. L'une des solutions proposées pour représenter les changements passés, en cours et à venir, est la modélisation hydrodynamique de la plaine de Curuai. Le logiciel choisi pour cette étude est le logiciel HEC-RAS (Brunner, 1995; Eslamian and Eslamian, 2022), déjà utilisé pour la modélisation dans la région et la plaine de Curuai (Fassoni-Andrade, 2020; Paiva et al., 2013; Rudorff et al., 2014a,b).

Pour la bonne mise en œuvre du modèle HEC-RAS qui conduira les simulations, il est essentiel d'étalonner les paramètres internes au logiciel pour représenter avec précision les processus hydrodynamiques complexes dans les systèmes de plaine d'inondation et réduire les incertitudes du modèle (Teng et al., 2017; Wood et al., 2016). Parmi les facteurs clés qui influencent de manière significative les résultats des modèles, on peut citer la taille des cellules du domaine maillé, le nombre de conditions limites d'entrées (IBC pour *Inflow Boundary Conditions* en anglais) et les valeurs des coefficients de friction (Pappenberger et al., 2005, 2006, 2008). Les modèles hydrauliques discrétisent le domaine de calcul à l'aide d'un maillage composé de cellules dans lesquelles la profondeur de l'eau et la vitesse d'écoule-

ment sont supposées uniformes. La taille des cellules détermine donc la résolution à laquelle le modèle hydraulique effectue les calculs hydrodynamiques. Le nombre d'IBC contrôle la distribution du ruissellement entrant dans le domaine du modèle. L'occupation du sol de la plaine d'inondation et le frottement associé, représenté dans les modèles d'eau peu profonde par le coefficient de Manning, influencent la résistance à l'écoulement et, par conséquent, les niveaux d'eau. Des erreurs dans l'estimation de ces paramètres peuvent affecter la précision et la fiabilité des résultats du modèle. En faisant varier ces paramètres dans une gamme de valeurs plausibles, nous visons à quantifier leur influence sur les résultats des simulations du modèle (Paiva et al., 2023; Pappenberger et al., 2008) et à fournir des indications sur les réglages optimaux des paramètres pour des simulations précises des plaines d'inondation dans le contexte de la plaine d'inondation de Curuai. La réduction de la taille des mailles et l'augmentation du nombre d'IBC peut également induire un coût de calcul plus élevé. Malgré l'importance de la taille des cellules, du nombre d'IBC et des valeurs de Manning, peu de recherches ont abordé spécifiquement leur sensibilité dans le contexte de la modélisation des plaines d'inondation amazonienne. Ce manque d'informations entrave notre capacité à interpréter et à utiliser en toute confiance les résultats de la modélisation pour les stratégies de gestion des plaines d'inondation et la prise de décision.

La construction de notre modèle HEC-RAS se base sur celui créé par Fassoni-Andrade et al. (2022). Pour sa mise en œuvre, ce modèle nécessite des données géomorphologiques, hydrodynamiques et d'occupation des sols. Les données topographiques et bathymétriques sont fournies par Fassoni-Andrade (2020) et disponibles [ici](#). Les données de débit et de niveau d'eau aux conditions limites d'entrées ont été fournies par Miranda et al. (2023) en utilisant le modèle hydrologique MGB-IPH (Collischonn et al., 2007). Les cartes des coefficients de Manning ont été créées grâce aux cartes d'occupation des sols de l'Amazonie par Hess et al. (2015), puis calibrées sur les valeurs fluviales et celles de Pinel et al. (2020). Ici, le modèle a été construit sur un tronçon de rivière long de 400 kms et large de 2 à 10 kms. J'ai effectué des simulations de flux hydrodynamiques sur cette zone pour l'année hydrologique 2007-2008, choisie en raison de la disponibilité de différents types de données (*in situ*, altimétrie, MGB-IPH). J'ai réalisé plusieurs configurations de résultats pour évaluer les impacts de la taille de maille en testant des tailles de 400m et 200m sur la totalité de la plaine d'inondation et un autre test de 200m incluant une résolution plus fine de 50m sur les chenaux, cette fois. Le nombre d'IBC a été fixé entre 15 ou 60 entrées et les coefficients de friction incluent ou non la forêt dans les types d'occupation des sols. Les niveaux d'eau simulés sont comparés aux deux stations d'observations de l'ANA et aux treize niveaux d'eau altimétriques dans la plaine de Curuai créés lors du travail détaillé dans le Chapitre 2 et dans l'article associé (Enguehard et al., 2023). Les étendues d'inondation sont également comparées aux produits d'inondation existants de Pekel et al. (2016).

De toutes les tailles de grille, les résultats montrent que la simulation avec la taille de grille de 200 m uniforme est la plus performante. Elle s'avère être celle qui sous-estime le moins l'extension d'eau et atteint une précision de 73%. Les valeurs de NSE des niveaux d'eau vont jusqu'à 0.90 dans la plaine d'inondation (capacité de prédiction du modèle au maximum lorsque $NSE = 1$), tandis que les valeurs de RMSE sont les plus faibles avec des valeurs entre 0.60 et 0.80 m dans la rivière et dans la plaine d'inondation (écart quadratique moyen représentant l'erreur de prévision, minimale lorsque $RMSE = 0$ m). Toutefois, bien que ces valeurs soient relativement faibles, elles restent parfois supérieures aux erreurs obtenues dans d'autres études ou environnements similaires (e.g. RMSE entre 0 et 0.5 dans l'étude de Frappart et al. (2021c) dans le bassin du Congo), ce qui pourrait refléter des limites liées aux conditions locales ou aux choix de paramétrisation du modèle. Les 60 IBCs inclus améliorent également les résultats par rapport aux simulations contenant seulement 15 IBCs. L'extension d'eau simulée atteint alors une précision de 68%, tandis que les niveaux d'eau montrent des valeurs de NSE de 0.90 et de RMSE ne dépassant pas 0.60 et 0.80 m dans la rivière et dans la plaine d'inondation. Enfin, les simulations de sols déforestés sont légèrement plus performantes que les simulations de sols avec forêt. Ainsi, l'extension d'eau simulée avec des sols déforestés atteint une précision de 65%, tandis que les niveaux d'eau montrent des valeurs de NSE de 0.86 et de RMSE ne dépassant pas 0.70 et 1.00 m dans la rivière et dans la plaine d'inondation. Ces résultats suggèrent que la déforestation influe sur la dynamique des flux, mais ils révèlent aussi des erreurs de prédiction parfois non négligeables qui pourraient être dues à des incertitudes dans la représentation des interactions entre la végétation et l'hydrodynamique.

Toutefois, l'ensemble des analyses repose sur un seul cycle annuel, ce qui limite la portée de certaines conclusions. En effet, les dynamiques hydrologiques et les effets de certains paramètres peuvent varier d'une année à l'autre en fonction des conditions climatiques ou hydrologiques spécifiques. Il aurait ainsi

été pertinent d'étendre cette étude à une période pluriannuelle afin de mieux évaluer la robustesse des résultats et de capturer d'éventuelles variations interannuelles. Parallèlement, les paramètres les plus affinés de taille de grille et du nombre d'IBC augmentent considérablement le temps de calcul des simulations. Les paramètres finaux choisis dépendent également grandement de l'objectif de l'étude qui définit la durée et les pas de temps de simulation. Malgré tout, ce travail représente aussi une étape vers une meilleure compréhension des processus hydrodynamiques dans la plaine de Curuai en y identifiant précisément les flux hydriques.

En développant une analyse de sensibilité du modèle HEC-RAS sur notre région d'étude qu'est la plaine d'inondation de Curuai, l'étude présentée dans ce chapitre a pour objectif de répondre à l'interrogation suivante : La modélisation hydrodynamique peut-elle aider à informer correctement sur les inondations ? Si oui, quels sont les paramètres à utiliser ?

3.2 Article : Modélisation des inondations à l'échelle locale dans la plaine d'inondation de Curuai : sensibilité aux paramètres de taille des mailles, du nombre de condition aux limites et des coefficients de friction

Cette étude a fait l'objet d'un article soumis dans le journal "Water Resources Research". Cet article présente la méthodologie employée dans l'analyse de sensibilité, la configuration expérimentale et les résultats obtenus à partir d'une série de simulations HEC-RAS. Les résultats contribueront à notre compréhension des sensibilités et des compromis associés à la taille des cellules, au nombre d'IBC et aux coefficients de friction dans la modélisation HEC-RAS pour la plaine d'inondation de Curuai. Les annexes de l'article sont en annexe du manuscrit (Annexe 2).

Local-scale inundation modeling over Amazon floodplain: the sensitivity to mesh cell size, boundary condition representation and friction coefficient parameterization

Pauline Enguehard¹, Pedro Torres Miranda², Alice Fassoni-Andrade³, Daniel Moreira⁴, Rodrigo Cauduro Dias Paiva², Renaud Hostache¹, David Motta-Marques², Frédéric Satgé¹, Marie-Paule Bonnet^{1,5}, Frédéric Frappart⁶

¹ESPACE-DEV, UMR 228, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), University of Montpellier, 34093 Montpellier, France

²Hydraulic Research Institute (IPH), Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Brazil

³Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Institute of Geosciences, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Universidade de Brasília (UnB), Brasília, DF 70910-900, Brazil

⁴Geological Survey of Brazil (SGB), Géosciences Environnement Toulouse (GET), Toulouse, France

⁵Centre do desenvolvimento sustentável (CDS), University of Brasília, Brazil

⁶Interactions Sol Plante Atmosphère (ISPA), UMR 1391, INRAE, Bordeaux Sciences Agro, 33140 Villenave-d'Ornon, France

Key Points:

- Improved representation of Curuai floodplain hydrodynamics at high resolution
- Flow velocity patterns show great variations within the floodplain with a change of water direction during early rising water
- The seasonal river/lakes disconnection lasts from October to beginning of January

Corresponding author: Pauline Enguehard, pauline.enguehard@ird.fr

Abstract

Wetlands are vital for biodiversity and water regulation and their preservation is crucial in our climate change context, especially in the Amazon basin where populations largely depend on aquatic resources. Sustainable water management relies on accurate representation of regional processes and dynamics. Most flood modeling studies provide coarse spatial information, neglecting local scales. To address this, we propose a model of the Curuai region (ca. 13,000 km²) in Central Amazon at increased resolution. Our approach implements punctual and/or distributed inflow boundary conditions (IBCs) to account for runoff, and different friction scenarios considering forests or not. We use the HEC-RAS 2-dimensional hydraulic model to carry out a sensitivity analysis to determine the best compromise between spatial resolution, IBCs, Manning's coefficients, and computation time. Four scenarios of spatial resolution, and two scenarios of Manning coefficients distribution and IBC number are tested. The 200 m cell size best represent flood dynamics, matching observed water levels and extents with 73% to 83% agreement during high and low water periods. Deforested simulations yielded better agreement (65% - 82%) than those with forest (63% - 81%), and including distributed IBC improve agreement by 3% during the low water period. By improving floodplain modeling, we provide insights on water circulation to better capture local water fluxes.

1 Introduction

The Amazon basin hosts 800,000 km² of wetland ecosystems, which represents approximately 10% of the total basin extent (Melack & Hess, 2010). These wetlands are complex and dynamic ecosystems, and play a crucial role in regulating the hydrological processes in the Amazon Basin (Costanza et al., 1997; Jisha & Puthur, 2021; Junk, 1997; Xu et al., 2019). Agriculture, fishing, logging and urbanization are common activities practiced in these fertile areas (Sousa & Oliveira, 2016). Inlet water fluxes in wetlands are very important for these activities and depend on flood flows. Understanding the behavior of wetland inundations and their impact on water flow dynamics is essential for effective flood management and ecosystem conservation in this ecologically sensitive region (Davidson et al., 2018; Janse et al., 2019; Jisha & Puthur, 2021). The Organization for Economic Co-operation and Development (OECD, Development Assistance Committee, 1996) estimated that 50% of the world's wetlands have been lost since 1900. Most of the losses occurred during the 20th century (Mitsch et al., 2015). Today, wetlands are the most threatened ecosystems (IPBES, 2019; Moomaw et al., 2018). Climate change and deforestation are leading to more frequent and severe droughts and floods in the Amazon basin (Marengo & Espinoza, 2016) therefore threatening the economic activities and local populations (Melack et al., 2021). In this context, there is a strong need for characterizing and modeling the temporal hydrological dynamics in floodplains to better understand how future changes could affect wetlands and related human activities.

Hydrological modeling in the Amazon basin has historically been conducted at large scales (Coe et al., 2002; Collischonn et al., 2007; Paiva et al., 2013; Yamazaki et al., 2012). Early pioneering efforts by Vörösmarty et al. (1996, 1989) focused on basin-wide dynamics, providing a broad understanding of hydrological processes. These large-scale models were capable of capturing the overall hydrological behavior of the Amazon Basin but often had difficulties to accurately represent the intricate dynamics of floodplains. To circumvent these limitations, subsequent research introduced local-scale modeling approaches that specifically represented floodplain processes (Trigg et al., 2012; Wilson et al., 2007; Pinel et al., 2020). In particular, the Curuai floodplain, located downstream of the Central Amazon, has been the focus of numerous studies employing local-scale hydrodynamic models (Bonnet et al., 2008; Fassoni-Andrade et al., 2022; Rudorff et al., 2014). For assessing hydrological changes in such complex systems, robust modeling tools are essential. Hydrodynamic models are particularly useful for simulating flood events

and assessing their consequences (Popescu, 2014). One of the popular tools for fine-scale 2-dimensional (2D) hydraulic modeling is the Hydraulic Engineering Center River Analysis System (HEC-RAS) (Brunner, 2016; Eslamian & Eslamian, 2022). In hydrodynamic modeling, selecting appropriate parameter values is critical to accurately representing the complex hydrological processes in floodplain systems and reducing model uncertainties (Hostache et al., 2014; Teng et al., 2017; Wood et al., 2016). Among the key factors that significantly influence model outputs, one can cite cell size, number of inflow boundary conditions (IBC), and Manning’s values (Pappenberger et al., 2006, 2008, 2005). Hydraulic models discretize the computational domain using a mesh composed of cells in which the water depth and the flow velocity are assumed uniform. The cell size therefore determines the resolution at which the hydraulic model is carrying out hydrodynamic computations. The number of IBC controls the distribution of the runoff entering the model’s domain. Floodplain land cover and the associated friction, which is represented in shallow water models via the Manning’s coefficient, influence the resistance to flow and therefore the water levels. Errors in the estimation of these parameters can affect the accuracy and reliability of the model results. It can be therefore relevant to carry out a sensitivity analysis to understand their influence (Paiva et al., 2023; Pappenberger et al., 2008), but at the same time increasing discretization and number of IBC can also induce a higher computational cost. Despite the importance of cell size, number of IBC and Manning’s values, limited research has specifically addressed their sensitivity in the context of modeling Amazonian floodplains to the best of our knowledge. This knowledge gap hampers our ability to confidently interpret and utilize modeling results for floodplain management strategies and decision-making.

Therefore, the specific objective of this study is to investigate the sensitivity of an Amazonian floodplain hydrodynamic model in terms of inundation extents and water flow dynamics to variations in cell size, number of IBC and Manning’s coefficient. By systematically varying these parameters within a range of plausible values, we aim to quantify their influence on the model outputs and provide insights into the optimal parameter settings for accurate floodplain simulations in the Amazonian context. This paper presents the methodology employed in the sensitivity analysis, the experimental setup, and the results obtained from a series of HEC-RAS simulations. The findings will contribute to our understanding of the sensitivities and trade-offs associated with cell size, number of IBC and Manning’s coefficients in HEC-RAS modeling for Amazonian floodplains.

2 Materials

2.1 Study area

The Amazon basin is the largest river system in the world, with about 6,400,000 km² and the largest freshwater reserve concentrates 16% of the planet’s freshwater flow (Da Silva Abel et al., 2021; Latrubesse et al., 2017). Its wetlands and floodplains cover 800,000 km² and therefore 10% of the total watershed area (Melack & Hess, 2010). Amazon wetlands play an important role on water storage, sedimentation rate and flood mitigation (Paiva et al., 2013), that regulate biogeochemical conditions (Junk, 1997) and allow a great biodiversity of microorganisms, plants and fishes in the floodplains. The study of these ecosystems can also lead to a better understanding of floodplain morphology and hydrodynamic interactions between rivers and lakes in the Amazon Basin (Hamilton & Buhl, 2004; Paiva et al., 2013; Park & Latrubesse, 2017; Trigg et al., 2012). Our study focus on the Curuai floodplain, located in the Brazilian part of the Amazon, upstream of the junction between the Amazon and the Tapajos rivers. The floodplain is composed of several large and shallow lakes connected temporarily or permanently to the mainstream by several channels. The flooded area can vary from less than 600 km² up to 2,500 km² during floods (Bonnet et al., 2008; Calde de et al., 2002). Each year, the floodplain is progressively inundated by the river during the rising limb of the hydrograph that extends in general

from November to May when the peak extent is reached. The flood dynamics in the western and eastern floodplains are different. Indeed, water flows in small channels connecting the west of the plain to the river whereas the east of the plain is flooded both by the west floodplain and by east channels connected with the downstream river (Bonnet et al., 2008; Enguehard et al., 2023; Park & Latrubesse, 2017; Pereira et al., 2023).

2.2 Model description

The HEC-RAS software is a sophisticated tool developed by the U.S. Army Corps of Engineers for the analysis of river hydraulics and hydrology. This software is designed to perform 1D and 2D steady flow, unsteady flow, sediment transport/mobile bed computations, and water temperature modeling (available at <https://www.hec.usace.army.mil/software/hecras/download.aspx>). To do so, it solves the inertial approximation of the shallow water equations (Brunner et al., 2015). Details of the formulations and numerical schemes used in the model (6.3.1 version) can be found in US Army Corps of Engineers (2021) and Brunner (2016). The HEC-RAS model uses an unstructured computational mesh in which the orientation and size of the cells can vary as a function of topography and bathymetry. Simulations are made with a non-conservative turbulence model considering a longitudinal coefficient of 1 and a transverse mixing coefficient of 0.3 to recreate the meander geometries of the Amazon.

With a user-friendly interface, HEC-RAS allows for the detailed visualization of hydraulic simulations, enabling users to create complex models with relative ease. This visualization includes the ability to generate detailed maps and graphs that depict water surface profiles, velocity distributions, and critical hydraulic parameters. A comprehensive understanding of the hydrodynamic model performance in representing hydraulic processes relies on the analysis of water levels (WL), depths, extents and velocities. In this study, inundation phenomena in the Curuai floodplain are simulated using 2D unsteady flow simulations to get insights on water surface elevation and flow velocity spatio-temporal dynamics.

2.3 Datasets

The set-up of an hydraulic model requires a topography map including bathymetry, Manning’s coefficients derived from land-use maps and boundary conditions. Moreover, hydrometric data are necessary to evaluate the model. In our study, these information stem from different sources as explained in below.

The topography and bathymetry map we use is the 30-m spatial resolution composite map from Fassoni-Andrade et al. (2020). Known limitation of this dataset is linked to inaccuracies in representing lakes and narrow channel bathymetry that can substantially impact the model representation of the floodplain dynamics (Fassoni-Andrade et al., 2022). The vertical reference is the EGM 2008 geoid model (Pavlis et al., 2012). Manning coefficient map are defined based on the land cover mapping of Hess et al. (2015) and Fassoni-Andrade et al. (2022). Boundary conditions (discharges and WLs) of the model are supplied by different data sources. Hydrologic gauging stations operated by the Brazilian Geological Survey and the National Water Agency of Brazil (CPRM/ANA) are providing the input upstream discharge in Parintins and WLs at Óbidos and Curuai (Moreira, 2010) (Figure 1, pink dots). Fourteen channel discharges from major rivers and a downstream WL are provided using the results of a MGB-IPH rainfall-runoff hydrological model described in Siqueira et al. (2018) (Figure 1, red dots). MGB-IPH is a large-scale semi-distributed model using physical and conceptual equations, already validated for simulating hydrological and hydrodynamic processes in the Amazon basin (Collischonn et al., 2007; Fleischmann et al., 2022; Pontes et al., 2017; Sorribas et al., 2016; Wongchuig et al., 2019). Finally, forty-five surface runoff hydrographs for small lateral basins whose

outlets are located in the Curuai floodplain are provided by simulations of the model developed by Bonnet et al. (2008) (Figure 1, yellow dots).

WLs with CPRM/ANA observations in Óbidos and Curuai, and altimetry-based WLs from Enguehard et al. (2023) in the floodplain (Figure 1 green dots) are used to evaluate the HEC-RAS model simulations. Simulated water extents are evaluated using the Global Surface Water Dynamics (GSWD) database (Pickens et al., 2020), generated using Landsat 5, 7 and 8 satellite images. Two remote-sensing products provide information related to the changes in surface water extent during high and low WL. These two 30-m resolution maximum and minimum extent maps are made from the period 1999-2018 by estimating the percentage of water occurrence based on permanent water, seasonal water, water loss, water gain, temporary land, temporary water, and high-frequency change. Percentage maps of water occurrence with for each month during a year These maps are used to evaluate our simulations. The list of these datasets is summarized in Table 1.

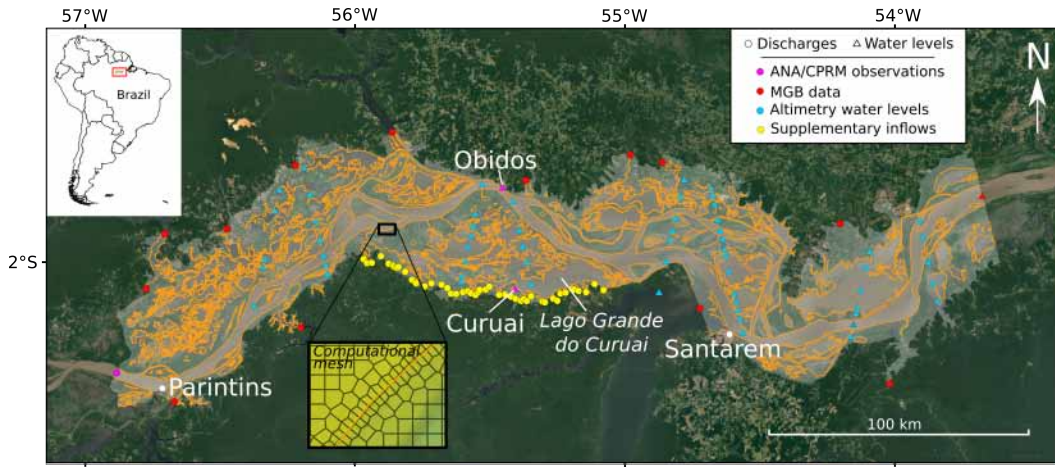


Figure 1. Study area and model domain in the Curuai floodplain model. Discharges are represented by colored dots and WL by triangles. *In situ* CPRM/ANA discharge and WL data are in pink, discharge and WL outputs from MGB-IPH model used as input of the shallow water model are in red, altimetry WL from Enguehard et al. (2023) are in blue, and discharge outputs from Bonnet et al. (2008)'s model are yellow (Background map : Google Satellite)

3 Methods

3.1 Parameter selection for the sensitivity analysis

The three parameters chosen for this study are cell size, number of IBC and Manning coefficients. They can play an important role for the floodplain model, its reliability to reflect real-world conditions, its computational efficiency and its predictions. Therefore, it is important to analyze the influence on model hydrodynamic.

3.1.1 Computational mesh

The computational mesh is generated with nominal cell size, which determines the spatial resolution of the model. A finer cell size allows a more detailed representation of the terrain and waterflows within the floodplain. Larger cell sizes reduce computational costs but might oversimplify the representation of topography and bathymetry (Ayoub

Table 1. List of dataset, characteristics and sources

Data type	Source	Spatial and temporal resolution	Time series or data acquisition periods
Topography and bathymetry map	Fassoni-Andrade et al. (2020) Fassoni-Andrade (2020)	30 m Static	March 1984 to October 2015
Land cover and Manning coefficients map	Recommendations by Rudorff et al. (2014) based on the Hess et al. (2015) land cover map	100 m Static	October-November 1995 and May-July 1996
CPRM / ANA observation discharges and WLS	ANA's Hidroweb website and github repository snirh.gov.br/hidroweb github.com/anagovbr/hidro-dados-estacoes-convencionais/tree/main/fluviometricas	Gauge location Daily	December 2006 to May 2008
MGB discharges and WLS	Siqueira et al. (2018)	River outlets Daily	December 2006 to May 2008
Igarapé discharges	Bonnet et al. (2008)	River outlets Daily data	December 2006 to May 2008
Altimetry water levels	Enguehard et al. (2023) Enguehard (2023)	VS location 35-days	May 2007 to May 2008
GSWD maps	Pickens et al. (2020) glad.umd.edu/dataset/global-surface-water-dynamics	30 m Monthly climatology	June and November means from 1999-2020 period

et al., 2022; Yazdan et al., 2022). Previous works using HEC-RAS in the Amazon basin (Fassoni-Andrade et al., 2022) employed a 400-meter resolution model. However, most of the floodplain channels are only a few tens of meters wide and might not be accounted for in the model. To better assess the influence of cell size, we also use a coarser mesh to further evaluate the impact of cell size on computational time. As a matter of fact, four cell size scenarios are tested here : 800 m, 400 m, 200 m and 200 m with a 50 m re-fined resolution in floodplain channels .

We choose to add breaklines to the model to enforce to define the orientation of the computational cell faces of the 2D domain to help water direction along topographic linear features. Breaklines are based on previous work of Fassoni-Andrade et al. (2022) and scientific excursions through floodplain channels (Bonnet et al., 2008).

3.1.2 Inflow boundary conditions (IBC)

Number of IBCs refers to the number of boundaries where the water enters the floodplain and the rivers. The Amazon discharge time series from the Parintins CPRM station, located in the western side of the domain (Figure 1, pink dot), is used as the upstream boundary condition for the Amazon River. Discharges of the fourteen ungauged main tributaries of the Amazon are derived from the MGB model developed in Siqueira et al. (2018) (Figure 1, red dots) and the forty-five inflow discharges along the floodplain come from Bonnet et al. (2008) (yellow dots). Depending on the season, water entering the floodplain from upland by runoff can represent about 10% of the total water in the floodplain (Bonnet et al., 2008). Starting from a scenario only including the fifteen major tributaries, the contributions of the forty-five tributaries along the Curuai floodplain are tested. Understanding how local runoff contributes to flow patterns helps in accurately predicting flow (Pappenberger et al., 2006).

3.1.3 Manning's friction coefficients

Manning's coefficient represents the friction of the channel or floodplain surface. It determines how much resistance the surface offers to the flow of water. High Manning's coefficient values indicate more resistance to the flow, which slow down water flow and increase water surface elevation. Accurate estimation of Manning's coefficients is crucial for predicting flow velocities and flood depths and extents (Paiva et al., 2023; Pappenberger et al., 2006, 2005).

Manning's friction coefficient map in the floodplain is based on the Amazon wetland cover mapping of Fassoni-Andrade et al. (2022) and Hess et al. (2015). Manning's value in the Amazon River was calibrated according to Fassoni-Andrade et al. (2022) for the period from September 1, 2006, to August 31, 2007 (one year). In a context of major deforestation in the Amazon, we choose to test an actual scenario considering Hess et al. (2015)'s forests and an extreme scenario considering a deforested soil where wetlands have drastically reduced. To simulate such a scenario, we replace the forest by shrubs or herbaceous soils (Lean & Warrilow, 1989; Silva Junior et al., 2020). Table 2 shows the chosen values for each land use class based on recommendations by Arcement and Schneider (1989) and Te Chow (1959), and recent studies on hydrodynamical modeling of the varzea of Curuai (Fassoni-Andrade et al., 2022; Pinel et al., 2020; Rudorff et al., 2014).

Table 2. Manning's coefficients set considering forest or deforested soils

Fassoni-Andrade et al. (2022)'s soils nature	Hess et al. (2015)'s classes	Forested Manning's values	Deforested Manning's values
Open water	11; 13	0.022	0.022
Herbaceous / Bare	21; 23; 33	0.035	0.030
Shrub	41; 44; 45; 51; 55	0.05	0.035
Woodland	66; 67; 77	0.15	0.04
Forest	88; 89; 99	0.20	0.05

3.2 Experimental setup

The model is set up on a 500 km reach of the Amazon River covering the Curuai floodplain between Parintins (2°37' S, 56°44' W) and the Monte Alegre floodplain (1°56' S, 53°48' W ; Figure 1). The computational domain, which covers about 18,000 km², is

delimited using a 1 km buffer applied to the Amazon wetlands mask chosen in this study (Hess et al. (2015), Figure 1). The simulations are carried out over one-year hydrological cycle (May 2007 to May 2008). A period of one year before May 2007 is considered for model warm-up, allowing a filling-draining period of the floodplain before the evaluation period.

We test four different squared computational mesh generated with different nominal cell size scenarios (800 m, 400 m, 200 m, 200 m with 50 m channel refinements), two IBC scenarios (15 or 60 inflows) and two Manning parameterization scenarios (forested or deforested). We established a baseline model using a cell size of 400 m, with 15 inflows as boundary conditions and considering forests for Manning’s coefficient. This initial model configuration, based on Fassoni-Andrade et al. (2020), is used as a reference for comparison with subsequent simulations. Chosen values allow testing different configurations but remain within physically plausible limits. Table 3 combines all the six parameter sets used in this study.

The complexity of these tests is to have suitable simulation times regarding the reliability of the simulations. Because of the different detailed cell size we test, the simulation time step is set to $\Delta t = 600$ s to maintain a low Courant value ($0.5 < Cr < 3$) (Cunge et al., 1980).

Table 3. Methodology configurations

Resolution (Number of cells)	Number of boundary conditions	Manning coefficients	Name used in the study
400 m (110,000 cells)	15	Forested	Base
		Deforested	Anf
	60	Forested	Adv
200 m (442,000 cells)	15	Forested	200
200 m with 50 m refinement on canals (451,000 cells)	15	Forested	200ref
800 m (27,000 cells)	15	Forested	800

3.3 Model evaluation and performance metrics

To evaluate the hydrodynamic model results in terms of simulated water surface elevation and flooded extent in both river and floodplain environments, we propose to use *in situ* and satellite observations. To do so, we use punctual water surface elevation records from Parintins, Óbidos, Curuai and Santarém gauging stations (Figure 1), and altimetry-based WLs, generated using ENVISAT satellite data by Enguehard et al. (2023) and compare them with the modeled WLs at the same locations. The ENVISAT virtual stations are located at intersections of the altimeter track with the outline of the river and the floodplain. A known bias of 1 m between *in situ* and ENVISAT-derived WL satellite was removed from the altimetry-based data (Calmant et al., 2013; Santos Da Silva et al., 2010). The Root-Mean-Square Error (RMSE), Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) and Pearson correlation coefficient r statistical metrics, are computed for assessment (Table 4)

The simulated water extents are also evaluated using the Global Surface Water Dynamics database (GSWD) (Pickens et al., 2020) for high (June) and low (November) water periods. This validation database has its own limitations due to the optical sensor used. It is unknown how much surface water is left undetected due to cloud cover, forest cover or other emerged vegetation masking the water surfaces from above (Pickens et al., 2020). For the extent evaluation, Table 4 presents the four metrics commonly used to evaluate modeling performance (Fassoni-Andrade et al., 2022; Pinel et al., 2020; Wilks, 2011) and employed here to estimate the capability of HEC-RAS to simulate the inundation extent. The Threat Score Error (TSE) measures the model’s accuracy error in predicting flooded areas relative to actual observations. The BIAS highlights the model’s tendency to overestimate or underestimate simulated flooded areas compared to the observed flooded areas. The False Alarm Ratio (FAR) metric quantifies the ratio of falsely predicted flooded areas to the total flooded areas mapped, indicating potential overestimation. The Missed Flooded areas Ratio (MFR) measures the ratio of missed predicted flooded areas to the total observed flooded areas, identifying potential underestimation. All of these metrics are expressed in percent and reach a value of zero when a perfect match is achieved.

Table 4. Metrics used for modeling performance assessment. a represents the area mapped as flooded by remote sensing and simulated by the model, b is the inundated area not simulated by the model (underestimation) but observed as flooded in the satellite data, and c is the area not inundated but simulated by the model (overestimation).

Metrics	Equations
r	$\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$
RMSE	$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}$
NSE	$1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{ot} - Q_{mt})^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{ot} - \bar{Q}_o)^2}$
Threat Score Error (TSE)	$\left(1 - \frac{a}{a+b+c}\right) \times 100$
BIAS	$\left(\frac{a-(b+c)}{a+b+c}\right) \times 100$
False Alarm Ratio (FAR)	$\left(\frac{c}{a+c}\right) \times 100$
Missed Flooded areas Ratio (MFR)	$\left(\frac{b}{a+b}\right) \times 100$

4 Results

Here, we compare the performance of each simulation against that of the baseline model to evaluate the sensitivity of the model to changes in cell size, diffuse runoff and Manning’s coefficients. This enable the assessment of model reliability and identification of areas requiring potential improvements or adjustments for a more accurate representation of hydrodynamic phenomena in the region.

4.1 Water levels

WLs simulated at the location of the Óbidos and Curuai stations are compared to both *in situ* and altimetry-based surface water elevation to assess the accuracy of the hydrodynamic model in representing WL variations over time. HEC-RAS simulations exhibit a well-marked seasonal cycle, with an annual amplitude ranging between 4 and 13 meters for both Óbidos (Figure 2a) and Curuai (Figure 2b) locations. Maxima and minima are reached in mid-June and early-November respectively at the two gauge stations. Figure 2c and 2d show WL difference between simulations and *in situ* data in Óbidos and Curuai. Almost all the simulations overestimate the Óbidos and Curuai WLs throughout the annual cycle, specifically the 800 m simulation that overestimates 1.5 m in average. The maximum overestimation is exhibited in January. Except the 800 m, the other simulations are fairly close to *in situ* data, the overestimation persists but is less significant and almost non-existent in the draining period between September and November.

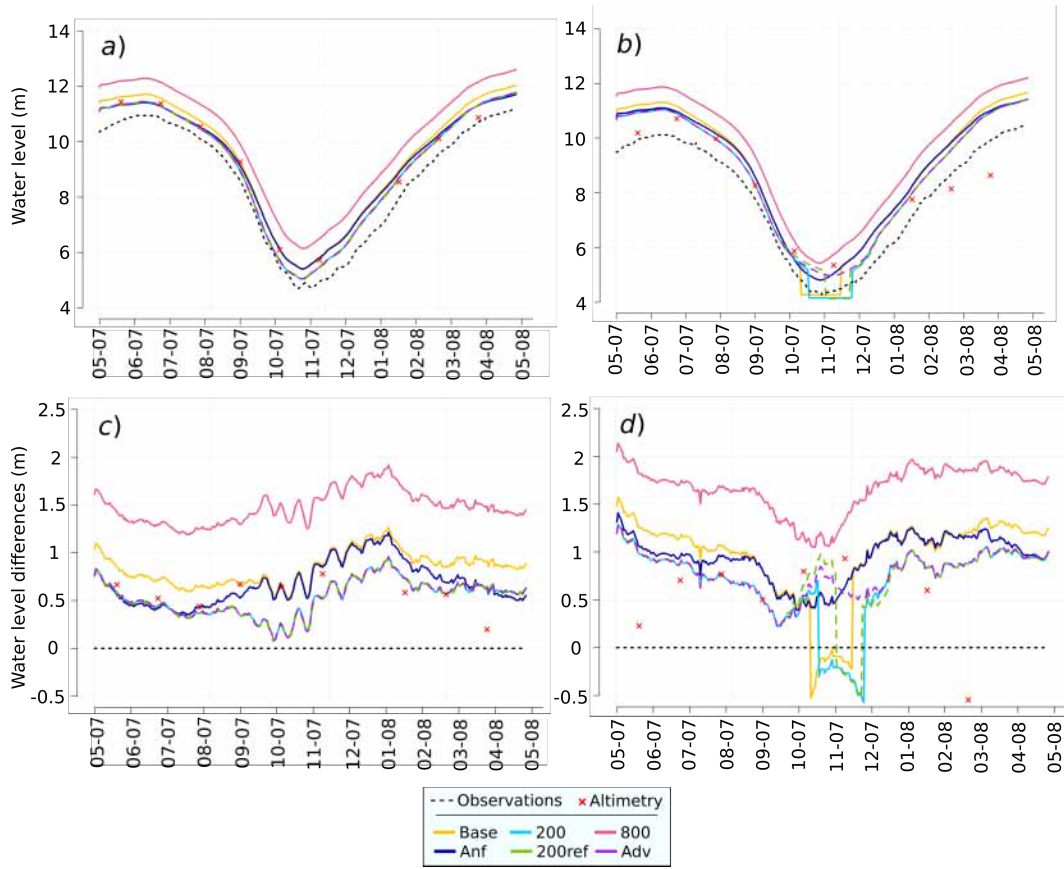


Figure 2. Simulated WLs and deviation between model results and observation for base scenario (yellow line) and other test scenarios with *in situ* (dashed line) and altimetry (red crosses) data in Óbidos (a and c) and Curuai (b and d) during the year 2007.

Figure 3a presents various statistical evaluation metrics for Óbidos and Curuai stations. In this figure, the RMSE in Óbidos station ranges from 0.56 to 1.49 m using *in situ* data and from 0.20 to 0.89 m using altimetry as a reference. In Curuai, RMSE ranges from 0.78 to 1.68 m using *in situ* data, and from 0.97 to 1.59 m using altimetry data as a reference. Overall, the worst RMSE results are observed for the model with a 800-m cell size. The two best results using *in situ* data as a reference are obtained for 200 m

cell size with or without refined channels. Using altimetry data as a reference, 200 m cell size shows very high accuracy also for both places. NSE values obtained using *in situ* data at Óbidos station range between 0.53 and 0.93, and from 0.81 to 0.99 using altimetry data. At Curuai, NSE values obtained using *in situ* data as a reference ranges between 0.82 and 0.99, and from 0.86 to 0.96 with altimetry data. Poorest NSE results are obtained for a 800-m cell size, and also for deforested simulations. 200 m cell size with and without refined channels yield the best NSE values. R values for *in situ* data at Óbidos (0.99), and at Curuai (0.98-0.99), and altimetry data at Óbidos (0.99), and at Curuai (0.86-0.87) shows very high performances for all the modeling scenarios, but none substantially outperform the others. Independently from scenarios, the results show a good correlation as model results correctly simulate the observed annual hydrological cycle. However, based on RMSE and NSE values, the 200-m cell size model, with or without refined channels, stand out from the rest and show better overall results.

The simulation results are next compared to the time-series of WL along the ENVISAT satellite tracks at the location of altimetry virtual stations present in the study area (see Figure 1) defined by Enguehard et al. (2023). Figure 3b illustrates the mean NSE between simulation results and altimetry virtual station's WLs located in the Curuai floodplain (Figure 1, green triangles). For each factors tested, the mean NSE values show better results for 200 m cell size simulation (0.90), for the deforested simulation (0.86) and with diffuse inflows (0.90).

4.2 Flood extents

Simulated water extents are evaluated using the GSWD maps by Pickens et al. (2020). To do so, the one-year time series of water extent predicted by the HEC-RAS models are analysed to find the month of the yearly minima and maxima of simulated water extent: June and November. Next, the GSWD's maps provided for the corresponding months are compared with yearly minimum and maximum predicted water extent maps (Figure 4). To enable this comparison, the simulated water extent maps are resampled at 30-m resolution as GSWD maps.

Maximum and minimum inundation extent from HEC-RAS and from GSWD are presented in Figure 5 for June and November. In June 2007, the largest flooded area was obtained with the 200m cell size simulation with 15,435 km², against 14,621 km² for the base HEC-RAS scenario, and 13,176 km² for the GSWD map which exhibits the smallest flooded area. In November 2007, the largest flooded area is also obtained with the 200 m cell size simulation with 9,639 km², against 8,637 km² for the GSWD map, and 6,230 km² for the base simulation map which exhibits the smallest flooded area. Figure 5 shows the extension agreement/overestimation/underestimation between GSWD maps and HEC-RAS simulations. During the low water period, underestimation zones are mainly located in the floodplains of Curuai, notably to the west of the floodplain, in the Lago Itarim and the Monte Alegre floodplain. During the high water period, underestimation areas are mainly located near the downstream boundary condition, while areas of overestimation are located along the river and floodplain banks. In general, the 200 m simulation underestimates the GSWD map to a lower extent than the other simulations.

Model error metrics computed, based on water extent maps, are shown in Figure 6. During the high water period, results are globally homogenous. The TSEs index between simulated and observed extents vary a little for all the parameters (ca. $18 \pm 1\%$), indicating a good accuracy for all the simulations. The FAR index indicates that only 2% of the modeled flooded areas are not observed (compared with 4% to 6% for the other parameters) and the MFR index indicates that 14% to 16% of the observed flooded areas are not predicted for all the simulations. However, the 200 m simulation stands out because it has a higher BIAS index than the other parameters (BIAS = 17.15%). During the low water period, the TSEs between the simulated extents with the different pa-

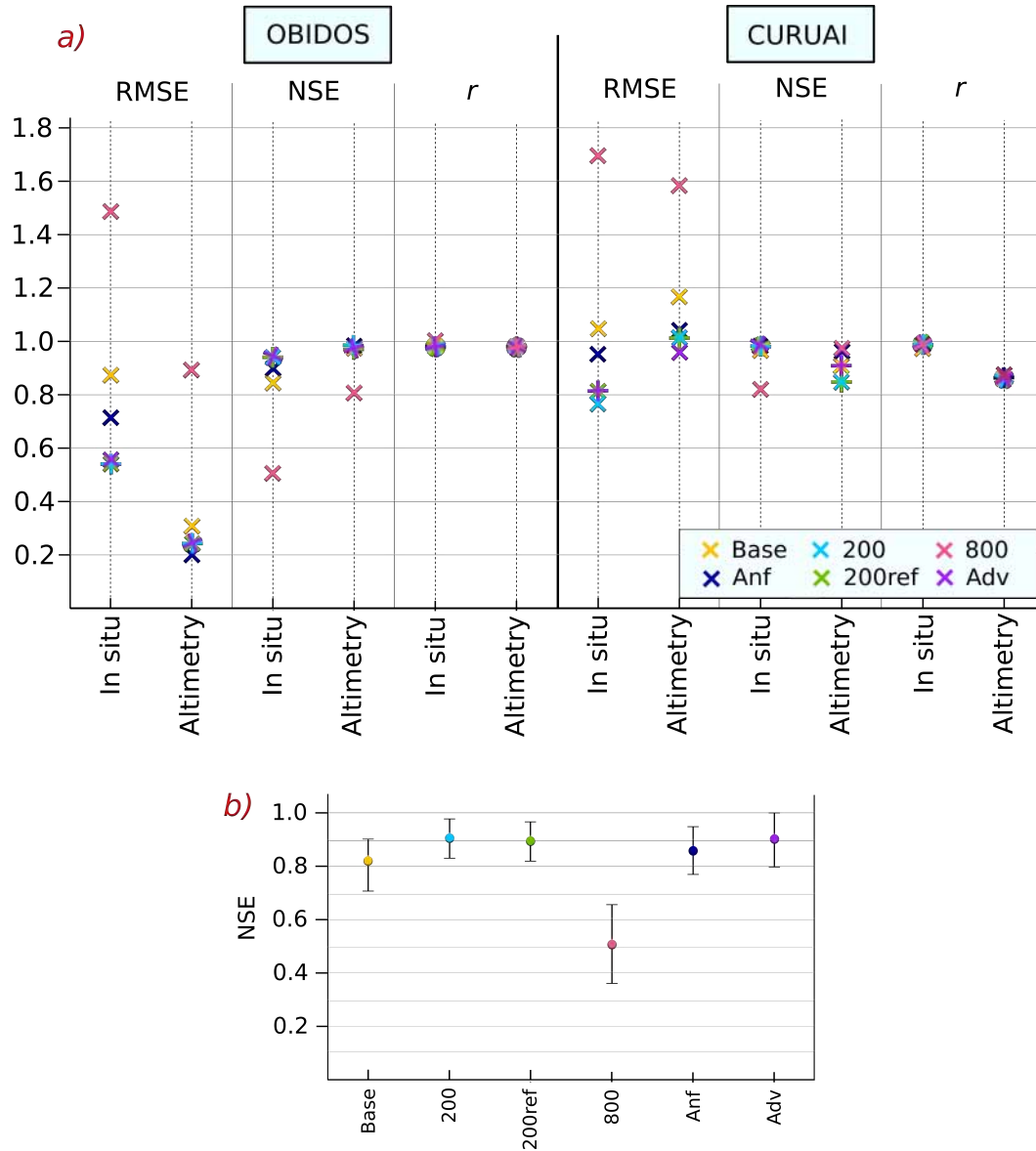


Figure 3. (a) Simulated WL performance assessment at Óbidos and Curuai gauge stations. (b) Mean and standard deviations of NSEs obtained for Curuai floodplain virtual station locations for the following tested factors: cell size resolution, Manning's coefficients and number of IBC in the floodplain. Base scenario setup is defined as 400 m cell size, including forest Mannings and with fifteen IBC.

rameters and those observed vary between 27%, for the 200m simulation, and 35%, for the deforested simulation, indicating moderate accuracy. The MFR shows that 20% of the observed flooded areas are not predicted for the 200m simulation, while they are not predicted for all the other simulations of about 3 to 8%. However, the FAR indicates that around 30% of the modeled flooded areas are not observed, but only 11% for the 200m simulation. Moreover, the 200m simulation has a lower BIAS than the other simulations, with 12%.

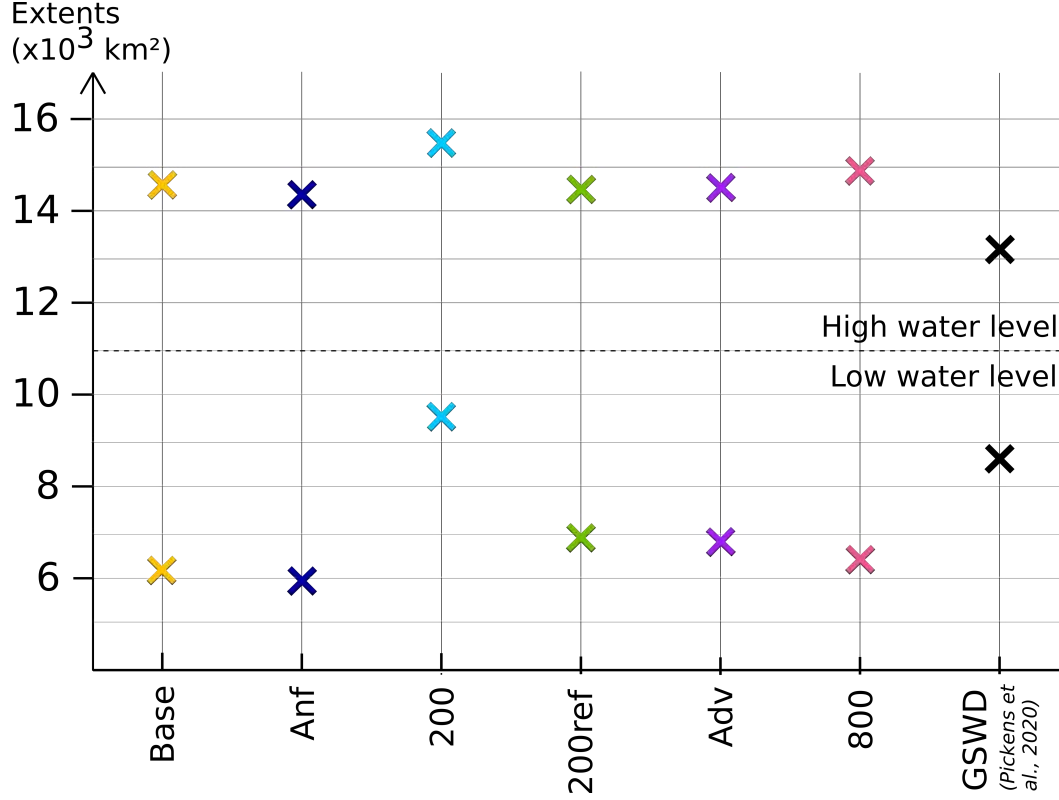


Figure 4. Minimal and maximal of the simulated and remote-sensing total inundated area (km²)

5 Discussion

The sensitivity to mesh size, number of ICB and Manning's coefficients provide insights into the relationships between input parameters and model outputs. Building on these insights, we analyze the performance of the model, its uncertainties and the provided hydrodynamic information.

5.1 Data and model uncertainties

Over the study period, the simulated WLs and flood extents show good agreement with observations. However, accuracy slightly decreased during the low water period, similar to findings by Pinel et al. (2020), Rudorff et al. (2014) and R. Paiva et al. (2013). Indeed, the model tends to overestimate water volumes in both the river and the floodplain. Errors may be related to input data, validation data or other data not taken into consideration.

5.1.1 Input data

The accuracies of our HEC-RAS simulations depend on the quality and precision of input data, which introduce uncertainties. One significant source of uncertainty is the topography and bathymetry data. The bathymetry used in this study has limitations, particularly in lakes and narrow channels larger than 30 meters and in the rivers where bathymetry has an average bias of five meters (Fassoni-Andrade et al., 2020). Furthermore, microtopographic variations not represented in the DEM floodplains can significantly influence water flow and velocity. The discharge and WL inputs were derived from

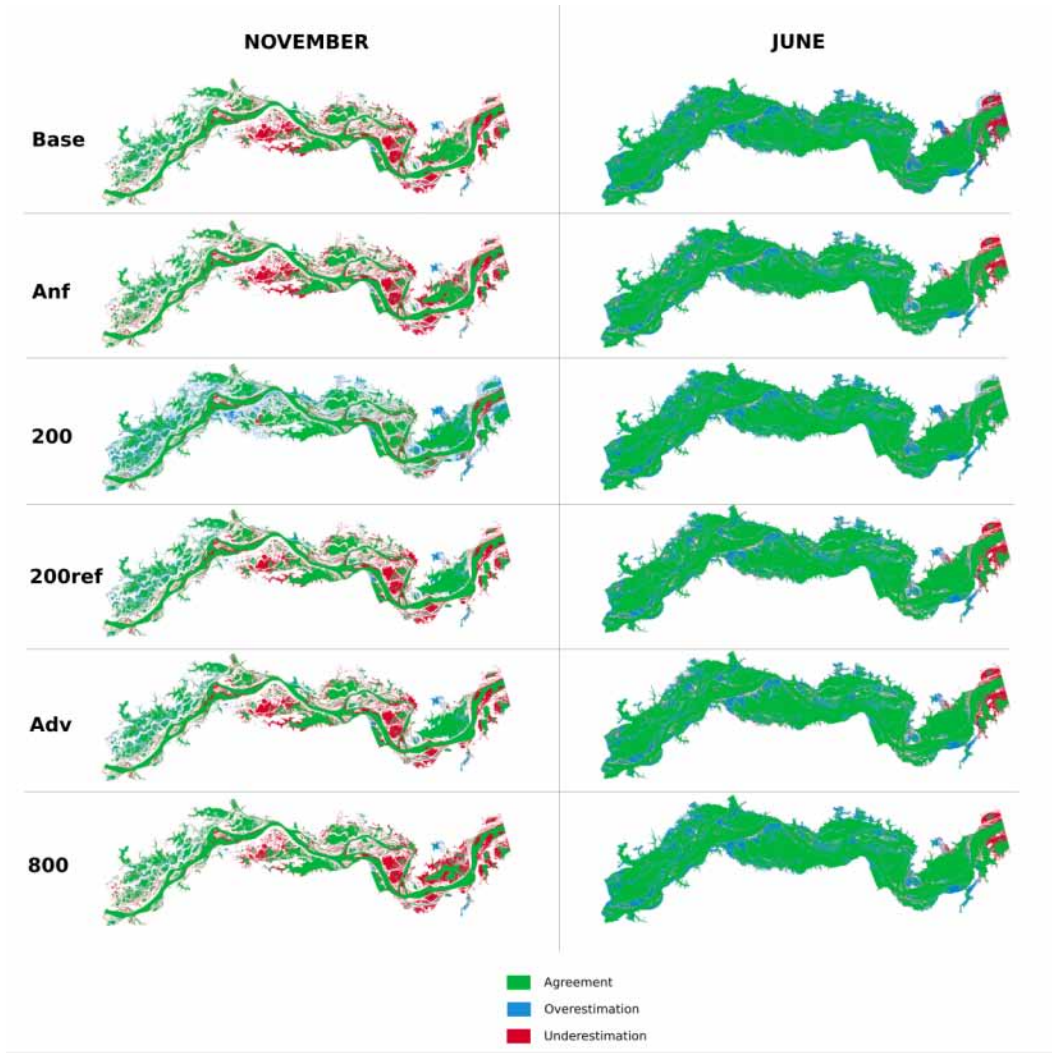


Figure 5. Contingency maps computed by comparing the simulated and remote-sensing derived flood extent maps: green color indicates agreement, blue color indicates overestimation and red color indicates underestimation, using GSWD product as a reference in November and June of 2007.

the MGB model, which itself simplifies representations in its unique way. The Manning values, friction associated, and channel geometry used in the MGB model are also known as sources of uncertainties (Paiva et al., 2013; Siqueira et al., 2018). The Manning coefficients, derived from the 1995-1996 Hess et al. (2015) land cover map, also adds uncertainties. This map is well-resolved but changes in land cover over the past decade until 2007 may not be accurately represented, slightly impacting the model's predictions. Simplifications on Manning's values associated in the model are also implicated. Overall, these input data uncertainties emphasize the importance of ongoing validation and refinement of the model. Integrating more recent and higher-resolution datasets, and improving the representation of dynamic processes within the model, will be crucial for reducing these uncertainties and enhancing the reliability of future simulations.

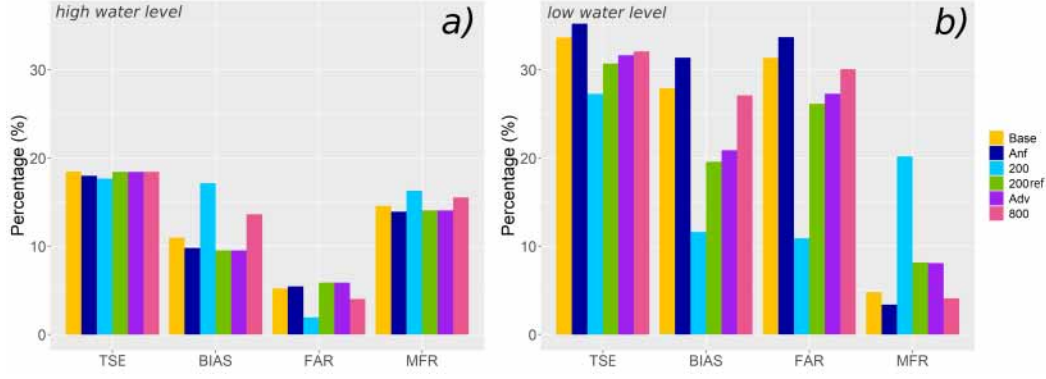


Figure 6. Model error metrics for flood extent during (a) high and (b) low WL in 2007: threat score error (TSE), bias index (BIAS), false alarm ratio (FAR) and missed flooded areas ratio (MFR).

5.1.2 Evaluation data

Evaluation data play a crucial role in assessing the performance and accuracy of the HEC-RAS model simulation. One significant source of uncertainty in this study stem from remote sensing data. The altimetry WL dataset, although highly valuable, cover limited spatial extents and has limited temporal resolution hampering to accurately capture rapid changes in WLs, particularly in complex floodplain environments. The *in situ* data are ponctual and only allow to compare WL locally. This limitation can lead to rather important deviation between observed and simulated WL affecting the model's overall performance evaluation.

Furthermore, the extent of flooded areas, derived from the GSWD, is based on multispectral images acquired by Landsat. Two major sources of error are associated with the use of multispectral images. The presence of dense cloud cover over long periods of time in equatorial areas limits the capability to continuously monitor the surface water extent in the Curuai floodplain. The presence of water under vegetation is also poorly detected using multispectral images, especially under dense vegetation cover. As a result, the model might accurately simulate a flood extent that the remote sensing visible data fail to detect, particularly along densely vegetated riverbanks. These contradictions can lead to an underestimation of the flood extent in remote sensing maps responsible for a higher FAR index for the model's performance, which might be mistakenly interpreted as a model inaccuracy. Pickens et al. (2020) already discussed the issue of areas left undetected due to forest cover. This reflects the limitations of the validation dataset. These challenges underscore the need for using a combination of multiple data sources and advanced techniques to improve the accuracy and reliability of model validation efforts. Moreover, Landsat-7, which was operating in 2007, has a sensor issue causing presence of stripes on Landsat-7 images. This issue was found to reduce the surface water extent estimated by GSWD (Normandin et al., 2024).

5.1.3 Modeling setup limitation

Several crucial elements are not included in the HEC-RAS model, which can introduce significant uncertainties into the simulation results. Indeed, the input data come from different sources with varying and independent uncertainties, complicating the model's implementation. The most significant source of uncertainty is the bathymetry data, particularly under lakes and narrow channels. Bathymetry changes significantly due to sediment movements, especially in channels. These limitations are likely responsible for the

model's tendency to underestimate inundation during low water periods. Therefore, it is very important to have the most accurate possible topography and bathymetry data. Additionally, the Amazonian wetlands are rapidly changing environments. Up-to-date topographic and bathymetric insights are also very important.

Another source of uncertainty is the role of sediments. Indeed, sediment transport and deposition influence river and floodplain bathymetry. According to Bourgoïn et al. (2007), sediment dynamics are important in the Curuai floodplain, with annual sediment storage representing between 41% and 53% of the annual sediment flux entering the floodplain through the main channels. This represents hundreds of thousands of tons each year, with a sediment accretion rate of 1.6 mm per year. Main sediment deposition zones are often associated with areas of lower velocity, *i.e.* along lake banks and between channels joining the river to the floodplain. During major floods, significant changes in the channel locations can happen. Incorporating sediment transport could refine the model's bathymetry and improve the accuracy of simulated WLs and velocity. Additional factors not modeled include internal precipitation and subsurface flows. Local rainfall significantly alters WLs and flow patterns within the floodplain, and its exclusion may lead to under- or over-estimations of water inflow during storm events for example. Similarly, subsurface flows, which include groundwater interactions and lateral inflows from adjacent lands are neglected. By excluding such hydrological processes, the model might underestimate water dynamics. However, the influence of seepage and evaporation processes in the area are quite limited (Bonnet et al., 2008).

5.2 Parameter influences and simulation time

The simulation time helps to define which parameter provide the best compromise in terms of performance and computational time. Table 5 summarises the CPU times necessary for the different parameter tested in this study, carried out on a computer with two Intel Xeon Silver 4214 CPU processors and a memory of 64 GB RAM. Running times for frictions simulations considering forest are quite similar (588 min for Base and 476 min for Anf).

The simulation with forests takes slightly more time, perhaps because of the friction coefficients geometry, which can create small sections where the water flows faster, reducing the simulation time step to respect the Courant number. Deforested simulation yield higher performance metrics in the Curuai floodplain and the river (0.86 and 0.89, respectively) than simulations with forests (0.81 and 0.85, respectively) but shows little less accuracy in the water extent during low water level (65% for Anf and 66% for Base) and a stronger ability to overestimate it (FAR metrics about 34% for Anf and 31% for Base). The model could overestimate the water volume in the entire domain like WL time series suggests for these two parameters by more than 0.5 m in average in the river and almost 1 m in average in the floodplain compared to *in situ* data. The reduction of friction coefficients can conduct to a decrease of WLs (Pappenberger et al., 2005; Wilson et al., 2007), leading to a better fit of the results for simulation without forests.

The increase of IBC improved NSE performance from 0.81 (Base) to 0.90 (Adv) in the floodplain and in the river but increased more than three times the run time of simulation (588' and 1840', respectively). This extra time is reasonable over a short time simulation like one year in this case because performance gain is valuable. Increasing the number of IBC in the model improve also the simulation accuracy during low water level (68% for Adv and 66% for Base) and the water extent overestimation (FAR metrics about 27% for Adv and 31% for Base), but a stronger ability to underestimate it (MFR metrics about 8% for Adv and 5% for Base). Increasing IBC affects flow patterns and WLs within the floodplain and makes better simulations performance. This aligns with findings by Paiva et al. (2013), which emphasized the role of IBC in enhancing model performance.

Finally, 800 m simulation took 54' to run, 588' were necessary for the Base simulation (400 m), 1749' for 200 m simulation, and 1765' for 200 m refined simulation. Halving the cell size between 800 and 400 m increases the simulation time by ten times, enhancing NSE performance from 0.51 to 0.81 in the floodplain and from 0.53 to 0.85 in the river. Between Base and the 200 m simulations (refined and not refined), run time increases by only three times, enhancing NSE performance from 0.81 to 0.90 in the floodplain and from 0.85 to 0.93 in the river. The 800 m simulation runs very quickly but lacks precision for hydrodynamic analysis in the Curuai floodplain, so it is preferable to use an improved resolution. The 200 m refined simulation takes more time to set up in the HEC-RAS geometry and does not give better performance than the 200 m simulation. The time-performance relation is not linear but smaller cell sizes also provide better accuracies of water extent during low water level. The accuracy for 800 m simulation is 68%, 66% for Base, 73% for 200 m and 69% for 200 m refined. The 200 m simulation is the simulation that overestimate the least with only 11%, against 30% for 800 m, 31% for Base and 26% for 200 m refined ; but 200 m is also the simulation that underestimates the most with 20%, while other simulations underestimates less than 10%. The overestimation of water extent can be balanced by the fact that the GSWD reference map underestimates the extension of water under clouds and vegetation canopy (Pickens et al., 2020). In general, during the high water period, performance results are in the same order but consistent with other flood inundation modeling studies in the Amazon and during the low water period, results are better than other flood inundation modeling studies in the Amazon (Paiva et al., 2013; Pinel et al., 2020). This agrees with previous studies that have highlighted the importance of fine-resolution cells for capturing detailed hydrodynamic processes (Teng et al., 2017). In our case, the 200 m simulation performance is much better than for the Base and takes only three times much more time, which is reasonable over a short simulation period as in this case. Calculation time did not allow lower resolution to reproduce the processes more faithfully in the modeling, which may explain the difference between the model and the reality.

Table 5. Simulation run time for the parameters tested, with the run time factor

Parameters	Run time (min)	Time factor compared to Base simulation
Base	588	-
Anf	476	equivalent
Adv	1840	$\times 3$
800	54	$\div 10$
200	1749	$\times 3$
200ref	1765	$\times 3$

5.3 Water circulation and seasonal patterns

Water velocity is analysed in the hydrodynamic model to understand dynamics in the study area. Filling dynamics are not significantly different among the tested simulation parameters in this study. For this reason we only show simulation results obtained with the “Base” parameter in this section. Unfortunately, these results could not be validated because the observed water velocity dataset is not available in the floodplain.

5.3.1 Flow velocity

Figure 7 shows the modeled circulation dynamics in the Curuai floodplain over a hydrological year. Seasonal fluctuations induce specific flow responses in the floodplain,

altering speed and direction of flows. During flood recession (Figure 7a), velocities in the eastern part of the floodplain can reach 50 cm.s^{-1} where the water join the river. Water fills in the floodplain channels connected to the main river to the western and northern parts at velocities less than 10 cm.s^{-1} . During low water period (Figure 7b), no water enters the floodplain, except in the east at the Lago Grande do Curuai, where channels supply the lake at its northern entry and discharge into the river to the east. The dynamics reverse during the early flood rising (Figure 7c). Indeed, the lakes in the floodplain are mainly filled in by the main stream water coming through the channels in the east at a very slow velocity around 5 cm.s^{-1} . Finally, during the high water period (Figure 7d), water enters the floodplain from the west and north with high velocities of almost 65 cm.s^{-1} . Velocities in the major lakes of the floodplain can reach 40 cm.s^{-1} and almost 75 cm.s^{-1} in the outgoing channels joining the river to the east. This filling pattern in the Curuai floodplain is also observed in Bonnet et al. (2008), Rudorff et al. (2014) and Enguehard et al. (2023). Velocities of less than 1 m.s^{-1} are observed in the Curuai floodplain by Rudorff et al. (2014), similar to this study, with a maximum of 75 cm.s^{-1} in the eastern part of the floodplain during the high water period.

Channels are crucial for the entry of water into the floodplain and can release water at more than 90 cm.s^{-1} , especially in the western part of the floodplain during high water periods. The seasonal variations change the direction of water flow in the channels to the east, alternating between flood rising phase inflow and flood recession phase outflow, while the channels to the north and west are predominantly inflow to the floodplain during the entire year. Water fills the floodplain channels connected to the main river in the western and northern parts rather slowly at velocities less than 10 cm.s^{-1} .

The variation in water velocities across the floodplain leads to heterogeneous sediment deposition and erosion zones. Areas exhibiting lower velocity, such as along lake banks and between channels connecting the river to the floodplain, tend to be sediment deposition zones. Conversely, higher velocity areas can experience significant erosion. This heterogeneity in sediment dynamics influences the floodplain's bathymetry and, ultimately, the biogeochemical processes within the system (Van Cappellen & Gaillard, 1996). The differential deposition and erosion patterns affect nutrient distribution and cycling, impacting the ecological sustainability and biodiversity of the floodplain (Bonnet et al., 2008; Bourgoin et al., 2007).

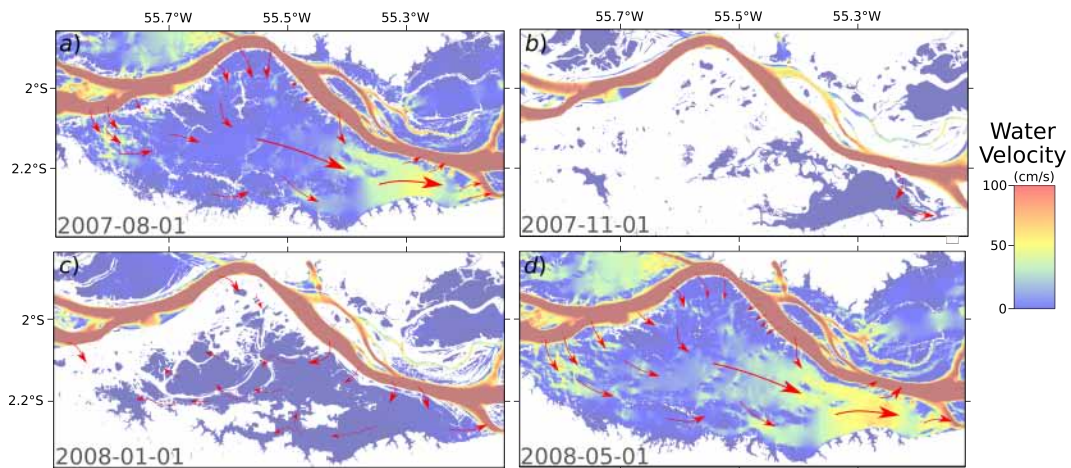


Figure 7. Modeled circulation dynamics in the Curuai floodplain for various hydrological conditions. Main direction flows are showed by red arrows.

5.3.2 River-lakes connectivity

2D flood modeling offers the opportunity to understand water fluxes and floodplain-river connectivity as shown by red arrows on Figure 7. Indeed, times of disconnection between the river and the floodplains can be easily identified when the water level in the main riverstream is low. The disconnection starts at the beginning of July for the northern channels, in the Óbidos bend of the river (Figure 7a), then at the beginning of September for west channels, which dries up. At the beginning of October, the channels to the east dry, until the end of October, when the disconnection between the river and the floodplain is at its maximum (Figure 7b). WL in Óbidos (Figure 7c) exhibits oscillations of ca. 0.1 m with a monthly period from October to December that could be due to tide effect (Fassoni-Andrade et al., 2023). As expectable, the tidal influence is higher during the low flow season than during the high flow season and has therefore a higher influence on currents in the river. This can cause successive two-way currents during this period. Disconnection between river and lakes lasts 4 months for a 6.5-month flood recession phase. East channels are flooded again from mid-January, followed by west channels from mid-February. Those in the north release water again from mid-March until early May (Figure 7d), when connectivity between the river and the floodplain is at its peak (Enguehard et al., 2023; Park & Latrubesse, 2017). Therefore, connection lasts 5 months for a 5.5-month flood rising phase. In the Amazon, Pinel et al. (2020) obtained similar results for the floodplain of Janauaca located 500 km upstream from Curuai. Velocities are under 100 cm.s^{-1} and the floodplain draining phase lasts for 5 months from September to February and the flood rising phase lasts for 7 months from February to September. Floods begin and end earlier than in the Curuai floodplain.

Several studies demonstrated that this seasonal behavior plays an important role in ecological sustainability in the floodplain by conserving biodiversity and habitats (Junk, 1997; Junk et al., 1989) and nutrient cycling (Forsberg et al., 1988). It automatically impacts socio-economic aspects in the region by influencing local livelihoods for fisheries and agriculture (Castello et al., 2013; Castello & Macedo, 2016). Climate change (Marengo & Espinoza, 2016) and dams projects (Finer & Jenkins, 2012) will expose the Amazon basin to rapid successions of unprecedented droughts and floods (Espinoza et al., 2024) that will increase the vulnerability of ecosystems and human activities (Kreibich et al., 2022).

6 Conclusion

This study has highlighted the important sensibility to cell size, number of IBC and Manning friction coefficients on the accuracy of hydrodynamic simulations in the Curuai floodplain. The simulations considering 200 m cell size, deforested Manning's values and with sixty IBC provided the most reliable results in terms of WLs (NSE values of 0.90, 0.86 and 0.90 respectively) and flood extent (TSE values of 27%, 35% and 31% during low water period, respectively, and 18% for all the parameters during high WL period). Seasonal water velocity patterns and connectivity dynamics between the river and the floodplain were effectively captured, demonstrating the model's capability to reflect real hydrological processes. During the low water period, only the east of the Lago Grande do Curuai is filled by the river. This lake is filling other channels and lakes to the west during the early flood rising and then, the dynamics reverse during high water period and water enter the floodplain by the west. During this period, water velocities can reach 90 cm.s^{-1} in the western part of the floodplain by channels. Despite a good representation of floodplain dynamics, the study left out important factors that influence these processes, such as sediment transport and local precipitation. These findings emphasize the necessity for continuous validation, the incorporation of high-resolution and updated datasets, such as the topography and bathymetry map, and the integration of more complex hydrological processes, such as sediment, seepage or evaporation data, to improve model precision. Understanding these dynamics is vital for managing

the ecological sustainability and socio-economic activities in the Amazon floodplains, especially facing climate change and anthropogenic pressures such as dam constructions. This study will also help identify evolving fish habitats and hydrological alteration indicators (i.e. anthropic influence), flood frequency and duration, and water circulation patterns in the context of global warming. Future work should focus on extending the application of the hydrodynamic model over longer periods and evaluating the impact of potential climate variations and existing and proposed dams for the future to provide deeper insights into long-term behavior of the floodplain's hydrology. This approach is crucial for projecting the combined effects of climate change and human interventions. It will significantly enhance the model's capability to predict future scenarios and support the development of strategies to mitigate adverse impacts on the Amazon floodplain's biodiversity and local communities, thereby aiding sustainable water resource management in the region.

7 Open Research

All of the data used for this research are freely available and in the public domain. Topography and bathymetry map is available in Fassoni-Andrade (2020). Manning's land cover map is available and described in (Hess et al., 2015). Discharges and water levels at boundary conditions are described in Siqueira et al. (2018) and Bonnet et al. (2008). *In situ* water levels are displayed by the Brazilian Geological Survey and the National Water Agency of Brazil (CPRM/ANA), available at snirh.gov.br/hidroweb and described in Moreira (2010). Altimetry-based WLs are described and available in Enguehard (2023) and GSWD maps are described in Pickens et al. (2020).

Acknowledgments

The first author is grateful to the Occitanie region, SABERES project (BNP Paribas foundation 2020–2025) and WASACA (Agropolis foundation) for funding the thesis to which this study relates.

This research is funded in the framework of the BONDS (Balancing biODiversity coN-servation and Development in Amazon wetlandS) project funded through the 2017–2018 Belmont Forum and BiodivERsA joint call for research proposals, under the BiodivS-cen ERA-Net COFUND programme, and with the funding organisations French National Research Agency (ANR), São Paulo Research Foundation (FAPESP), National Science Foundation (NSF), the Research Council of Norway and the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF).

This research is also a contribution of the CNES's TOSCA SWOT SWHYM project. This study also receives support from the CNPq international project 442001/2023-1 entitled "Floodplains of the Amazon in the face of climate change: long term integrated functioning".

References

- Arcement, V. R., & Scheider, G. J. J. (1989). *Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains* (Tech report No. FHWA-TS-84-204).
- Ayoub, V., Delenne, C., Chini, M., Finaud-Guyot, P., Mason, D., Matgen, P., ... Hostache, R. (2022, April). A porosity-based flood inundation modelling approach for enabling faster large scale simulations. *Advances in Water Resources*, 162, 104141. doi: 10.1016/j.advwatres.2022.104141
- Bonnet, M., Barroux, G., Martinez, J., Seyler, F., Moreira-Turcq, P., Cochonneau, G., ... Seyler, P. (2008, January). Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuai). *Journal of Hydrology*, 349(1-2), 18–30. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.10.055

- Bourgoin, L. M., Bonnet, M.-P., Martinez, J.-M., Kosuth, P., Cochonneau, G.,
Moreira-Turcq, P., ... Seyler, P. (2007, March). Temporal dynamics
of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the
Amazon River, Brazil. *Journal of Hydrology*, 335(1-2), 140–156. doi:
10.1016/j.jhydrol.2006.11.023
- Brunner. (2016). HEC-RAS River Analysis System: Hydraulic Reference Man-
ual, Version 5.0. *US Army Corps of Engineers–Hydrologic Engineering Center*,
547.
- Brunner, Piper, S. S., Jensen, M. R., & Chacon, B. (2015, May). Combined 1D and
2D Hydraulic Modeling within HEC-RAS. In *World Environmental and Wa-
ter Resources Congress 2015* (pp. 1432–1443). Austin, TX: American Society
of Civil Engineers. doi: 10.1061/9780784479162.141
- Callede, J., Guyot, J. L., Ronchail, J., Molinier, M., & De Oliveira, E. (2002,
April). L'Amazone à Óbidos (Brésil): étude statistique des débits et bi-
lan hydrologique. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2), 321–333. doi:
10.1080/02626660209492933
- Calmant, S., Da Silva, J. S., Moreira, D. M., Seyler, F., Shum, C., Crétaux, J. F., &
Gabalda, G. (2013, April). Detection of Envisat RA2/ICE-1 retracked radar
altimetry bias over the Amazon basin rivers using GPS. *Advances in Space
Research*, 51(8), 1551–1564. doi: 10.1016/j.asr.2012.07.033
- Castello, L., & Macedo, M. N. (2016, March). Large-scale degradation of Amazonian
freshwater ecosystems. *Global Change Biology*, 22(3), 990–1007. doi: 10.1111/
gcb.13173
- Castello, L., McGrath, D. G., Hess, L. L., Coe, M. T., Lefebvre, P. A., Petry, P., ...
Arantes, C. C. (2013, July). The vulnerability of Amazon freshwater ecosys-
tems: Vulnerability of Amazon freshwater ecosystems. *Conservation Letters*,
6(4), 217–229. doi: 10.1111/conl.12008
- Coe, M. T., Costa, M. H., Botta, A., & Birkett, C. (2002). Long-term simulations
of discharge and floods in the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*,
107(D20), 8044. doi: 10.1029/2001JD000740
- Collischonn, W., Allasia, D., Da Silva, B. C., & Tucci, C. E. M. (2007, October).
The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. *Hydrological
Sciences Journal*, 52(5), 878–895. doi: 10.1623/hysj.52.5.878
- Costanza, R., d'Arge, R., de Groot, R., Farber, S., Grasso, M., Hannon, B., ...
van den Belt, M. (1997, May). The value of the world's ecosystem services and
natural capital. *Nature*, 387(6630), 253–260. doi: 10.1038/387253a0
- Cunge, J. A., Holly, F. M., & Verwey, A. (1980). *Practical aspects of computational
river hydraulics* (No. 3). Boston: Pitman Advanced Pub. Program.
- Da Silva Abel, E. L., Delgado, R. C., Vilanova, R. S., Teodoro, P. E., Da Silva Ju-
nior, C. A., Abreu, M. C., & Silva, G. F. C. (2021, May). Environmental
dynamics of the Juruá watershed in the Amazon. *Environment, Development
and Sustainability*, 23(5), 6769–6785. doi: 10.1007/s10668-020-00890-z
- Davidson, N. C., Fluet-Chouinard, E., & Finlayson, C. M. (2018). Global extent and
distribution of wetlands: trends and issues. *Marine and Freshwater Research*,
69(4), 620. doi: 10.1071/MF17019
- Enguehard, P. (2023). *Water level stations in the Amazon floodplains by radar
echoes classification*. DataSuds. doi: 10.23708/HOZKPW
- Enguehard, P., Frappart, F., Zeiger, P., Blarel, F., Satgé, F., & Bonnet, M.-P. (2023,
June). Contribution of automatically generated radar altimetry water lev-
els from unsupervised classification to study hydrological connectivity within
Amazon floodplains. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 47, 101397. doi:
10.1016/j.ejrh.2023.101397
- Eslamian, S., & Eslamian, F. (2022). *Flood Handbook: Analysis and Modeling* (1st
ed.). Boca Raton: CRC Press. doi: 10.1201/9780429463938
- Espinoza, J.-C., Jimenez, J. C., Marengo, J. A., Schongart, J., Ronchail, J., Lavado-

- Casimiro, W., & Ribeiro, J. V. M. (2024, April). The new record of drought and warmth in the Amazon in 2023 related to regional and global climatic features. *Scientific Reports*, 14(1), 8107. doi: 10.1038/s41598-024-58782-5
- Fassoni-Andrade. (2020, September). *High-resolution mapping of floodplain topography from space: A case study in the Amazon*. Mendeley. doi: 10.17632/VN599Y9SZB.1
- Fassoni-Andrade, Durand, F., Azevedo, A., Bertin, X., Santos, L. G., Khan, J. U., ... Moreira, D. M. (2023, February). Seasonal to interannual variability of the tide in the Amazon estuary. *Continental Shelf Research*, 255, 104945. doi: 10.1016/j.csr.2023.104945
- Fassoni-Andrade, Paiva, R. C. D. d., Rudorff, C. d. M., Barbosa, C. C. F., & Novo, E. M. L. d. M. (2020, December). High-resolution mapping of floodplain topography from space: A case study in the Amazon. *Remote Sensing of Environment*, 251, 112065. doi: 10.1016/j.rse.2020.112065
- Fassoni-Andrade, Paiva, R. C. D. d., Wongchuig, S., Barbosa, C. C. F., & Durand, F. (2022, September). *Expressive riverine fluxes over Amazon floodplain units revealed by high resolution 2D modelling* (preprint). Hydrology. doi: 10.1002/essoar.10512355.1
- Finer, M., & Jenkins, C. N. (2012, April). Proliferation of Hydroelectric Dams in the Andean Amazon and Implications for Andes-Amazon Connectivity. *PLoS ONE*, 7(4), e35126. doi: 10.1371/journal.pone.0035126
- Fleischmann, A. S., Papa, F., Fassoni-Andrade, A., Melack, J. M., Wongchuig, S., Paiva, R. C. D., ... Collischonn, W. (2022, September). How much inundation occurs in the Amazon River basin? *Remote Sensing of Environment*, 278, 113099. doi: 10.1016/j.rse.2022.113099
- Forsberg, B. R., Devol, A. H., Richey, J. E., Martinelli, L. A., & Dos Santos, H. (1988, January). Factors controlling nutrient concentrations in Amazon floodplain lakes. *Limnology and Oceanography*, 33(1), 41–56. doi: 10.4319/lo.1988.33.1.0041
- Hamilton, S. J., & Buhl, K. J. (2004, November). Selenium in Water, Sediment, Plants, Invertebrates, and Fish in the Blackfoot River Drainage. *Water, Air, & Soil Pollution*, 159(1), 3–34. doi: 10.1023/B:WATE.0000049143.55199.76
- Hess, L. L., Melack, J. M., Affonso, A. G., Barbosa, C., Gastil-Buhl, M., & Novo, E. M. L. M. (2015, August). Wetlands of the Lowland Amazon Basin: Extent, Vegetative Cover, and Dual-season Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar. *Wetlands*, 35(4), 745–756. doi: 10.1007/s13157-015-0666-y
- Hostache, R., Hissler, C., Matgen, P., Guignard, C., & Bates, P. (2014, September). Modelling suspended-sediment propagation and related heavy metal contamination in floodplains: a parameter sensitivity analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(9), 3539–3551. doi: 10.5194/hess-18-3539-2014
- IPBES. (2019, May). *Global assessment report on biodiversity and ecosystem services of the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services* (Tech. Rep.). Zenodo. (Version Number: 1) doi: 10.5281/ZENODO.3831673
- Janse, J. H., van Dam, A. A., Hes, E. M., de Klein, J. J., Finlayson, C. M., Janssen, A. B., ... Verhoeven, J. T. (2019, February). Towards a global model for wetlands ecosystem services. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 36, 11–19. doi: 10.1016/j.cosust.2018.09.002
- Jisha, K., & Puthur, J. T. (2021, September). Ecological importance of wetland systems. In *Wetlands Conservation* (S.Sharma and P. Singh ed.).
- Junk, W. J. (1997). *The Central Amazon Floodplain: Ecology of a Pulsing System*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. (OCLC: 851372335)
- Junk, W. J., Bayley, P. B., & Sparks, R. E. (1989). The flood pulse concept in river-floodplain systems. *Fisheries and aquatic sciences*, 106, 110–127.

- Kreibich, H., Van Loon, A. F., Schröter, K., Ward, P. J., Mazzoleni, M., Sairam, N., ... Di Baldassarre, G. (2022, August). The challenge of unprecedented floods and droughts in risk management. *Nature*, 608(7921), 80–86. doi: 10.1038/s41586-022-04917-5
- Latrubesse, E. M., Arima, E. Y., Dunne, T., Park, E., Baker, V. R., d'Horta, F. M., ... Stevaux, J. C. (2017, June). Damming the rivers of the Amazon basin. *Nature*, 546(7658), 363–369. doi: 10.1038/nature22333
- Lean, J., & Warrilow, D. A. (1989, November). Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. *Nature*, 342(6248), 411–413. doi: 10.1038/342411a0
- Marengo, J. A., & Espinoza, J. C. (2016, March). Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts: EXTREMES IN AMAZONIA. *International Journal of Climatology*, 36(3), 1033–1050. doi: 10.1002/joc.4420
- Melack, J. M., & Hess, L. L. (2010). Remote Sensing of the Distribution and Extent of Wetlands in the Amazon Basin. In W. J. Junk, M. T. F. Piedade, F. Wittmann, J. Schöngart, & P. Parolin (Eds.), *Amazonian Floodplain Forests* (Vol. 210, pp. 43–59). Dordrecht: Springer Netherlands. doi: 10.1007/978-90-481-8725-6_3
- Melack, J. M., Kasper, D., Amaral, J. H., Barbosa, P. M., & Forsberg, B. R. (2021, May). Limnological perspectives on conservation of floodplain lakes in the Amazon basin. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 31(5), 1041–1055. doi: 10.1002/aqc.3556
- Mitsch, W. J., Bernal, B., & Hernandez, M. E. (2015, January). Ecosystem services of wetlands. *International Journal of Biodiversity Science, Ecosystem Services & Management*, 11(1), 1–4. doi: 10.1080/21513732.2015.1006250
- Moomaw, W. R., Chmura, G. L., Davies, G. T., Finlayson, C. M., Middleton, B. A., Natali, S. M., ... Sutton-Grier, A. E. (2018, April). Wetlands In a Changing Climate: Science, Policy and Management. *Wetlands*, 38(2), 183–205. doi: 10.1007/s13157-018-1023-8
- Moreira, D. (2010). *Rede de referência altimétrica para avaliação da altimetria por satélites e estudos hidrológicos na região amazônica* (Doctoral dissertation). Retrieved from <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/341?mode=full>
- Normandin, C., Frappart, F., Bourrel, L., Diepkilé, A. T., Mougin, E., Zwarts, L., ... Wigneron, J.-P. (2024, January). Quantification of surface water extent and volume in the Inner Niger Delta (IND) over 2000–2022 using multispectral imagery and radar altimetry. *Geocarto International*, 39(1), 2311203. doi: 10.1080/10106049.2024.2311203
- Paiva, Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., Frappart, F., Calmant, S., & Bulhões Mendes, C. A. (2013, March). Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin: HYDROLOGIC AND HYDRODYNAMIC MODELING OF THE AMAZON RIVER BASIN. *Water Resources Research*, 49(3), 1226–1243. doi: 10.1002/wrcr.20067
- Paiva, Rau, P., Montesinos, C., Lavado-Casimiro, W., Bourrel, L., & Frappart, F. (2023, December). Hydrological Response Assessment of Land Cover Change in a Peruvian Amazonian Basin Impacted by Deforestation Using the SWAT Model. *Remote Sensing*, 15(24), 5774. doi: 10.3390/rs15245774
- Paiva, R., Collischonn, W., & Buarque, D. C. (2013, January). Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon: AMAZON LARGE-SCALE HYDRODYNAMIC MODELLING. *Hydrological Processes*, 27(3), 333–346. doi: 10.1002/hyp.8425
- Pappenberger, F., Beven, K., Horritt, M., & Blazkova, S. (2005, February). Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observations. *Journal of Hydrology*, 302(1-4), 46–69. doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.06.036

- Pappenberger, F., Beven, K. J., Ratto, M., & Matgen, P. (2008, January). Multi-method global sensitivity analysis of flood inundation models. *Advances in Water Resources*, 31(1), 1–14. doi: 10.1016/j.advwatres.2007.04.009
- Pappenberger, F., Matgen, P., Beven, K. J., Henry, J.-B., Pfister, L., & Fraipont, P. (2006, October). Influence of uncertain boundary conditions and model structure on flood inundation predictions. *Advances in Water Resources*, 29(10), 1430–1449. doi: 10.1016/j.advwatres.2005.11.012
- Park, E., & Latrubesse, E. M. (2017, September). The hydro-geomorphologic complexity of the lower Amazon River floodplain and hydrological connectivity assessed by remote sensing and field control. *Remote Sensing of Environment*, 198, 321–332. doi: 10.1016/j.rse.2017.06.021
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K. (2012, April). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008): THE EGM2008 EARTH GRAVITATIONAL MODEL. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4), n/a–n/a. doi: 10.1029/2011JB008916
- Pereira, A. C., Bonnet, M.-P., Frappart, F., Marie-Louise, L., Enguehard, P., Catry, T., & Cauduro Dias De Paiva, R. (2023, November). Flood extent and volume changes analysis in Curuai floodplain using remote sensing. Acaraju, Brazil.
- Pickens, A. H., Hansen, M. C., Hancher, M., Stehman, S. V., Tyukavina, A., Potapov, P., . . . Sherani, Z. (2020, June). Mapping and sampling to characterize global inland water dynamics from 1999 to 2018 with full Landsat time-series. *Remote Sensing of Environment*, 243, 111792. doi: 10.1016/j.rse.2020.111792
- Pinel, S., Bonnet, M., S. Da Silva, J., Sampaio, T. C., Garnier, J., Catry, T., . . . Seyler, F. (2020, January). Flooding Dynamics Within an Amazonian Floodplain: Water Circulation Patterns and Inundation Duration. *Water Resources Research*, 56(1). doi: 10.1029/2019WR026081
- Pontes, P. R. M., Fan, F. M., Fleischmann, A. S., De Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Siqueira, V. A., . . . Collischonn, W. (2017, August). MGB-IPH model for hydrological and hydraulic simulation of large floodplain river systems coupled with open source GIS. *Environmental Modelling & Software*, 94, 1–20. doi: 10.1016/j.envsoft.2017.03.029
- Popescu, I. (2014). *Computational hydraulics: numerical methods and modelling* (1. publ ed.). London: IWA Publ.
- Rudorff, C. M., Melack, J. M., & Bates, P. D. (2014, January). Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge: HYDRAULIC CONTROLS OF FLOODING ON THE LOWER AMAZON. *Water Resources Research*, 50(1), 619–634. doi: 10.1002/2013WR014091
- Santos Da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O. C., Cochonneau, G., & Mansur, W. J. (2010, October). Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, 114(10), 2160–2181. doi: 10.1016/j.rse.2010.04.020
- Silva Junior, C. H. L., Pessôa, A. C. M., Carvalho, N. S., Reis, J. B. C., Anderson, L. O., & Aragão, L. E. O. C. (2020, December). The Brazilian Amazon deforestation rate in 2020 is the greatest of the decade. *Nature Ecology & Evolution*, 5(2), 144–145. doi: 10.1038/s41559-020-01368-x
- Siqueira, V. A., Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S., Fan, F. M., Ruhoff, A. L., Pontes, P. R. M., . . . Collischonn, W. (2018, September). Toward continental hydrologic–hydrodynamic modeling in South America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(9), 4815–4842. doi: 10.5194/hess-22-4815-2018
- Sorribas, M. V., Paiva, R. C. D., Melack, J. M., Bravo, J. M., Jones, C., Carvalho, L., . . . Costa, M. H. (2016, June). Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. *Climatic Change*, 136(3-4), 555–570. doi: 10.1007/s10584-016-1640-2

- Sousa, M. M., & Oliveira, W. (2016). Identificação de feições anômalas dos sistemas de drenagem na região do Alto Juruá – AC/AM, utilizando dados de sensoria-
mento remoto. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 9(4), 1254–1267.
- Te Chow, V. (1959). *Open channel hydraulics*.
- Teng, J., Jakeman, A., Vaze, J., Croke, B., Dutta, D., & Kim, S. (2017, April). Flood inundation modelling: A review of methods, recent advances and un-
certainty analysis. *Environmental Modelling & Software*, 90, 201–216. doi:
10.1016/j.envsoft.2017.01.006
- Trigg, M. A., Bates, P. D., Wilson, M. D., Schumann, G., & Baugh, C. (2012, Oc-
tober). Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon
River. *Water Resources Research*, 48(10), 2012WR011888. doi: 10.1029/
2012WR011888
- US Army Corps of Engineers. (2021, May). *Hydrologic Engineering Center River
Analysis System*. US Army Corps of Engineers.
- Van Cappellen, P., & Gaillard, J.-F. (1996, December). Chapter 8. BIOGEO-
CHEMICAL DYNAMICS IN AQUATIC SEDIMENTS. In P. C. Lichtner,
C. I. Steefel, & E. H. Oelkers (Eds.), *Reactive Transport in Porous Media* (pp.
335–376). De Gruyter. doi: 10.1515/9781501509797-011
- Vörösmarty, C. J., Moore, B., Grace, A. L., Gildea, M. P., Melillo, J. M., Peterson,
B. J., ... Steudler, P. A. (1989, September). Continental scale models of
water balance and fluvial transport: An application to South America. *Global
Biogeochemical Cycles*, 3(3), 241–265. doi: 10.1029/GB003i003p00241
- Vörösmarty, C. J., Willmott, C. J., Choudhury, B. J., Schloss, A. L., Stearns, T. K.,
Robeson, S. M., & Dorman, T. J. (1996, October). Analyzing the discharge
regime of a large tropical river through remote sensing, ground-based climatic
data, and modeling. *Water Resources Research*, 32(10), 3137–3150. doi:
10.1029/96WR01333
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences* (3rd ed ed.)
(No. v. 100). Amsterdam ; Boston: Elsevier/Academic Press.
- Wilson, M., Bates, P., Alsdorf, D., Forsberg, B., Horritt, M., Melack, J., ... Famigli-
etti, J. (2007, August). Modeling large-scale inundation of Amazonian sea-
sonally flooded wetlands: A 2D HYDRODYNAMIC MODEL OF THE AMA-
ZON. *Geophysical Research Letters*, 34(15). doi: 10.1029/2007GL030156
- Wongchuig, S. C., De Paiva, R. C. D., Siqueira, V., & Collischonn, W. (2019,
March). Hydrological reanalysis across the 20th century: A case study of
the Amazon Basin. *Journal of Hydrology*, 570, 755–773. doi: 10.1016/
j.jhydrol.2019.01.025
- Wood, M., Hostache, R., Neal, J., Wagener, T., Giustarini, L., Chini, M., ... Bates,
P. (2016, December). Calibration of channel depth and friction parameters
in the LISFLOOD-FP hydraulic model using medium-resolution SAR data
and identifiability techniques. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(12),
4983–4997. doi: 10.5194/hess-20-4983-2016
- Xu, T., Weng, B., Yan, D., Wang, K., Li, X., Bi, W., ... Liu, Y. (2019, May). Wet-
lands of International Importance: Status, Threats, and Future Protection.
International Journal of Environmental Research and Public Health, 16(10),
1818. doi: 10.3390/ijerph16101818
- Yamazaki, D., Lee, H., Alsdorf, D. E., Dutra, E., Kim, H., Kanae, S., & Oki, T.
(2012, September). Analysis of the water level dynamics simulated by a global
river model: A case study in the Amazon River. *Water Resources Research*,
48(9), 2012WR011869. doi: 10.1029/2012WR011869
- Yazdan, M. M. S., Ahad, M. T., Kumar, R., & Mehedi, M. A. A. (2022, October).
Estimating Flooding at River Spree Floodplain Using HEC-RAS Simulation.
J, 5(4), 410–426. doi: 10.3390/j5040028

Chapitre 4

Evaluation de l'impact du réchauffement climatique sur les dynamiques de crues

4.1 Contexte

Le climat en forêt amazonienne est équatorial humide avec des taux de précipitations élevés, généralement compris entre 1 800 et 2 200 mm par an (Bonnet et al., 2008). Comme mentionné précédemment, cette région présente deux saisons distinctes : la saison sèche, qui s'étend d'avril à septembre, et la saison des pluies, qui s'étend d'octobre à mars (da Silva Abel et al., 2021). Cependant, ces dernières années montrent une tendance à l'assèchement (IPCC, 2023), ainsi que des années extrêmes beaucoup plus fréquentes et intenses (Espinoza et al., 2024; Sampaio, 2024). Dans ce contexte, une réduction de la disponibilité en eau douce pour la biodiversité et les communautés locales se fait ressentir et peut causer de graves problèmes, notamment pour la survie de ces populations et de leurs activités économiques telles que la pêche, l'agriculture et l'élevage (Bommel et al., 2016; Da Hora et al., 2023; Globo, 2024). Pour palier à de tels effets indésirables, il est important d'anticiper ces événements pour construire des plans d'action adaptés.

Pour anticiper l'évolution des crues et des événements exceptionnels de sécheresses et d'inondations à l'échelle de la plaine de Curuai, il est important de s'appuyer sur des données climatiques qui puissent être intégrées au modèle hydraulique HEC-RAS calibré existant. Les données climatiques utilisées prennent en compte le profil socio-économique SSP2-4.5 de CMIP6 pour lequel 28 modèles climatiques existent. Les données climatiques sont ensuite intégrées au modèle MGB-IPH déjà utilisé au Chapitre 3 et les scénarios de débits pour chaque modèle climatique sont ensuite utilisés pour les simulations HEC-RAS. Une sélection de cinq modèles climatiques a été faite sur la base de leur comportement concernant le volume d'eau dans la plaine d'inondation, ainsi que par l'analyse de la littérature (Jeferson De Medeiros et al., 2022; Lange, 2021; Monteverde et al., 2022). Cependant, seulement les caractéristiques et les résultats de la simulation HEC-RAS du modèle climatique MIROC6 sont présentés ici en raison du temps manquant pour l'analyse et la réalisation de cette partie pour la thèse. Le document final de l'article comportera les caractéristiques et analyses des cinq modèles comme prévu initialement dans notre raisonnement. À partir des paramètres optimaux identifiés grâce au chapitre précédent et des données de débit et de niveaux d'eau de MGB-IPH en fonction des modèles climatiques, HEC-RAS simule 20 ans de la période future au cours de ce siècle. Cependant, une limite importante de cette étude réside dans le fait que le modèle n'a pas été étalonné sur du pluriannuel (Voir Chapitre 3). L'utilisation d'un seul cycle annuel pour l'analyse peut restreindre la robustesse des résultats et ne permet pas d'évaluer pleinement les variations interannuelles des niveaux d'eau et des débits. Une calibration sur plusieurs années aurait permis de mieux capturer la variabilité climatique et d'affiner la précision des projections hydrologiques. Malgré tout, ce travail représente une étape vers une meilleure compréhension des événements à venir dans la plaine de Curuai et des possibles impacts du CC sur ses occupants.

En développant des simulations contraintes par des paramètres climatiques dans la plaine d'inondation de Curuai, l'étude présentée dans ce chapitre a pour objectif de répondre à l'interrogation suivante : Dans quelle mesure le CC affectera l'hydrodynamique de la plaine de Curuai dans les années à venir ?

4.2 Article : Modélisation de l'hydrodynamique dans la plaine d'inondation de Curuai sous contraintes climatiques

Cette étude est présentée sous la forme d'un article publiable dans un journal. Il présente la méthodologie employée pour la réalisation des simulations HEC-RAS sous contraintes climatiques, ainsi que les résultats obtenus et discutés. Cet article mérite encore d'être approfondi avant d'envisager une soumission dans une revue scientifique. Il serait par exemple intéressant d'ajouter d'autres résultats de simulations de modèles climatiques différents de MIROC6 pour capter une plus large gamme de valeurs de résultats de simulations et d'y inclure une étude sur les impacts sur l'hydrodynamisme dans la plaine en utilisant les vitesses générées par HEC-RAS. Les analyses de temps des périodes d'étiage et de crues sont également envisagées. Les annexes de l'article sont en annexe du manuscrit (Annexe 3).

Hydrodynamic modeling in amazonian floodplain under climate scenarios

Pauline Enguehard¹ ; Audrey Brouillet¹ ; Pedro Torres Miranda² ; Alice Fassoni-Andrade³ ; Marie-Paule Bonnet^{1,5} ; Frédéric Frappart⁶ ; Renaud Hostache¹ ; Daniel Moreira⁴ ; David Motta-Marques² & Frédéric Satgé¹

1 ESPACE-DEV, UMR 228, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), University of Montpellier, 34093 Montpellier, France

2 Hydraulic Research Institute (IPH), Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Brazil

3 Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Institute of Geosciences, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Universidade de Brasília (UnB), Brasília, DF 70910-900, Brazil

4 Geological Survey of Brazil (SGB), Géosciences Environnement Toulouse (GET), Toulouse, France

5 Centre do desenvolvimento sustentável (CDS), University of Brasília, Brazil

6 Interactions Sol Plante Atmosphère (ISPA), UMR 1391, INRAE, Bordeaux Sciences Agro, 33140 Villenave-d'Ornon, France

Keywords – Amazon floodplains, Climate change scenarios, Discharge projection

Abstract

Understanding and predicting hydrodynamic flows in rivers and floodplains is essential for sustainable water resources and preservation of aquatic ecosystems. Climate strongly impacts variations of discharges in the Amazon basin where the hydrological cycle is extremely important for biodiversity. In the context of climate change in Amazon's Curuai floodplain, the hydrological cycle is changing due to precipitation anomalies affecting fauna and flora life cycles. To better understand these changes, potential scenarios are considered from the Coupled Model Intercomparison Project CMIP6 in charge of past, present and future worldwide climate modeling scenarios. Here, daily flow data, refined on Curuai floodplain thanks to MGB software, are used in HEC-RAS software to provide high-resolution, localized predictions of hydrodynamic movements over a 20-year period. MIROC6 results project a humidification trend within the floodplain for a short term timescale, with an increase in flooded areas and water levels.

1. Introduction

The Amazon is the world's largest river, fed by numerous tributaries and surrounded by large floodplains. This complex water storage represents a significant part of the hydrological cycle in the basin (Alsdorf et al., 2001; Frappart et al., 2019; Miguez-Macho & Fan, 2012). Indeed, it plays a key role in the regulation of submersions, flow rates, water quality (Maltby, 1991), evapotranspiration and in biogeochemical cycles (Hamilton et al., 2002). This makes wetlands hotspots of biodiversity, as the life cycle of many fauna and flora species is synchronized with the water cycle (Dudgeon et al., 2006). During high water level periods, the main river channels overflow and floodplains are inundated, connecting both water systems. This floodplain connectivity with the river is an important condition for biodiversity functioning (Castello et al., 2013). Connectivity within the floodplain may have a very high impact on water biogeochemistry, modifying the mixture between lake (from local uplands) and white waters (from the mainstream ; Aucour et al., 2003; Guinoiseau et al., 2018; Moreira-Turcq et al., 2003) and on fisheries (Hurd et al., 2016). In this context, previous studies have shown that flooding events, humidity, wind and occurrence of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phases are determinant for the connectivity between Amazon floodplains and the river (ANA ; Bonnet et al., 2008; Enguehard et al., 2023; Pinaya et al., 2016).

For the past decades, anthropogenic pressure and climate change have been both threatening these wetlands (IPBES, 2019; Moomaw et al., 2018; Renó et al., 2011). Indeed, 30% of the world's wetlands have disappeared during the last century (Mitsch & Gosselink, 2007), which has resulted in endangered vegetation and fishes (Hurd et al., 2016). The sixth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6 ; Eyring et al., 2016) provides future climate simulations of the 21st century based on different and complex models considering atmospheric gas concentrations (RCPs) and socio-economic developments (SSPs ; O'Neill et al., 2016, 2017). These CMIP6 outputs help globally and regionally predict the impacts of climate change on economic activities, such as agriculture and fisheries (Bezner et al., 2022), biome shifts (Castellanos et al., 2022) and water cycle by increasing or decreasing river discharges during extreme events (Parmesan et al., 2022). From these future projections, extreme events like floods, landslides and droughts are projected to continue intensifying in magnitude and frequency within the Amazon Basin, due to human-driven climate change and increasing rainfall variability (IPCC, 2023).

To assess floodplains' water discharges possible future evolution, hydraulic modeling is a suitable solution to predict flood behaviors in the Amazon basin. Changes in water supply into the floodplains may be explained by modifications of the supply mode, as well as variable rainfall input and water circulation patterns. Based on historical data, modeling has been largely used to better understand floodplain discharges patterns in the region (Bates, 2022; Fassoni, 2020; Ji et al.,

2019; Pinel et al., 2020; Wilson et al., 2007) and at a more local scale, such as the Curuai floodplain (Bonnet et al., 2008; Brêda et al., 2020, 2023; Rudorff et al., 2014; Enguehard et al., *submitted*). Nevertheless, only few studies have considered climate change for future water discharge projection, particularly at small spatial scales (i.e. floodplains) in the Amazon basin.

In this study, we investigate how hydrodynamic processes could evolve in Curuai floodplain according to a climate change scenario. To do this, we use the HEC-RAS hydrodynamic-hydrological model forced with projections for an intermediate scenario from CMIP6 (Thrasher et al., 2022) and a South America scale projection discharge model (Miranda et al., 2023; Siqueira et al., 2018). HEC-RAS also provides possible local and high-resolution maps of the future water supply in the floodplain.

2. Materials

2.1 Study area

2.1.1 Hydrology

The study is focused on the Curuai floodplain located in the municipality of Obidos from 1.63° to 2.75° S, and from 54.4° to 57° W in the Para region of Brazil (Fig. 1a). This vast floodplain of 4,000 km² contains large lakes connected permanently or temporarily to the main river by several channels. The flooded area can vary from 575 km² to more than 2,000 km² during floods (Bonnet et al., 2008); and floods have variable return periods, generally between 5 and 10 years (Callede et al., 2002). Each year, the storage phase of the floodplain starts between November and January and lasts until May, whereas the falling phase begins in July and lasts until November with the greatest volume exported occurring from August to October (Bonnet et al., 2008; Enguehard et al., 2024, *sub*). During the last 20 years, extreme drought events has occurred in Curuai in 2005, 2010 and 2015 (water levels almost 50 cm lower than average since 2000 ; Fig 1b) and extreme flood events were in 2009, 2012 and 2021 (water levels 2 m higher than average since 2000 ; ANA ; Nobre et al., 2016).

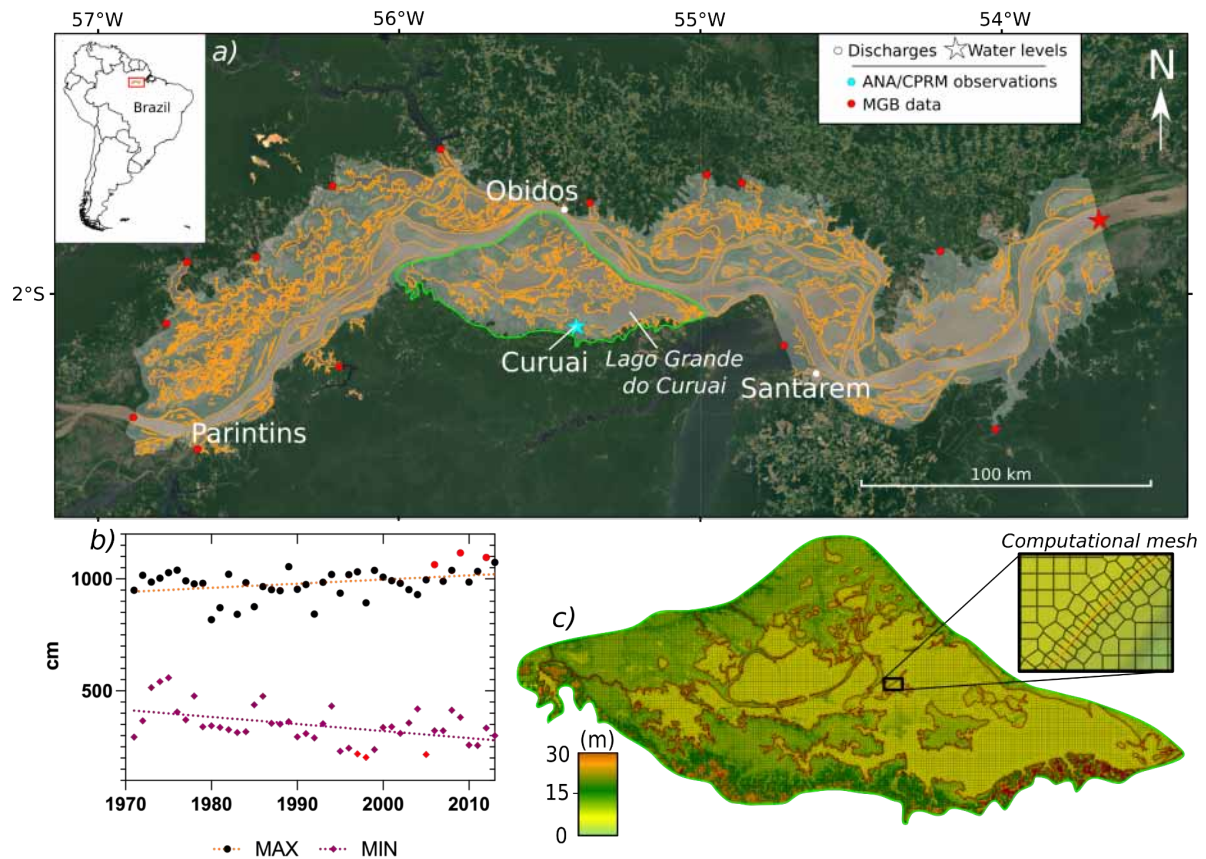


Figure 1 – (a) Study area and model domain in the Curuai floodplain. Discharges are represented by colored dots and WL by triangles. *In situ* CPRM/ANA discharge and WL data are in blue and discharge and WL outputs from MGB-IPH model used as input of the shallow water model are in red (Background maps: Google Satellite). (b) Maximum and minimum water levels in Obidos with trends since 1970. (c) Computational modeling domain for the Curuai floodplain and associated topography.

2.1.2 Climate and modeling

The climate in the Amazon rainforest is humid equatorial, with an average annual temperature of around 24.5°C and high annual rainfall rates, generally ranging from 1,800 to 2,200 mm (Abel et al., 2021). In Curuai, average monthly rainfall is 200-300 mm between January and May, just before the high-water season. The lowest rainfall is observed in August and September where there is only 40 mm per month (Fig. 2). Climate studies mostly highlighted the influence of the ENSO on fluctuations in WLs and flows in Amazon catchments which are driven by large-scale rainfall anomalies (IPCC, 2015, 2023). Conversely, several authors have correlated the extreme floods observed in historical records with La Niña events (Marengo et al., 2011, 2013).

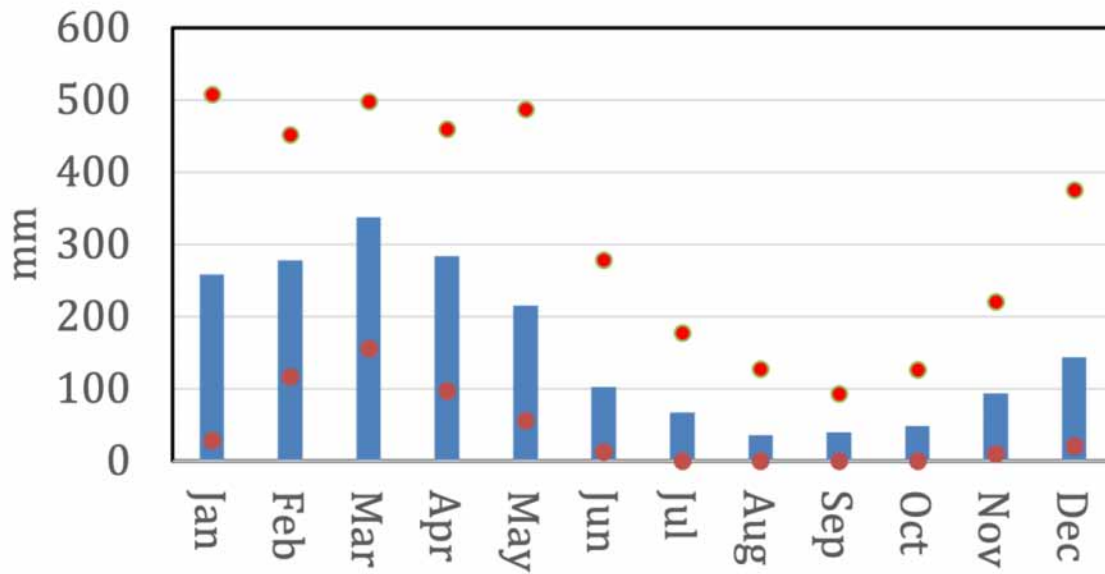


Figure 2 – Mensual distribution in Curuai city between 1982 and 2015

As explained in the introduction, various General Circulation Models (GCMs) of diverse complexity exist to simulate and understand past and future climate evolution on Earth over varying time scales (Bazzanella et al., 2024). CMIP compiles the results of GCMs from numerous worldwide climate modeling institutes (Eyring et al., 2016). Thirty-eight model groups are using more than seventy GCMs. The project aims to better understand and predict global climate change – past, present and future – in a multi-model context. The sixth phase of CMIP (CMIP6; Eyring et al., 2016) provides climate simulation scenarios of the 21st century based on different atmospheric gas concentrations, referred as Representative Concentration Pathways (RCPs), and various socio-economic developments, referred as Shared Socioeconomic Pathways (SSPs; O'Neill et al., 2016, 2017). RCPs refers to the climate forcing level (W/m^2), while SSPs includes a set of five qualitative descriptions of future changes in demographics, human development, economy and lifestyle, policies and institutions, technology, and environment and natural resources. In this study, we use projections from the intermediate scenario SSP2-4.5 from CMIP6. SSP2 assumes that climate protection measures are being taken, and global growth is moderate and stabilizes – referred as the “middle of the road” pathway. RCP4.5 represents an intermediate radiative forcing of 4.5 W/m^2 by the year 2100.

By this way, outputs from CMIP6 models assist in projecting the impacts of climate change across various sectors, such as water discharge, agriculture and forests (Lange, 2021). By addressing both historical and future impact projections in the water sector, potential evolutions of related changes are better identified. Over recent decades, several modeling studies have indicated that water temperature in the Amazon region is warming by approximately 1°C per decade in rivers and up to 0.45°C per decade in lakes (Victoria et al., 1998; IPCC, 2023). Air temperature is also projected to increase from 2°C to 6°C (depending on CC scenarios) by the end

of the century (Castellanos et al., 2022), with precipitation increasing during the rainy seasons but showing drying trends due to climate variability (Almazroui et al., 2021; Li et al., 2008). In the future, a global warming of 3.5°C could disrupt the forest-climate equilibrium, leading to an increase in the frequency and intensity of extreme events, such as droughts, floods and forest fires (Almazroui et al., 2021; Barichivich et al., 2018; Nobre et al., 1991, 2016).

2.2 Model description

HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center - River Analysis System) is a sophisticated software developed by the U.S. Army Corps of Engineers for the analysis of river hydraulics and hydrology. This software is designed to perform 1D and 2D steady flow, unsteady flow, sediment transport/mobile bed and water temperature calculations (available at <https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/>). To achieve this, the HEC-RAS model employs an unstructured computational mesh, where cell orientation and size can vary based on topography and bathymetry. The model solves the inertial approximation of the shallow water equations as described by Brunner et al. (2015). Detailed information on the formulations and numerical schemes employed in version 6.3.1 of the model is available in US Army Corps of Engineers (2021) and Brunner (2016). With a user-friendly interface, HEC-RAS facilitates the visualization of hydraulic simulations, allowing users to develop complex models with relative ease. This includes the generation of detailed maps and graphs showing water surface profiles, velocity distributions, and key hydraulic parameters. A thorough analysis of WLs, extents, and velocities is essential for understanding the model's effectiveness in representing hydraulic processes. In this study, 2D unsteady flow simulations are conducted to analyze flood behavior in the Curuai floodplain, providing insights into future water surface elevation and flow velocity dynamics based on the parameterization proposed by Enguehard et al. (sub) after a sensitivity analysis performed on the mesh size, boundary conditions and Manning's coefficient parameters.

2.3 Datasets

2.3.1 Computational data

To conduct flow simulation, HEC-RAS needs input data to set up the model geometry topography/bathymetry, friction coefficients and upstream and downstream boundary conditions (BCs).

2.3.1.1 Model geometry

Model geometry is constructed based on a 2D domain from 400-meter computational cells (Enguehard et al, *sub* ; Fig. 1c). We choose to add breaklines to the model to enforce the orientation of the computational cell faces of the 2D domain to help water direction along topographic linear features. Breaklines are based on previous work of Fassoni-Andrade et al. (2022) and scientific field campaigns through floodplain channels (Bonnet et al., 2008).

2.3.1.2 Topography / Bathymetry

The topography and bathymetry map used is the 30-meter spatial resolution composite map provided by Fassoni-Andrade (2020), based on *in situ* water levels and a flood-frequency map deduced from the Landsat Global Surface Water Dataset which covers data acquired between March 1984 and October 2015. A known limitation of this dataset is its inaccuracies in representing lake and narrow channel bathymetry, which can substantially impact the model's ability to accurately depict floodplain dynamics (Fassoni-Andrade et al., 2022). The vertical reference used is based on the EGM 2008 geoid model (Pavlis et al., 2012).

2.3.1.3 Friction coefficients

The Manning's roughness map gives friction coefficients. The one we use is based on the 2019 annual global 100-m land cover change map Version 3.0 from the Land Service of Copernicus, the Earth Observation program of the European Commission, available at <https://land.copernicus.eu/en/products/global-dynamic-land-cover/copernicus-global-land-service-land-cover-100m-collection-3-epoch-2019-globe#download>. Manning's values are based on recommendations from Fassoni-Andrade et al. (2022), Pinel et al. (2020) and Rudorff et al. (2014).

2.3.1.4 Upstream and downstream BCs

We used fourteen upstream daily river discharge BCs and one downstream daily water level BC (Fig.1, red dots and triangle). They were obtained through hydrological modeling using the large-scale semi-distributed hydrological model MGB-SA (Siqueira et al., 2018) forced with 28 CMIP6 climate projections from NEX-GDDP-CMIP6 database (Thrasher et al., 2022). MGB-SA is a continental version of the MGB model developed for the South American domain. It uses physically based equations for representing hydrological and hydrodynamic processes, and it has already been validated for the Amazon basin (Collischonn et

al., 2007; Fleischmann et al., 2022; Miranda et al., 2023; Paiva et al., 2013; Pontes et al., 2017; Siqueira et al., 2018; Wongchuig et al., 2019). Moreover, MGB model has also been used for climate change assessments in the region (Brêda et al., 2020; 2023; Sorribas et al., 2016).

NEX-GDDP-CMIP6 is a dataset which provides downscaled (0.25 x 0.25 degree) and bias corrected outputs from multiple General Circulation Models (GCMs) from CMIP6. The data is provided at a daily time step for 1950-2014 (reference period) and 2015-2100 (future period) under a grid under two impact scenarios: SSP2-4.5 (intermediate) and SSP5-8.5 (severe). The GCM variables used for hydrological simulations were (i) near-surface relative humidity, (ii) precipitation, (iii) surface downwelling shortwave radiation, (iv) mean near-surface wind speed, and (v) near-surface air temperature.

The present study evaluated an intermediate climate change scenario (SSP2-4.5) for a period from 2022 to 2042. The analysis was conducted for an ensemble of five GCMs that grasped a wide range of discharge alteration due to climate change and well represented precipitation in the Amazon, according to literature (see Methods 3.1.1).

2.3.2 Evaluation data

Evaluation process is made with historical WL time series from the Brazilian Geological Survey and the National Water Agency of Brazil (CPRM/ANA; Moreira, 2010; available at <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>). WLs are measured within gauging stations in Curuai city (Fig. 1, pink triangle). We also used altimetry-derived WL time series from ENVISAT (2003-2010), SARAL (2013-2016) (Enguehard et al., 2023).

3. Methods

3.1 Experimental setup

3.1.1 GCMs selection

Each climate model result was used to feed the MGB-IPH model and simulate 150 years, covering the period from 1950 to 2100. A multi-model approach is essential for capturing the variability of potential future conditions and refining local forecasts, but this technique is really expensive in time calculation. This is why we selected one climate model that well represented the past water conditions according to

observations, but also one of the driest climate models in the floodplain over these 150 years to give an overview of what could do the worst climate scenario in the Curuai floodplain. To fairly choose this climate model, we referred to several studies that ranked the twenty-eight CMIP6 GCMs from the SSP2-4.5 scenario according to their performance in simulating precipitation in the Amazon basin.

One of the driest climate models that presents strong performances is MIROC6. Jeferson De Medeiros et al. (2022) highlighted its performance in northern Brazil, which were ranked in the top 10 in their study. It was also evaluated as one of the best climate models in the north of the country by Firpo et al. (2022) and Monteverde et al. (2022). This model was developed by the Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute in Japan by Tatebe et al. (2019). It was downscaled by Thrasher et al. (2022) to be incorporated in the MGB-IPH model.

3.1.2 Scenarios

Then, discharges and WLs from MGB-IPH hydroclimatic scenarios are used as input of the HEC-RAS model for two time-windows. First, historical simulations are run from January 1st 2000 to January 1st 2015 and then, future simulations are run from May 1st 2022 to May 1st 2042. A 20-year period is more likely to capture natural variability, which can last 5 to 10 years (Marengo, 2004). Simulations are run the same way for the two scenarios. Output intervals have been set every month.

The model mesh is generated with a nominal cell size, determining the model's spatial resolution. Simulations are conducted using a non-conservative turbulence model with a longitudinal coefficient of 1 and a transverse mixing coefficient of 0.3 to accurately represent the meandering geometries of the Amazon.

3.2 Model evaluation and analysis metrics

To analyze hydrological projections, we assess the low and high water periods in November and May, respectively. For each period and scenario, we calculate the flooded areas, as well as the interannual variability averages of water levels, mean standard deviations, anomalies (the difference between the 2022-2042 mean and the 2000-2015 mean), significance (anomalies normalized to standard deviation) and variation coefficients (standard deviation normalized to the 20-year mean). To assess the floodplain hydrodynamics over the next 20 years, we use the velocity simulation results provided by HEC-RAS during the rising and receding water periods. Finally, to evaluate the representativeness of flow scenarios, we compare local mean water

levels of the simulated scenarios with observed time series data, using gauging stations and remote sensing from an historical period.

4. Results

4.1 Mean and variability behaviors

4.1.1 Water extents

During the high water level period (HWP), the MIROC simulations show a flooded average area of more than 2,300 km² (Table 2). The standard deviation averages are showing 65 km² for historical simulation and a decrease for future simulation with 24 km². During the low water level period (LWP), the flooded average areas simulated cover less than 2,000 km² for historical and future simulations, but standard deviation is about 200 km² for both historical and future simulations.

Table 2 : Total and mean of flooded areas (in km²)

Means	Area MIROC	Std MIROC
2000-2015 HWP	2,307.17	65.23
2022-2042 HWP	2,383.77	24.01
2000-2015 LWP	1,479.24	227.84
2022-2042 LWP	1,925.84	189.22

4.1.2 Water depths

Using climate input from the MIROC6 climate model under the SSP2-4.5 mitigated scenario, HEC-RAS simulates averaged depth values from 2 to 10 m locally during historical and future HWP (Fig. 3a and 3c) and from 0 to 6 m locally during historical and future LWP (Fig. 3e and 3g). Highest values are shown in central and eastern lakes and channels linking them and lowest values in higher vegetated soils in the west. HEC-RAS simulates 2 and 5 meters in central great lakes and western of the floodplain during historical and future LWP simulations, respectively, and 7 and 10 m in eastern channels and few grid cells in southern uplands during historical and future HWP simulations. Other regions are characterized by no water at all during LWP. The variation coefficient shows few

relative variability during HWP compared with the average (Fig. 3b and 3d), but up to 500% of dispersion on the lake banks and river channels during LWP (Fig. 3f and 3h). This variability difference between banks and lakes is due to the very low average water depth on banks. Associated standard-deviation gives information about interannual variability (Annexe Aa, Ac, Ae, Ag). MIROC's HWP are characterized by a variability of 1 m and 0.6 m compared to the mean within all the floodplain during historical and future periods, respectively, with no local differences. During LWP, MIROC central and eastern lakes are characterized by an interannual variability of ± 1 m while no variability is shown for western floodplains for historical period, while for future period, interannual variability is about 0.6 m within all the floodplain.

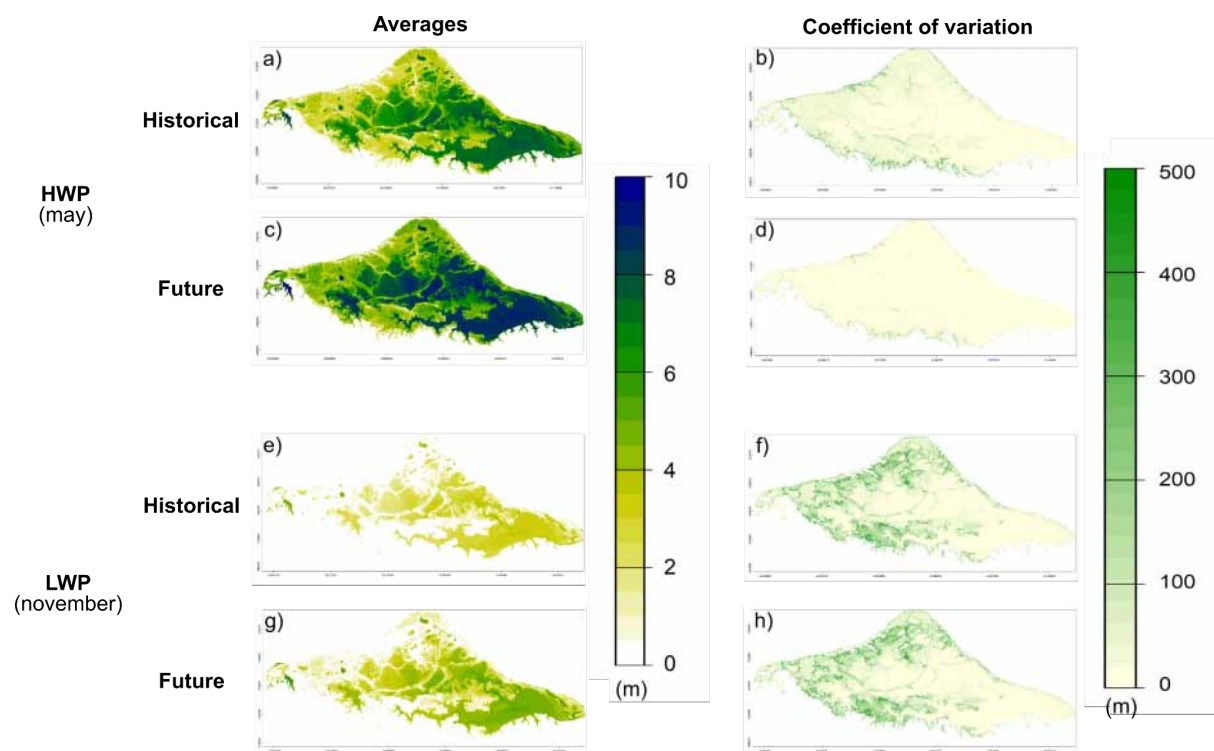


Figure 3 : Simulated water depth results for the MIROC climate model on the Curuai floodplain over the historical (2000-2014) and future (2022-2041) periods. HEC-RAS provides mean water depths during HWP (a, c) and LWP (e, g), and variation coefficients of water depths were calculated during HWP (b, d) and LWP (f, h).

4.2 Trends

4.2.1 Water extents

Over the historical and future simulations, flood extent trends has been calculated for HWP and LWP (Table 3). During HWP, the flooded areas show a slight increase up

to 3% (77 km²) for MIROC model, with an interannual variability decreasing by 63% (41 km²). During LWP, flooded areas show an increase of the water extent by 30%, with interannual variability decreasing by 17%, increasing river-floodplain connectivity.

Table 3 : Flood extent trends for area and standard-deviation (std) during HWP and LWP, respectively.

Means	Area MIROC (km ²)	Std MIROC (km ²)
2022-2041 - 2000-2014 HWP	+ 76.6 = + 3 %	- 41.2 = - 63 %
2022-2041 - 2000-2014 LWP	+ 446.6 = + 30 %	- 38.6 = - 17 %

4.2.2 Water depths

Water level anomalies during HWP show important changes between the historical and future periods for MIROC simulations (Fig. 4a). Results show a general increase of water depth of +2 m in the western floodplain and +1m in the east. During LWP, results show an increase of water depth by +2 m in central and eastern lakes and +0.5 to +1 m in the western lakes and channels (Fig. 4c). MIROC changes in water depth are calculated as insignificant within all the floodplain during HWP and in central and eastern lakes during LWP (Fig. 4b and 4d, respectively). The water depth increase is up to + 200%. Western lakes and channels during LWP show a drought tendency about -50% of water depth. The results of internal trend calculation for historical (15 years) and future (20 years) simulations during HWP and LWP are showing no significant trend in LWP and in future HWP, but a general decreasing trend during historical HWP of -0.08 m (Annexe Ab, Ad, Af, Ah).

Simulated and observed maxima and minima of water depth are presented in Figure 5 at two locations within the floodplain. At Point 1, located in Curuai city, historical simulations underestimate water depth by an average of 4 to meters compared to *in situ* observational data. Similarly, at Point 2, in the western part of the floodplain, historical simulations are on average 5 to 6 meters lower than altimetry-derived observations. However, future simulation magnitudes are convenient to observations' ones. This significant underestimation of water depth in simulations could be attributed to the MIROC model itself, which is known as one of the driest climatic models. Nevertheless, it is important to note that the observations come from the Curuai gauging station and ENVISAT altimetry data, which are (i) shorter than the 20-year period selected and (ii) does not overlap with future climate period (2022-2041). This comparison serves to provide an indication of the order of

magnitude of HEC-RAS simulation values, but should not be considered as a formal evaluation of the model.

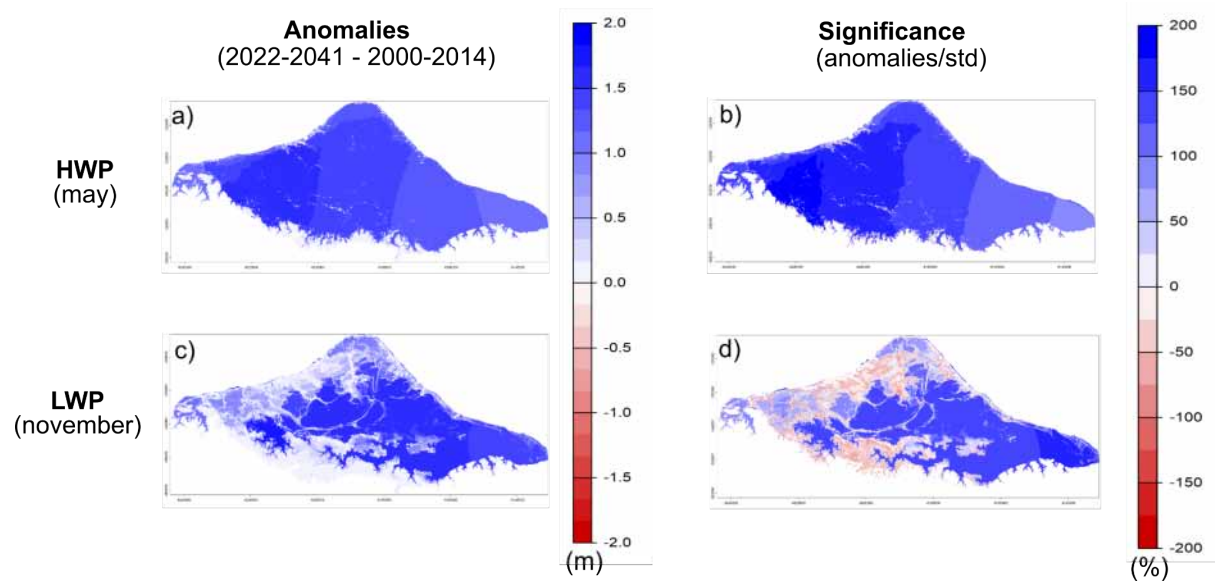


Figure 4 : Anomalies of water depth results between future (2022-2041) and historical (2000-2014) periods for MIROC model during (a) HWP and (c) LWP and significance metric (b and d, respectively).

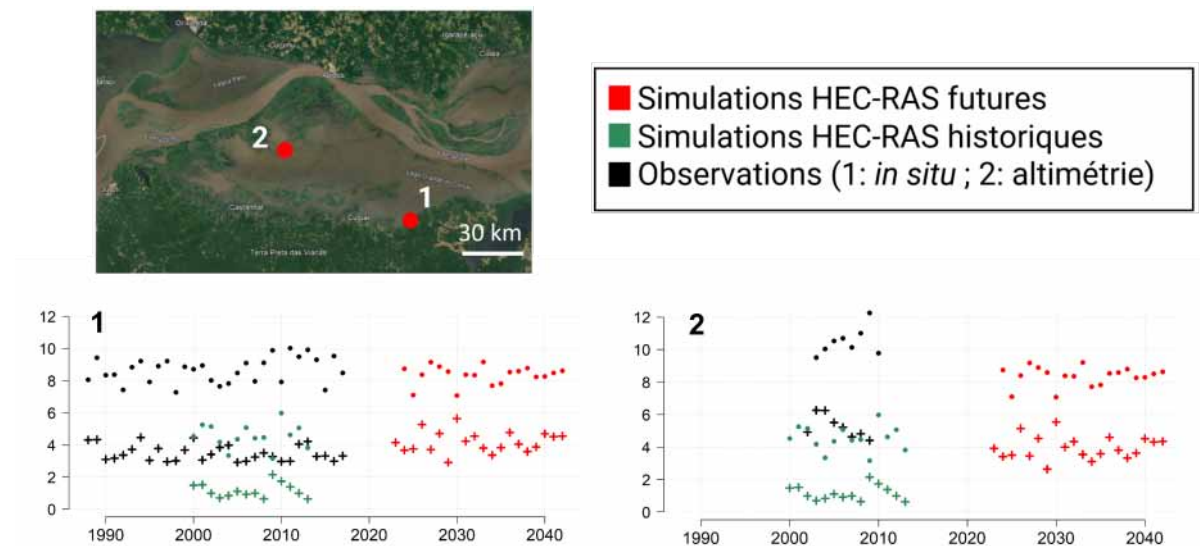


Figure 5 : Minimum and maximum values simulated historical (green) and future (red) compared to past observations (black) at Curuai city with altimetry-derived water level (point 1) and in the west of the floodplain with in situ water level (point 2) for MIROC results.

5. Discussion and conclusion

5.1 Hydro-climatic modeling and its limitations

The MIROC scenario shows considerable changes between historical and future simulations. The results suggest an overall humidification of the floodplain, by + 200% within all the floodplain during HWP and localized in central and eastern lakes during LWP. Also, the number of extreme episodes (wet and dry) is shown to be decreasing in the future. From a climatic perspective, the 20-year simulation used here may not be sufficient to reveal long-term trends. Indeed, due to its driest aspect, the MIROC scenario shows lower water depths than observations and even a slight increase of precipitation in the floodplain is seen as an extreme humidification on a 20-year timescale. While significant changes are already being observed, longer periods are required to distinguish natural variability from sustained climatic shifts (IPCC, 2021). The need for extended simulations is crucial to gain clearer insights into how discharge patterns and connectivity will evolve under future climate scenarios, thereby increasing the prediction robustness. Furthermore, the simulated period does not cover historical periods that could be assessed using observed data, making the results of this study somewhat arbitrary.

5.2 Overall discharge scenario impacts

The humidification projected by MIROC in this study plays a crucial role in the evolution of water dynamics within the floodplain. Since 2020, the region from Urucurituba to Monte Alegre has been experiencing a general increase in humidity, leading to higher river discharges, rising water levels, and enhanced connectivity between the river and the floodplain (Fleischmann et al., 2023). According to MIROC's future simulations, this trend is expected to persist for several more decades, up until 2040. However, it is unlikely to hold in the medium or long term. Indeed, over extended timescales, a drying trend is becoming increasingly evident across the Amazon, particularly in certain regions (Pontes et al., 2022; Rudorff et al., 2014; Sorribas et al., 2016), with significant implications for both hydrological connectivity and local livelihoods. The Curuai floodplain could also be affected by this trend in the medium to long term timescale. Studies by Brêda et al. (2020, 2023) suggest substantial reductions in river discharge under both RCP 4.5 and RCP 8.5 scenarios, leading to a decrease in flooded areas during the LWP. This pattern has already been observed in recent years, particularly in 2023 and 2024, which were marked by extreme drought conditions across the Amazon basin (Espinoza et al., 2024; G1 Globo, 2024; Sampaio, 2024). These years offer a preview of potential future extremes, raising concerns about whether such conditions may become more frequent in the coming years. Prolonged drought conditions reduce connectivity between the main river and floodplain lakes, especially during the LWP. This would

have severe consequences for fish migration and reproduction (Castello et al., 2013), as well as for sedimentation processes, which are essential for maintaining nutrients for soil fertility (Costanza et al., 1997). For local populations, whose livelihoods are deeply tied to the hydrological cycle, such changes could be critical. In some areas, water depths may drop below critical thresholds, directly impacting navigation, fishing, agriculture, and daily life (Lima, 2024). Moreover, these impacts may be exacerbated or, in some cases, mitigated by the presence of hydroelectric dams upstream, which are not accounted for in the current modeling study. These dams could potentially regulate the natural hydrological cycle and stabilize river hydrographs (Latrubesse et al., 2017; Timpe & Kaplan, 2017).

5.3 Perspectives and recommendations

Future projections suggest that the variability of climate extremes will become even more pronounced, requiring further study (IPCC, 2023). The question remains whether the drought conditions observed in 2023 and 2024 could recur over the next few years, or whether these events represent an emerging norm. Similarly, it is important to determine if the beginning humidification could be a future permanent trend. A more in-depth exploration of extreme events is necessary, including a CMIP6 multi-model comparison in order to provide valuable insights and assess which scenarios best match the observed patterns. All 28 models could offer more reliable projections, but additional climate scenarios beyond SS2-4.5 should also be considered, SSP5-8.5 in particular. This study could be completed with an hydrodynamic impact analysis thanks to the HEC-RAS velocity fields to better understand dynamics within the floodplain and expected changes for sediment and fishes pathways.

It is also essential to integrate the modeling of hydroelectric dams into future models. These structures play a key role in moderating river discharges and could modify the predicted impacts on the floodplain. Finally, it is essential to extend the study period (past and future) in order to establish a clear trend and provide a more accurate picture of the long-term impacts on the hydrological connectivity of the Amazon and on local communities by considering a robust assessment.

Acknowledgements

The first author is grateful to the Occitanie region for funding support and the authors thanks SABERES project (BNP Paribas foundation 2020-2025) and WASACA (Agropolis foundation) fundings. This research is funded in the framework of

the BONDS (Balancing biODiversity coNservation and Development in Amazon wetlandS) project funded through the 2017–2018 Belmont Forum and BiodivERsA joint call for research proposals, under the BiodivScen ERA-Net COFUND programme, and with the funding organizations French National Research Agency (ANR), São Paulo Research Foundation (FAPESP), National Science Foundation (NSF), the Research Council of Norway and the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF). The authors would also thanks the contribution of the CNES's TOSCA SWOT SWHYM project and the PROGYSAT project (Projet de Coopération Régional d'Observation des Guyanes par Satellite) of the PCIA (Programme de Coopération Interreg Amazonie).

References

- Abel, E. L. S., Delgado, R. C., Vilanova, R. S., Teodoro, P. E., da Silva Junior, C. A., Abreu, M. C., & Silva, G. F. C. (2021). Environmental dynamics of the Juruá watershed in the Amazon. *Environment, Development and Sustainability*, 23(5), 6769-6785. <https://doi.org/10.1007/s10668-020-00890-z>
- Almazroui, M., Ashfaq, M., Islam, M. N., Rashid, I. U., Kamil, S., Abid, M. A., O'Brien, E., Ismail, M., Reboita, M. S., Sörensson, A. A., Arias, P. A., Alves, L. M., Tippet, M. K., Saeed, S., Haarsma, R., Doblas-Reyes, F. J., Saeed, F., Kucharski, F., Nadeem, I., ... Sylla, M. B. (2021). Assessment of CMIP6 Performance and Projected Temperature and Precipitation Changes Over South America. *Earth Systems and Environment*, 5(2), 155-183. <https://doi.org/10.1007/s41748-021-00233-6>
- Alsdorf, D., Birkett, C., Dunne, T., Melack, J., & Hess, L. (2001). Water level changes in a large Amazon lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry. *Geophysical Research Letters*, 28(14), 2671-2674. <https://doi.org/10.1029/2001GL012962>
- Aucour, A.-M., Tao, F.-X., Moreira-Turcq, P., Seyler, P., Sheppard, S., & Benedetti, M. F. (2003). The Amazon River: Behaviour of metals (Fe, Al, Mn) and dissolved organic matter in the initial mixing at the Rio Negro/Solimões confluence. *Chemical Geology*, 197(1-4), 271-285. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00398-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00398-4)
- Barichivich, J., Gloor, E., Peylin, P., Brienen, R. J. W., Schöngart, J., Espinoza, J. C., & Pattnayak, K. C. (2018). Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. *Science Advances*, 4(9), eaat8785. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aat8785>
- Bates, P. D. (2022). Flood Inundation Prediction. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 54(1), 287-315. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-030121-113138>
- Bazzanella, A. C., Dereczynski, C., Luiz-Silva, W., & Regoto, P. (2024). Performance of CMIP6 models over South America. *Climate Dynamics*, 62(2), 1501-1516. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06979-1>
- Bezner Kerr, R., T. Hasegawa, R. Lasco, I. Bhatt, D. Deryng, A. Farrell, H. Gurney-Smith, H. Ju, S. Lluch-Cota, F. Meza, G. Nelson, H. Neufeldt, and P. Thornton, 2022: Food, Fibre, and Other Ecosystem Products. In: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 713–906,

doi:10.1017/9781009325844.007

- Bonnet, M. P., Barroux, G., Martinez, J. M., Seyler, F., Moreira-Turcq, P., Cochonneau, G., Melack, J. M., Boaventura, G., Maurice-Bourgoin, L., León, J. G., Roux, E., Calmant, S., Kosuth, P., Guyot, J. L., & Seyler, P. (2008). Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuaí). *Journal of Hydrology*, 349(1-2), 18-30. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.10.055>
- Brêda, J. P. L. F., Cauduro Dias De Paiva, R., Siqueira, V. A., & Collischonn, W. (2023). Assessing climate change impact on flood discharge in South America and the influence of its main drivers. *Journal of Hydrology*, 619, 129284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129284>
- Brêda, J. P. L. F., de Paiva, R. C. D., Collischonn, W., Bravo, J. M., Siqueira, V. A., & Steinke, E. B. (2020). Climate change impacts on South American water balance from a continental-scale hydrological model driven by CMIP5 projections. *Climatic Change*, 159(4), 503-522. <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02667-9>
- Brunner, G. W. (2016). HEC-RAS River Analysis System: Hydraulic Reference Manual, Version 5.0. *US Army Corps of Engineers—Hydrologic Engineering Center*, 547. <https://apps.dtic.mil/sti/citations/tr/ADA311952>
- Brunner, G. W., Piper, S. S., Jensen, M. R., & Chacon, B. (2015). Combined 1D and 2D Hydraulic Modeling within HEC-RAS. *World Environmental and Water Resources Congress 2015*, 1432-1443. <https://doi.org/10.1061/9780784479162.141>
- Callede, J., Guyot, J. L., Ronchail, J., Molinier, M., & De Oliveira, E. (2002). L'Amazone à Óbidos (Brésil): Étude statistique des débits et bilan hydrologique. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2), 321-333. <https://doi.org/10.1080/02626660209492933>
- Castellanos, E., M.F. Lemos, L. Astigarraga, N. Chacón, N. Cuvi, C. Huggel, L. Miranda, M. Moncassim Vale, J.P. Ometto, P.L. Peri, J.C. Postigo, L. Ramajo, L. Roco, and M. Rusticucci, 2022: Central and South America. In: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 1689–1816, doi:10.1017/9781009325844.014.
- Castello, L., McGrath, D. G., Hess, L. L., Coe, M. T., Lefebvre, P. A., Petry, P., Macedo, M. N., Renó, V. F., & Arantes, C. C. (2013). The vulnerability of Amazon freshwater ecosystems: Vulnerability of Amazon freshwater ecosystems. *Conservation Letters*, 6(4), 217-229. <https://doi.org/10.1111/conl.12008>
- Costanza, R., d'Arge, R., de Groot, R., Farber, S., Grasso, M., Hannon, B., Limburg, K., Naeem, S., O'Neill, R. V., Paruelo, J., Raskin, R. G., Sutton, P., & van den Belt, M. (1997). The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387(6630), 253-260. <https://doi.org/10.1038/387253a0>
- Dudgeon, D., Arthington, A. H., Gessner, M. O., Kawabata, Z.-I., Knowler, D. J., Lévêque, C., Naiman, R. J., Prieur-Richard, A.-H., Soto, D., Stiassny, M. L. J., & Sullivan, C. A. (2006). Freshwater biodiversity: Importance, threats, status and conservation challenges. *Biological Reviews*, 81(02), 163. <https://doi.org/10.1017/S1464793105006950>
- Enguehard, P., Frappart, F., Zeiger, P., Blarel, F., Satgé, F., & Bonnet, M.-P. (2023). Contribution of automatically generated radar altimetry water levels from unsupervised classification to study hydrological connectivity within Amazon floodplains. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 47, 101397. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101397>
- Espinoza, J.-C., Jimenez, J. C., Marengo, J. A., Schongart, J., Ronchail, J., Lavado-Casimiro, W., & Ribeiro, J. V. M. (2024). The new record of drought and warmth in the Amazon in 2023 related to regional and global climatic features. *Scientific Reports*, 14(1), 8107. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-58782-5>
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E.

- (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937-1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Fassoni, A. (2020). *MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DO SISTEMA RIO-PLANÍCIE DA AMAZÔNIA CENTRAL VIA SENSORIAMENTO REMOTO E MODELAGEM HIDRÁULICA* [PhD]. Universidade Federal do Rio Grande Sul.
- Fassoni-Andrade, A. (2020). *High-resolution mapping of floodplain topography from space: A case study in the Amazon* [Jeu de données]. Mendeley. <https://doi.org/10.17632/VN599Y9SZB.1>
- Fassoni-Andrade, A. C., Paiva, R. C. D. de, Wongchuig, S., Barbosa, C. C. F., & Durand, F. (2022). *Expressive riverine fluxes over Amazon floodplain units revealed by high resolution 2D modelling* [Preprint]. Hydrology. <https://doi.org/10.1002/essoar.10512355.1>
- Firpo, M. Â. F., Guimarães, B. D. S., Dantas, L. G., Silva, M. G. B. D., Alves, L. M., Chadwick, R., Llopart, M. P., & Oliveira, G. S. D. (2022). Assessment of CMIP6 models' performance in simulating present-day climate in Brazil. *Frontiers in Climate*, 4, 948499. <https://doi.org/10.3389/fclim.2022.948499>
- Fleischmann, A. S., Papa, F., Hamilton, S. K., Fassoni-Andrade, A., Wongchuig, S., Espinoza, J.-C., Paiva, R. C. D., Melack, J. M., Fluet-Chouinard, E., Castello, L., Almeida, R. M., Bonnet, M.-P., Alves, L. G., Moreira, D., Yamazaki, D., Revel, M., & Collischonn, W. (2023). Increased floodplain inundation in the Amazon since 1980. *Environmental Research Letters*, 18(3), 034024. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/acb9a7>
- Frappart, F., Papa, F., Güntner, A., Tomasella, J., Pfeffer, J., Ramillien, G., Emilio, T., Schietti, J., Seoane, L., Da Silva Carvalho, J., Medeiros Moreira, D., Bonnet, M.-P., & Seyler, F. (2019). The spatio-temporal variability of groundwater storage in the Amazon River Basin. *Advances in Water Resources*, 124, 41-52. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.12.005>
- G1 Globo (Réalisateur). (2024, septembre 30). Seca de 2024 já afeta mais de 747 mil pessoas no AM e supera número de atingidos em 2023 (Jornal do Amazonas 2ª edição desta segunda-feira, 30 de setembro de 2024) [Émission]. In *JAM 2ª edição*. <https://g1.globo.com/am/amazonas/noticia/2024/09/30/seca-de-2024-ja-afeta-mais-de-747-mil-pessoas-no-am-e-supera-numero-de-atingidos-em-2023.ghtml>
- Guinoiseau, D., Bouchez, J., Gélabert, A., Louvat, P., Moreira-Turcq, P., Filizola, N., & Benedetti, M. F. (2018). Fate of particulate copper and zinc isotopes at the Solimões-Negro river confluence, Amazon Basin, Brazil. *Chemical Geology*, 489, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.004>
- Hamilton, S. K., Sippel, S. J., & Melack, J. M. (2002). Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 8038. <https://doi.org/10.1029/2000JD000306>
- Hurd, L. E., Sousa, R. G. C., Siqueira-Souza, F. K., Cooper, G. J., Kahn, J. R., & Freitas, C. E. C. (2016). Amazon floodplain fish communities: Habitat connectivity and conservation in a rapidly deteriorating environment. *Biological Conservation*, 195, 118-127. <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2016.01.005>
- IPBES. (2019). *Global assessment report on biodiversity and ecosystem services of the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services* (Version 1). Zenodo. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3831673>
- IPCC (Éd.). (2015). *Climate change 2014: Synthesis report*. Intergovernmental Panel on Climate Change. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/SYR_AR5_FINAL_full_wcover.pdf
- IPCC. (2023). *Climate Change 2022 – Impacts, Adaptation and Vulnerability: Working Group II Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (1^{re} éd.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009325844>

- IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3–32, doi:10.1017/9781009157896.001.
- Jeferson De Medeiros, F., Prestrelo De Oliveira, C., & Avila-Diaz, A. (2022). Evaluation of extreme precipitation climate indices and their projected changes for Brazil : From CMIP3 to CMIP6. *Weather and Climate Extremes*, 38, 100511. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100511>
- Ji, X., Lesack, L. F. W., Melack, J. M., Wang, S., Riley, W. J., & Shen, C. (2019). Seasonal and Interannual Patterns and Controls of Hydrological Fluxes in an Amazon Floodplain Lake With a Surface-Subsurface Process Model. *Water Resources Research*, 55(4), 3056-3075. <https://doi.org/10.1029/2018WR023897>
- Lange, S. (2021). *ISIMIP3b bias adjustment fact sheet* [Fact sheet]. Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK), Member of the Leibniz Association, P.O. Box 60 12 03, 14412 Potsdam, Germany. https://www.isimip.org/documents/413/ISIMIP3b_bias_adjustment_fact_sheet_Gnsz7CO.pdf
- Latrubesse, E. M., Arima, E. Y., Dunne, T., Park, E., Baker, V. R., d'Horta, F. M., Wight, C., Wittmann, F., Zuanon, J., Baker, P. A., Ribas, C. C., Norgaard, R. B., Filizola, N., Ansar, A., Flyvbjerg, B., & Stevaux, J. C. (2017). Damming the rivers of the Amazon basin. *Nature*, 546(7658), 363-369. <https://doi.org/10.1038/nature22333>
- Li, W., Fu, R., Juárez, R. I. N., & Fernandes, K. (2008). Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1498), 1767-1772. <https://doi.org/10.1098/rstb.2007.0022>
- Lima, L. (2024, août 23). Os isolados da seca na Amazônia : O drama de quem não tem água para beber. *Amazonia Real*. <https://amazoniareal.com.br/os-isolados-da-seca/>
- Maltby, E. (1991). Wetland management goals : Wise use and conservation. *Landscape and Urban Planning*, 20(1-3), 9-18. [https://doi.org/10.1016/0169-2046\(91\)90085-Z](https://doi.org/10.1016/0169-2046(91)90085-Z)
- Marengo, J. A. (2004). Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1-3). <https://doi.org/10.1007/s00704-004-0045-8>
- Marengo, J. A., Borma, L. S., Rodriguez, D. A., Pinho, P., Soares, W. R., & Alves, L. M. (2013). Recent Extremes of Drought and Flooding in Amazonia : Vulnerabilities and Human Adaptation. *American Journal of Climate Change*, 02(02), 87-96. <https://doi.org/10.4236/ajcc.2013.22009>
- Marengo, J. A., Tomasella, J., Alves, L. M., Soares, W. R., & Rodriguez, D. A. (2011). The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region : DROUGHT AMAZON 2010. *Geophysical Research Letters*, 38(12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL047436>
- Miguez-Macho, G., & Fan, Y. (2012). The role of groundwater in the Amazon water cycle : 1. Influence on seasonal streamflow, flooding and wetlands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D15), 2012JD017539. <https://doi.org/10.1029/2012JD017539>
- Miranda, P. T., Cauduro Dias De Paiva, R., Collischonn, W., Fagundes, H. de O., De Castro Ribeiro, L., Brusso Rossi, J., Kolling Neto, A., Matte Rios Fernandez, G., Petry, I., Rodrigues Galvao Alves, W., Aires De Souza, S., & Abdalla Araujo, A. (2023, novembre). *SECAS NA AMÉRICA DO SUL: IMPACTOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS NAS PRÓXIMAS DÉCADAS*. XXV SBRH - Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Acaraju, Brazil. <https://anais.abrhidro.org.br/job.php?Job=15589>
- Mitsch, W., & Gosselink, J. (2007). *Wetlands*. Hoboken, NJ: Wiley.
- Monteverde, C., De Sales, F., & Jones, C. (2022). Evaluation of the CMIP6 Performance in

- Simulating Precipitation in the Amazon River Basin. *Climate*, 10(8), 122. <https://doi.org/10.3390/cli10080122>
- Moomaw, W. R., Chmura, G. L., Davies, G. T., Finlayson, C. M., Middleton, B. A., Natali, S. M., Perry, J. E., Roulet, N., & Sutton-Grier, A. E. (2018). Wetlands In a Changing Climate: Science, Policy and Management. *Wetlands*, 38(2), 183-205. <https://doi.org/10.1007/s13157-018-1023-8>
- Moreira, D. (2010). Rede de referência altimétrica para avaliação da altimetria por satélites e estudos hidrológicos na região amazônica. <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/341?mode=full>
- Moreira-Turcq, P. F., Seyler, P., Guyot, J. L., & Etcheber, H. (2003). Characteristics of organic matter in the mixing zone of the Rio Negro and Rio Solimões of the Amazon River: ORGANIC MATTER IN THE AMAZON BASIN. *Hydrological Processes*, 17(7), 1393-1404. <https://doi.org/10.1002/hyp.1291>
- Nobre, C. A., Sampaio, G., Borma, L. S., Castilla-Rubio, J. C., Silva, J. S., & Cardoso, M. (2016). Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(39), 10759-10768. <https://doi.org/10.1073/pnas.1605516113>
- Nobre, C. A., Sellers, P. J., & Shukla, J. (1991). Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. *Journal of Climate*, 4(10), 957-988. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1991\)004<0957:ADARCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1991)004<0957:ADARCC>2.0.CO;2)
- O'Neill, B. C., Kriegler, E., Ebi, K. L., Kemp-Benedict, E., Riahi, K., Rothman, D. S., Van Ruijven, B. J., Van Vuuren, D. P., Birkmann, J., Kok, K., Levy, M., & Solecki, W. (2017). The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century. *Global Environmental Change*, 42, 169-180. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.01.004>
- O'Neill, B. C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., Meehl, G. A., Moss, R., Riahi, K., & Sanderson, B. M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9), 3461-3482. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>
- Paiva, R. C., W. Collischonn, and D. C. Buarque. 2013. "Validation of a Full Hydrodynamic Model for Large-Scale Hydrologic Modelling in the Amazon." *Hydrological Processes* 27 (3): 333-346. <https://doi.org/10.1002/hyp.8425>.
- Parmesan, C., M.D. Morecroft, Y. Trisurat, R. Adrian, G.Z. Anshari, A. Arneth, Q. Gao, P. Gonzalez, R. Harris, J. Price, N. Stevens, and G.H. Talukdar, 2022: Terrestrial and Freshwater Ecosystems and Their Services. In: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 197-377, doi:10.1017/9781009325844.004.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008): THE EGM2008 EARTH GRAVITATIONAL MODEL. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
- Pinaya, W. H. D., Lobon-Cervia, F. J., Pita, P., Buss De Souza, R., Freire, J., & Isaac, V. J. (2016). Multispecies Fisheries in the Lower Amazon River and Its Relationship with the Regional and Global Climate Variability. *PLOS ONE*, 11(6), e0157050. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0157050>
- Pinel, S., Bonnet, M., S. Da Silva, J., Sampaio, T. C., Garnier, J., Catry, T., Calmant, S., Fragoso, C. R., Moreira, D., Motta Marques, D., & Seyler, F. (2020). Flooding Dynamics Within an Amazonian Floodplain: Water Circulation Patterns and Inundation Duration. *Water Resources Research*, 56(1).

- <https://doi.org/10.1029/2019WR026081>
- Pontes, P. R. M., Cavalcante, R. B. L., Giannini, T. C., Costa, C. P. W., Tedeschi, R. G., Melo, A. M. Q., & Xavier, A. C. F. (2022). Effects of Climate Change on Hydrology in the Most Relevant Mining Basin in the Eastern Legal Amazon. *Water*, 14(9), 1416. <https://doi.org/10.3390/w14091416>
- Renó, V. F., Novo, E. M. L. M., Suemitsu, C., Rennó, C. D., & Silva, T. S. F. (2011). Assessment of deforestation in the Lower Amazon floodplain using historical Landsat MSS/TM imagery. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 3446-3456. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.008>
- Rudorff, C. M., Melack, J. M., & Bates, P. D. (2014). Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge: HYDRAULIC CONTROLS OF FLOODING ON THE LOWER AMAZON. *Water Resources Research*, 50(1), 619-634. <https://doi.org/10.1002/2013WR014091>
- Sampaio, F. (Réalisateur). (2024, septembre 27). ANA declara situação de escassez hídrica na Bacia do Tapajós (Rádio Nacional) [Émission]. In *Rádio Agência*. <https://agenciabrasil.ebc.com.br/radioagencia-nacional/meio-ambiente/audio/2024-09/ana-declara-situacao-de-escassez-hidrica-na-bacia-do-tapajos#:~:text=A%20ANA%20informou%20que%20a,no%20atual%20per%C3%ADodo%20de%20seca>
- Siqueira, V. A., Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S., Fan, F. M., Ruhoff, A. L., Pontes, P. R. M., Paris, A., Calmant, S., & Collischonn, W. (2018). Toward continental hydrologic-hydrodynamic modeling in South America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(9), 4815-4842. <https://doi.org/10.5194/hess-22-4815-2018>
- Sorribas, M. V., Paiva, R. C. D., Melack, J. M., Bravo, J. M., Jones, C., Carvalho, L., Beighley, E., Forsberg, B., & Costa, M. H. (2016). Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. *Climatic Change*, 136(3-4), 555-570. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1640-2>
- Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sudo, K., Sekiguchi, M., Abe, M., Saito, F., Chikira, M., Watanabe, S., Mori, M., Hirota, N., Kawatani, Y., Mochizuki, T., Yoshimura, K., Takata, K., O'ishi, R., ... Kimoto, M. (2019). Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2727-2765. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2727-2019>
- Thrasher, B., Wang, W., Michaelis, A., Melton, F., Lee, T., & Nemani, R. (2022). NASA Global Daily Downscaled Projections, CMIP6. *Scientific Data*, 9(1), 262. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01393-4>
- Timpe, K., & Kaplan, D. (2017). The changing hydrology of a dammed Amazon. *Science Advances*, 3(11), e1700611. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1700611>
- US Army Corps of Engineers. (2021). *Hydrologic Engineering Center River Analysis System* (Version 6.0) [Logiciel]. US Army Corps of Engineers.
- Victoria, R. L., Martinelli, L. A., Moraes, J. M., Ballester, M. V., Krusche, A. V., Pellegrino, G., Almeida, R. M. B., & Richey, J. E. (1998). Surface Air Temperature Variations in the Amazon Region and Its Borders during This Century. *Journal of Climate*, 11(5), 1105-1110. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1105:SATVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1105:SATVIT>2.0.CO;2)
- Wilson, M., Bates, P., Alsdorf, D., Forsberg, B., Horritt, M., Melack, J., Frappart, F., & Famiglietti, J. (2007). Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands: A 2D HYDRODYNAMIC MODEL OF THE AMAZON. *Geophysical Research Letters*, 34(15). <https://doi.org/10.1029/2007GL030156>

Chapitre 5

Discussion générale

5.1 Retour sur les résultats majeurs

5.1.1 Résultats en accord avec la littérature

Tout d’abord, dans le Chapitre 2, mon travail met l’accent sur l’utilisation de données altimétriques radar pour surveiller les niveaux d’eau dans des régions éloignées et difficilement accessibles, comme la plaine d’inondation de Curuai et le bassin du Jurua. En utilisant des méthodes de classification non supervisée, telle que l’approche K-Means, il est possible de créer des stations virtuelles grâce à un algorithme dédié, densifiant ainsi le réseau de données sur les niveaux d’eau de façon inédite, à l’instar du travail de [Frappart et al. \(2021c\)](#) dans le bassin du Congo. La méthode présente des avantages en termes d’efficacité et de reproductibilité par rapport aux approches manuelles (nécessitant des logiciels) ou automatiques mais nécessitant de l’apprentissage sur des zones dans lesquelles les données sont rares, contrairement aux lacs et aux fleuves, notamment dans des régions aussi complexes que la plaine d’inondation de Curuai et densément végétalisées comme le bassin du Jurua. Le réseau de hauteurs d’eau densifié facilite également l’analyse de la connectivité hydrologique entre rivières et lacs dans les plaines d’inondation. Il permet de déterminer la durée des inondations, les vitesses de montée et de vidange de l’eau à une résolution spatiale et temporelle inédite à l’échelle locale de ces deux zones d’études. Les mouvements hydrodynamiques entre les différents plans d’eau sont alors identifiés, venant corroborer l’étude de [Bonnet et al. \(2008\)](#) et contribuant ainsi à une meilleure compréhension des flux d’eau.

Le Chapitre 3 vient, quant à lui, explorer la sensibilité de la modélisation hydrodynamique au moyen du logiciel HEC-RAS, pour représenter les flux internes de la plaine d’inondation de Curuai. Le succès de cette modélisation dépend du bon étalonnage de plusieurs paramètres, notamment la taille des cellules du maillage, le nombre de conditions limites d’entrée (IBC) et la valeur des coefficients de friction. Les résultats sont notamment évalués grâce au travail effectué sur les niveaux d’eau et décrits dans le Chapitre 2. L’étude de sensibilité menée révèle que les résultats les plus fidèles à la réalité sont obtenus avec les paramètres optimaux de taille de maillage de 200 m, un nombre d’IBC élevé (60) et l’inclusion de sols déforestés dans les paramètres. Plusieurs études montrent l’efficacité de l’affinage de ces paramètres ([Paiva et al., 2013](#); [Pappenberger et al., 2005](#); [Teng et al., 2017](#)). Cependant, ce procédé entraîne des coûts de calculs plus élevés, soulignant la nécessité de trouver un équilibre entre précision et faisabilité technique.

Enfin, dans le Chapitre 4, j’applique les résultats des deux chapitres précédents, à travers le logiciel HEC-RAS, pour représenter les flux internes de la plaine d’inondation de Curuai sur les 20 années à venir. Des simulations hydrauliques avec le modèle HEC-RAS sont réalisées en utilisant des variables hydrologiques (débits et niveaux d’eau) dérivées des prévisions des pluies basées sur le scénario de CC SSP2-4.5 de CMIP6. Un modèle climatique a été sélectionné pour évaluer l’impact du changement climatique sur la plaine d’inondation de Curuai (MIROC6). Ces simulations visent à comprendre comment le changement climatique affectera l’hydrodynamique de la région dans les prochaines décennies. À l’instar de [Castellanos et al. \(2022\)](#) sur la région amazonienne, nous obtenons une humidification globale de la plaine de Curuai, se traduisant par une augmentation des niveaux d’eau, des extensions d’eau et des flux hydrodynamiques, ainsi que de la connectivité hydrologique entre la rivière principale et les lacs.

Cela augmenterait la disponibilité en eau douce, cruciale pour la biodiversité, les communautés locales et leurs activités comme la pêche et l'agriculture. Les événements de fortes sécheresses et humidité seront également plus fréquents, causant de grandes disparités entre les années et un effort d'adaptation des communautés locales beaucoup plus grand. Il serait intéressant de rajouter à cette étude une analyse multi-modèles climatiques pour saisir les différentes évolutions possibles, ainsi qu'une analyse des champs de vitesses calculés par HEC-RAS.

5.1.2 Implications des résultats et portée de la thèse

En combinant ces trois chapitres, cette thèse répond aux questions de recherches posées dans le Chapitre 1. Il est clair que l'intégration des données d'altimétrie radar avec des modèles hydrodynamiques représente une approche robuste pour surveiller les plaines inondables en Amazonie. La télédétection permet de pallier le manque de données *in situ* et d'accéder à de nouvelles sources d'information pour le suivi des hauteurs d'eau sur des plans d'eaux inaccessibles. Dans le cas de cette thèse, cette technique apporte des éléments d'évaluation aux résultats de modèles hydrodynamiques dans la plaine de Curuai. Bien que complexe, la modélisation hydrodynamique fournit des outils pour simuler les processus d'inondation passés et à venir, à condition que les paramètres soient bien étalonnés. Les paramètres influents pour cette étude sont ceux de résolution des mailles, du nombre d'IBC et des coefficients de friction des sols. La synergie entre télédétection et modélisation ouvre des perspectives intéressantes pour mieux comprendre la connectivité hydrologique des plaines d'inondation amazonienne, ainsi que pour mieux anticiper l'impact des changements climatiques sur ces écosystèmes sensibles. Pour anticiper ces phénomènes dans ce contexte, les simulations hydrodynamiques sous contraintes de scénarios et modèles climatiques sont très efficaces. En combinant cette technologie et ces informations, nous attendons une réduction généralisée du volume d'eau dans la plaine de Curuai et une fréquence et intensité des événements exceptionnels (sécheresses ou inondations) accrues. La déconnexion hydrologique entre rivière et lacs serait amenée à durer plus longtemps chaque année, impactant les niveaux d'eau, les propriétés biogéochimiques des lacs, et donc leur écosystème et les cycles de vies des poissons, ce qui obligerait les communautés locales à s'adapter chaque année pour le maintien de l'agriculture et de la pêche.

Les résultats obtenus montrent l'efficacité des technologies utilisées pour cette thèse dans la gestion des crues de l'Amazonie, en offrant des informations cruciales sur les flux et la dynamique de l'eau, tant au niveau des stations virtuelles, et dans un proche avenir, de manière quasi-continue sur le fleuve et les zones inondées grâce aux mesures de l'altimètre à large fauchée SWOT, mis en orbite en décembre 2022, que des modèles et des prévisions hydrodynamiques. Ces résultats peuvent aider à développer des stratégies de résilience adaptées. En adoptant des initiatives plus inclusives et durables, comme coupler ce travail à la prise en compte des acteurs locaux, il sera possible de répondre aux défis complexes posés par le CC et les pressions anthropiques croissantes. Le travail collectif entre chercheurs et communautés locales peut être soutenu par le développement d'outils participatifs comme des jeux de rôles comme il a été fait par [Bommel et al. \(2016\)](#) et [Da Hora et al. \(2023\)](#).

5.2 Limites de l'étude

Malgré des résultats assez concluants, l'étude présente de nombreuses limites, tant au niveau des données que de la modélisation.

5.2.1 Le réseau de hauteurs d'eau

Concernant le réseau de hauteurs d'eau, les résultats obtenus sont dépendants de la faible couverture spatiale des altimètres à l'équateur. En effet, les distances entre les traces des satellites ne sont pas négligeables. Un écart de 80 kms séparent les traces des orbites à 35 jours comme c'est le cas des satellites ENVISAT et SARAL, 105 kms pour les traces de l'orbite à 27 jours (Sentinel-3A et B) et 315 kms pour les traces de l'orbite à 10j (T/P, Jason-1/2/3 et Sentinel-6). Il existe donc une quantité limitée d'information sur la plaine de Curuai car seulement deux orbites à 35 jours et une orbite à 27 jours la survolent. La faible répétitivité temporelle (entre 27 et 35 jours) rendent l'estimation des taux de remplissage et de vidange encore plus difficile.

Concernant les résultats obtenus avec les données du satellite SARAL, une dérive de l'orbite du satellite a entraîné des inexactitudes dans la classification des surfaces, notamment en raison des différences de couverture terrestre d'un cycle à l'autre. De plus, la bande Ka, utilisée par SARAL et plus sujette à la diffusion dans la végétation, a altéré la précision des mesures. Lors de l'évaluation des classifications, des biais ont pu être introduits en partie à cause du décalage des périodes entre les cartes de référence pour le Jurua (1995-1996) et pour Curuai (2009-2010). D'autres biais persistent également entre les niveaux d'eau mesurés *in situ* et ceux obtenus par altimétrie, possiblement dus à la distance horizontale entre les VS automatiques et les jauges *in situ*. Dans le bassin du Jurua, des niveaux d'eau anormaux ont également été observés pendant les basses eaux, probablement en raison de l'étroitesse de la rivière.

5.2.2 L'analyse de sensibilité du modèle hydrodynamique

Concernant l'analyse de sensibilité du modèle hydrodynamique, les incertitudes proviennent principalement des données de topographie et de bathymétrie, en particulier dans les lacs et canaux étroits (Fassoni-Andrade, 2020). Les simplifications inhérentes aux modèles MGB-IPH et HEC-RAS, ainsi que les valeurs de friction de Manning, associées à la géométrie du canal, constituent une autre source d'incertitudes. De plus, les cartes d'occupation des sols utilisées ne reflètent pas toujours précisément les changements survenus au fil des ans, ajoutant des incertitudes aux prédictions.

5.2.3 L'influence des modèles climatiques prévisionnels sur l'hydrodynamique

L'étude des impacts hydro-climatiques du Chapitre 4 présente plusieurs limites, notamment en ce qui concerne la durée, la couverture des simulations climatiques et l'analyse multi-modèle. Le modèle climatique MIROC6 montre une tendance générale à l'humidification de la plaine inondable de Curuai dans un avenir proche. Cependant, la simulation sur 20 ans n'est pas suffisante pour capturer les tendances à long terme et pourrait confondre la variabilité naturelle avec des changements climatiques soutenus (IPCC, 2023). L'analyse sera étendue à d'autres modèles climatiques pour améliorer la robustesse de cette étude.

5.3 Conclusion générale

L'objectif général de ma thèse était de comprendre l'impact du changement climatique sur les plaines d'inondation d'Amazonie à l'aide de la modélisation hydrodynamique et de la télédétection (altimétrie radar). Pour y parvenir, j'ai travaillé plus spécifiquement sur trois axes de recherche qui ont porté sur :

- L'apport de l'altimétrie radar pour la densification du réseau de stations de niveaux d'eau en Amazonie : cette partie met en lumière l'efficacité de l'intégration des données altimétriques radar afin de compléter la base de données *in situ* pour la surveillance des plaines inondables en Amazonie. Les résultats obtenus montrent clairement que l'utilisation de méthodes de classification non supervisée, comme l'approche K-Means, permet de densifier le réseau de données sur les niveaux d'eau, contribuant ainsi à une meilleure compréhension de la connectivité hydrologique entre rivières et lacs. Cette approche offre une alternative efficace et reproductible aux méthodes manuelles, tout en permettant d'analyser la dynamique des crues à une échelle sans précédent.
- La sensibilité du modèle hydrodynamique HEC-RAS pour l'étude spécifique de la plaine de Curuai : ce chapitre a révélé que des paramètres calibrés de manière optimale, tels que la taille des mailles, le nombre d'entrées de conditions limites et les coefficients de friction, sont essentiels pour obtenir des résultats de simulation fiables. Cependant, cela nécessite un équilibre entre précision et coûts de calcul, soulignant l'importance d'une calibration rigoureuse.
- L'étude de scénarios de débits d'eau sous l'effet du CC et les impacts associés sur la plaine d'inondation de Curuai : l'étude des impacts hydro-climatiques met en lumière la tendance à l'humidification de la plaine de Curuai, ainsi que sur les variabilités interannuelles de crues dont la fréquence et l'intensité ont déjà augmenté (Barichivich et al., 2018; Espinoza et al., 2022) et qui seront encore plus fréquentes et intenses dans les années à venir.

En combinant télédétection et modélisation hydrodynamique, cette thèse répond aux questions posées initialement et offre des perspectives nouvelles sur la gestion des ressources en eau. Les résultats mettent en évidence la capacité de ces technologies à pallier le manque de données *in situ*, à simuler les processus d'inondation et à anticiper les impacts des changements climatiques. Ces résultats oeuvrent pour la gestion durable des plaines inondables et pour le développement de stratégies de résilience face aux défis posés par le changement climatique. Cependant, des limites subsistent, notamment en ce qui concerne la précision des données altimétriques et les incertitudes associées à la modélisation hydrodynamique. Les biais dans les mesures de niveaux d'eau et les simplifications du modèle peuvent nuire à la fiabilité des résultats. Il est donc crucial d'explorer de nouvelles méthodologies et technologies en complément de ce travail.

5.4 Perspectives

Ce sujet de thèse ouvre de nouvelles voies pour la recherche et la gestion des ressources en eau. Plusieurs pistes de travaux futurs sont à envisager pour approfondir l'apport de la télédétection dans le contexte du suivi des plaines d'inondations, ainsi que la compréhension des mécanismes sous-jacents les régissant. Il est également important de replacer cette étude dans un contexte plus large, prenant en compte la politique de gestion, notamment du Brésil, en Amazonie et des nombreux projets de barrages mis en œuvre le long de l'Amazonie et de ses affluents.

5.4.1 Les nouveaux apports de la télédétection : la mission SWOT

Le lancement de la mission SWOT (Surface Water and Ocean Topography) marque une avancée majeure dans le suivi des eaux de surface, offrant une résolution spatiale inédite. Pour la première fois, grâce à son nouveau concept technique, l'altimétrie interférométrique à large fauchée et notamment à l'interféromètre radar en bande Ka (KaRIN), la mission SWOT permettra de cartographier avec une précision centimétrique les niveaux d'eau des rivières, des lacs, des ruisseaux, et des zones humides (Biancamaria et al., 2016). SWOT vise à observer les rivières de plus de 100 mètres de large et les plans d'eau d'une surface supérieure à 250 m x 250 m, tout en cherchant à étendre cette capacité à des hydrosystèmes de plus faibles dimensions. Cette mission, qui fournit une estimation spatialisée des hauteurs d'eau, offre une nouvelle perspective pour la compréhension des connexions hydrologiques entre rivières et plaines inondables et fournira des données essentielles pour affiner les modèles hydrodynamiques (Cretaux et al., 2023) comme les profils longitudinaux des fleuves et leur pente (Normandin et al., 2024a). Avec un maillage plus fin, il sera possible d'obtenir des informations actualisées, répondant aux besoins de la communauté scientifique pour mieux étudier le cycle de l'eau et anticiper les impacts des changements climatiques sur les écosystèmes.

5.4.2 D'autres méthodes de modélisation

Des méthodes de modélisation alternatives peuvent également être envisagées pour améliorer les prédictions hydrauliques. Par exemple, le modèle SW2D-DDP (Ayoub et al., 2022; Guinot et al., 2018; stage de Pierre Camp encadré) explore de nouvelles approches, telles que l'intégration d'une porosité dépendante de la profondeur d'eau permettant de finement représenter les obstacles à l'écoulement à l'intérieur de chaque cellule du maillage. Cela évite l'affinage excessif du maillage et permet donc de réduire le temps de calcul du modèle. Couplé à l'intégration de données issues de la télédétection, ce type de modèle apporterait notamment une réduction du temps de simulation, permettant de simuler des périodes beaucoup plus longues, ce qui est intéressant dans la perspective de simulations dérivées de scénarios climatiques.

5.4.3 D'autres scénarios de CC et modèles de climat

Il est important de coupler les résultats de simulations futures à des résultats de simulations historiques pour évaluer le comportement des données de débits dérivées des modèles climatiques. C'est pourquoi la première piste de perspective pour l'article du Chapitre 4 est de compléter nos simulations futures par des simulations historiques. Les analyses de temps des périodes d'étiage et de crue sont également envisagées pour mieux capter les dynamiques d'échanges d'eau entre la plaine et la rivière, ainsi que dans la plaine.

L'évolution du changement climatique est très incertaine, c'est pourquoi plusieurs scénarios de réchauffement climatique existent aujourd'hui et sont renouvelés très régulièrement (IPCC, 2014, 2023). Ma thèse s'est exclusivement concentrée sur le scénario intermédiaire SSP2-4.5 des dernières estimations de CMIP6. La prise en compte de scénarios supplémentaires liés au CC tel que le scénario SSP5-8.5, ainsi que d'autres modèles de climat sont d'autres voies d'amélioration pour mieux anticiper les impacts futurs sur le régime des crues et sur les connexions entre les plaines inondables et les rivières. Ces scénarios permettront de tester divers degrés de réchauffement climatique et leurs conséquences sur la dynamique hydrologique de la région.

5.4.4 Les barrages hydroélectriques en Amazonie

Les barrages hydroélectriques en Amazonie constituent également une menace croissante pour l'équilibre hydrologique de la région. Des études, comme celles de [Castello et al. \(2013\)](#) et [Bellos et al. \(2020\)](#) ont montré la forte vulnérabilité de ces écosystèmes amazoniens aux barrages, provoquant d'importantes modifications du régime des crues et l'apparition de l'assèchement de certaines zones de plaines inondables. Plus de 140 barrages hydroélectriques ont été construits en Amazonie et environ 430 sont en projet de construction ([Latrubesse et al., 2017](#)). Cela affecterait non seulement les écosystèmes locaux, mais aussi la connectivité hydrologique, cruciale pour la biodiversité et la pêche, comme cela a été mis en évidence sur la partie aval du Mékong ([Normandin et al., 2024b](#)), et *in fine* la sécurité alimentaire des populations riveraines, pour lesquelles le poisson est la principale source de protéines animales.

Bibliographie

Abdalla, S., Abdeh Kolahchi, A., Ablain, M., Adusumilli, S., Aich Bhowmick, S., Alou-Font, E., Amarouche, L., Andersen, O. B., Antich, H., Aouf, L., Arbic, B., Armitage, T., Arnault, S., Artana, C., Aulicino, G., Ayoub, N., Badulin, S., Baker, S., Banks, C., Bao, L., Barbeta, S., Barceló-Llull, B., Barlier, F., Basu, S., Bauer-Gottwein, P., Becker, M., Beckley, B., Bellefond, N., Belonenko, T., Benkiran, M., Benkouider, T., Bennartz, R., Benveniste, J., Bercher, N., Berge-Nguyen, M., Bettencourt, J., Blarel, F., Blazquez, A., Blumstein, D., Bonnefond, P., Borde, F., Bouffard, J., Boy, F., Boy, J.-P., Brachet, C., Brasseur, P., Braun, A., Brocca, L., Brockley, D., Brodeau, L., Brown, S., Bruinsma, S., Bulczak, A., Buzzard, S., Cahill, M., Calmant, S., Calzas, M., Camici, S., Cancet, M., Capdeville, H., Carabajal, C. C., Carrere, L., Cazenave, A., Chassignet, E. P., Chauhan, P., Cherchali, S., Chereskin, T., Cheymol, C., Ciani, D., Cipollini, P., Cirillo, F., Cosme, E., Coss, S., Cotroneo, Y., Cotton, D., Couhert, A., Coutin-Faye, S., Crétaux, J.-F., Cyr, F., d'Ovidio, F., Darrozes, J., David, C., Dayoub, N., De Staerke, D., Deng, X., Desai, S., Desjonqueres, J.-D., Dettmering, D., Di Bella, A., Díaz-Barroso, L., Dibarboure, G., Dieng, H. B., Dinardo, S., Dobslaw, H., Dodet, G., Doglioli, A., Domeneghetti, A., Donahue, D., Dong, S., Donlon, C., Dorandeu, J., Drezen, C., Drinkwater, M., Du Penhoat, Y., Dushaw, B., Egido, A., Erofeeva, S., Escudier, P., Esselborn, S., Exertier, P., Fablet, R., Falco, C., Farrell, S. L., Faugere, Y., Femenias, P., Fenoglio, L., Fernandes, J., Fernández, J. G., Ferrage, P., Ferrari, R., Fichen, L., Filippucci, P., Flampouris, S., Fleury, S., Fornari, M., Forsberg, R., Frappart, F., Frery, M.-I., Garcia, P., Garcia-Mondejar, A., Gaudelli, J., Gaultier, L., Getirana, A., Gibert, F., Gil, A., Gilbert, L., Gille, S., Giulicchi, L., Gómez-Enri, J., Gómez-Navarro, L., Gommenginger, C., Gourdeau, L., Griffin, D., Groh, A., Guerin, A., Guerrero, R., Guinle, T., Gupta, P., Gutknecht, B. D., Hamon, M., Han, G., Hauser, D., Helm, V., Hendricks, S., Hernandez, F., Hogg, A., Horwath, M., Idžanović, M., Janssen, P., Jeansou, E., Jia, Y., Jia, Y., Jiang, L., Johannessen, J. A., Kamachi, M., Karimova, S., Kelly, K., Kim, S. Y., King, R., Kittel, C. M., Klein, P., Klos, A., Knudsen, P., Koenig, R., Kostianoy, A., Kouraev, A., Kumar, R., Labroue, S., Lago, L. S., Lambin, J., Lasson, L., Laurain, O., Laxenaire, R., Lázaro, C., Le Gac, S., Le Sommer, J., Le Traon, P.-Y., Lebedev, S., Léger, F., Legresy, B., Lemoine, F., Lenain, L., Leuliette, E., Levy, M., Lillibridge, J., Liu, J., Llovel, W., Lyard, F., Macintosh, C., Makhoul Varona, E., Manfredi, C., Marin, F., Mason, E., Massari, C., Mavrocordatos, C., Maximenko, N., McMillan, M., Medina, T., Melet, A., Meloni, M., Mertikas, S., Metref, S., Meyssignac, B., Minster, J.-F., Moreau, T., Moreira, D., Morel, Y., Morrow, R., Moyard, J., Mulet, S., Naeije, M., Nerem, R. S., Ngodock, H., Nielsen, K., Nilsen, J. E., Niño, F., Nogueira Loddo, C., Noûs, C., Obligis, E., Otsuka, I., Otten, M., Oztunali Ozbahceci, B., P. Raj, R., Paiva, R., Paniagua, G., Paolo, F., Paris, A., Pascual, A., Passaro, M., Paul, S., Pavelsky, T., Pearson, C., Penduff, T., Peng, F., Perosanz, F., Picot, N., Piras, F., Poggiali, V., Poirier, P., Ponce de León, S., Prants, S., Prigent, C., Provost, C., Pujol, M.-I., Qiu, B., Quilfen, Y., Rami, A., Raney, R. K., Raynal, M., Remy, E., Rémy, F., Restano, M., Richardson, A., Richardson, D., Ricker, R., Ricko, M., Rinne, E., Rose, S. K., Rosmorduc, V., Rudenko, S., Ruiz, S., Ryan, B. J., Salaün, C., Sanchez-Roman, A., Sandberg Sørensen, L., Sandwell, D., Saraceno, M., Scagliola, M., Schaeffer, P., Scharffenberg, M. G., Scharroo, R., Schiller, A., Schneider, R., Schwatke, C., Scozzari, A., Ser-giacomi, E., Seyler, F., Shah, R., Sharma, R., Shaw, A., Shepherd, A., Shriver, J., Shum, C., Simons, W., Simonsen, S. B., Slater, T., Smith, W., Soares, S., Sokolovskiy, M., Soudarin, L., Spatar, C., Speich, S., Srinivasan, M., Srokosz, M., Stanev, E., Staneva, J., Steunou, N., Stroeve, J., Su, B., Sulistioadi, Y. B., Swain, D., Sylvestre-baron, A., Taburet, N., Tailleux, R., Takayama, K., Tapley, B., Tarpanelli, A., Tavernier, G., Testut, L., Thakur, P. K., Thibaut, P., Thompson, L., Tintoré, J., Tison, C., Tourain, C., Tournadre, J., Townsend, B., Tran, N., Trilles, S., Tsamados, M., Tseng, K.-H., Ubelmann, C., Uebbing, B., Vergara, O., Verron, J., Vieira, T., Vignudelli, S., Vinogradova Shiffer, N., Visser, P., Vivier, F., Volkov, D., von Schuckmann, K., Vuglinskii, V., Vuilleumier, P., Walter, B., Wang, J., Wang, C., Watson, C., Wilkin, J., Willis, J., Wilson, H., Woodworth, P., Yang, K., Yao, F., Zaharia, R., Zakharova, E., Zaron, E. D., Zhang, Y., Zhao, Z., Zinchenko, V., and Zlotnicki, V. (2021). Altimetry for the future : Building on 25 years of progress. *Advances in Space Research*, page S0273117721000594.

- 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. (2014). Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. *Nature*, 505(7483) :395–398.
- Almeida, O. T., McGrath, D. G., and Ruffino, M. L. (2001). The commercial fisheries of the lower amazon : an economic analysis. *Fisheries Management and Ecology*, 8(3) :253–269.
- Alsdorf, D., Birkett, C., Dunne, T., Melack, J., and Hess, L. (2001). Water level changes in a large Amazon lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry. *Geophysical Research Letters*, 28(14) :2671–2674.
- Alsdorf, D. E., Melack, J. M., Dunne, T., Mertes, L. A. K., Hess, L. L., and Smith, L. C. (2000). Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon flood plain. *Nature*, 404(6774) :174–177.
- Alsdorf, D. E., Rodríguez, E., and Lettenmaier, D. P. (2007). Measuring surface water from space. *Reviews of Geophysics*, 45(2) :RG2002.
- Arnesen, A. S., Silva, T. S., Hess, L. L., Novo, E. M., Rudorff, C. M., Chapman, B. D., and McDonald, K. C. (2013). Monitoring flood extent in the lower Amazon River floodplain using ALOS/PALSAR ScanSAR images. *Remote Sensing of Environment*, 130 :51–61.
- Ayoub, V., Delenne, C., Chini, M., Finaud-Guyot, P., Mason, D., Matgen, P., Maria-Pelich, R., and Hostache, R. (2022). A porosity-based flood inundation modelling approach for enabling faster large scale simulations. *Advances in Water Resources*, 162 :104141.
- Barichivich, J., Gloor, E., Peylin, P., Brien, R. J. W., Schöngart, J., Espinoza, J. C., and Pattnayak, K. C. (2018). Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. *Science Advances*, 4(9) :eaat8785.
- Bates, P. D., Horritt, M. S., and Fewtrell, T. J. (2010). A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. *Journal of Hydrology*, 387(1-2) :33–45.
- Bellos, V., Tsakiris, V. K., Kopsiaftis, G., and Tsakiris, G. (2020). Propagating Dam Breach Parametric Uncertainty in a River Reach Using the HEC-RAS Software. *Hydrology*, 7(4) :72.
- Benveniste, J., Milagro-Perez, M. P., Roca, M., and Levrini, G. (2003). The ENVISAT Radar Altimeter System. In Sansò, F., Hwang, C., Shum, C. K., and Li, J., editors, *Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography*, volume 126, pages 251–259. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. Series Title : International Association of Geodesy Symposia.
- Betbeder, J., Gond, V., Frappart, F., Baghdadi, N. N., Briant, G., and Bartholome, E. (2014). Mapping of Central Africa Forested Wetlands Using Remote Sensing. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(2) :531–542.
- Biancamaria, S., Lettenmaier, D. P., and Pavelsky, T. M. (2016). The SWOT Mission and Its Capabilities for Land Hydrology. *Surveys in Geophysics*, 37(2) :307–337.
- Biancamaria, S., Schaedele, T., Blumstein, D., Frappart, F., Boy, F., Desjonquères, J.-D., Pottier, C., Blarel, F., and Niño, F. (2018). Validation of Jason-3 tracking modes over French rivers. *Remote Sensing of Environment*, 209 :77–89.
- Bommel, P., Bonnet, M.-P., Coudel, E., Haentjens, E., Kraus, C. N., Melo, G., Nasuti, S., and Le Page, C. (2016). Livelihoods of local communities in an amazonian floodplain coping with global changes : From role-playing games to hybrid simulations to involve local stakeholders in participatory foresight study at territorial level. In Sauvage, S., Sánchez-Pérez, J.-M., and Rizzoli, A. E., editors, *Proceedings of the 8th International Congress on Environmental Modelling and Software*, pages 1140–1147, Toulouse, France. Université de Toulouse. International Congress on Environmental Modelling and Software (iEMSs 2016), 8th, 10–14 July 2016, Toulouse, France.
- Bonnefond, P., Verron, J., Aublanc, J., Babu, K., Bergé-Nguyen, M., Cancet, M., Chaudhary, A., Crétaux, J.-F., Frappart, F., Haines, B., Laurain, O., Ollivier, A., Poisson, J.-C., Prandi, P., Sharma, R., Thibaut, P., and Watson, C. (2018). The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission : Quality Assessment and Unique Characteristics of AltiKa Data. *Remote Sensing*, 10(2) :83.

- Bonnet, M., Barroux, G., Martinez, J., Seyler, F., Moreira-Turcq, P., Cochonneau, G., Melack, J., Boaventura, G., Maurice-Bourgoin, L., León, J., Roux, E., Calmant, S., Kosuth, P., Guyot, J., and Seyler, P. (2008). Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuaí). *Journal of Hydrology*, 349(1-2) :18–30.
- Brunner, G. (1995). HEC-RAS River Analysis System : Hydraulic Reference Manual, Version 5.0. *US Army Corps of Engineers–Hydrologic Engineering Center*, 547.
- Callede, J., Guyot, J. L., Ronchail, J., Molinier, M., and De Oliveira, E. (2002). L’Amazone à Óbidos (Brésil) : étude statistique des débits et bilan hydrologique. *Hydrological Sciences Journal*, 47(2) :321–333.
- Caputo, M. V. (2014). Juruá Orogeny : Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2) :181–190.
- Castellanos, E., Lemos, M. F., Astigarraga, L., Chacón, N., Cuvi, N., Huggel, C., Miranda, L., Moncasim Vale, M., Ometto, J. P., Peri, P. L., Postigo, J. C., Ramajo, L., Roco, L., and Rusticucci, M. (2022). Central and south america. In Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Tignor, M., Poloczanska, E. S., Mintenbeck, K., Alegría, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Okem, A., and Rama, B., editors, *Climate Change 2022 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 1689–1816. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Castello, L., McGrath, D. G., Hess, L. L., Coe, M. T., Lefebvre, P. A., Petry, P., Macedo, M. N., Renó, V. F., and Arantes, C. C. (2013). The vulnerability of Amazon freshwater ecosystems : Vulnerability of Amazon freshwater ecosystems. *Conservation Letters*, 6(4) :217–229.
- Chibnik, M. (1994). *Risky Rivers : The Economics and Politics of Floodplain Farming in Amazonia*. University of Arizona Press.
- Cissé, G., McLeman, R., Adams, H., Aldunce, P., Bowen, K., Campbell-Lendrum, D., Clayton, S., Ebi, K. L., Hess, J., Huang, C., Liu, Q., McGregor, G., Semenza, J., and Tirado, M. C. (2022). Health, well-being, and the changing structure of communities. In Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Tignor, M., Poloczanska, E. S., Mintenbeck, K., Alegría, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Okem, A., and Rama, B., editors, *Climate Change 2022 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 1041–1170. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Coe, M. T., Costa, M. H., Botta, A., and Birkett, C. (2002). Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20) :8044.
- Collischonn, W., Allasia, D., Da Silva, B. C., and Tucci, C. E. M. (2007). The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. *Hydrological Sciences Journal*, 52(5) :878–895.
- Cosandey, C. and Robinson, M. (2012). *Hydrologie continentale*. Armand Colin.
- Costanza, R., d’Arge, R., de Groot, R., Farber, S., Grasso, M., Hannon, B., Limburg, K., Naeem, S., O’Neill, R. V., Paruelo, J., Raskin, R. G., Sutton, P., and van den Belt, M. (1997). The value of the world’s ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387(6630) :253–260.
- Costello, M. J., Vale, M. M., Kiessling, W., Maharaj, S., Price, J., and Talukdar, G. H. (2022). Cross-chapter paper 1 : Biodiversity hotspots. In Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Tignor, M., Poloczanska, E. S., Mintenbeck, K., Alegría, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Okem, A., and Rama, B., editors, *Climate Change 2022 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 2123–2161. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Cretaux, J.-F., Calmant, S., Papa, F., Frappart, F., Paris, A., and Berge-Nguyen, M. (2023). Inland Surface Waters Quantity Monitored from Remote Sensing. *Surveys in Geophysics*, 44(5) :1519–1552.
- Cretaux, J.-F., Nielsen, K., Frappart, F., Papa, F., Calmant, S., and Benveniste, J. (2017). Hydrological Applications of Satellite Altimetry Rivers, Lakes, Man-Made Reservoirs, Inundated Areas. In Stammer, D. and Cazenave, A., editors, *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*, pages 459–504. CRC Press, Boca Raton, FL : Taylor & Francis, 2017., 1 edition.

- Da Hora, N., Chapuis, K., Vale, J. C., Melo, G., Bonnet, M.-P., Bommel, P., Le Page, C., and Nasuti, S. (2023). Harnessing the complexity of socio-ecosystems to design games as "viable metaphors" : lessons from a case study in the lower amazon floodplain fisheries. In Becu, N., editor, *Simulation and Gaming for Social and Environmental Transitions. Proceedings of ISAGA 2023 Conference*, pages 399–410, La Rochelle, France. Université de la Rochelle. Conference of the International Simulation and Gaming Association (ISAGA 2023), 54th, La Rochelle, France, 4–7 July 2023.
- Da Silva, J. S., Seyler, F., Calmant, S., Rotunno Filho, O. C., Roux, E., Araújo, A. A. M., and Guyot, J. L. (2012). Water level dynamics of Amazon wetlands at the watershed scale by satellite altimetry. *International Journal of Remote Sensing*, 33(11) :3323–3353.
- da Silva, M. T., Pereira, J. d. O., Vieira, L. J. S., and Petry, A. C. (2013). Hydrological seasonality of the river affecting fish community structure of oxbow lakes : A limnological approach on the Amapá Lake, southwestern Amazon. *Limnologica*, 43(2) :79–90.
- da Silva Abel, E. L., Delgado, R. C., Vilanova, R. S., Teodoro, P. E., da Silva Junior, C. A., Abreu, M. C., and Silva, G. F. C. (2021). Environmental dynamics of the Juruá watershed in the Amazon. *Environment, Development and Sustainability*, 23(5) :6769–6785.
- Dams, J., Nossent, J., Senbeta, T., Willems, P., and Batelaan, O. (2015). Multi-model approach to assess the impact of climate change on runoff. *Journal of Hydrology*, 529 :1601–1616.
- Davidson, N. C., Fluet-Chouinard, E., and Finlayson, C. M. (2018). Global extent and distribution of wetlands : trends and issues. *Marine and Freshwater Research*, 69(4) :620.
- de França Barros, D., Petreire, M., Lecours, V., Butturi-Gomes, D., Castello, L., and Isaac, V. J. (2020). Effects of deforestation and other environmental variables on floodplain fish catch in the amazon. *Fisheries Research*, 230 :105643.
- Devia, G. K., Ganasri, B., and Dwarakish, G. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4 :1001–1007.
- Dubos, N., Lenormand, M., Castello, L., Oberdorff, T., Guisan, A., and Luque, S. (2022). Protection gaps in Amazon floodplains will increase with climate change : Insight from the world's largest scaled freshwater fish. *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater Ecosystems*, page aqc.3877.
- Dudgeon, D., Arthington, A. H., Gessner, M. O., Kawabata, Z.-I., Knowler, D. J., Lévêque, C., Naiman, R. J., Prieur-Richard, A.-H., Soto, D., Stiassny, M. L. J., and Sullivan, C. A. (2006). Freshwater biodiversity : importance, threats, status and conservation challenges. *Biological Reviews*, 81(02) :163.
- Enguehard, P., Frappart, F., Zeiger, P., Blarel, F., Satgé, F., and Bonnet, M.-P. (2023). Contribution of automatically generated radar altimetry water levels from unsupervised classification to study hydrological connectivity within Amazon floodplains. *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 47 :101397.
- Enguehard, P., Miranda, P. T., Fassoni-Andrade, A., Moreira, D., Cauduro Dias Paiva, R., Hostache, R., Motta-Marques, D., Satgé, Frédéric, B. M.-P., and Frappart, F. (sub). Local-scale inundation modeling over amazon floodplain : the sensitivity to mesh cell size, boundary condition representation and friction coefficient parameterization. *Water Resources Research*.
- Eslamian, S. and Eslamian, F. (2022). *Flood Handbook : Analysis and Modeling*. CRC Press, Boca Raton, 1 edition.
- Espinoza, J. C., Guyot, J. L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., De Oliveira, E., Ordoñez, J. J., and Vauchel, P. (2009). Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *Journal of Hydrology*, 375(3-4) :297–311. Publisher : Elsevier BV.
- Espinoza, J.-C., Jimenez, J. C., Marengo, J. A., Schongart, J., Ronchail, J., Lavado-Casimiro, W., and Ribeiro, J. V. M. (2024). The new record of drought and warmth in the Amazon in 2023 related to regional and global climatic features. *Scientific Reports*, 14(1) :8107.
- Espinoza, J.-C., Marengo, J. A., Schongart, J., and Jimenez, J. C. (2022). The new historical flood of 2021 in the Amazon River compared to major floods of the 21st century : Atmospheric features in the context of the intensification of floods. *Weather and Climate Extremes*, 35 :100406.

- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Frappart, F., Lavado, W., Santini, W., and Guyot, J. L. (2013). The Major Floods in the Amazonas River and Tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970–2012 Period : A Focus on the 2012 Flood*. *Journal of Hydrometeorology*, 14(3) :1000–1008. Publisher : American Meteorological Society.
- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W., Drapeau, G., and Pombosa, R. (2011). Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin) : Understanding the exceptional 2010 drought : DROUGHTS IN THE UPPER SOLIMÕES. *Geophysical Research Letters*, 38(13) :n/a–n/a. Publisher : American Geophysical Union (AGU).
- Espinoza, J. C., Segura, H., Ronchail, J., Drapeau, G., and Gutierrez-Cori, O. (2016). Evolution of wet-day and dry-day frequency in the western Amazon basin : Relationship with atmospheric circulation and impacts on vegetation. *Water Resources Research*, 52(11) :8546–8560. Publisher : American Geophysical Union (AGU).
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5) :1937–1958.
- Farooq, M., Shafique, M., and Khattak, M. S. (2019). Flood hazard assessment and mapping of River Swat using HEC-RAS 2D model and high-resolution 12-m TanDEM-X DEM (WorldDEM). *Natural Hazards*, 97(2) :477–492.
- Fassoni-Andrade, A. (2020). High-resolution mapping of floodplain topography from space : A case study in the Amazon.
- Fassoni-Andrade, A. C., Paiva, R. C. D. d., Wongchuig, S., Barbosa, C. C. F., and Durand, F. (2022). Expressive riverine fluxes over Amazon floodplain units revealed by high resolution 2D modelling. preprint, Hydrology.
- 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. (2021). Amazon Hydrology From Space : Scientific Advances and Future Challenges. *Reviews of Geophysics*, 59(4) :e2020RG000728.
- Fatras, C., Borderies, P., Frappart, F., Mougin, E., Blumstein, D., and Niño, F. (2018). Impact of Surface Soil Moisture Variations on Radar Altimetry Echoes at Ku and Ka Bands in Semi-Arid Areas. *Remote Sensing*, 10(4) :582.
- Fatras, C., Frappart, F., Mougin, E., Frison, P.-L., Faye, G., Borderies, P., and Jarlan, L. (2015). Spaceborne altimetry and scatterometry backscattering signatures at C- and Ku-bands over West Africa. *Remote Sensing of Environment*, 159 :117–133.
- Filizola, N., Latrubesse, E. M., Fraizy, P., Souza, R., Guimarães, V., and Guyot, J.-L. (2014). Was the 2009 flood the most hazardous or the largest ever recorded in the Amazon? *Geomorphology*, 215 :99–105.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., and Rummukainen, M. (2013). Evaluation of climate models. In Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., editors, *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Flato, G. M. (2011). Earth system models : an overview. *WIREs Climate Change*, 2(6) :783–800.
- Frappart, F., Blarel, F., Fayad, I., Bergé-Nguyen, M., Crétaux, J.-F., Shu, S., Schregenerberger, J., and Baghdadli, N. (2021a). Evaluation of the performances of radar and lidar altimetry missions for water level retrievals in mountainous environment : The case of the swiss lakes. *Remote Sensing*, 13(11).
- 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. (2021b). Backscattering signatures at Ka, Ku, C and S bands from low resolution radar altimetry over land. *Advances in Space Research*, page S0273117720304774.

- Frappart, F., Fatras, C., Mougin, E., Marieu, V., Diepkilé, A., Blarel, F., and Borderies, P. (2015). Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 83-84 :96–110.
- Frappart, F., Papa, F., Güntner, A., Werth, S., Santos da Silva, J., Tomasella, J., Seyler, F., Prigent, C., Rossow, W. B., Calmant, S., and Bonnet, M.-P. (2011). Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains. *Remote Sensing of Environment*, 115(6) :1588–1594.
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.-M., León, J. G., and Cazenave, A. (2005). Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment*, 99(4) :387–399.
- Frappart, F., Zeiger, P., Betbeder, J., Gond, V., Bellot, R., Baghdadi, N., Blarel, F., Darrozes, J., Bourrel, L., and Seyler, F. (2021c). Automatic Detection of Inland Water Bodies Along Altimetry Tracks Using Radar Backscattering. In *2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS*, pages 6052–6055, Brussels, Belgium. IEEE.
- Gardner, R. C. and Finlayson, C. (2018). Global wetland outlook : State of the world’s wetlands and their services to people. *Ramsar Convention Secretariat, 2018, Stetson University College of Law Research Paper*, 2020-5.
- Globo, G. (2024). Seca de 2024 já afeta mais de 747 mil pessoas no AM e supera número de atingidos em 2023.
- Good, P., Lowe, J. A., Collins, M., and Moufouma-Okia, W. (2008). An objective tropical Atlantic sea surface temperature gradient index for studies of south Amazon dry-season climate variability and change. *Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences*, 363(1498) :1761–1766.
- Graham, S., Parkinson, C., and Chahine, M. (2010). The water cycle. *NASA Earth Observatory*.
- Guinot, V., Delenne, C., Rousseau, A., and Boutron, O. (2018). Flux closures and source term models for shallow water models with depth-dependent integral porosity. *Advances in Water Resources*, 122 :1–26.
- Guo, S., Wang, J., Xiong, L., Ying, A., and Li, D. (2002). A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China. *Journal of Hydrology*, 268(1-4) :1–15.
- Hamilton, S. (2009). Wetlands of Large Rivers : Flood plains. In *Encyclopedia of Inland Waters*, pages 607–610. Elsevier.
- Hess, L., Melack, J. M., Novo, E. M. L. M., Barbosa, C., and Gastil, M. (2003). Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 87(4) :404–428.
- 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 Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar. *Wetlands*, 35(4) :745–756.
- IPBES (2019). Global assessment report on biodiversity and ecosystem services of the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services. Technical report, Zenodo. Version Number : 1.
- IPCC (2014). Long-term Climate Change : Projections, Commitments and Irreversibility Pages 1029 to 1076. In IPCC, editor, *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis*, pages 1029–1136. Cambridge University Press, 1 edition.
- IPCC, editor (2015). *Climate change 2014 : synthesis report*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland.
- IPCC (2023). *Climate Change 2022 – Impacts, Adaptation and Vulnerability : Working Group II Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 1 edition.
- Iturbide, M., Gutierrez, J. M., Joaquin Bedia, Alvarez, E. C., Manzanar, R., Huard, D., and Özge (2020). IPCC-WG1/Atlas : WGI Atlas.

- Jain, A. K. and Dubes, R. C. (1988). *Algorithms for clustering data*. Prentice-Hall, Inc., USA.
- Jeferson De Medeiros, F., Prestrelo De Oliveira, C., and Avila-Diaz, A. (2022). Evaluation of extreme precipitation climate indices and their projected changes for Brazil : From CMIP3 to CMIP6. *Weather and Climate Extremes*, 38 :100511.
- Jisha, K. and Puthur, J. T. (2021). Ecological importance of wetland systems. In *Wetlands Conservation*. S.sharma and p. singh edition.
- Jung, H. C., Hamski, J., Durand, M., Alsdorf, D., Hossain, F., Lee, H., Hossain, A. K. M. A., Hasan, K., Khan, A. S., and Hoque, A. Z. (2010). Characterization of complex fluvial systems using remote sensing of spatial and temporal water level variations in the Amazon, Congo, and Brahmaputra Rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(3) :294–304.
- Junk, W. J. (2001). Sustainable use of the Amazon River floodplain : Problems and possibilities. *Aquatic Ecosystem Health & Management*, 4(3) :225–233.
- Junk, W. J., Bayley, P. B., and Sparks, R. E. (1989). The flood pulse concept in river-floodplain systems. *Fisheries and aquatic sciences*, 106 :110–127.
- Junk, W. J., Piedade, M. T. F., Lourival, R., Wittmann, F., Kandus, P., Lacerda, L. D., Bozelli, R. L., Esteves, F. A., Nunes da Cunha, C., Maltchik, L., Schöngart, J., Schaeffer-Novelli, Y., and Agostinho, A. A. (2014). Brazilian wetlands : their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection : BRAZILIAN WETLANDS. *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater Ecosystems*, 24(1) :5–22.
- Jézéquel, C., Tedesco, P. A., Darwall, W., Dias, M. S., Frederico, R. G., Hidalgo, M., Hugueny, B., Maldonado-Ocampo, J., Martens, K., Ortega, H., Torrente-Vilara, G., Zuanon, J., and Oberdorff, T. (2020). Freshwater fish diversity hotspots for conservation priorities in the Amazon Basin. *Conservation Biology*, 34(4) :956–965.
- Kraus, C., Bonnet, M.-P., De Souza Nogueira, I., Morais Pereira Souza Lobo, M., Da Motta Marques, D., Garnier, J., and Cardoso Galli Vieira, L. (2019). Unraveling Flooding Dynamics and Nutrients' Controls upon Phytoplankton Functional Dynamics in Amazonian Floodplain Lakes. *Water*, 11(1) :154.
- Kraus, C., Maciel, D. A., Bonnet, M. P., and Novo, E. M. L. D. M. (2021). Phytoplankton Genera Structure Revealed from the Multispectral Vertical Diffuse Attenuation Coefficient. *Remote Sensing*, 13(20) :4114.
- Lange, S. (2021). ISIMIP3b bias adjustment fact sheet. Fact sheet, Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK), Member of the Leibniz Association, P.O. Box 60 12 03, 14412 Potsdam, Germany.
- Latrubesse, E. M., Arima, E. Y., Dunne, T., Park, E., Baker, V. R., d'Horta, F. M., Wight, C., Wittmann, F., Zuanon, J., Baker, P. A., Ribas, C. C., Norgaard, R. B., Filizola, N., Ansar, A., Flyvbjerg, B., and Stevaux, J. C. (2017). Damming the rivers of the Amazon basin. *Nature*, 546(7658) :363–369.
- Lee, J.-Y., Marotzke, J., Bala, G., Cao, L., Corti, S., Dunne, J. P., Engelbrecht, F., Fischer, E., Fyfe, J. C., Jones, C., Maycock, A., Mutemi, J., Ndiaye, O., Panickal, S., and Zhou, T. (2021). Future global climate : Scenario-based projections and near-term information. In Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., and Zhou, B., editors, *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 553–672. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Li, Y., Zhang, Q., Cai, Y., Tan, Z., Wu, H., Liu, X., and Yao, J. (2019). Hydrodynamic investigation of surface hydrological connectivity and its effects on the water quality of seasonal lakes : Insights from a complex floodplain setting (Poyang Lake, China). *Science of The Total Environment*, 660 :245–259.
- Likas, A., Vlassis, N., and J. Verbeek, J. (2003). The global k-means clustering algorithm. *Pattern Recognition*, 36(2) :451–461. Biometrics.
- 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. (2014). Feedbacks between deforestation, climate, and hydrology in the Southwestern Amazon : implications for the provision of ecosystem services. *Landscape Ecology*, 29(2) :261–274.

- Maciel, D., Novo, E., Sander De Carvalho, L., Barbosa, C., Flores Júnior, R., and De Lucia Lobo, F. (2019). Retrieving Total and Inorganic Suspended Sediments in Amazon Floodplain Lakes : A Multisensor Approach. *Remote Sensing*, 11(15) :1744.
- Marengo, J. A. and Espinoza, J. C. (2016). Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia : causes, trends and impacts : EXTREMES IN AMAZONIA. *International Journal of Climatology*, 36(3) :1033–1050.
- Marengo, J. A., Nobre, C. A., Tomasella, J., Oyama, M. D., de Oliveira, G. S., de Oliveira, R., Camargo, H., Alves, L. M., and Brown, I. F. (2008). The drought of amazonia in 2005. *Journal of Climate*, 21(3) :495 – 516.
- Matheussen, B., Kirschbaum, R. L., Goodman, I. A., O'Donnell, G. M., and Lettenmaier, D. P. (2000). Effects of land cover change on streamflow in the interior Columbia River Basin (USA and Canada). *Hydrological Processes*, 14(5) :867–885.
- Melack, J. M. and Hess, L. L. (2010). Remote Sensing of the Distribution and Extent of Wetlands in the Amazon Basin. In Junk, W. J., Piedade, M. T. F., Wittmann, F., Schöngart, J., and Parolin, P., editors, *Amazonian Floodplain Forests*, volume 210, pages 43–59. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Melack, J. M., Kasper, D., Amaral, J. H., Barbosa, P. M., and Forsberg, B. R. (2021). Limnological perspectives on conservation of floodplain lakes in the Amazon basin. *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater Ecosystems*, 31(5) :1041–1055.
- Minville, M., Brissette, F., and Leconte, R. (2008). Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed. *Journal of Hydrology*, 358(1-2) :70–83.
- Miranda, P. T., Cauduro Dias De Paiva, R., Collischonn, W., Fagundes, H. d. O., De Castro Ribeiro, L., Brusso Rossi, J., Kolling Neto, A., Matte Rios Fernandez, G., Petry, I., Rodrigues Galvao Alves, W., Aires De Souza, S., and Abdalla Araujo, A. (2023). SECAS NA AMÉRICA DO SUL : IMPACTOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS NAS PRÓXIMAS DÉCADAS. Acaraju, Brazil.
- Mitsch, W. and Gosselink, J. (2007). *Wetlands*. Hoboken, NJ : Wiley.
- Monteverde, C., De Sales, F., and Jones, C. (2022). Evaluation of the CMIP6 Performance in Simulating Precipitation in the Amazon River Basin. *Climate*, 10(8) :122.
- Montmessin, F., Smith, M. D., Langevin, Y., Mellon, M. T., and Fedorova, A. (2017). The water cycle. *The atmosphere and climate of Mars*, 18 :338–373.
- Moomaw, W. R., Chmura, G. L., Davies, G. T., Finlayson, C. M., Middleton, B. A., Natali, S. M., Perry, J. E., Roulet, N., and Sutton-Grier, A. E. (2018). Wetlands In a Changing Climate : Science, Policy and Management. *Wetlands*, 38(2) :183–205.
- Mota Da Silva, P. J. (2020). Channel Pattern and Flow Rate Analyses of the Juruá River, Northwest of Brasil. *Revista de Geologia*, 33(1) :103–110.
- Normandin, C. (2019). *Contribution of high resolution spatial remote sensing for the study of surface water cycles and suspended particulate matter along the watershed-coastal ocean continuum*. Theses, Université de Bordeaux.
- Normandin, C., Frappart, F., Baghdadi, N., Bourrel, L., Peña Luque, S., Ygorra, B., Kitambo, B., Papa, F., Riazanoff, S., and Wigneron, J.-P. (2024a). First results of the surface water ocean topography (SWOT) observations to rivers elevation profiles in the Cuvette Centrale of the Congo Basin. *Frontiers in Remote Sensing*, 5 :1466695.
- Normandin, C., Frappart, F., Bourrel, L., Blarel, F., Biancamaria, S., Wigneron, J.-P., Galenon, L., Bernard, E., Coulon, L., Lubac, B., Marieu, V., Vantrepotte, V., Pham-Duc, B., Do, H. T., Prigent, C., Aires, F., Yamazaki, D., and Ciais, P. (2024b). Sharp decline in surface water resources for agriculture and fisheries in the Lower Mekong Basin over 2000-2020. *Science of The Total Environment*, 950 :175259.
- Normandin, C., Frappart, F., Diepkilé, A. T., Marieu, V., Mouglin, E., Blarel, F., Lubac, B., Braquet, N., and Ba, A. (2018). Evolution of the Performances of Radar Altimetry Missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner Niger Delta. *Remote Sensing*, 10(6) :833.

- Novák, V. and Novák, V. (2012). Evapotranspiration : a component of the water cycle. *Evapotranspiration in the Soil-Plant-Atmosphere System*, pages 1–13.
- Oki, T., Entekhabi, D., and Harrold, T. I. (1999). The global water cycle. *Global energy and water cycles*, 10 :27.
- O'Neill, B. C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., Meehl, G. A., Moss, R., Riahi, K., and Sanderson, B. M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9) :3461–3482.
- Ongdas, N., Akiyanova, F., Karakulov, Y., Muratbayeva, A., and Zinabdin, N. (2020). Application of HEC-RAS (2D) for Flood Hazard Maps Generation for Yesil (Ishim) River in Kazakhstan. *Water*, 12(10) :2672.
- O'Neill, B. C., Kriegler, E., Ebi, K. L., Kemp-Benedict, E., Riahi, K., Rothman, D. S., Van Ruijven, B. J., Van Vuuren, D. P., Birkmann, J., Kok, K., Levy, M., and Solecki, W. (2017). The roads ahead : Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century. *Global Environmental Change*, 42 :169–180.
- Paiva, K., Rau, P., Montesinos, C., Lavado-Casimiro, W., Bourrel, L., and Frappart, F. (2023). Hydrological response assessment of land cover change in a peruvian amazonian basin impacted by deforestation using the swat model. *Remote Sensing*, 15(24).
- Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., Frappart, F., Calmant, S., and Bulhões Mendes, C. A. (2013). Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin : HYDROLOGIC AND HYDRODYNAMIC MODELING OF THE AMAZON RIVER BASIN. *Water Resources Research*, 49(3) :1226–1243.
- 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. *Remote Sensing*, 13(20) :4162.
- Pappenberger, F., Beven, K., Horritt, M., and Blazkova, S. (2005). Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in hec-ras using inundation and downstream level observations. *Journal of Hydrology*, 302(1) :46–69.
- Pappenberger, F., Beven, K. J., Ratto, M., and Matgen, P. (2008). Multi-method global sensitivity analysis of flood inundation models. *Advances in Water Resources*, 31(1) :1–14.
- Pappenberger, F., Matgen, P., Beven, K. J., Henry, J.-B., Pfister, L., and Fraipont, P. (2006). Influence of uncertain boundary conditions and model structure on flood inundation predictions. *Advances in Water Resources*, 29(10) :1430–1449.
- Park, E. (2020). Characterizing channel-floodplain connectivity using satellite altimetry : Mechanism, hydrogeomorphic control, and sediment budget. *Remote Sensing of Environment*, 243 :111783.
- Park, E. and Latrubesse, E. M. (2017). The hydro-geomorphologic complexity of the lower Amazon River floodplain and hydrological connectivity assessed by remote sensing and field control. *Remote Sensing of Environment*, 198 :321–332.
- Parmesan, C., Morecroft, M. D., Trisurat, Y., Adrian, R., Anshari, G. Z., Arneth, A., Gao, Q., Gonzalez, P., Harris, R., Price, J., Stevens, N., and Talukdar, G. H. (2022). Terrestrial and freshwater ecosystems and their services. In Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Tignor, M., Poloczanska, E. S., Mintenbeck, K., Alegría, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Okem, A., and Rama, B., editors, *Climate Change 2022 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 197–377. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Peixoto, J. P. and Kettani, M. A. (1973). The control of the water cycle. *Scientific American*, 228(4) :46–63.
- Pekel, J.-F., Cottam, A., Gorelick, N., and Belward, A. S. (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633) :418–422.

- Pickens, A. H., Hansen, M. C., Hancher, M., Stehman, S. V., Tyukavina, A., Potapov, P., Marroquin, B., and Sherani, Z. (2020). Mapping and sampling to characterize global inland water dynamics from 1999 to 2018 with full Landsat time-series. *Remote Sensing of Environment*, 243 :111792.
- Pinel, S., Bonnet, M., S. Da Silva, J., Sampaio, T. C., Garnier, J., Catry, T., Calmant, S., Fragoso, C. R., Moreira, D., Motta Marques, D., and Seyler, F. (2020). Flooding Dynamics Within an Amazonian Floodplain : Water Circulation Patterns and Inundation Duration. *Water Resources Research*, 56(1).
- Popescu, I. (2014). *Computational hydraulics : numerical methods and modelling*. IWA Publ, London, 1. publ edition.
- Potter, C., Melack, J. M., and Engle, D. (2014). Modeling Methane Emissions from Amazon Floodplain Ecosystems. *Wetlands*, 34(3) :501–511.
- Raney, R. (1998). The delay /Doppler radar altimeter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(5) :1578–1588.
- Rast, M., Johannessen, J., and Mauser, W. (2014). Review of Understanding of Earth’s Hydrological Cycle : Observations, Theory and Modelling. *Surveys in Geophysics*, 35(3) :491–513.
- Riahi, K., Van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O’Neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaresma, J. C., Kc, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humenöder, F., Da Silva, L. A., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Streffer, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumstark, L., Doelman, J. C., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A., and Tavoni, M. (2017). The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications : An overview. *Global Environmental Change*, 42 :153–168.
- 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 CO₂. *Nature*, 416(6881) :617–620.
- Rudorff, C. M., Melack, J. M., and Bates, P. D. (2014a). Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain : 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge : HYDRAULIC CONTROLS OF FLOODING ON THE LOWER AMAZON. *Water Resources Research*, 50(1) :619–634.
- Rudorff, C. M., Melack, J. M., and Bates, P. D. (2014b). Flooding dynamics on the lower amazon floodplain : 2. seasonal and interannual hydrological variability. *Water Resources Research*, 50(1) :635–649.
- Sampaio, F. (2024). ANA declara situação de escassez hídrica na Bacia do Tapajós.
- Santos da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O. C., Cochonneau, G., and Mansur, W. J. (2010). Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, 114(10) :2160–2181.
- Shu, S., Liu, H., Beck, R. A., Frappart, F., Korhonen, J., Lan, M., Xu, M., Yang, B., and Huang, Y. (2021). Evaluation of historic and operational satellite radar altimetry missions for constructing consistent long-term lake water level records. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(3) :1643–1670.
- 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. (2018). Toward continental hydrologic–hydrodynamic modeling in South America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(9) :4815–4842.
- Sousa, M. M. and Oliveira, W. (2016). Identificação de feições anômalas dos sistemas de drenagem na região do Alto Juruá – AC/AM, utilizando dados de sensoriamento remoto. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 9(4) :1254–1267.
- Steunou, N., Desjonquères, J. D., Picot, N., Sengenès, P., Noubel, J., and Poisson, J. C. (2015). AltiKa Altimeter : Instrument Description and In Flight Performance. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :22–42.
- Stoll, S., Hendricks Franssen, H. J., Butts, M., and Kinzelbach, W. (2011). Analysis of the impact of climate change on groundwater related hydrological fluxes : a multi-model approach including different downscaling methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(1) :21–38.

- Teng, J., Jakeman, A., Vaze, J., Croke, B., Dutta, D., and Kim, S. (2017). Flood inundation modelling : A review of methods, recent advances and uncertainty analysis. *Environmental Modelling Software*, 90 :201–216.
- Tockner, K., Bunn, S. E., Gordon, C., Naiman, R. J., Quinn, G. P., and Stanford, J. A. (2008). Flood plains : critically threatened ecosystems. In Polunin, N. V. C., editor, *Aquatic Ecosystems*, pages 45–62. Cambridge University Press, 1 edition.
- Trigg, M. A., Bates, P. D., Wilson, M. D., Schumann, G., and Baugh, C. (2012). Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River. *Water Resources Research*, 48(10) :2012WR011888.
- Tshimanga, R. M. (2022). Two Decades of Hydrologic Modeling and Predictions in the Congo River Basin : Progress and Prospect for Future Investigations. In Tshimanga, R. M., N’kaya, G. D. M., and Alsdorf, D., editors, *Geophysical Monograph Series*, pages 205–236. Wiley, 1 edition.
- Ulaby, F. and Long, D. (2014). *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*. University of Michigan Press.
- Verron, J., Bonnefond, P., Andersen, O., Ardhuin, F., Bergé-Nguyen, M., Bhowmick, S., Blumstein, D., Boy, F., Brodeau, L., Crétaux, J.-F., Dabat, M. L., Dibarbouré, G., Fleury, S., Garnier, F., Gourdeau, L., Marks, K., Queruel, N., Sandwell, D., Smith, W. H., and Zaron, E. (2021). The SARAL/ AltiKa mission : A step forward to the future of altimetry. *Advances in Space Research*, 68(2) :808–828.
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R. M., Murthy, D. V. A. R., Richman, J. G., Griffin, D., Pascual, A., Rémy, F., and Gupta, P. K. (2015). The SARAL/ AltiKa Altimetry Satellite Mission. *Marine Geodesy*, 38(sup1) :2–21.
- Vorosmarty, C., Askew, A., Grabs, W., Barry, R. G., Birkett, C., Doll, P., Goodison, B., Hall, A., Jenne, R., Kitaev, L., Landwehr, J., Keeler, M., Leavesley, G., Schaake, J., Strzepek, K., Sundarvel, S. S., Takeuchi, K., and Webster, F. (2001). Global water data : A newly endangered species. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(5) :54–54.
- Wang, X.-Y., Li, X., Zhu, J., and Tanajura, C. A. S. (2018). The strengthening of amazonian precipitation during the wet season driven by tropical sea surface temperature forcing. *Environmental Research Letters*, 13(9) :094015.
- Wilson, M., Bates, P., Alsdorf, D., Forsberg, B., Horritt, M., Melack, J., Frappart, F., and Famiglietti, J. (2007). Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands : A 2D HYDRO-DYNAMIC MODEL OF THE AMAZON. *Geophysical Research Letters*, 34(15).
- Wingham, D. J., Rapley, C. G., and Griffiths, H. (1986). New techniques in satellite altimeter tracking systems. *Proceedings of IGARSS’86 Symposium, Zürich, Ref. ESA SP-254*, pages 1339–1344.
- Wood, M., Hostache, R., Neal, J., Wagener, T., Giustarini, L., Chini, M., Corato, G., Matgen, P., and Bates, P. (2016). Calibration of channel depth and friction parameters in the lisflood-fp hydraulic model using medium-resolution sar data and identifiability techniques. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(12) :4983–4997.
- Worden, J., Noone, D., and Bowman, K. (2007). Importance of rain evaporation and continental convection in the tropical water cycle. *Nature*, 445(7127) :528–532.
- Wübbelmann, T., Bender, S., and Burkhard, B. (2021). Modelling flood regulation ecosystem services dynamics based on climate and land use information. *Landscape Online*, 88 :16.
- Xu, T., Weng, B., Yan, D., Wang, K., Li, X., Bi, W., Li, M., Cheng, X., and Liu, Y. (2019). Wetlands of International Importance : Status, Threats, and Future Protection. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 16(10) :1818.
- Yoon, J.-H. and Zeng, N. (2010). An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics*, 34(2) :249–264.

Annexe 1 : Annexes de l'article "Contribution des niveaux d'eau générés automatiquement par classification non supervisée à partir de l'altimétrie radar pour étudier la connectivité hydrologique dans les plaines d'inondation d'Amazonie"

CONTRIBUTION OF AUTOMATICALLY GENERATED RADAR ALTIMETRY WATER LEVELS FROM UNSUPERVISED CLASSIFICATION TO STUDY HYDROLOGICAL CONNECTIVITY WITHIN AMAZON FLOODPLAINS

*Pauline Enguehard¹ ; Frédéric Frappart^{2,3} ; Pierre Zeiger³ ; Fabien Blarel² ; Frédéric Satgé¹ &
Marie-Paule Bonnet¹*

¹ ESPACE-DEV, IRD, University of Montpellier, 34093 Montpellier, France

² INRAE, Bordeaux Sciences Agro, UMR 1391 ISPA, 33140 Villenave-d'Ornon, France

³ LEGOS, CNRS/CNES/IRD/UPS, 31400 Toulouse, France

This document contains 8 supplementary figures referenced in the main paper. Content of this file:

- Figures A to F
- Tables A to B

Figures

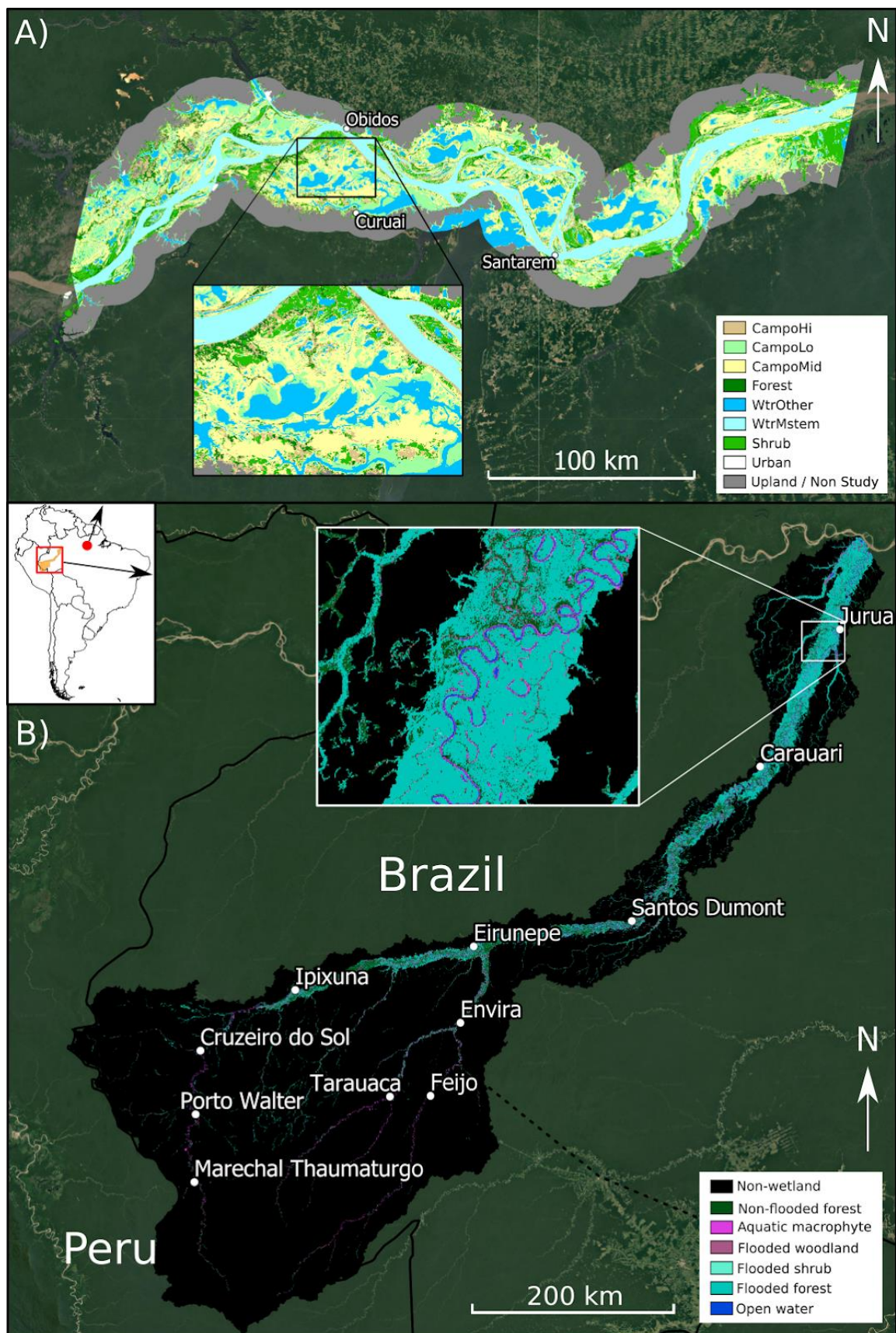


Figure A – A) Reference land cover classification of Curuaí várzea soils (Arantes et al., 2019).

B) Reference land cover classification of Juruá basin soils (Hess et al., 2015).

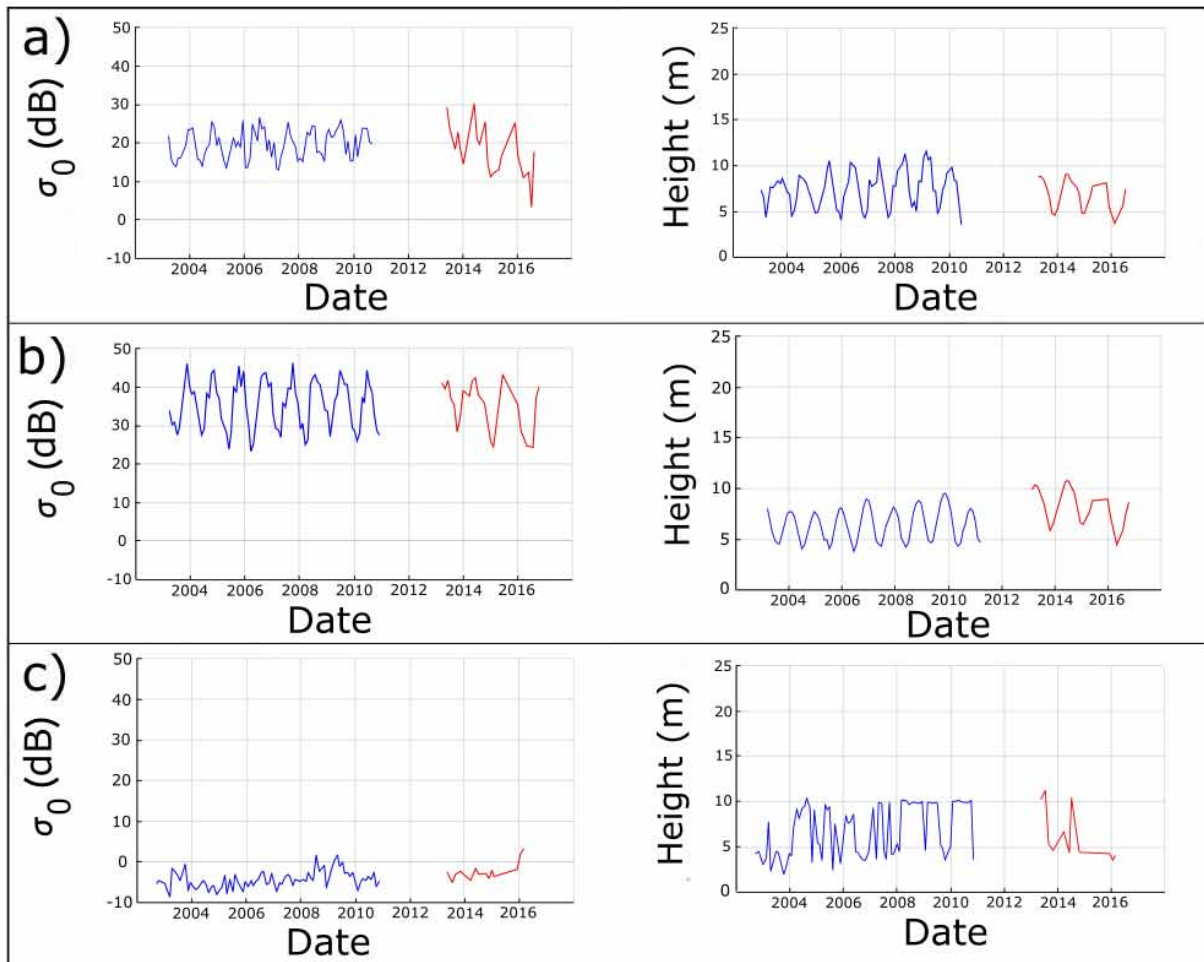


Figure B – Backscatter time series and height over (A) Amazon River (west of the Curuaí várzea), (B) flooding forest, and (C) non-flooding forest, with ENVISAT Ku-bands in blue, and in SARAL Ka-band in red.

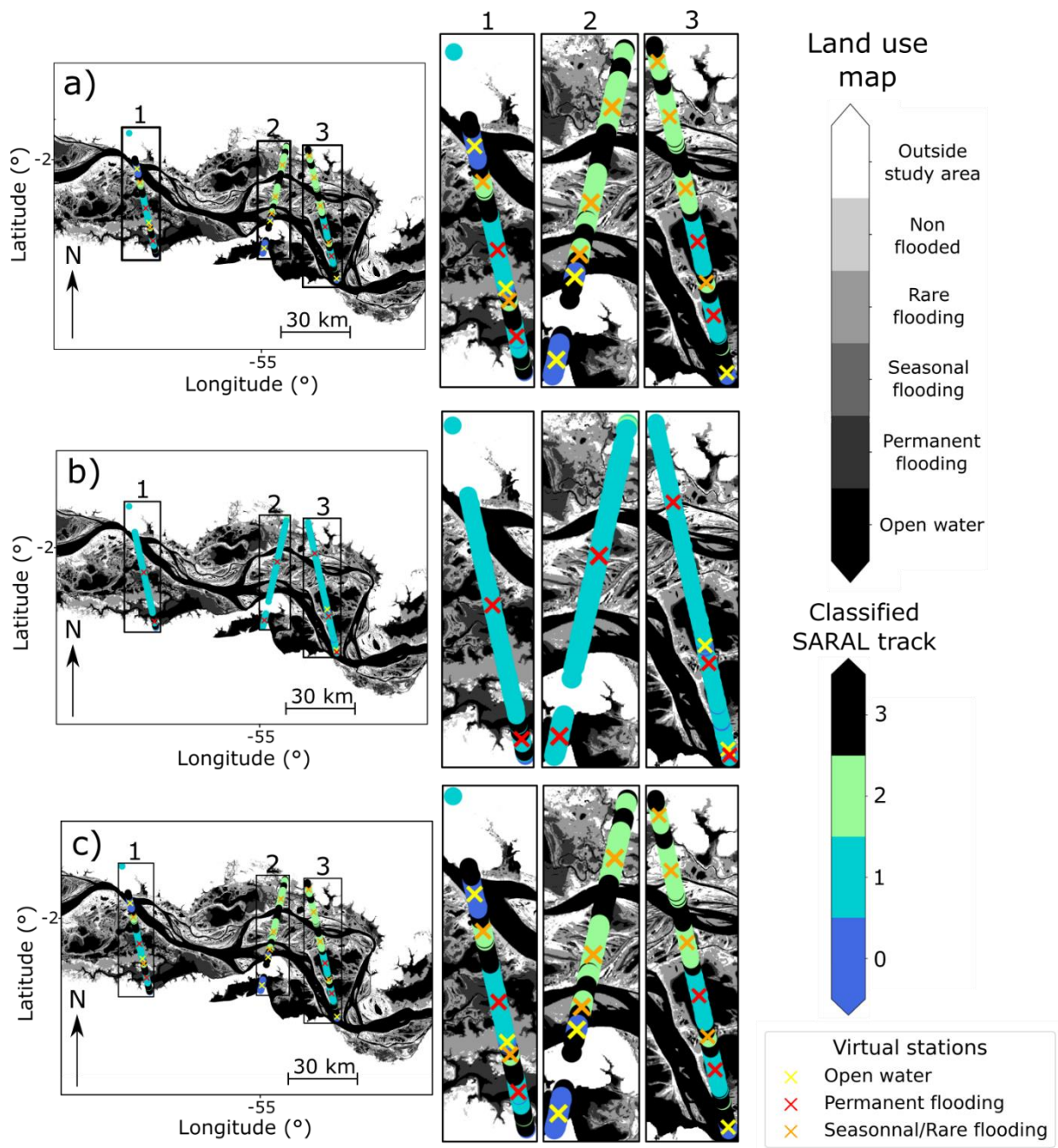


Figure C – K-Means classifications of the SARAL radar echoes over Curuaí according to (a) the backscatter coefficient only, (b) the backscatter coefficient and raw WL and (c) the backscatter coefficient and normalized WL.

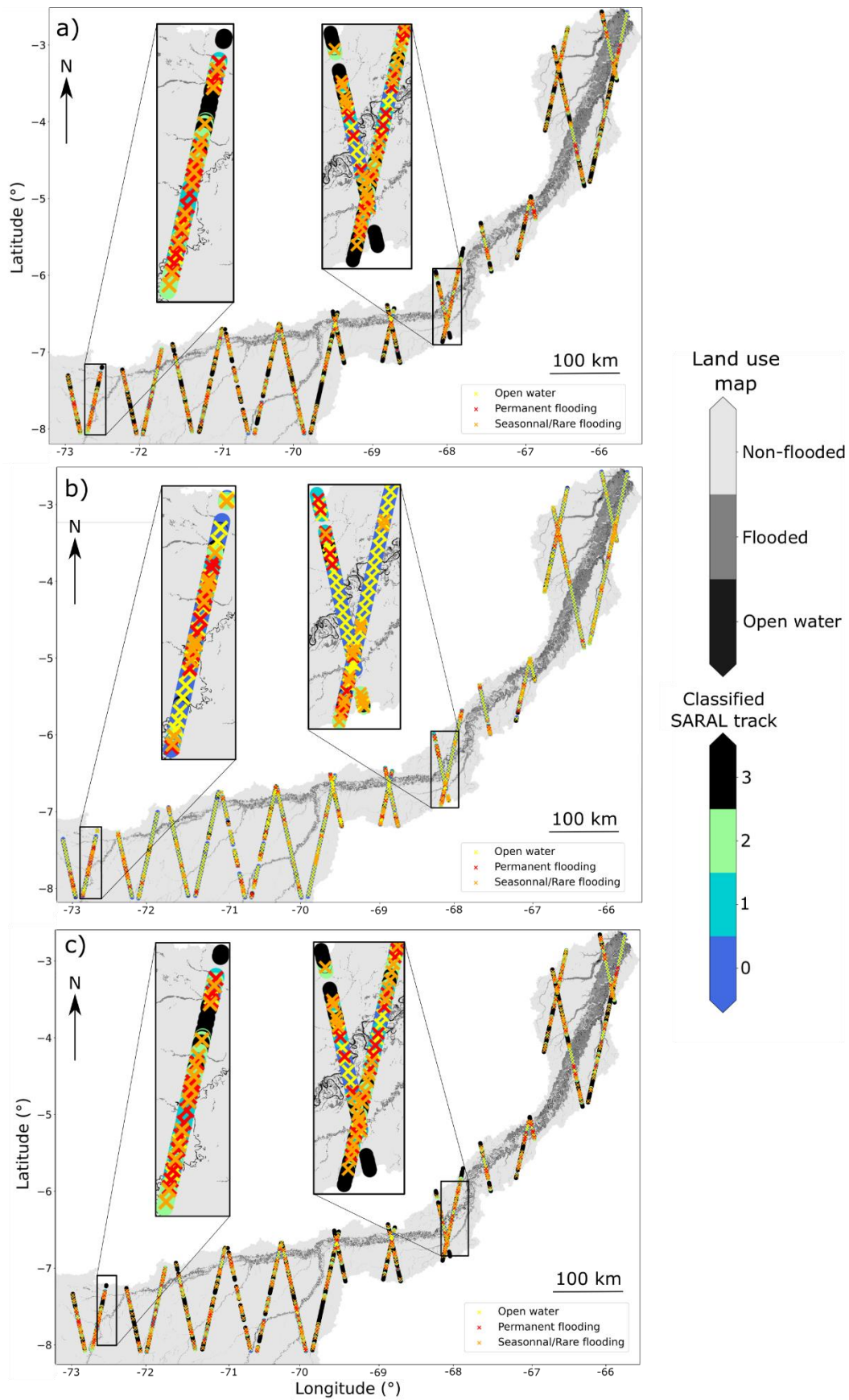


Figure D – K-Means classifications of the SARAL radar echoes over Juruá according to (a) the backscatter coefficient only, (b) the backscatter coefficient and raw WL and (c) the backscatter coefficient and normalized WL.

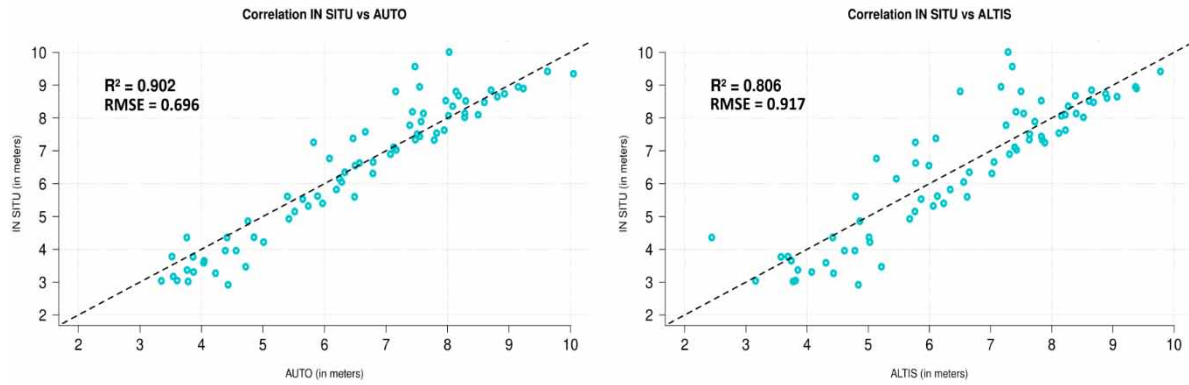


Figure E – *In situ* Curuaí correlation with nearest result from ENVISAT automatic method (left panel) and with ALTIS (right panel).

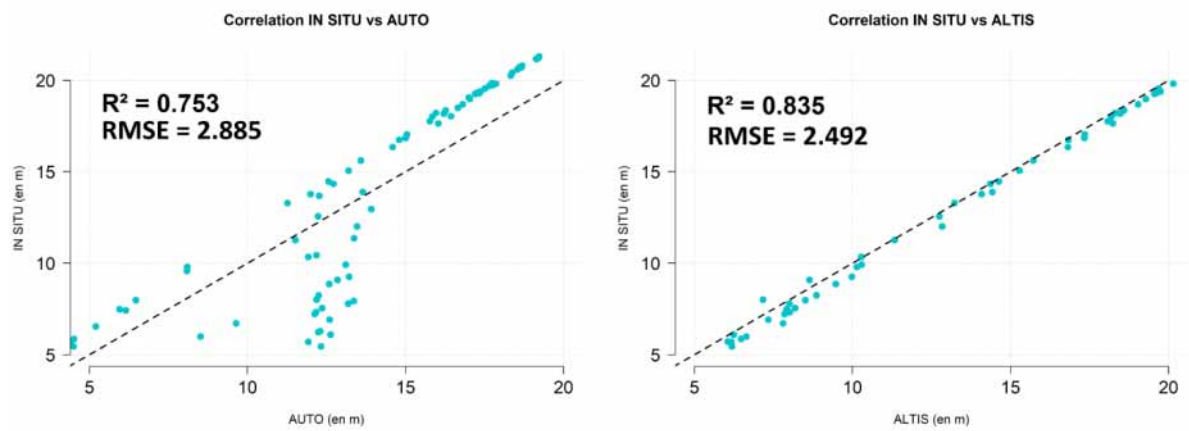


Figure F – *In situ* Juruá correlation with nearest result from ENVISAT automatic method (left panel) and with ALTIS (right panel).

Tables

Table A: Most important confusion matrix results for the classifications over Curuaí made with ENVISAT and SARAL data with different parameters: backscatter only (B), backscatter and raw WL (B+RWL) and backscatter and normalized WL (B+NWL).

Curuaí reference classes	B	B+RWL	B+NWL
ENVISAT			
Open water	class 0 (68%)	class 0 (76%)	class 0 (68%)
Permanent Flooding	class 1 (56%)	class 3 (56%)	class 1 (55%)
Seasonal flooding	class 2 (58%)	class 3 (83%)	class 2 (58%)
Rare flooding	class 3 (69%)	class 3 (88%)	class 3 (69%)
Non-flooded	class 3 (60%)	class 3 (88%)	class 3 (60%)
SARAL			
Open water	class 0 (31%)	class 1 (94%)	class 0 (31%)
Permanent Flooding	class 3 (46%)	class 1 (96%)	class 3 (46%)
Seasonal flooding	class 2 (59%)	class 1 (97%)	class 2 (59%)
Rare flooding	class 3 (66%)	class 1 (85%)	class 3 (66%)
Non- flooded	class 2 (65%)	class 1 (99%)	class 2 (65%)

Table B: Most important confusion matrix results for the classifications over the Juruá made with ENVISAT and SARAL data with different parameters: backscatter only (B), backscatter and raw WL (B+RWL) and backscatter and normalized WL (B+NWL).

Juruá	B	B+RWL	B+NWL
ENVISAT			
Open water	class 0 (95%)	class 1 (100%)	class 0 (95%)
Flooded	class 0 (54%)	class 1 (100%)	class 0 (54%)
Non-flooded	class 3 (41%)	class 1 (98%)	class 3 (41%)
SARAL			
Open water	class 0 (97%)	class 0 (98%)	class 0 (97%)
Flooded	class 0 (83%)	class 0 (97%)	class 0 (83%)
Non-flooded	class 3 (39%)	class 0 (80%)	class 3 (39%)

References

- Arantes, C.C., Winemiller, K.O., Asher, A., Castello, L., Hess, L.L., Petrere, M., Freitas, C.E.C., 2019. Floodplain land cover affects biomass distribution of fish functional diversity in the Amazon River. *Sci Rep* 9, 16684. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-52243-0>
- Hess, L.L., Melack, J.M., Affonso, A.G., Barbosa, C., Gastil-Buhl, M., Novo, E.M.L.M., 2015. Wetlands of the Lowland Amazon Basin: Extent, Vegetative Cover, and Dual-season Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar. *Wetlands* 35, 745–756. <https://doi.org/10.1007/s13157-015-0666-y>

Annexe 2 : Annexes de l'article "Modélisation des inondations à l'échelle locale dans la plaine d'inondation de Curuai : sensibilité aux paramètres de taille des mailles, du nombre de condition aux limites et des coefficients de friction"

Supporting Information for "Local-scale inundation modeling over Amazon floodplain: the sensitivity to mesh cell size, boundary condition representation and friction coefficient parameterization"

Pauline Enguehard¹, Pedro Torres Miranda², Alice Fassoni-Andrade³, Daniel

Moreira⁴, Rodrigo Cauduro Dias Paiva², Renaud Hostache¹, David

Motta-Marques², Frédéric Satgé¹, Marie-Paule Bonnet^{1,5}, Frédéric Frappart⁶

¹ESPACE-DEV, UMR 228, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), University of Montpellier, 34093 Montpellier,

France

²Hydraulic Research Institute (IPH), Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Brazil

³Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Institute of Geosciences, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Universidade

de Brasília (UnB), Brasília, DF 70910-900, Brazil

⁴Geological Survey of Brazil (SGB), Géosciences Environnement Toulouse (GET), Toulouse, France

⁵Centre do desenvolvimento sustentável (CDS), University of Brasília, Brazil

⁶Interactions Sol Plante Atmosphère (ISPA), UMR 1391, INRAE, Bordeaux Sciences Agro, 33140 Villenave-d'Ornon, France

Corresponding author : Pauline Enguehard (pauline.enguehard@ird.fr)

Contents of this file

Supplementary tables S1 to S2

Introduction

The supporting information includes:

- Friction Manning’s coefficients values
- Statistical and modeling performance metrics
- References

Supplementary Tables

Table S1. Manning’s coefficients set considering forest or deforested soils

Table	S1.		
Fassoni-Andrade	Hess et al. (2015)’s	Forested	Deforested
et al. (2022)’s	classes	Manning’s	Manning’s
soils nature		values	values
Open water	11; 13	0.022	0.022
Herbaceous / Bare	21; 23; 33	0.035	0.030
Shrub	41; 44; 45; 51; 55	0.05	0.035
Woodland	66; 67; 77	0.15	0.04
Forest	88; 89; 99	0.20	0.05

Table S2. Metrics used for modeling performance assessment. a represents the area mapped as flooded by remote sensing and simulated by the model, b is the inundated area not simulated by the model (underestimation) but observed as flooded in the satellite data, and c is the area not inundated but simulated by the model (overestimation).

Metrics	Equations
r	$\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$
RMSE	$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}$
NSE	$1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{o_t} - Q_{m_t})^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{o_t} - \bar{Q}_o)^2}$
Threat Score Error (TSE)	$\left(1 - \frac{a}{a+b+c}\right) \times 100$
BIAS	$\left(\frac{a-(b+c)}{a+b+c}\right) \times 100$
False Alarm Ratio (FAR)	$\left(\frac{c}{a+c}\right) \times 100$
Missed Flooded areas Ratio (MFR)	$\left(\frac{b}{a+b}\right) \times 100$

References

- Fassoni-Andrade, Paiva, R. C. D. d., Wongchuig, S., Barbosa, C. C. F., & Durand, F. (2022, September). *Expressive riverine fluxes over Amazon floodplain units revealed by high resolution 2D modelling* (preprint). Hydrology. doi: 10.1002/essoar.10512355.1
- Hess, L. L., Melack, J. M., Affonso, A. G., Barbosa, C., Gastil-Buhl, M., & Novo, E. M. L. M. (2015, August). Wetlands of the Lowland Amazon Basin: Extent, Vegetative Cover, and Dual-season Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar. *Wetlands*, 35(4), 745–756. doi: 10.1007/s13157-015-0666-y

Annexe 3 : Annexes de l'article "Modélisation de l'hydrodynamique dans la plaine d'inondation de Curuai sous contraintes climatiques"

Supporting Information for “Hydrodynamic modeling in Amazonian floodplain under climate scenarios”

*Pauline Enguehard*¹ ; *Audrey Brouillet*¹ ; *Pedro Torres Miranda*² ; *Alice Fassoni-Andrade*³ ; *Marie-Paule Bonnet*^{1,5} ; *Frédéric Frappart*⁶ ; *Renaud Hostache*¹ ; *Daniel Moreira*⁴ ; *David Motta-Marques*² & *Frédéric Satgé*¹

1 ESPACE-DEV, UMR 228, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), University of Montpellier, 34093 Montpellier, France

2 Hydraulic Research Institute (IPH), Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Brazil

3 Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Institute of Geosciences, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Universidade de Brasília (UnB), Brasília, DF 70910-900, Brazil

4 Geological Survey of Brazil (SGB), Géosciences Environnement Toulouse (GET), Toulouse, France

5 Centre do desenvolvimento sustentável (CDS), University of Brasília, Brazil

6 Interactions Sol Plante Atmosphère (ISPA), UMR 1391, INRAE, Bordeaux Sciences Agro, 33140 Villenave-d'Ornon, France

Keywords – Amazon floodplains, Climate change scenarios, Discharge projection

Corresponding author : Pauline Enguehard (pauline.enguehard@ird.fr)

Content of this file

Supplementary figures Annexe A

Introduction

The supporting information includes :

- Standard-deviation and trend for water depths results

Annexes

ANNEXE A : Standard-deviations and trends for water depths simulated by MIROC model during HWP and LWP

