



Variations du niveau de la mer dans le golfe de Guinée et risques littoraux : focus sur l'estuaire du Wouri

Lucrèce Djeumeni Noubissie

► To cite this version:

Lucrèce Djeumeni Noubissie. Variations du niveau de la mer dans le golfe de Guinée et risques littoraux : focus sur l'estuaire du Wouri. Océan, Atmosphère. Université de Toulouse; Université de Douala, 2024. Français. <NNT : 2024TLSES353>. <tel-05253880>

HAL Id: tel-05253880

<https://theses.hal.science/tel-05253880v1>

Submitted on 15 Sep 2025

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

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



HAL Authorization

Doctorat de l'Université de Toulouse

délivré en co-tutelle avec Université de Douala
préparé à l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

Variations du niveau de la mer dans le Golfe de Guinée et
risques littoraux : focus sur l'estuaire du Wouri

Thèse présentée et soutenue, le 29 octobre 2024 par
Lucrèce DJEUMENI NOUBISSIE

École doctorale

SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Spécialité

Océan, Atmosphère, Climat

Unité de recherche

LEGOS - Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale

Thèse dirigée par

Florence BIROL et RAPHAEL ONGUENE

Composition du jury

M. Vincent ECHEVIN, Rapporteur, IRD LOCEAN

M. Mikhail KARPYTEV, Rapporteur, Université de la Rochelle

M. Laurent TESTUT, Examineur, CNAP / Université La Rochelle

Mme Claude ESTOURNEL, Examinatrice, CNRS LEGOS

M. Armand NZEUKOU, Examineur, Université de Dschang

Mme Florence BIROL, Directrice de thèse, Université Toulouse III - Paul Sabatier

M. Raphael ONGUENE, Co-directeur de thèse, Université de Douala

M. Serge DZONDE NAOUSSI, Co-directeur de thèse, Université de Douala

A la mémoire de ma mère

Qui me disait toujours « Qui veut peut »

**Ton amour, tes encouragements et ta sagesse continuent de guider
chacun de mes pas**

REMERCIEMENTS

« Le fruit le plus agréable et le plus utile au monde est la reconnaissance », Ménandre

L'aboutissement de cette thèse représente l'aboutissement d'années de travail, de recherche et de persévérance. La réalisation de cette thèse représente un voyage intellectuel et personnel intense, marqué par des défis, des découvertes des moments de réflexion et de remise en question tant sur le plan scientifique que personnel. Ce chemin n'aurait pas été possible sans l'appui précieux de nombreuses personnes, à qui je souhaite ici exprimer ma plus profonde reconnaissance. À travers ces quelques lignes, je souhaite exprimer ma sincère gratitude à toutes celles et ceux qui ont contribué, d'une manière ou d'une autre, à l'accomplissement de ce travail.

Ce travail de thèse a bénéficié d'un soutien financier apporté par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) à travers la bourse ARTS. Je souhaite exprimer ma profonde gratitude à l'IRD qui a grandement contribué à la réalisation de mes travaux de recherche au travers de ce financement.

Je tiens à remercier ma directrice de thèse, Florence Birol, pour son encadrement rigoureux, ses conseils avisés et sa disponibilité malgré toutes les occupations, elle trouvait toujours du temps à m'accorder tout au long de ces années. Sa vision scientifique et ses encouragements ont grandement contribué à orienter et à enrichir ce travail. Je lui suis profondément reconnaissante d'avoir cru en moi et en ce projet.

Je remercie également mon co-directeur de thèse, Raphaël Onguene, qui m'a accompagné depuis mon Master jusqu'à la réalisation de cette thèse. Il m'a offert l'opportunité de révéler mon potentiel et m'a introduit à l'océanographie, un domaine pour lequel j'ai développé une véritable passion. Je lui suis également reconnaissante pour ses conseils avisés et ses orientations tout au long de cette thèse.

Je remercie sincèrement le Professeur Serges Naoussi Dzonde, mon deuxième co-directeur pour son aide précieuse dans la gestion des procédures administratives au Cameroun et pour ses conseils avisés, qui ont grandement facilité mes démarches et contribué au succès de mes recherches.

Fabien Léger et Fernando Nino, je ne saurais dénombrer les innombrables fois où j'ai sollicité votre aide avec mes questions et mes nombreux mails au fil des années. Votre disponibilité et vos conseils m'ont permis de progresser considérablement, jusqu'à maîtriser la programmation en Python et la manipulation de divers types de données.

Fabien, merci pour les recommandations et pour avoir souvent pris le temps de venir me chercher pour déjeuner ou faire une pause-café.

Je tiens également à remercier les membres de mon jury de thèse, Vincent Echevin, Mikhail Karpytchev, Claude Estournel, Laurent Testut et Armand Nzeukou, pour l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant de juger mon travail. Leurs remarques constructives ont été essentielles pour l'améliorer et le perfectionner.

Un merci particulier à Damien Allain et Florent Lyard pour la mise à disposition des outils Detidor et Pocvip, qui ont été essentiels à ma thèse. Merci également à Damien Allain pour les échanges précieux et pour avoir toujours répondu à mes nombreuses questions sur la marée et l'utilisation de ces outils.

Je suis reconnaissante envers l'ensemble des membres du LEGOS, spécialement au Directeur Frédéric Marin à Brigitte Cournou et ses collègues pour leur accueil chaleureux et leur esprit de collaboration, et à mes collègues Fernand Assene, Karim Thiam, Benjamin Kitambo, Arame Diaye, Micaël Aguedjou, Jules Honfo, Marc Mendy, Julia Ruiz, Emmanuel Brempong et tous les membres de la team « venez me chercher à midi ».

Je n'aurais pas pu accomplir ce travail sans le soutien inconditionnel et l'amour de ma famille et de mes amis.

Je tiens à exprimer ma gratitude profonde envers mon père, Consolley Noubissie, et mon tuteur, Louis Monkam, pour leur soutien moral et financier tout au long de mon parcours académique.

Je remercie également mes quatre grandes sœurs, Bybyche, Coryelle, Christeva, et Nelly, pour leur soutien constant, leurs précieux conseils, leur amour inestimable, et leur foi inébranlable en moi. Une mention spéciale à Christeva, mon ange gardien, et à Coryelle pour leur présence réconfortante pendant mes moments de doute, pour les fous rires partagés, pour être restées toujours à l'écoute. Votre présence a été un véritable soutien dans les moments de stress et de difficultés.

Je tiens à remercier mes neveux et nièces – Ryan, Neil, Elisha, Nash, Emo, Lyne, Asher, Mylena, et Hope – pour leur amour, leur douceur et les câlins réconfortants. Les soirées de jeux et de danse ont été une source précieuse de joie et de réconfort. Un merci tout particulier à Mylena pour ses câlins matinaux, qui ont illuminé mes journées de travail et m'ont donné la force nécessaire pour avancer.

Je suis profondément reconnaissante envers mon meilleur ami, Noël sweetie, mon havre de paix, pour son soutien indéfectible, sa patience, et sa capacité à rester à mes côtés même lorsque j'étais de très mauvaise compagnie. Merci pour les moments de folie et de fous rires qui ont allégé mes journées.

Je remercie aussi mes amis de longue date, Kevin et Claire, pour leur soutien constant et leur disponibilité.

Un merci chaleureux à ma copine de thèse Vanessa pour toutes nos échanges, nos moments de folies et de détente.

Je remercie chaleureusement Doc Sakaros pour ses précieux conseils et ses échanges enrichissants tout au long de cette thèse.

Mes remerciements vont également aux membres du groupe Kemet – Karim, Fama, Victor, Benjamin, Willy, Marc, Arame, Emmanuel, et Issah – avec qui j'ai partagé de précieux moments à Toulouse et qui sont devenus comme une famille.

Je souhaite également exprimer ma gratitude à Micaël, qui a été une rencontre marquante pendant cette thèse, pour ses conseils avisés, ses encouragements, et les voyages qui ont été une véritable échappatoire lors des moments difficiles. Merci à Benjamin pour les instants de rire et de blagues qui me permettaient d'oublier mes problèmes de code.

Un grand merci à Fernand et Suzanne, mes deux compatriotes préférés à Toulouse, pour les échanges enrichissants, les soirées cinéma, les disputes amicales et les moments de partage de repas, qui ont été des échappatoires précieuses au stress de la recherche. Un merci à Michel, le doyen du groupe pour ses conseils et ses encouragements.

Et enfin je remercie profondément Christiane, ma petite maman de France, pour son accueil son hospitalité et son amitié depuis le jour où elle m'a accueilli dans sa maison.

A tous ceux que je pourrais oublier, veuillez accepter mes excuses les plus sincères.

RESUME

Les zones côtières du Golfe de Guinée, essentielles sur le plan écologique et socio-économique pour les populations d'Afrique, sont particulièrement exposées aux menaces telles que les inondations, les submersions marines, l'érosion côtière et la subsidence. Ces problématiques sont accentuées par les activités humaines et le changement climatique, et notamment l'élévation du niveau de la mer. Par conséquent, il est crucial de comprendre et surveiller les variations du niveau marin côtier de cette région densément peuplée et vulnérable. Toutefois, ces objectifs sont complexes de par le nombre limité de stations de mesure in-situ dans le Golfe de Guinée. L'altimétrie satellitaire, avec plus de 30 ans de données sur les variations du niveau de la mer, offre une perspective à ce problème. Bien qu'initialement fiable uniquement à plus de 20-30 km des côtes en raison des interférences terrestres et difficultés de traitement, grâce à des progrès récents, cette technique commence à fournir des données précises sur le niveau de la mer à proximité immédiate des côtes, entre 0 et 20 km. Cette avancée nous a permis de développer et valider un réseau de "stations virtuelles" le long de la côte du Golfe de Guinée, générant des séries temporelles longues et continues des variations du niveau de la mer en accord général (corrélation > 0.5) avec celles des données des marégraphes disponibles. Nous en avons dérivé les constituants des ondes de marée principales. Comparés aux marégraphes, le signal de marée côtier dérivé de l'altimétrie est légèrement sous-estimé, mais les différences ne dépassent pas 6.5 cm, représentant moins de 6 % du signal total. Nous avons montré que ce réseau de marégraphes virtuels est une alternative aux mesures in-situ où ces dernières ne sont pas disponibles. Nous nous sommes ensuite focalisés sur le cas de l'estuaire du Wouri en utilisant la complémentarité entre une station virtuelle altimétrique située juste au large de l'estuaire et le réseau de marégraphes situé à l'intérieur. Pour ce faire, une partie des données de ce dernier a été numérisée et validée. Nous avons analysé les processus dynamiques à l'origine des variations de hauteur de la mer observées. La marée est le facteur prédominant, contribuant à plus de 96 % des variations du niveau de la mer locale. L'étude de l'ensemble de données altimétrie-marégraphie met en évidence une amplification et un déplacement de la marée à mesure que l'on pénètre dans l'estuaire. Nous avons montré que d'autres facteurs que la marée, comme l'effet barométrique inverse, le débit des rivières et le signal saisonnier, bien qu'ayant une contribution moindre, influencent de manière significative les hauteurs maximales et minimales des eaux dans l'estuaire du Wouri. En outre, le signal des résidus sans marée présente une variabilité interannuelle et saisonnière marquée.

Ce dernier est caractérisé par un cycle semi-annuel avec des maxima en octobre (pic majeur) et entre février et mars (secondaire). Nous avons ensuite étudié les événements de hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri et leur possible rôle dans les inondations répertoriées à Douala. Les événements extrêmes suivent un cycle saisonnier prononcé, et ont principalement lieu en septembre et octobre, coïncidant avec la grande saison des pluies. Ils apparaissent modulés par le cycle saisonnier de hauteur de la mer qui amplifie ou atténue les hauteurs d'eau extrêmes observées selon la période de l'année. Nous avons étudié en détail deux événements exceptionnels, en d'Août 2020 et 2022. Le premier correspond à l'inondation la plus importante jamais enregistrée à Douala. Pour aller plus loin, il faudrait des données in-situ complémentaires et un modèle numérique local.

Mots clés : niveau de la mer, Golfe de Guinée, estuaire du Wouri, station altimétrique virtuelle, marégraphe, marée.

ABSTRACT

The coastal zones of the Gulf of Guinea, which are ecologically and socio-economically essential for the populations of West Africa, are particularly exposed to threats such as flooding, marine submersion, coastal erosion, and subsidence. These issues are exacerbated by human activities and climate change, particularly sea-level rise. Therefore, it is crucial to understand and monitor the variations in coastal sea levels in this densely populated and vulnerable region. However, achieving these objectives is challenging due to the limited number of in-situ measurement stations in the Gulf of Guinea. Satellite altimetry, with over 30 years of data on sea level variations, provides a solution to this problem. Although initially reliable only beyond 20-30 km from the coast due to land interference and processing difficulties, recent advances have enabled this technique to provide accurate sea level data in close proximity to the coast, between 0 and 20 km. This progress has allowed us to develop and validate a network of "virtual stations" along the Gulf of Guinea coast, generating long and continuous time series of sea level variations that generally correlate (correlation > 0.5) with available tide gauge data. From these, we derived the constituents of the main tidal waves. Compared to tide gauges, the coastal tidal signal derived from altimetry is slightly underestimated, but the differences do not exceed 6.5 cm, representing less than 6% of the total signal. We have shown that this network of virtual tide gauges is an alternative to in-situ measurements where these are not available. We then focused on the case of the Wouri estuary using the complementarity between a virtual altimetric station located just offshore of the estuary and the network of tide gauges located inside. To do this, some of the data from the latter was digitized and validated. We analyzed the dynamic processes responsible for the observed sea level variations. The tide is the predominant factor, contributing more than 96% of the local sea level variations. The study of the combined altimetry-tide gauge dataset highlights an amplification and shift of the tide as one moves into the estuary. We have shown that other factors besides the tide, such as the inverse barometric effect, river discharge, and the seasonal signal, although having a lesser contribution, significantly influence the maximum and minimum water heights in the Wouri estuary. Additionally, the non-tidal residual signal exhibits marked interannual and seasonal variability. The latter is characterized by a semi-annual cycle with maxima in October (major peak) and between February and March (secondary). We then studied extreme water level events in the Wouri estuary and their possible role in the documented flooding in Douala.

Extreme events follow a pronounced seasonal cycle, occurring mainly in September and October, coinciding with the major rainy season. They appear modulated by the seasonal sea level cycle, which amplifies or attenuates the observed extreme water levels depending on the time of year. We studied in detail two exceptional events in August 2020 and 2022. The first corresponds to the most significant flood ever recorded in Douala. To go further, additional in-situ data and a local numerical model would be required.

Keywords: sea level, Gulf of Guinea, Wouri estuary, virtual altimetric station, tide gauge, tide.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS	ii
RESUME.....	v
ABSTRACT	vii
SOMMAIRE.....	ix
LISTE DES TABLEAUX	xiv
LISTE DES FIGURES	xvi
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE 1: PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE ET GÉNÉRALITÉS	4
1. Présentation générale du Golfe de Guinée et importance de sa zone côtière pour l'Afrique de l'Ouest.	5
1.1. Situation géographique et caractéristiques physiques	5
1.2. Enjeux de la zone d'étude	6
2. Présentation de l'estuaire du Wouri	8
2.1. Généralités sur les estuaires	8
2.2. Estuaire du Wouri.....	11
2.2.1. Situation géographique et caractéristiques géomorphologiques.....	11
2.2.2. Climat local et son évolution	13
2.2.3. Enjeux de la zone	14
3. La dynamique océanique dans le Golfe de Guinée	19
3.1. Le forçage atmosphérique	19
3.1.1. Les vents	19
3.1.2. Les précipitations	21
3.2. Les courants.....	23
3.3. La marée	24

3.4. Houle et vague.....	28
3.5. Facteur hydrologique : le débit des rivières	29
4. Variabilité régionale du niveau de la mer	31
4.1. Variabilité du niveau de la mer à la côte	31
4.2. Variabilité interannuelle et long terme du niveau de la mer	32
4.3. Variabilité saisonnière du niveau de la mer	33
4.4. Évènements extrêmes	34
5. Conclusion.....	34

CHAPITRE 2: DONNÉES ET MÉTHODES..... 36

1. Données.....	37
1.1. Les marégraphes.....	37
1.1.1. Les instruments de mesure.....	37
1.1.2. Données marégraphiques le long du littoral Ouest Africain.....	39
1.1.3. Données marégraphiques dans l'estuaire du Wouri.....	39
1.1.4. Données marégraphiques numériques	42
1.2. Altimétrie spatiale	43
1.2.1. Généralités sur l'altimétrie spatiale	43
1.2.2. Problématique de l'altimétrie côtière.....	49
1.3. Modèles et autres types de données	54
1.3.1. Le modèle FES.....	54
1.3.2. Données météorologiques	55
1.3.3. Données de débit.....	55
1.3.4. Mesures in situ	55
1.3.5. Données dérivées de l'altimétrie.....	56
1.4. Synthèse des données utilisées dans cette étude	57
2. Méthodes	61
2.1. Calcul des tendances	61

2.2. Analyse spectrale.....	61
2.3. Analyse harmonique de la hauteur d'eau	62
2.4. Caractérisation de l'asymétrie de la marée.....	62
2.5. Détection des hauteurs extrêmes	63
2.6. Reconstruction et de validation des hauteurs d'eau marégraphiques.....	65
2.6.1. Numérisation des données analogiques	65
2.6.2. Étude des résidus instantanées	69
2.6.3. Cas des marégraphes numériques	70
2.6.4. Méthode du Buddy checking	72

CHAPITRE 3: UN RESEAU DE MAREGRAPHES ALTIMETRIQUES VIRTUELS LE LONG DE LA COTE OUEST-AFRICAINE..... 73

1. Contexte	73
2. Résumé de l'article en français	74
3. Article: Virtual coastal altimetry tide gauges along the West African coast	75

CHAPITRE 4: VARIATIONS DES HAUTEURS DE MER DANS L'ESTUAIRE DU WOURI : CARACTERISTIQUES ET PROCESSUS DYNAMIQUES 86

1. Construction d'un réseau multi-données de mesures de hauteur d'eau	88
1.1. Données utilisées pour l'étude	88
1.2. Comparaison des séries de hauteur d'eau.....	91
1.3. Comparaison des séries de hauteur d'eau sans marée : résidu	95
1.4. Analyse des données de hauteur d'eau après correction	100
2. Composantes des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri	102
2.1. Variations hautes fréquences.....	102
2.1.1. Analyse spectrale	102
2.2. Caractéristiques de la marée sur la zone d'étude	105

2.2.1.	Ondes de marée principales	105
2.2.2.	Différence de la marée entre la période ancienne et la période récente.....	107
2.2.3.	Évolution de la marée du large de l'estuaire vers l'intérieur	109
2.3.	Reconstruction des séries de hauteur de la marée	112
2.4.	Variations des hauteurs d'eau sans la marée (résidu).....	113
2.4.1.	Analyse spectrale	115
2.4.2.	Variations saisonnières et leurs fluctuations interannuelles	117
2.4.3.	Impact des variations de pression atmosphérique.....	119
2.4.4.	Contribution relative de la marée et du baromètre inverse dans les variations de hauteur d'eau	124
2.5.	Autres facteurs de variabilité du niveau de la mer	126
2.5.1.	Impact du débit fluvial	126
2.5.2.	L'effet stérique.....	129

CHAPITRE 5: ÉVENEMENTS EXTREMES DANS L'ESTUAIRE DU WOURI..... 133

1.	Historique des évènements d'inondation dans la ville de Douala.....	135
1.1.	Projet Douala Ville Durable.....	135
1.2.	Construction d'un historique des inondations	136
1.3.	Analyse de l'historique d'inondation	140
2.	Caractérisation des hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri	144
2.1.	Extrêmes des séries de hauteur d'eau totale et du résidu sans marée.....	144
2.2.	Le Skew Surge et les extrêmes de hauteur d'eau	151
3.	Analyses des évènements extrêmes les plus significatifs et communs aux 3 stations marégraphiques sur la période d'analyse.....	155
3.1.	Évènement extrême du 27 au 30 Octobre 2019	158
3.2.	Évènement du 19 au 21 Août 2020	160

CHAPITRE 6: CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES 166

1. Conclusion.....	166
1.1. Un réseau côtier de stations marégraphiques dans le Golfe de Guinée pour compléter les marégraphes.....	167
1.1.1. Comparaison entre les données de niveau d'eau des stations virtuelles et celles des stations marégraphiques pour	167
1.2. Analyse des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri.....	168
1.3. Évènements de hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri	169
1.4. Limites de l'étude.....	170
2. Perspectives.....	172
BIBLIOGRAPHIE.....	I
ANNEXES.....	XIX
A2.1. Amplitudes et phases des 10 principales ondes de marée pour les séries de données récentes et anciennes	XXII
A2.2. Test de sensibilité sur la quantité de données pour une analyse harmonique	XXII
A3.1. Tableau récapitulatif des dates de skew-surge extrêmes et de leur intensité.	XXVIII
TABLE DES MATIERES.....	XXX

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1: Classification des estuaires d'après Cardoso, 2020.....	10
Tableau 2.1: Liste des stations marégraphiques le long des côtes Ouest africaines.....	39
Tableau 2.2: Sources et détails des corrections appliquées aux données altimétriques X-TRACK/ALES	54
Tableau 2.3: Caractéristiques des mesures utilisées dans cette thèse.....	60
Tableau 4.1: Statistiques (corrélation et RMSD) de comparaison entre les séries temporelles de hauteur d'eau altimétriques et marégraphiques (échantillonnage de 9,9156 jours, colonnes 2, 3 et 4) et entre les séries marégraphiques (échantillonnage de 5', colonnes 5, 6 et 7). Les p-value associées aux coefficients de corrélation montrent qu'ils sont tous significatifs. Le nombre de données utilisé pour le calcul des statistiques est indiqué dans le tableau.	92
Tableau 4.2: Statistiques (corrélation et RMSD) de comparaison entre les séries temporelles de hauteur d'eau altimétriques et marégraphiques (échantillonnage de 9,9156 jours, colonnes 2, 3 et 4) et entre les séries marégraphiques entre elles (échantillonnage de 5', colonnes 5, 6 et 7). Les p-value associées aux coefficients de corrélation montrent qu'ils sont tous significatifs. Le nombre de données utilisé pour le calcul des statistiques est indiqué dans le tableau.	95
Tableau 4.3: Statistiques (corrélation et RMSD) de comparaison entre les séries temporelles de résidu altimétriques et marégraphiques (échantillonnage de 9,9156 jours, colonnes 2, 3 et 4) et entre les séries marégraphiques entre elles (échantillonnage de 5', colonnes 5, 6 et 7). Les p-value associées aux coefficients de corrélation montrent qu'ils sont tous significatifs. Le nombre de données utilisé pour le calcul des statistiques est indiqué dans le tableau.	97
Tableau 4.4: Statistiques (corrélation et RMSD) de comparaison entre les séries temporelles de résidu altimétriques et marégraphiques (échantillonnage de 9,9156 jours, colonnes 2, 3 et 4) et entre les séries marégraphiques entre elles (échantillonnage de 5', colonnes 5, 6 et 7) pour la période ancienne. Les p- value associées aux coefficients de corrélation montrent qu'ils sont tous significatifs. Le nombre de données utilisé pour le calcul des statistiques est indiqué dans le tableau.	98
Tableau 4.5: Principales ondes de marée des espèces de marée issues de l'analyse spectrale et leur caractéristiques (nom, période en heure, fréquence en cpd et période d'aliasing en jour	104
Tableau 4.6: Asymétrie tidale aux différentes stations : AM2 / AM4 est l'ampleur de l'asymétrie et 2GM2-GM4 Sens de l'asymétrie sur la période de 2018-2021(A pour amplitude et G pour phase)...	111
Tableau 4.7 : Analyse statistique (maximum, minimum, écart type) du signal de hauteur d'eau totale et de chaque composante de ce signal (Marée, Résidu, Baromètre inverse, Résidu sans baromètre inverse, DAC) pour les différentes stations VS, SM2, SM3 et SM4.	125
Tableau 4.8 : Pourcentage de la contribution relative des composantes de ce signal (Marée, Résidu, Baromètre inverse, Résidu sans baromètre inverse, DAC) pour les différentes stations VS, SM2, SM3	

et SM4	125
Tableau 5.1 : Historique des inondations dans la ville de Douala (tiré du Livrable 1.1.1 A du projet Douala Ville durable)	137
Tableau 5.2: Informations complémentaires sur les inondations recueillies au cours de cette thèse..	140
Tableau 5.3: Dates des valeurs extrêmes TSL communes au NTR (case noire pas de données à cette date, case grise : pas d'extrêmes détecté). Valeurs avec et sans cycle saisonnier (CS)	148
Tableau 5.4: Dates des valeurs extrêmes NTR communes au TSL ainsi que la durée journalière des extrêmes (en vert, les dates communes aux trois stations ; en Jaunes, les dates communes aux stations SM3 et SM4, case noire pas de données à cette date, case grise : pas d'extrêmes détecté). Valeurs avec et sans cycle saisonnier (CS)	149
Tableau 5.5: évènements extrêmes de TSL et caractéristiques des évènements avec et sans cycle saisonnier(cs) (durée journalière, maximum, minimum) ; case noire pas de données à cette date, case grise : pas d'extrême détecté, case noire : pas de données).....	156

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Carte de la zone d'étude, avec les pays d'Afrique de l'Ouest bordant le Golfe de Guinée, et sa bathymétrie. Cette dernière est basée sur une grille mondiale de 15 secondes d'arc obtenue auprès de GEBCO (https://www.gebco.net).....	6
Figure 1.2: carte de l'estuaire du Wouri montrant les trois principaux fleuves drainant la zone (Dibamba, Wouri-Nkam, Mungo), ainsi que la bathymétrie. Cette dernière est celle réalisée par une configuration locale du modèle numérique SYMPHONIE à partir des mesures in situ (Source : Thèse en cours de Willy Dima).....	12
Figure 1.3 : Températures moyennes mensuelles (°C) à Douala (1971-2016) (source : Nlend, 2019).	13
Figure 1.4: Évolution interannuelle des températures (°C) à Douala (1971 à 2016) (source : Nlend, 2019)	14
Figure 1.5: Présentation de quelques activités socio-économiques de l'estuaire du Wouri (A) : Extraction de sable, B) : activités portuaires, C) : Pêche.	16
Figure 1.6: Mangroves (A) et Vestiges de l'Ancienne Prison Coloniale (B) : Symboles des Enjeux Écologiques et Culturels de l'Estuaire du Wouri.	18
Figure 1.7: A) Structure et vitesses moyennes des Alizés au-dessus de l'Atlantique au cours du mois de janvier. On peut remarquer la position sud de l'ITCZ à cette période. B) Structure et vitesses moyennes des Alizés au cours du mois de juin. La position de l'ITC.....	20
Figure 1.8: Rose des vents au niveau de la ville de Douala basée sur 30 ans de simulations horaires de modèles météorologiques (ERA5T) (Source : www.meteoblue.com)	21
Figure 1.9: Climatologie mensuelle des précipitations dans la région de l'estuaire du Wouri entre 1990 à 2023 (dérivées des données TAMSAT : https://research.reading.ac.uk/tamsat/).	22
Figure 1.10: Structure schématique pour l'hiver (à gauche) et l'été (à droite) de la variabilité saisonnière de la circulation dans le Golfe de Guinée (D'après Kolodziejczyk (2008)). Les flèches en trait plein (tiret) représentent les courant de surface (subsurface). EUC : Sous Courant Équatorial ; GC : Courant de Guinée ; GCUC : Sous Courant Congo-Gabonais ; nSEC : branche nord, eSEC : branche équatoriale et cSEC : branche centrale du Courant Équatorial Sud ; SECC : Contre-Courant Équatorial Sud ; SEUC : Sous-Courant Équatorial Sud. Le fond de couleur jaune représente les zones d'Upwelling équatorial et du bord Est dans le Golfe de Guinée (c'est-à-dire les lieux de présence de masses d'eau subtropicales salées). Note : les couleurs des flèches sont indifférentes aux types de courants de surface ou de subsurface (Source : Houndegnonto, 2021)	24
Figure 1.11: (en haut) Variation de la position de la Lune et du Soleil par rapport à la Terre au cours du cycle de révolution de la Lune autour de la Terre (28 jours) (en bas) Variation de la marée associée à ce cycle encore appelée cycle morte-eau-vive-eau caractérisé par deux périodes de fort marnage et deux périodes de faible marnage qui s'alternant. L'âge de la marée traduit le décalage entre le jour de	

l'alignement des astres et le jour de la survenue de l'effet maximal de la somme des forces astronomiques sur le niveau de la mer (Image adaptée du SHOM – Service Hydrologique et Océanographique de la Marine, http://refmar.shom.fr/documents/10227/728329/Formation-Niveau-Mer-Vincent-Donato.pdf).	26
Figure 1.12: Carte mondiale de l'amplitude(m) des marées océaniques (source : Shebalin and Baranov, 2020).....	28
Figure 1.13: Précipitations mensuelles année 2019 (courbe noire) et débits moyens mensuels (période 1948-2004) dans l'estuaire du Wouri (Dai et al., 2009; ORSTOM. France, 1961).	30
Figure 1.14 : Processus contribuant à la variabilité du niveau de la mer sur la côte en fonction de leurs échelles temporelles et spatiales. D'après Woodworth et al., 2019.....	31
Figure 2.1: Quelques outils de mesure de la marée et principe de fonctionnement :1) échelle de marée (les carrés, de couleur rouge ou noire, ont 10 centimètres de côté), 2) marégraphe à flotteur (Simon, 2007), 3) Marégraphe radar.....	38
Figure 2.2: Description schématique des 3 stations marégraphiques de l'estuaire du Wouri	42
Figure 2.3: Historique des satellites altimétriques (source : www.aviso.altimetry.fr)	44
Figure 2.4: Principe de Fonctionnement et corrections à apporter (source : Watson, (2005)).....	45
Figure 2.5: Evolution de la forme d'onde en fonction de la réflexion du signal sur la surface (source : www.aviso.altimetry.fr)	47
Figure 2.6: Forme d'onde radar selon le modèle Brown (source : www.aviso.fr)	48
Figure 2.7: Corrections à appliquées pour estimer le niveau de la mer avec une précision centimétrique	49
Figure 2.8: Schéma de la propagation d'une pulsation radar à l'approche de la côte (haut : vue de profil / bas : vue du dessus) (Gommenginger et al., 2011).....	52
Figure 2.9: Série de hauteur d'eau (m) sur la rivière Wouri-Nkam dérivée des mesures Sentinel 3A .	57
Figure 2.10: Carte régionale des mesures utilisées le long des côtes Ouest africaines : altimétrie et marégraphes (CHAPITRE 3).	58
Figure 2.11: Carte des stations de mesure utilisées dans l'estuaire du Wouri (CHAPITRE 4 et CHAPITRE 5).	59
Figure 2.12: Distribution des percentiles de la hauteur d'eau totale pour les stations marégraphiques SM2, SM3 et SM4.....	64
Figure 2.13: Distribution des percentiles de la hauteur d'eau résiduelle (sans marée) pour les stations marégraphiques SM2, SM3 et SM4	64
Figure 2.14: Résumé des étapes de la numérisation.....	66
Figure 2.15: Exemples de séries temporelles marégraphiques de hauteur d'eau présentant un décalage vertical (a), des pics anormaux (b), un décalage temporel (c).....	67
Figure 2.16: Exemple de correction du décalage vertical (courbe orange) observé dans la série de hauteur d'eau marégraphique initiale (courbe bleue).....	68

Figure 2.17: Séries numériques hauteurs d'eau avec des valeurs erronées	69
Figure 2.18: Exemple de série temporelle du résidu de hauteur d'eau marégraphique instantanée présentant des pics anormaux.....	70
Figure 2.19: Exemple de série temporelle du résidu de hauteur d'eau instantané avec des pics de valeurs suspectes.....	71
Figure 2.20: Exemple de séries temporelles du résidu de hauteur d'eau initiale (en rouge) et après correction par la méthode 4.5σ (en bleu).	71
Figure 4.1: Estuaire du Wouri et stations de mesure.....	89
Figure 4.2: Séries temporelles de hauteur d'eau de la station altimétrique (VS, en haut) et des stations marégraphiques (SM2, SM3 et SM4 sur les 3 panels du bas). Pour les stations marégraphiques, la période ancienne est à gauche et la récente à droite. Moyenne calculée et retirée pour chaque série ancienne et récente individuellement.	91
Figure 4.3: Comparaison des séries temporelles de hauteur d'eau altimétrique (VS en rouge) et marégraphiques (en bleu) aux dates communes de la période récente et pour les 3 stations (SM2, SM3, SM4).....	92
Figure 4.4: Comparaison des séries temporelles de hauteur d'eau altimétrique (VS en rouge) et marégraphiques (en bleu) aux dates communes de la période ancienne et pour les 3 stations (SM2, SM3, SM4).....	94
Figure 4.5: Séries temporelles du résidu au stations SM2, SM3, SM4 en courbe bleue et de la station VS en courbe rouge pour la période de 2018 à 2021.....	96
Figure 4.6: Séries temporelles du résidu au stations SM2, SM3, SM4 en courbe bleue et de la station VS en courbe rouge pour la période ancienne (2002-2011).....	98
Figure 4.7: Séries temporelles du résidu marégraphes (SM2, SM3, SM4) et VS pour la période de 2002-2011 avec la SM2 corrigé du décalage vertical observé en SM2 de 2008-2011	99
Figure 4.8: Séries temporelles de hauteur d'eau totale centrée sur 0 des stations SM2, SM3, SM4 (courbe bleue) et SV (courbe rouge) pour la période ancienne(A) et la période récente(B)	101
Figure 4.9: Densité spectrale de la hauteur d'eau calculée sur les données à 5-minutes des séries marégraphiques récentes (courbe bleu clair) anciennes (courbe orange) des stations SM2, SM3 et SM4. Les zones grisées indiquent les bandes de fréquence dominantes.....	103
Figure 4.10: Amplitudes et phases des 10 principales constituants de marée pour les stations SV, SM2, SM3, SM4 représentées respectivement en rouge, vert, orange et bleu. A) et B) sont les paramètres sur la période récente et C) et D) pour la période ancienne.	106
Figure 4.11: Différences complexes entre les différentes stations marégraphiques et la station virtuelle : couleur bleu clair différence entre SM2-VS, bleu foncé différence entre SM3 et VS, rouge différence entre SM4 et VS pour la période récente (A) et pour la période ancienne(B).....	109
Figure 4.12: différence complexe entre la station virtuelle et le modèle FES 2022, en triangle les marégraphes et la station virtuelle.....	110

Figure 4.13: Marée prédite (marée astronomique) stations SM2, SM3, SM4, VS pour les deux périodes d'étude.....	113
Figure 4.14: Séries temporelles des résidus de hauteur d'eau sans marée des différentes stations marégraphiques et virtuelle sur la période récente (4 premières courbes. En bas on représente l'ensemble de la série de hauteur d'eau virtuelle (sur 2002-2022).	114
Figure 4.15: Densité spectrale du résidu marégraphique pour les stations SM2, SM3 et SM4. Les bandes de fréquence correspondant aux espèces de marée sont indiquées par une bande grisée.....	116
Figure 4.16: Densité spectrale du résidu de la station virtuelle. Les bandes de fréquence dominantes sont indiquées par une bande grisée.....	117
Figure 4.17: Moyenne mensuelle du signal de résidu pour chaque année et Cycle saisonnier des différents marégraphes et de la station virtuelle sur la période de 2018-2021	118
Figure 4.18: Pression atmosphérique (vert) et Baromètre inverse(bleu) pour la station in situ à l'intérieur du continent et la station des données de réanalyse ERA.....	119
Figure 4.19: Spectre de densité du Baromètre inverse issu de la station in situ (bleu foncé) et de la station ERA (bleu claire).....	121
Figure 4.20: Séries résiduelles avec (courbe bleue) et sans le baromètre inverse (courbe orange) pour les stations SM2, SM3 et SM4.....	122
Figure 4.21: Cycle saisonnier du baromètre inverse	123
Figure 4.22: Cycle saisonnier du baromètre inverse (courbe marron) Vs Cycle saisonnier de résidu des stations SV (rouge), SM2 (bleu clair), SM3 (vert), SM4 (bleu foncé) sur la période de 2018-2021 ..	124
Figure 4.23: Séries temporelles des débits mensuels GRDC (courbe vert foncé) et ALTI (courbe vert citron)	126
Figure 4.24: Comparaison du signal saisonnier du débit altimétrique (Courbe Verte citron) et celui du débit ancien GRDC (courbe vert foncé).....	127
Figure 4.25: Cycle saisonnier du débit altimétrique du fleuve Wouri-Nkam (Courbe vert citron) et Cycle saisonnier NTR pour toutes les stations VS, SM2, SM3, SM4 sur la période de 2018-2021.	128
Figure 4.26 : Comparaison des cycles saisonniers de la température de surface de la mer et des résidus de hauteur d'eau marégraphiques (a) ainsi que des cycles saisonniers du flux net de chaleur et des résidus de hauteur d'eau marégraphiques (b). La comparaison est faite pour les stations SV, SM2, SM3, SM4.	129
Figure 5.1: Nombre d'inondations par année d'après le livrable Douala Ville durable et les médias locaux 1990 à 2022.....	141
Figure 5.2: Répartition par mois des événements recensés sur la période 1990-2022	141
Figure 5.3: Moyenne mensuelle des précipitations de 2000 à 2022 à Douala (source : infoclimat.fr)	142
Figure 5.4: Répartition par mois des événements recensés sur la période 1990- 2018 (Bruckmann et al., 2019).....	143
Figure 5.5: Répartition par mois des événements recensés sur la période 1990- 2018 (Bruckmann et al.,	

2019).....	143
Figure 5.6 : Séries temporelles du niveau d'eau total (TSL) avec le cycle saisonnier(a) et sans le cycle saisonnier(b) à 5-minutes, indiquant le seuil des hauteurs extrêmes (ligne noire en pointillé) et les enregistrements ayant dépassé ce seuil (ronds rouges). En noir, les dates où des extrêmes communs ont été observés aux stations SM3 et SM4. En vert, date commune aux trois stations.	146
Figure 5.7 : Séries temporelles du résidu (NTR) avec le cycle saisonnier (a) et sans le cycle saisonnier (b) à 5-minutes, indiquant le seuil des hauteurs extrêmes (ligne noire en pointillé) et les enregistrements ayant dépassé ce seuil (ronds rouges). En noir, les dates où des extrêmes communs ont été observés aux stations SM3 et SM4. En vert, date commune aux trois stations.	147
Figure 5.8: Définition du Skew Surge et du résidu (extraite de Feng et al.,2021)	152
Figure 5.9: hauteur maximale observée(bleu) et la hauteur maximale prédite(rose) et la différence entre les deux appelées skew surge (courbe verte) pour les stations SM2, SM3, SM4.....	153
Figure 5.10: Séries temporelles de Skew surge et valeurs extrêmes avec (a) et sans cycle saisonnier(b) pour les 3 stations (étoile noire : extrêmes communs aux stations SM3 et SM4, étoile bleue : extrêmes communs aux stations SM2, SM3, SM4).....	154
Figure 5.11: En haut) Hauteurs d'eau totale (bleu) et marée prédite (rouge) du 27 au 30 Octobre 2019 aux stations SM2, SM3 et SM4. En bas) Hauteurs des résidus sur la même période. Les triangles marrons représentent les valeurs extrêmes, les ronds noirs représentent le skew surge et en étoile rouge les extrêmes de skew-surge.....	158
Figure 5.12: En haut) Hauteurs d'eau totale (bleu) et marée prédite (rouge) sans cycle saisonnier du 27 au 29 Octobre 2020 aux stations SM2, SM3 et SM4. En bas) Hauteurs des résidus sur la même période. Les triangles marrons représentent les valeurs extrêmes, les ronds noirs représentent le skew surge et en étoile rouge les extrêmes de skew-surge.	160
Figure 5.13: En haut) Hauteurs d'eau totale (bleu) et marée prédite (rouge) du 19 au 21 Août 2020 aux stations SM3 et SM4. En bas) Hauteurs des résidus sur la même période. Les triangles marrons représentent les valeurs extrêmes, les ronds noirs représentent le skew surge et en étoile rouge les extrêmes de skew-surge.....	161
Figure 5.14: En haut) Hauteurs d'eau totale (bleu) et marée prédite (rouge) sans cycle du 19 au 21 Août 2020 aux stations SM3 et SM4. En bas) Hauteurs des résidus sur la même période. Les triangles marrons représentent les valeurs extrêmes, les ronds noirs représentent le skew surge et en étoile rouge les extrêmes de skew-surge.....	162
Figure 5.15: Estuaire du Wouri avec les différentes stations de mesure. Cercle rouge zone : du projet Douala vile durable et des informations historiques	165

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les zones côtières sont des zones de transition entre la terre et la mer, où la terre, l'océan et l'atmosphère interagissent. Ces zones sont des régions géographiques essentielles, abritant près de 10 % de la population mondiale. Ce chiffre devrait significativement augmenter à l'avenir (Athanasίου et al., 2024; Neumann et al., 2015). Bien qu'elles ne couvrent qu'environ 18% de la surface de la terre, ces zones génèrent 25% de la productivité primaire mondiale et un tiers de la valeur économique des services marins (Costanza et al., 1997; Ramkumar et al., 2019). Cela démontre leur importance économique et écologique, en faisant des écosystèmes parmi les plus précieux de la planète.

Interface dynamique entre la terre et la mer, ces régions sont exposées à des processus environnementaux divers (vagues, marées, courants, vents, apports fluviaux, ...) et à des pressions socio-économiques intenses (urbanisation, industrialisation), tous en perpétuelle évolution et intégrant différentes échelles spatio-temporelles. Elles sont de plus en plus exposées aux effets du changement climatique, notamment l'élévation du niveau de la mer et l'intensification des phénomènes météorologiques extrêmes. L'élévation du niveau de la mer devrait entraîner une submersion permanente des zones côtières de faible altitude, des inondations épisodiques plus graves et plus fréquentes, un recul du littoral, une perte de zones humides et une dégradation de l'eau douce due à l'intrusion d'eau salée (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2023; Masson-Delmotte et al., 2021). Les projections du cinquième rapport d'évaluation du GIEC estiment ainsi que le niveau moyen de la mer pourrait augmenter de 26 à 55 centimètres selon un scénario climatique modéré (RCP2.6) et de 45 à 82 centimètres dans un scénario plus sévère (RCP8.5) d'ici la fin du 21^e siècle. Toutefois, ces estimations pourraient sous-évaluer l'élévation réelle, qui pourrait atteindre jusqu'à 2,5 mètres en raison d'un possible effondrement de la calotte glaciaire antarctique (Masson-Delmotte et al., 2021; Phipps et al., 2020). Les zones côtières du Golfe de Guinée, de faible altitude, sont particulièrement vulnérables à l'élévation du niveau de la mer. La menace est d'autant plus préoccupante que de nombreuses capitales régionales ainsi que de véritables mégalo-poles sont implantées le long de ces littoraux, telles que Lagos, Abidjan, Douala et Accra. Les projections démographiques pour ces villes côtières révèlent une croissance considérable de leur population dans les décennies à venir (United Nations, 2019). Ces régions littorales abritent non seulement de fortes concentrations humaines, mais aussi une grande partie des activités économiques de ces pays.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Par exemple, les zones côtières du Nigeria regroupent 85% de l'industrie nationale et rassemblent plus de 200 millions d'habitants (United Nations World Population Prospects, 2022 in Hauser et al., 2023). De même, environ 75% des entreprises industrielles ghanéennes sont implantées sur le littoral (Feizel, 2014). La ville de Douala, quant à elle, contribue à hauteur de 60% au PIB du Cameroun et abrite 70% des industries du pays (Essombè Edimo, 2005; MINDHU, 2012). Face à cette double menace d'élévation du niveau des océans et d'urbanisation galopante des zones côtières, il est crucial de suivre attentivement l'évolution du niveau marin sur ces littoraux. La surveillance et l'étude approfondie de ces espaces fragiles nécessitent la mise en place de nombreux dispositifs d'observation et de mesure. Cela constitue un enjeu majeur pour anticiper les impacts potentiels du changement climatique et mettre en place des stratégies d'adaptation adéquates pour protéger les populations et les écosystèmes côtiers. Malheureusement, les côtes Ouest-africaines font face aujourd'hui à un manque criant de dispositifs d'observation et de mesures in situ, à cause des contraintes budgétaires, des défis logistiques et du manque de ressources humaines qualifiées.

Dans ce contexte, les observations spatiales constituent une alternative précieuse. Notamment, les données d'altimétrie spatiale, avec près de 30 ans d'observations quasi-globales et continues du niveau de la mer, offrent une solution prometteuse pour combler le manque de données in situ dans les zones côtières d'Afrique en général, et du Golfe de Guinée en particulier. Bien que l'utilisation de ces données dans les régions océaniques côtières ait été historiquement limitée par des défis techniques, les récentes avancées dans le traitement des données altimétriques et les progrès des technologies radar (SAR et interférométrie SAR) permettent de dériver des données exploitables à quelques kilomètres de la terre. Désormais, on peut donc envisager d'utiliser les mesures altimétriques pour observer les variations du niveau marin côtier dans le Golfe de Guinée.

Cette thèse vise à explorer le potentiel des progrès les plus récents en altimétrie spatiale pour étudier les variations du niveau de la mer dans le Golfe de Guinée et les facteurs contribuant à ces variations. Elle vise également à explorer la complémentarité avec les jeux de données in-situ existants pour optimiser les informations que l'on peut en dériver dans l'espace et le temps. Un objectif est aussi de constituer un cas d'étude pour d'autres régions côtières souffrant de la même problématique de manque de réseau de données in-situ.

Après une analyse régionale à l'échelle du Golfe de Guinée, un focus sera fait sur l'estuaire du Wouri.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les variations du niveau marin seront étudiées différentes échelles spatio-temporelles (d'un site marégraphique à l'estuaire et d'un événement à l'évolution pluriannuelle) dans le but de mieux comprendre les variations temporelles et contribuer à la gestion des risques dans la zone.

Pour atteindre nos objectifs, l'approche choisie est essentiellement basée sur les observations spatiales et in-situ disponibles la zone d'étude. Des sorties de modèles accessibles en ligne sont utilisées en complément d'information pour l'analyse des signaux observés. Les travaux décrits dans ce manuscrit se veulent, dans la mesure du possible, exportables sur d'autres zones d'études. Nous avons ainsi notamment développé et utilisé un réseau de mesures de hauteur d'eau constitué de stations marégraphiques et de stations altimétriques virtuelles.

Plus spécifiquement, les objectifs de cette thèse sont de :

- Développer et valider un réseau côtier de stations virtuelles basées sur l'altimétrie spatiale pour observer les variations du niveau marin dans le Golfe de Guinée, analyser la marée et les tendances à long terme du niveau de la mer.
- Étudier les variations de hauteur d'eau dans l'estuaire du Wouri ainsi que les processus qui les expliquent à partir de données marégraphiques et du réseau de stations virtuelles développé.
- Étudier de manière exploratoire les événements extrêmes de hauteur d'eau dans l'estuaire du Wouri et leur possible lien avec les cas d'inondation répertoriés de la ville de Douala.

Ce manuscrit est composé de six chapitres. Le chapitre 1 est une partie introductive qui présente la zone d'étude dans sa globalité, les enjeux associés au niveau de la mer et à ses variations. Le chapitre 2 est consacré à la description de l'ensemble des jeux de données ainsi que les différentes méthodes utilisées. Le chapitre 3 présente l'utilisation du produit altimétrique X-TRACK/ALES pour créer un réseau de stations virtuelles permettant d'étudier les marées et les tendances à long terme du niveau de la mer le long des côtes ouest-africaines. Le chapitre 4 se concentre sur les variations de hauteur d'eau dans l'estuaire du Wouri, en identifiant les facteurs qui influencent ces variations à des échelles horaires, saisonnières et interannuelles. Le chapitre 5 présente une étude des niveaux d'eaux marins extrêmes observés sur la zone et leur lien potentiel avec les événements d'inondation répertoriés. Le chapitre 6 conclut cette étude et propose quelques perspectives.

CHAPITRE 1: PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE ET GÉNÉRALITÉS

SOMMAIRE

CHAPITRE 1: PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE ET GÉNÉRALITÉS 4

1. Présentation générale du Golfe de Guinée et importance de sa zone côtière pour l'Afrique de l'Ouest.	5
1.1. Situation géographique et caractéristiques physiques.....	5
1.2. Enjeux de la zone d'étude	6
2. Présentation de l'estuaire du Wouri	8
2.1. Généralités sur les estuaires	8
2.2. Estuaire du Wouri	11
2.2.1. Situation géographique et caractéristiques géomorphologiques.....	11
2.2.2. Climat local et son évolution.....	13
2.2.3. Enjeux de la zone.....	14
3. La dynamique océanique dans le Golfe de Guinée	19
3.1. Le forçage atmosphérique.....	19
3.1.1. Les vents.....	19
3.1.2. Les précipitations.....	21
3.2. Les courants	23
3.3. La marée.....	24
3.3.1. Généralités.....	24
3.3.2. La marée dans le Golfe de Guinée et focus sur l'estuaire du Wouri	26
3.4. Houle et vague	28
3.5. Facteur hydrologique : le débit des rivières	29
4. Variabilité régionale du niveau de la mer	31
4.1. Variabilité du niveau de la mer à la côte.....	31
4.2. Variabilité interannuelle et long terme du niveau de la mer	32
4.3. Variabilité saisonnière du niveau de la mer	33
4.4. Événements extrêmes.....	34
5. Conclusion.....	34

1. Présentation générale du Golfe de Guinée et importance de sa zone côtière pour l'Afrique de l'Ouest.

1.1. Situation géographique et caractéristiques physiques

Le Golfe de Guinée (GoG) se situe dans l'Océan Atlantique, au large des lignes côtières de l'Afrique de l'Ouest et de l'Afrique centrale. Il englobe les eaux territoriales environnantes de cette partie de l'Afrique. L'organisation hydrographique internationale définit le GoG comme « une ligne passant au sud-est du cape Palmas ou cap des Palmes ($4^{\circ} 21' 55''$ N, $7^{\circ} 43' 43''$ O), au Libéria et aboutissant au cap Lopez ($0^{\circ} 37' 12''$ S, $8^{\circ} 42' 42''$ E), au Gabon », en passant par la baie du Biafra (Nigéria et Cameroun). Mais à l'heure actuelle, le GoG a une dimension plus politique que géographique, ce qui a conduit à l'extension de ses frontières au-delà du Ghana, en Afrique de l'Ouest, jusqu'au Gabon en Afrique Centrale. Par exemple, le Comité consultatif permanent des Nations Unies chargé des questions de sécurité en Afrique Centrale (UNSAC) y englobe tous les pays côtiers de l'Afrique Occidentale allant de l'Angola à la Côte d'Ivoire, et compte parmi ses membres : l'Angola, la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo, le Bénin, le Nigeria, le Cameroun, la Guinée Equatoriale, le Gabon, Sao Tomé-et-Principe, la République Démocratique du Congo et la République du Congo. Dans une définition encore plus large (ORSTM, 1975), le GoG s'étend du courant des Canaries, situé vers 20° N (Cap Blanc), jusqu'à la dérive de Benguela, vers 15° S (Cap Frio), couvrant ainsi l'ensemble des côtes ouest-africaines. Dans notre étude, le GoG sera défini comme la zone allant de Nouakchott en Mauritanie à Pointe noire dans la République.

Sa zone côtière, généralement de faible altitude, est composée de plages de sable, de côtes rocheuses, de zones vaseuses, de lagunes et de deltas, tels que ceux du Niger et de la Volta, et d'estuaires, comme l'estuaire du Wouri au Cameroun, l'estuaire du Gabon, et l'estuaire de la Cross River au Nigéria. Les mangroves y sont également prédominantes, en particulier le long des côtes du Gabon, de la Guinée Equatoriale, du Cameroun et du Nigéria. Le GoG comprend également plusieurs îles, dont Bioko, Annobón, Sao Tomé, et Principe. Ce golfe s'étend sur environ 6 000 km, avec un plateau continental généralement étroit. La bathymétrie de la zone d'étude (Figure 1.1) se compose de plusieurs reliefs distincts. Elle commence par un plateau continental d'une profondeur d'environ 0 à 500 m, avec une largeur inférieure à 500 m. Il est suivi par un talus continental, où la profondeur varie entre environ 500 et 3 500 m, sur une largeur d'environ 100 à 200 km. Ensuite, on trouve des plaines abyssales qui descendent à plus de 5 000 m de profondeur.

Un chapelet d'îles et monts sous-marins sont aussi présents dans cette zone, selon une direction nord-est sud-ouest.

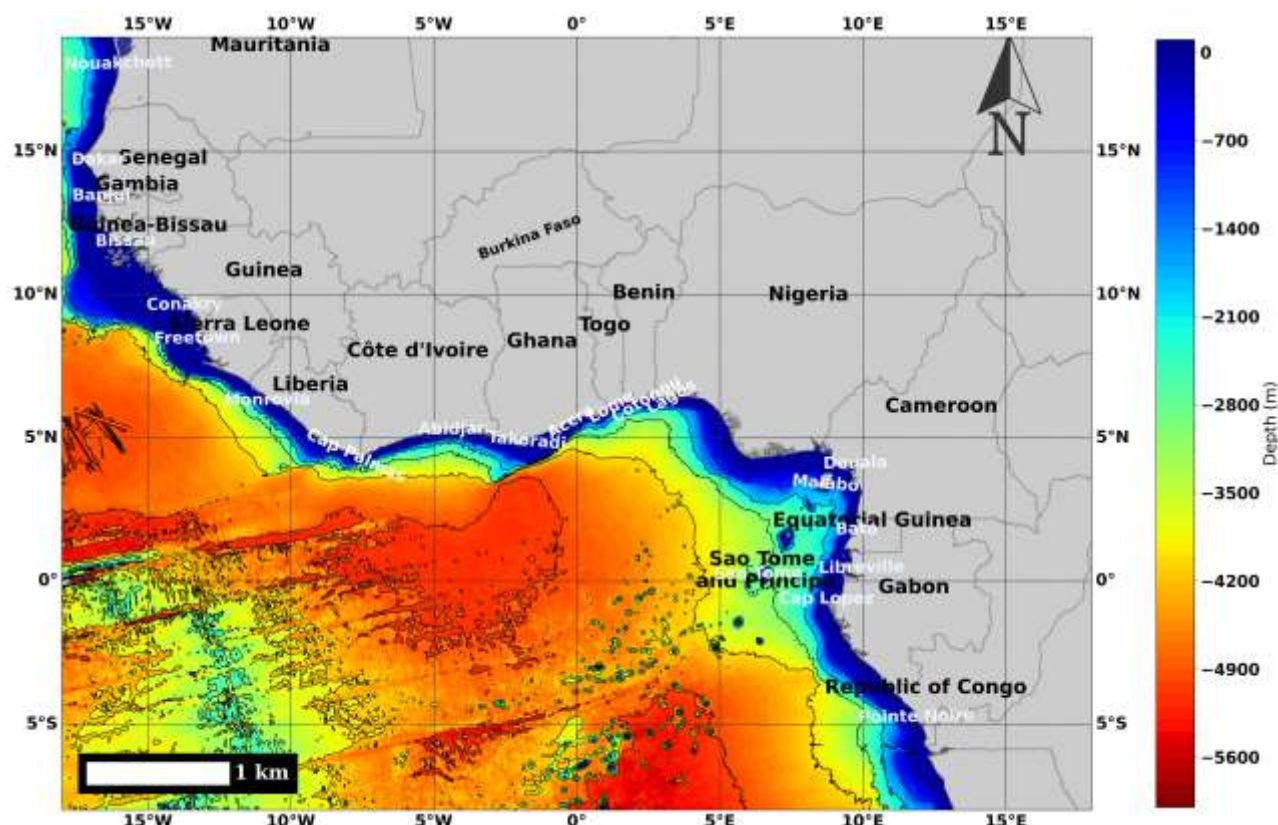


Figure 1.1: Carte de la zone d'étude, avec les pays d'Afrique de l'Ouest bordant le Golfe de Guinée, et sa bathymétrie. Cette dernière est basée sur une grille mondiale de 15 secondes d'arc obtenue auprès de GEBCO (<https://www.gebco.net>).

1.2. Enjeux de la zone d'étude

Enjeux sociaux-économiques

La région côtière du GoG est densément peuplée et abrite d'importantes métropoles telles que Lagos (>15 millions d'habitants), Abidjan (>6 millions d'habitants), Douala et Accra (environ 5 millions d'habitants chacune). Les projections démographiques pour ces villes indiquent une augmentation significative de la population dans les décennies à venir (United Nations, 2019). Par ailleurs, des pays comme le Nigeria, le Bénin, la Côte d'Ivoire et le Sénégal devraient figurer parmi les 25 zones côtières de basse altitude les plus peuplées au monde d'ici 2060 (Neumann et al., 2015). En plus de la forte densité démographique, les activités économiques sont également concentrées sur le littoral. Par exemple, les zones côtières du Nigeria abritent 85 % de l'industrie et plus de 200 millions de personnes tandis que les zones côtières du Ghana hébergent environ 75 % de ses entreprises industrielles (Feizel, 2014; Hauser et al., 2023; Teatini et al., 2023).

Le Golfe de Guinée est également un centre névralgique du commerce maritime, abritant plusieurs ports majeurs tels que ceux d'Abidjan, Accra, Lomé et Lagos. Ces ports sont essentiels à l'économie régionale, en facilitant le commerce et en contribuant à plus de la moitié du PIB des pays riverains (Giardino et al., 2018). La région est riche en ressources naturelles, avec des réserves de pétrole et de gaz significatives, ainsi que des forêts tropicales vitales pour l'écosystème mondial. Elle est aussi l'une des zones de pêche les plus productives, représentant environ 4 % de la production mondiale de poisson (Morcos, 2021).

Cependant, l'urbanisation rapide et le développement économique intensif posent des défis environnementaux majeurs, notamment une vulnérabilité accrue face aux effets du changement climatique, tels que l'élévation du niveau de la mer et l'affaissement des sols (Teatini et al., 2023). Des études récentes révèlent une érosion côtière accélérée et des inondations fréquentes dans plusieurs des villes côtières du GoG, exacerbées par les effets du changement climatique (Alves et al., 2020; Aman et al., 2019; Anthony et al., 2019; Brempong et al., 2023; Ondo, 2018). La Banque mondiale estime que les dommages causés par l'érosion, les inondations et la pollution s'élèvent à 3.8 milliards de dollars par an. Sans adaptation, ces coûts pourraient atteindre entre 65 et 86.5 milliards de dollars d'ici 2050 dans 12 grandes villes côtières africaines (Trisos CH et al., 2023).

Les activités humaines provoquent également une pollution qui conduit à l'eutrophisation et à l'appauvrissement en oxygène des systèmes lagunaires, surtout autour des centres urbains, ce qui affecte la reproduction des poissons et augmente les maladies d'origine hydrique (Abubakar, 2007; Scheren et al., 2002). De plus, une étude de Giardino et al. (2018) montre que les principaux ports de l'Afrique de l'Ouest contribuent de manière significative à l'érosion côtière, avec une perte annuelle d'environ 30 hectares d'ici 2100 en tenant compte également de l'élévation du niveau de la mer.

Enjeux écologiques

Le GoG est une région écologiquement cruciale en raison de sa biodiversité marine et côtière unique, de ses écosystèmes riches, et des services écosystémiques qu'il offre. Les mangroves, principalement situées dans les deltas, les estuaires et les lagunes côtières, jouent un rôle essentiel en tant que zones de pouponnière pour les poissons. Elles séquestrent également le carbone, piègent les sédiments et protègent les côtes contre l'érosion. En 2020, elles couvraient sur la zone d'étude environ 12 956.4 km², soit 8.8 % de la superficie mondiale des mangroves (Ekperusi and Suarez, 2024).

Mais ces écosystèmes sont aujourd'hui gravement menacés par le changement climatique et activités anthropiques, qui modifient la température, la salinité, l'acidification, et d'autres propriétés de l'eau de mer, impactant négativement l'ensemble de la biodiversité marine et des services écosystémiques les zones côtières vulnérables du GoG. Les activités humaines, comme l'extraction pétrolière et gazière, la déforestation, et les modifications des cours d'eau, exacerbent la destruction des mangroves, réduisant leur couverture de 33 % depuis 1970, avec une prévision de diminution supplémentaire de 4,2 % d'ici 2070 et une submersion possible de 26,3 % des mangroves d'ici 2060 en cas de forte élévation du niveau de la mer (Ekperusi and Suarez, 2024).

Les îles volcaniques du GoG, telles que Príncipe, São Tomé et Annobón, abritent également une biodiversité unique avec de nombreuses espèces endémiques. Cela s'explique par leur isolement géographique (Moreira da Costa et al., 2022). Cependant, elles sont également vulnérables aux effets du changement climatique, qui pourrait modifier la répartition des espèces et entraîner des pertes significatives en biodiversité, notamment dans les forêts nuageuses et les récifs coralliens (Van Dyke and Lamb, 2020).

Ces enjeux écologiques soulignent les défis auxquels sont confrontés les écosystèmes marins et côtiers du golfe de Guinée et, plus largement, ceux d'Afrique. La protection et la gestion durable de ces écosystèmes sont essentielles pour préserver la biodiversité et assurer la vie des millions de personnes qui dépendent de ces ressources naturelles.

2. Présentation de l'estuaire du Wouri

2.1. Généralités sur les estuaires

Les estuaires, qui s'étendent sur plus de 400 000 km le long des côtes mondiales (Dürr et al., 2011), constituent des environnements dynamiques jouant un rôle crucial en tant que zones de transition entre la mer, les rivières et les systèmes terrestres. Définis généralement comme une étendue d'eau côtière semi-fermée reliée à la mer de façon permanente ou périodique, ces écosystèmes se distinguent par une salinité différente de celle de l'océan ouvert adjacent en raison des apports d'eau douce (Kowalewska-Kalkowska and Marks, 2014., Cameron and Pritchard (1963). Ils abritent également un biote caractéristique (Whitfield and Elliott, 2011). En outre, ces eaux de transition incluent les lagunes et les rias, et sont souvent classifiées de manière spécifique pour décrire les particularités de chaque système (Potter et al., 2010; Whitfield and Elliott, 2011).

Compte tenu de leur position géographique stratégique, les estuaires sont des points névralgiques pour diverses activités humaines. Ils sont notamment essentiels pour le développement urbain, industriel et récréatif. De plus, ces zones sont privilégiées pour la construction d'infrastructures portuaires, qui jouent un rôle déterminant dans l'économie mondiale. En témoignent les 22 des 32 plus grandes villes du monde situées à proximité d'un estuaire (Kennish, 2019; Lonsdale et al., 2022). Il convient de noter que cette importance socio-économique des estuaires se manifeste de manière marquée dans le Golfe de Guinée. En effet, de nombreuses métropoles telles que Lagos, Abidjan, Port-Gentil, Lomé, Cotonou, Libreville, Conakry, Freetown et Douala, ont prospéré grâce à leur localisation autour d'estuaires. Ces villes portuaires ont non seulement bénéficié des avantages économiques et logistiques offerts par ces écosystèmes, mais ces derniers ont aussi profondément influencé leur identité culturelle et (Cardoso, 2020).

Pour mieux appréhender la complexité de ces écosystèmes, une classification des estuaires selon divers critères a été développée. Ces critères incluent la dynamique hydrique, l'origine géologique, la structure verticale de la salinité, les processus de mélange, ainsi que l'amplitude des marées, comme résumé dans le Tableau 1.1 (Cardoso, 2020). Cette diversité de classifications est essentielle non seulement pour comprendre ces environnements, mais aussi pour élaborer des stratégies de gestion et de protection adaptées à chaque estuaire.

Cependant, les estuaires, malgré leur importance, sont de plus en plus menacés à l'échelle mondiale. L'industrialisation et l'urbanisation galopantes exercent une pression considérable sur ces écosystèmes, entraînant pollution, perte d'habitats et surexploitation des ressources. Par ailleurs, les effets du changement climatique, en particulier l'élévation du niveau de la mer (SLR), y représentent une menace majeure. Cette élévation provoque déjà des inondations, l'érosion des côtes, et la dégradation des infrastructures côtières (Alves et al., 2020; Brempont et al., 2023; Defeo and Elliott, 2021; Haigh et al., 2016). De plus, la SLR induit des changements hydrodynamiques dans les estuaires, modifiant la taille et la répartition des zones humides intertidales, qui sont essentielles à la préservation de la biodiversité (Giardino et al., 2018; Schuerch et al., 2018).

Tableau 1.1: Classification des estuaires d'après Cardoso, 2020

Critère de classification	Types d'estuaire
Géologie (Elliott and McLusky, 2002; Kowalewska-Kalkowska and Marks, 2014)	Fjords : chenaux profonds et allongés, aux flancs abrupts, reliés à la mer par des seuils peu profonds Estuaires de plaines côtières : très peu profonds, en forme d'entonnoir, de plusieurs kilomètres de large et remplis de sédiments, ce qui conduit à la présence de marais salants et de vasières ; le tronçon du fleuve d'eau douce (sous l'influence des marées) au-dessus de la limite supérieure de l'intrusion du sel d'origine marine. Rias: chenaux profonds et étroits avec une forte influence marine formées par l'élévation du niveau de la mer, Estuaires barrés : estuaires peu profonds séparés de la mer par des flèches de sables ou des îles barrières ; vallées fluviales noyées avec le dépôt sédimentaire qui se poursuit avec l'élévation du niveau de la mer. Estuaires complexes : vallées fluviales noyées d'origine complexe, généralement une combinaison de glaciation, d'érosion fluviale et d'élévation du niveau de la mer. Les estuaires créés par l'activité tectonique sont également inclus dans cette catégorie Baies (embayments) : grandes zones naturelles formées entre des promontoires rocheux qui se remplissent de sédiments mous.
Structure verticale de la salinité et processus de mélange (Valle-Levinson, 2010)	Estuaires à coin salé ou hautement stratifiés : dominés par le débit fluvial : l'eau douce, moins dense, s'écoule au-dessus de l'eau de mer (plus dense), formant une couche horizontale nette entre les deux (pycnocline) Estuaires fortement stratifiés (ou de type fjord) : similaires au précédent, mais en raison de la présence d'un seuil à l'embouchure du fleuve, l'afflux d'eau de mer est moindre. Estuaires partiellement stratifiés : dominés par les flux de marée et un débit fluvial faible à modéré. Ils sont caractérisés par une pycnocline faible de la surface au fond. Dans ce type d'estuaire, il y a un mélange continu entre les deux couches d'eau Estuaires bien mélangés (homogènes) : forts flux de marée et faibles débits fluviaux. Les profils de salinité moyens sont presque uniformes et les flux sont unidirectionnels avec la profondeur

Amplitude des marées (Elliott and McLusky, 2002; Hayes, 1975)	Microtidal : si l'amplitude des marées est inférieure à 2 m ; il présente des zones intertidales limitées Mésotidal : amplitude des marées de 2 à 4 m, caractérisé par des zones intertidales considérables, généralement couvertes par une végétation typique, telle que <i>Spartina</i> sp. Macrotidal : amplitude des marées de 4 à 6 m. Hypertidal : amplitude des marées supérieure à 6 m. Dans les estuaires macrotidaux et hypertidaux, l'existence de vasières nues sans grandes plantes est plus typique.
Dynamique et du bilan des eaux (Elliott and McLusky, 2002)	Estuaire positif : le degré d'évaporation en surface est inférieur au volume d'eau douce. Ainsi, l'eau douce sortante flotte au-dessus de l'eau salée et se mélange progressivement et verticalement du fond vers le haut. Ce type est typique des systèmes tempérés. Estuaire négatif (ou inverse): le degré d'évaporation en surface est supérieur au volume d'eau douce, de sorte que la salinité en surface a tendance à être plus élevée et l'eau douce s'enfonce. Il est typique des environnements tropicaux. Estuaire neutre : le degré d'évaporation est égal au volume d'eau douce et dans ce cas, un régime de salinité statique se produit. Ce type d'estuaire est assez rare.

2.2. Estuaire du Wouri

L'estuaire du Wouri, principal estuaire du Cameroun, n'échappe pas aux problématiques décrites ci-dessus. Classé comme estuaire mésotidal à coin (Din et al., 2008; Ellison and Zouh, 2012), il est soumis à de fortes pressions anthropiques telles que le dragage du chenal pour le Port Autonome de Douala, l'extraction de sable, la destruction de la mangrove et l'érosion côtière (Fossi Fotsi et al., 2019; Mbevo Fendoung et al., 2021; Nourdi et al., 2021). Ces activités, couplées à l'élévation du niveau de la mer, perturbent profondément l'hydrodynamique de l'estuaire, compromettant ainsi la biodiversité et l'intégrité écologique de cet écosystème fragile.

2.2.1. Situation géographique et caractéristiques géomorphologiques

Limité au Sud par la pointe de Souellaba, et au Nord par le Cap Cameroun, l'estuaire du Wouri, d'une superficie d'environ 1 200 Km², constitue une vaste zone humide de 30 km de long, ouverte sur l'Océan Atlantique. Situé à 4°0'1" de latitude Nord et 9°37'15" de longitude Est, il fait partie intégrante du bassin versant du Wouri qui s'étale sur environ 11 700 km².

Il présente une morphologie assez complexe et ramifiée (Figure 1.2) composée d'un réseau de criques dont les plus notables sont la crique de kwakwa, du docteur, de Mbongo, de Youpwe. Il est caractérisé par un secteur amont, situé entre 22 et 33 km de l'embouchure, en forme d'entonnoir comprenant un chenal étroit avec des profondeurs inférieures à 6 m. Un secteur médian situé entre 11 et 21 km de l'embouchure, en forme d'étoile laissant apparaître au Nord-Ouest l'île de Mouandjo et au Sud-Est l'île de Manoka. Un secteur aval au niveau de l'embouchure de forme évasée correspondant à un chenal large avec des profondeurs supérieures à 10 m, de sorte que la partie externe est remaniée par la houle.

L'estuaire du Wouri est caractérisé par une très faible altitude (Onguene et al., 2014), les reliefs excèdent rarement 3 m, les interstices sont occupés de part et d'autre par une grande forêt de palétuviers composée de Rhizophoras pouvant atteindre 40 m de hauteur et d'Avicennias qui colonisent les espaces intertidaux des terrains de sédimentation fine (Din et al., 2008; Ellison and Zouh, 2012).

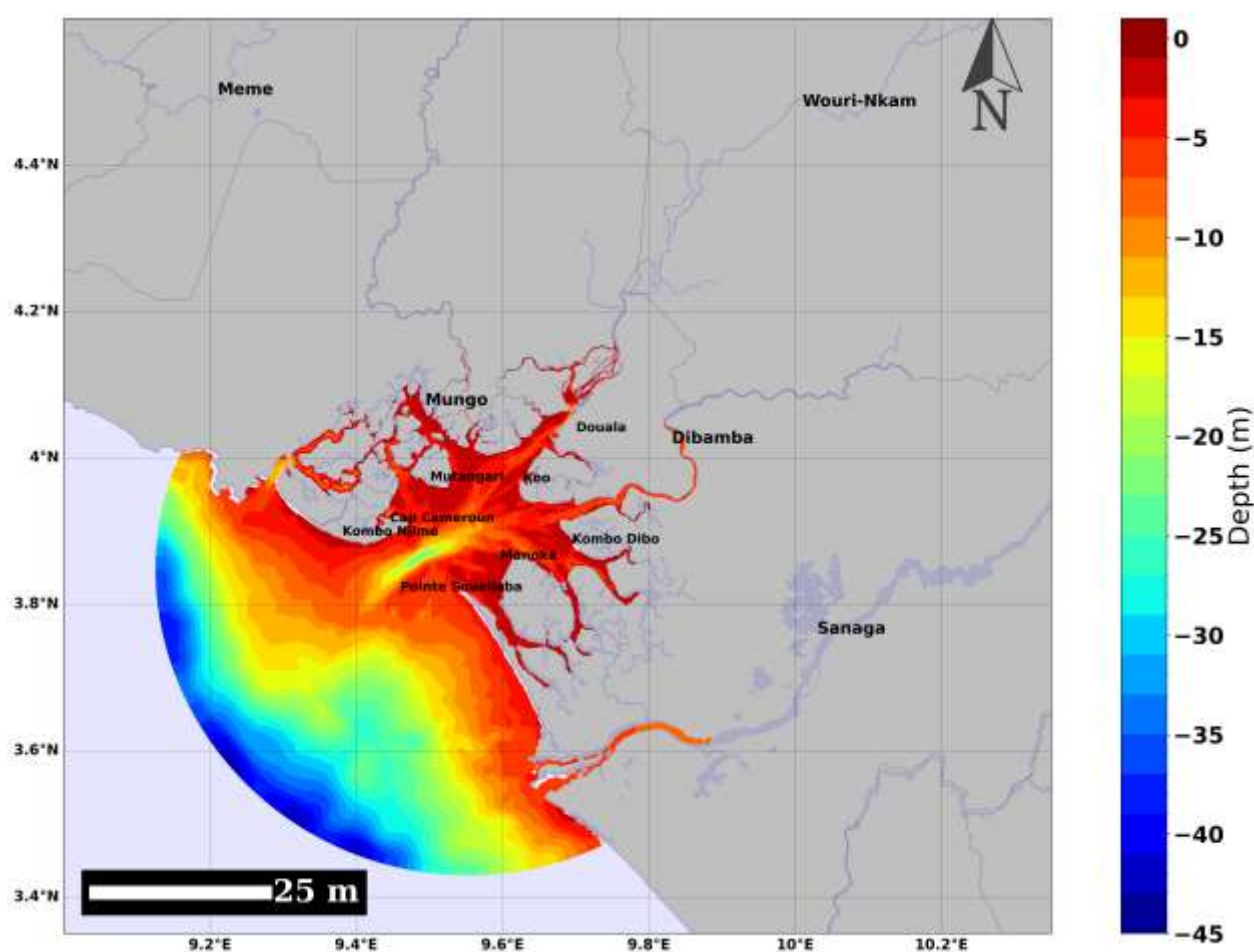


Figure 1.2: carte de l'estuaire du Wouri montrant les trois principaux fleuves drainant la zone (Dibamba, Wouri-Nkam, Mungo), ainsi que la bathymétrie. Cette dernière est celle réalisée par une configuration locale du modèle numérique SYMPHONIE à partir des mesures in situ (Source : Thèse en cours de Willy Dima).

2.2.2. Climat local et son évolution

L'estuaire du Wouri est soumis à un climat équatorial particulier dit camerounais (Din et al., 2008; Olivry, 1986), avec une longue saison des pluies de mars à novembre (94 % des précipitations) et une courte saison sèche de décembre à février (Din et al., 2008; Olivry, 1974). La spécificité du climat local est liée à des températures de la surface de la mer qui restent suffisamment élevées pendant l'été dans le golfe du Biafra favorisant la convection atmosphérique ; la forme concave de la côte camerounaise à cet endroit, perpendiculaire aux vents de mousson de sud-ouest et l'influence du mont Cameroun.

Au niveau de Douala, située à l'intérieur de l'estuaire du Wouri, la température de l'air présente une répartition mensuelle représentée sur la Figure 1.3. Sur une période de 44 ans, la température moyenne annuelle s'établit à 27°C, avec une variabilité relativement faible au cours de l'année. Les températures minimales sont généralement enregistrées en août, avec une moyenne de 25.4°C, tandis que les températures maximales atteignent 28.6°C en février (Nlend, 2019). Ajouté à ce cycle climatologique plutôt stable à l'échelle interannuelle, entre 1971 et 2016, on a observé une légère augmentation des températures atmosphériques moyennes annuelles correspondant à environ +0,02°C/an (Figure 1.4).

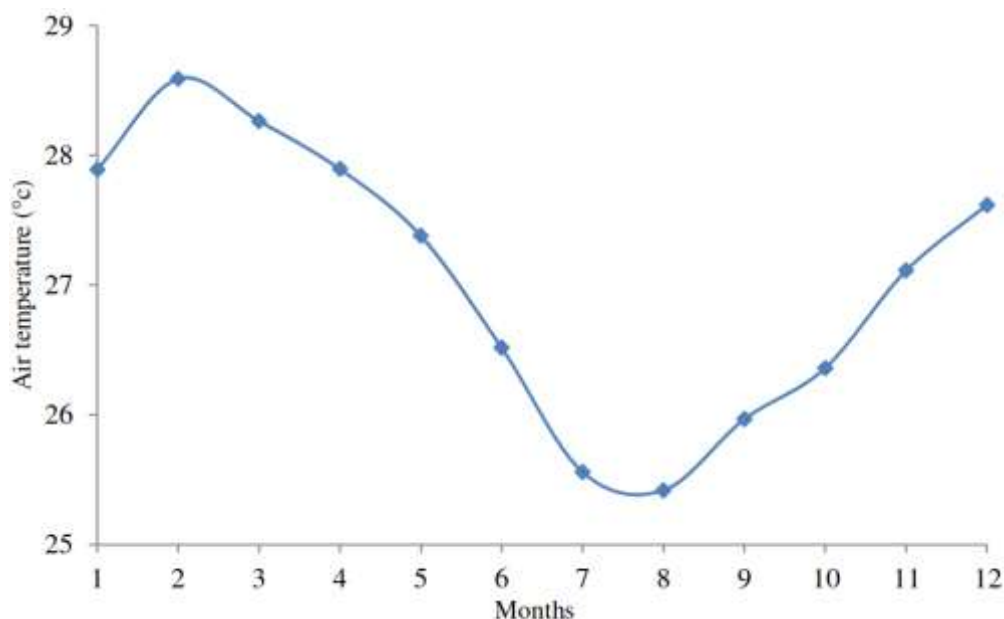


Figure 1.3 : Températures moyennes mensuelles (°C) à Douala (1971-2016) (source : Nlend, 2019)

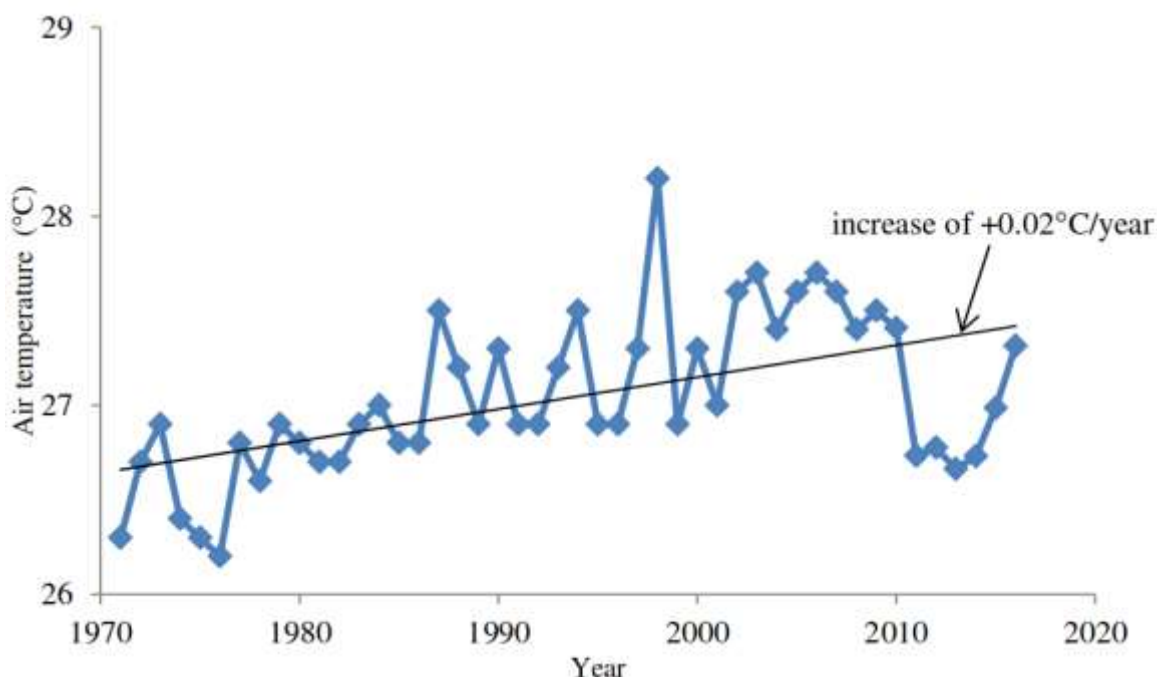


Figure 1.4: Évolution interannuelle des températures (°C) à Douala (1971 à 2016) (source : Nlend, 2019)

2.2.3. Enjeux de la zone

Enjeux socio-économiques

L'estuaire du Wouri qui abrite la plus grande ville économique du Cameroun, Douala, poumon économique de l'Afrique centrale, a connu une croissance démographique spectaculaire depuis 1976, passant de 458 426 à près de 3 049 034 habitants en 2018, selon les projections de l'Institut National de la Statistique du Cameroun. Cette évolution fulgurante, avec un taux de croissance annuel moyen de 4.7%, souligne une grande dynamique démographique (INS, 2019).

Au cœur de cet estuaire se trouve le Port Autonome de Douala (PAD), le plus grand port du Cameroun et l'un des principaux d'Afrique centrale. Ce port est un pilier de l'économie nationale, traitant la majorité des importations et exportations du pays (Ndongo et al., 2015). Outre le PAD, qui brasse l'essentiel des échanges commerciaux du pays, il regorge d'autres secteurs économiques dynamiques et prometteurs, essentiels pour la croissance et le développement de la région. Nous avons tout d'abord la Zone Industrielle de Bassa (ZIBA). Située à proximité du port, la ZIBA est un centre industriel majeur, regroupant environ 160 entreprises dans les secteurs agroalimentaire, chimique, et métallurgique. Ces industries représentent 47% des activités industrielles de Douala et contribuent à 25% de la production industrielle de la ville, tout en générant de nombreux emplois.

Cependant, elles posent des défis environnementaux en déversant leurs déchets dans les cours d'eau et les mangroves, entraînant une pollution significative. Nous comptons ensuite l'exploitation du sable, importante dans la mangrove et autour des grandes agglomérations. Les carrières de sable sont répandues autour de l'estuaire, notamment à Bonabéri, Youpwe, Akwa Nord et Modeka. À Youpwe, environ 4 tonnes de sable sont extraites quotidiennement de manière artisanale. Bien qu'il soit difficile de déterminer le nombre exact de carrières dans la région de Douala, on estime que les principaux sites d'extraction, tels que la Baie de Modeka, Youpwe, Bonabéri et Akwa Nord, produisent plus de 100 camions de sable par jour (environ 300 m³). Une grande partie de ce sable est exportée vers la Guinée Équatoriale pour des projets de construction, tout comme les perches de palétuviers exportées au Nigeria. Cependant, cette activité menace l'écosystème en contribuant à la destruction de la mangrove du Wouri, ce qui aggrave l'érosion côtière et diminue la protection naturelle contre les inondations.

La pêche, une activité économique traditionnelle de l'estuaire, est principalement pratiquée autour des îles de Manoka, Cap Cameroun, et Youpwe, qui abritent le principal centre de pêche et le plus grand marché de poisson de la région, où un débarcadère est prévu. Ces zones, principales sources d'approvisionnement en poisson pour la ville de Douala, sont riches en tilapias, sardines, huîtres, crevettes, et crabes. Selon Waffo, (2009), environ 50 000 tonnes de poisson, dont le bossu, le bar, le mullet, le machoiron, et surtout le "bounga" (*Ethmalosa dorsalis*), sont pêchées chaque année dans les mangroves. Cette activité est cruciale pour l'économie locale et la sécurité alimentaire, générant des revenus pour les pêcheurs et les commerçants. Toutefois, elle participe à la destruction des mangroves. Les pratiques de pêche sont non conventionnelles, telles que l'utilisation d'engins non réglementés, de produits chimiques, et le non-respect du repos biologique, et ont entraîné une raréfaction des espèces de poisson dans l'estuaire du Wouri au fil des années (Lembe, 2014).

Enfin, le tourisme, bien que moins développé que dans d'autres régions du Cameroun, présente un potentiel indéniable. La richesse naturelle de l'estuaire, avec ses mangroves, ses îles et sa faune diversifiée, ainsi que son patrimoine culturel, notamment l'île de Manoka avec ses vestiges coloniaux et son campement de pêcheurs, offrent des attraits uniques pour les visiteurs.



Figure 1.5: Présentation de quelques activités socio-économiques de l'estuaire du Wouri (A) : Extraction de sable, B) : activités portuaires, C) : Pêche.

Enjeux écologiques et culturels

L'estuaire du Wouri, véritable joyau naturel du Cameroun, est un écosystème complexe et dynamique qui abrite plusieurs îles. Chacune d'elles joue un rôle essentiel dans la richesse écologique, historique et socio-culturelle de la région. Parmi ces îles, celles de Manoka et de Cap Cameroun sont les plus peuplées.

L'île de Manoka, s'étendant sur environ 10 031 hectares, abrite une population d'environ 3 371 habitants, dont 10 % sont des Camerounais et 90 % des étrangers originaires d'Afrique de l'Ouest (Fongnzossie et al., 2022). Cette île se distingue par sa richesse écologique, avec 65 % de sa superficie couverte de mangroves (*Rhizophora racemosa*, *Avicennia germinans*) et 25 % de forêts côtières. En effet, elle constitue un véritable sanctuaire pour la biodiversité. Il est important de noter que 55 % de la superficie de l'île est intégrée au parc national de Douala-Edéa, ce qui renforce la protection de ces écosystèmes fragiles.

La faune de l'île est également riche et variée, comprenant des singes, des crocodiles, des oiseaux rares et des reptiles. La pêche, principale activité économique de l'île, joue un rôle crucial dans la subsistance de ses habitants. Par ailleurs, Manoka possède un fort potentiel touristique grâce à ses plages de sable blanc et ses eaux cristallines, attirant ainsi les visiteurs. Sur le plan historique et culturel, l'île de Manoka est imprégnée d'histoire, comme en témoignent les vestiges de la prison coloniale allemande et les campements traditionnels des pêcheurs de Cap Cameroun. Ces lieux de mémoire sont des éléments clés de l'identité culturelle de l'île.

Cependant, avec l'augmentation de la population et l'exploitation accrue du bois de mangrove, de vastes parties de l'île ont été progressivement transformées en zones d'habitation. Cette conversion des zones de mangrove à d'autres usages du sol a pour conséquence la réduction de leur potentiel d'atténuation aux conséquences du changement climatique et du SLR. Elle expose les zones peuplées aux risques d'érosion côtière, d'inondation et de diminution des moyens de subsistance. L'île est ainsi de plus en plus vulnérable, subissant depuis plusieurs années une dégradation et une déforestation généralisées qui se traduisent par une diminution de la surface forestière. Par exemple, entre 1986 et 2018, la surface des mangroves a diminué de 4 %, principalement en raison de la récolte de bois de chauffe pour répondre aux besoins de la population (Tatuebu Tagne et al., 2022). De plus, entre 1975 et 2017, l'île a fait également face à un recul moyen de son trait de côte de ± 3 m/an (Fongnzossie et al., 2022).

L'île de Cap Cameroun, située à l'extrémité sud-ouest de l'estuaire du Wouri, présente une situation similaire. Baignée par l'océan Atlantique à l'ouest et le fleuve Wouri à l'est, elle couvre une superficie d'environ 20.78 hectares. En 2005, l'île abritait une population de 1 877 habitants répartis en 455 ménages, dont la majorité était constituée de communautés de pêcheurs originaires du Nigeria, représentant plus de 80 % de la population (Houndegnonto, 2021) (BUCREP, 2005). Cette population a sans doute augmenté au fil des années. L'île de Cap Cameroun est aussi une zone de pêche très active. Cependant, l'exploitation intense du bois de mangrove pour le fumage du poisson, la construction de logements, ainsi que pour le bois d'œuvre et de chauffe a eu des conséquences écologiques importantes. La croissance démographique sur l'île de Cap Cameroun a exacerbé l'érosion côtière, en grande partie due à la destruction des mangroves. Entre 1986 et 2016, la superficie des terres émergées a considérablement diminué, passant de 46 299.26 hectares à 37 286.01 hectares, soit une perte totale de 9 013.25 hectares en 30 ans, ce qui équivaut à une perte annuelle estimée à 300.44 hectares (Mbevo Fendoung, 2019). Avec un taux d'érosion d'environ 6.05 ± 1.43 m/an sur la période de 1948 à 2020, Cap Cameroun est d'ailleurs la zone côtière la plus menacée de la région (Nourdi et al., 2021).



Figure 1.6: Mangroves (A) et Vestiges de l'Ancienne Prison Coloniale (B) : Symboles des Enjeux Écologiques et Culturels de l'Estuaire du Wouri.

En conclusion, l'estuaire du Wouri joue un rôle majeur sur le plan socio-économique, écologique et culturel pour une population nombreuse. Il subit une forte pression anthropique qui entraîne des modifications significatives de l'environnement et une forte érosion côtière. Les conséquences du changement climatique, et notamment de l'élévation du niveau de la mer, qui ne feront qu'exacerber les problématiques locales, y nécessitent une attention urgente. Cela passe par une compréhension des processus qui contribuent à la variabilité locale du niveau marin.

3. La dynamique océanique dans le Golfe de Guinée

3.1. Le forçage atmosphérique

3.1.1. Les vents

La région du GoG est balayée par un système de vents tropicaux à deux composantes principales que sont les Alizés : vent du Nord-Est dans l'hémisphère Nord et vent du Sud-Est dans l'hémisphère Sud. Les alizés du Sud-Est sont les plus intenses en été boréal tandis qu'en hiver boréal, les alizés du Nord-Est atteignent leur amplitude maximale. La zone de convergence de ces alizés et du flux d'humidité atmosphérique définit la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ : « Inter-Tropical Convergence Zone ») encore connue sous la dénomination de l'équateur météorologique. La variabilité saisonnière de ces régimes de vents module le positionnement de l'ITCZ (voir Figure 1.7). Lorsque le vent au nord de l'équateur se renforce en été boréal, il transporte l'air humide équatorial vers le nord, générant ainsi des précipitations au sein de l'ITCZ : ce qui correspond à la mousson de l'Afrique de l'Ouest (migration saisonnière des précipitations de l'équateur vers les régions du Sahel) (Caniaux et al., 2011). Ces vents agissent sur la couche superficielle de l'océan par une force de friction qui représente la source de processus turbulents dans les couches superficielles de l'océan, modifiant ainsi les courants de surface (courants d'Ekman). Dans le GoG, la dynamique de l'ITCZ influence la pression atmosphérique, ce qui a un impact sur le régime hydroclimatique des écosystèmes de la région (Kone et al., 2022).

Les variations saisonnières de la température de surface de la mer (SST), marquées par l'alternance de fronts chauds et froids, ainsi que les déplacements saisonniers de l'ITCZ vers le nord et le sud, modifient les propriétés thermodynamiques à l'interface entre l'air, la mer et le continent. Ces changements créent des conditions propices à la convection atmosphérique le long des côtes du Golfe de Guinée, renforçant ainsi la mousson ouest-africaine sur le continent (Leduc-Leballeur et al., 2013). L'air chaud et humide associé au mouvement ascendant de l'ITCZ libère de l'énergie, ce qui génère des précipitations abondantes (voir plus loin) en raison de l'intense activité convective atmosphérique (Peter, 2007).

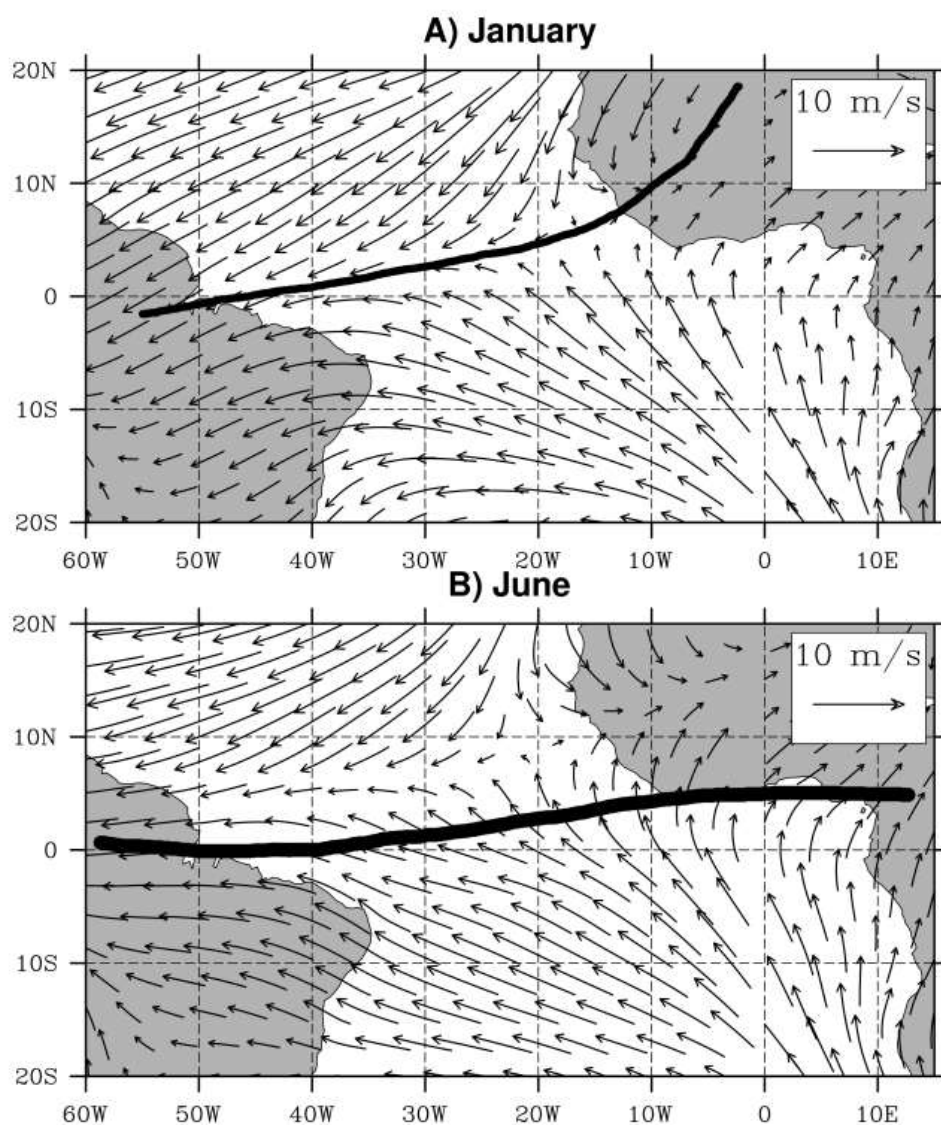


Figure 1.7: A) Structure et vitesses moyennes des Alizés au-dessus de l'Atlantique au cours du mois de janvier. On peut remarquer la position sud de l'ITCZ à cette période. B) Structure et vitesses moyennes des Alizés au cours du mois de juin. La position de l'ITC

Alors que les régimes de vents et les variations de l'ITCZ influencent l'ensemble du Golfe de Guinée, ces effets se manifestent de manière particulière dans des zones plus localisées, telles que l'estuaire du Wouri. Les vents dominants très réguliers dans l'estuaire du Wouri viennent du Sud-Ouest (océan), résultent de la déviation des alizés au passage de l'équateur. La vitesse moyenne mensuelle de ces vents dominants varie entre 0.8m/s et 3.5 m/s avec un pic principal au mois d'Août et un pic secondaire au mois de Mars(Mas'ud et al., 2017). En général, ces vents soufflent du sud-ouest au nord-est (Figure 1.8), atteignant parfois des vitesses entre 5 et 14 m/s une ou deux fois par mois (Afa, 1985).

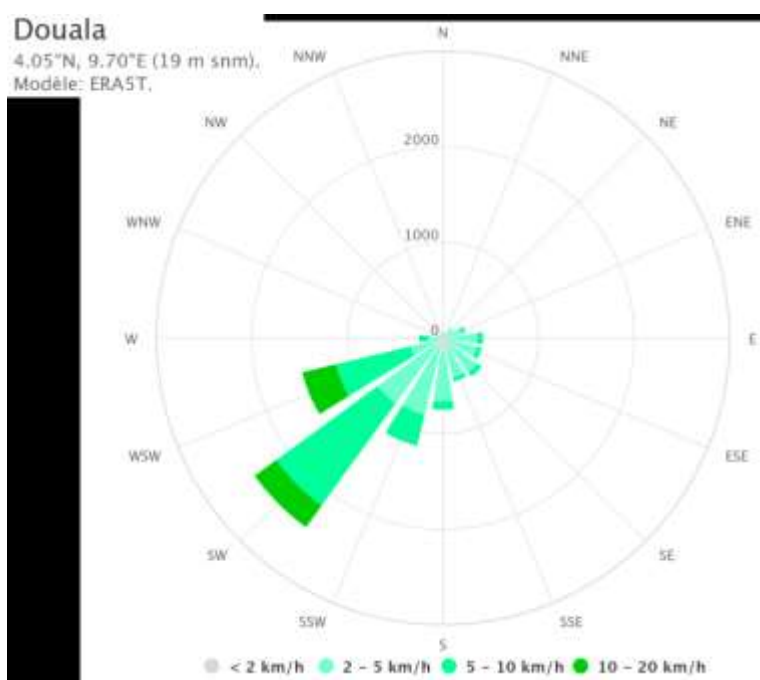


Figure 1.8: Rose des vents au niveau de la ville de Douala basée sur 30 ans de simulations horaires de modèles météorologiques (ERA5T) (Source : www.meteoblue.com)

3.1.2. Les précipitations

Les fortes précipitations qui traversent la partie ouest et la partie centrale-sud de l'Afrique sont principalement dues à la l'ITCZ. Le golfe de Guinée, région la plus humide d'Afrique de l'Ouest, enregistre une pluviométrie annuelle moyenne d'environ 1500 mm sur la période de 1981 à 2014 (Adeline Bichet and Arona Diedhiou, 2018). Cependant, elles ne sont pas réparties uniformément tout au long de l'année. Elles sont fortement influencées par la mousson ouest-africaine, qui provoque deux principales saisons des pluies. La première se déroule d'avril à juin (AMJ) lorsque la mousson se déplace vers le nord, tandis que la deuxième saison a lieu de septembre à novembre (SON) lorsque la mousson redescend vers le sud. Les données historiques révèlent une importante variabilité interannuelle et décennale des précipitations au cours du 20^e siècle, avec des périodes de sécheresse suivies de périodes plus humides.

Les recherches menées par Ideki and Lupo (2023) offrent une analyse détaillée des précipitations de 1971 à 2022. Ces travaux ont permis de les classer en différentes périodes climatologiques (DJF, MAM, JJA, SON), mettant en lumière que les périodes JJA et SON contribuent à 80 % des précipitations totales dans les zones côtières du GoG. Ils montrent également que la température de surface de la mer influence la variabilité des précipitations dans certaines zones du GoG (Ideki and Lupo, 2023).

Dans l'estuaire du Wouri, le régime des précipitations (Figure 1.9) est caractérisé par une petite saison de pluie entre mars et juin, une grande saison de pluie avec des pluies abondantes entre juin et octobre, et une quasi-absence de précipitations entre décembre et février.

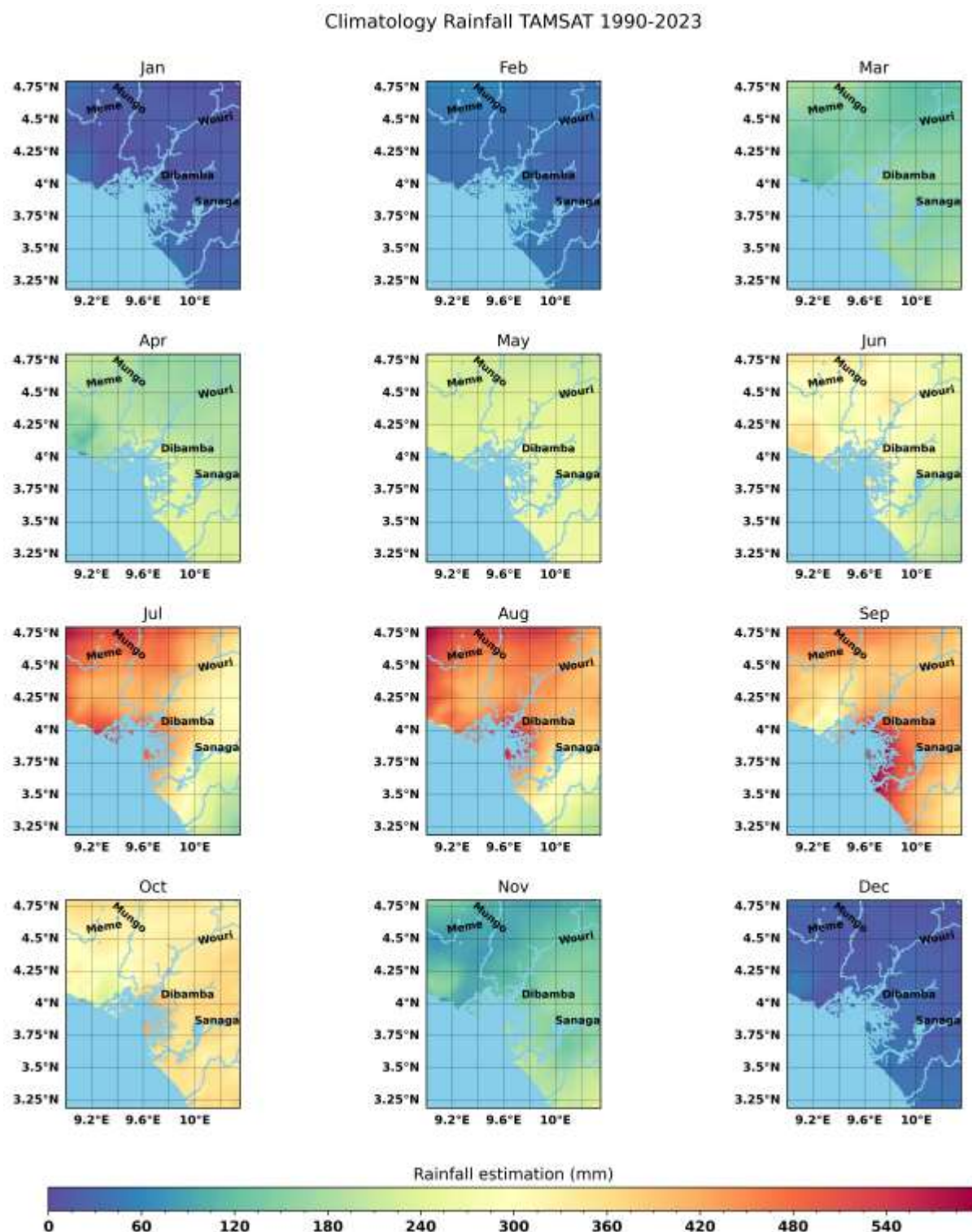


Figure 1.9: Climatologie mensuelle des précipitations dans la région de l'estuaire du Wouri entre 1990 à 2023 (dérivées des données TAMSAT : <https://research.reading.ac.uk/tamsat/>).

3.2. Les courants

La circulation superficielle dans le Golfe de Guinée est structurée par plusieurs courants zonaux (Figure 1.10) forcés à la fois à l'échelle régionale et à grande échelle. La dynamique des couches de surface est principalement gouvernée par le Courant Sud Équatorial (SEC : « South Equatorial Current »), qui s'écoule d'est en ouest tout au long de l'année. Ce courant s'intensifie au printemps et en été boréal en raison du renforcement des alizés de sud-est. Le SEC est divisé en quatre branches principales :

- nSEC : la branche nord, située au nord de l'équateur,
- eSEC : la branche équatoriale, proche de l'équateur au sud,
- cSEC : la branche centrale, située au nord de 5°S,
- sSEC : la branche sud, couvrant la zone sud-ouest du Golfe de Guinée sous 10°S.

Le SEC est alimenté principalement par le courant de Benguela, qui provient du sud-est de l'Atlantique, le long des côtes de la Namibie et de l'Angola. La composante sud du SEC présente une faible variabilité saisonnière (Stammer et al., 2013). Cependant, les branches équatoriales du SEC montrent une variabilité saisonnière semi-annuelle marquée à l'est de 5°W dans le Golfe de Guinée (Richardson and McKee, 1984). Entre les branches eSEC et sSEC, le contre-courant sud équatorial (SECC : « South Equatorial Counter Current ») s'écoule d'ouest en est. Au nord du Golfe de Guinée, au-dessus du nSEC, se trouve le courant de Guinée (GC : « Guinea Current »), un courant permanent, principalement zonal, qui s'écoule d'ouest en est. Le GC est alimenté par le contre-courant équatorial nord (NECC : « North Equatorial Counter Current ») et atteint sa vitesse maximale en été boréal en raison de la rétroflexion saisonnière au bord ouest, au nord-est du Brésil (Bourles et al., 1999; Richardson and Philander, 1987). En hiver boréal, le GC montre un renversement vers l'ouest dans le fond du Golfe de Guinée, probablement lié à l'affaiblissement du NECC (Bakun, 1978; Richardson and Philander, 1987). La circulation de subsurface dans le Golfe de Guinée est principalement contrôlée par le Sous-Courant Équatorial (EUC), centré sur l'équateur et se déplaçant vers l'est. Situé au niveau de la thermocline superficielle, l'EUC joue un rôle essentiel dans l'équilibre des masses d'eau subtropicales de surface (Bourlès et al., 2008).

Il est alimenté par les eaux chaudes et salées provenant des régions subtropicales, via la rétroflexion du Courant Nord Brésilien, à l'ouest du bassin de l'Atlantique tropical (Hénin and Hisard, 1987; Peterson and Stramma, 1991). Plus en profondeur (en dessous de 100 m), on observe deux veines de Sous-Courants Équatoriaux Nord et Sud (SEUC et NEUC) qui semblent s'écarter progressivement de l'équateur à l'approche de la côte africaine (Figure 1.10). Le SEUC contribue également à l'alimentation du gyre d'Angola en recirculation vers le sud (Gordon and Bosley, 1991).

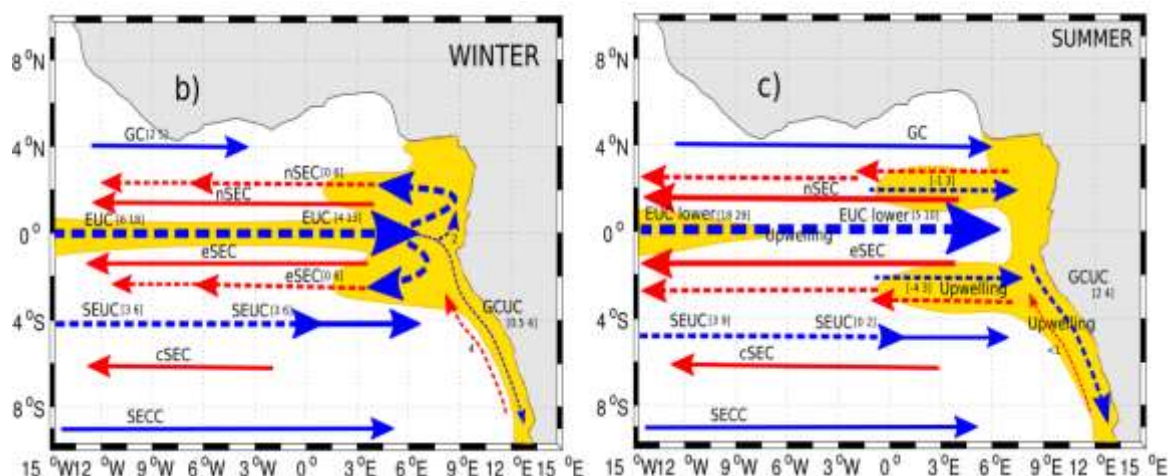


Figure 1.10: Structure schématique pour l'hiver (à gauche) et l'été (à droite) de la variabilité saisonnière de la circulation dans le Golfe de Guinée (D'après Kolodziejczyk (2008)). Les flèches en trait plein (tiret) représentent les courant de surface (subsurface). EUC : Sous Courant Équatorial ; GC : Courant de Guinée ; GCUC : Sous Courant Congo-Gabonais ; nSEC : branche nord, eSEC : branche équatoriale et cSEC : branche centrale du Courant Équatorial Sud ; SECC : Contre-Courant Équatorial Sud ; SEUC : Sous-Courant Équatorial Sud. Le fond de couleur jaune représente les zones d'Upwelling équatorial et du bord Est dans le Golfe de Guinée (c'est-à-dire les lieux de présence de masses d'eau subtropicales salées). Note : les couleurs des flèches sont indifférentes aux types de courants de surface ou de subsurface (Source : Houndegnonto, 2021)

3.3. La marée

3.3.1. Généralités

Les marées océaniques sont des phénomènes complexes résultant principalement de l'attraction gravitationnelle de la Lune et, dans une moindre mesure, du Soleil. Cette attraction provoque des variations périodiques du niveau de la mer, communément observées sous forme de marées hautes (pleine mer) et de marées basses (basse mer) (Figure 1.11). L'amplitude entre ces deux niveaux est appelée marnage. La description du phénomène de marée a nettement évolué au fur et à mesure que des observations précises du niveau de la mer devenaient disponibles.

Après une première approche statique par Newton (1687), la théorie dynamique, proposée Cartwright (1988) est à la base de tous les développements ultérieurs (Pouvreau, 2008).

Il existe quatre principaux types de marées : diurnes, semi-diurnes, semi-diurnes à inégalité diurne et mixtes.

Les marées diurnes et semi-diurnes sont les plus courantes, tandis que les marées mixtes se produisent lorsque la déclinaison de la Lune est maximale, entraînant une seule pleine mer et une seule basse mer par jour.

Ces variations sont influencées par la position relative de la Terre, de la Lune et du Soleil, ainsi que par la configuration géographique des côtes et des fonds marins (Cartwright, 1988). Les forces combinées de la Lune et du Soleil créent des marées de vive-eau et de morte-eau. Les marées de vive-eau surviennent lorsque la Lune, le Soleil et la Terre sont alignés, entraînant des marées plus fortes en période de nouvelle lune et de pleine lune. À l'inverse, les marées de morte-eau se produisent lorsque ces trois corps célestes forment un angle droit, résultant en des marées plus faibles lors des premier et derniers quartiers de Lune (Cartwright, 2000) (Figure 1.11). La marée observée en un point est le résultat de la superposition de toutes les ondes élémentaires provenant de tous les points des océans, chacune ayant rencontré des conditions de propagation différentes (Nicolle, 2006). L'analyse harmonique des variations du niveau de la mer aux fréquences des ondes élémentaires permet donc de prédire les marées astronomiques et de comprendre les composantes radiationnelles (Foreman et al., 1993) Cette méthode, initiée par Charles Darwin en 1883, reste fondamentale pour les études océanographiques contemporaines. Des recherches récentes ont affiné la compréhension des marées, notamment en utilisant des données satellitaires et des modèles numériques pour mieux saisir les interactions complexes entre les forces astronomiques et les caractéristiques locales des océans (Egbert and Ray, 2000).

L'évolution des études sur les marées a été profondément influencée par les progrès réalisés dans les instruments de mesure du niveau de la mer. Les premières mesures étaient effectuées à l'aide d'échelles de marée, offrant une lecture visuelle directe. L'invention du marégraphe à flotteur en 1831 a marqué le début des mesures automatiques continues (Cartwright, 1988). Ces dispositifs ont ensuite été remplacés par des marégraphes à capteur de pression et radar, qui ont amélioré la précision et la fiabilité des mesures (Gill, 1982; Commission, 2006)). Plus récemment, l'altimétrie satellitaire a transformé la collecte de données en offrant une couverture globale avec une précision de quelques centimètres (Chelton et al., 2001).

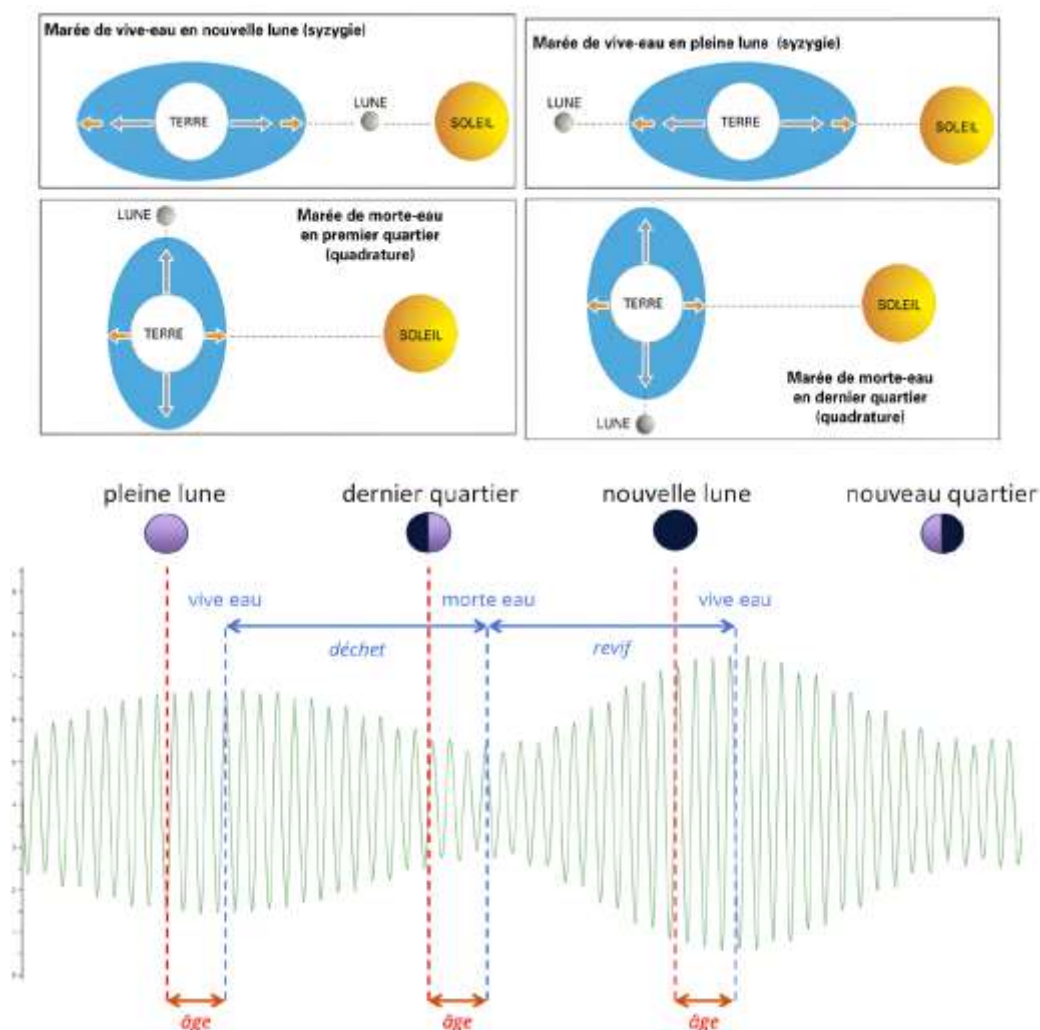


Figure 1.11: (en haut) Variation de la position de la Lune et du Soleil par rapport à la Terre au cours du cycle de révolution de la Lune autour de la Terre (28 jours) (en bas) Variation de la marée associée à ce cycle encore appelée cycle morte-eau-vive-eau caractérisé par deux périodes de fort marnage et deux périodes de faible marnage qui s'alternent. L'âge de la marée traduit le décalage entre le jour de l'alignement des astres et le jour de la survenue de l'effet maximal de la somme des forces astronomiques sur le niveau de la mer (Image adaptée du SHOM – Service Hydrologique et Océanographique de la Marine, <http://refmar.shom.fr/documents/10227/728329/Formation-Niveau-Mer-Vincent-Donato.pdf>).

3.3.2. La marée dans le Golfe de Guinée et focus sur l'estuaire du Wouri

Dans le GoG, le régime des marées est principalement semi-diurne, c'est-à-dire caractérisé par deux marées hautes et deux marées basses par jour, comme le confirment les études menées dans différentes zones (Allersma and Tilmans, 1993; Almar et al., 2015; Fossi Fotsi et al., 2023). L'amplitude des marées y est généralement modérée, oscillant globalement entre 1 et 2 mètres avec l'onde M2 comme onde principale (Figure 1.12). Elle varie significativement spatialement, influencée par plusieurs facteurs, notamment la proximité de l'équateur, la configuration du littoral, et la bathymétrie locale (Allersma and Tilmans, 1993; Anthony and Blivi, 1999).

Notamment, l'estuaire du Wouri enregistre des amplitudes de marée légèrement plus élevées en raison de sa configuration géométrique particulière (Onguene et al., 2014). Comme dans d'autres estuaires, l'amplitude des marées y résulte de l'équilibre entre deux phénomènes principaux: d'une part, l'amplification des ondes de marée, qui est provoquée par le transfert d'énergie des eaux profondes vers les eaux peu profondes et des sections larges vers les sections plus étroites (Jalón-Rojas et al., 2018; Wu et al., 2020); d'autre part, l'amortissement dû à la dissipation de l'énergie par le frottement du fond et l'écoulement fluvial (Friedrichs and Aubrey, 1994; Guo et al., 2015; Savenije et al., 2008). Ces facteurs génèrent des effets non linéaires qui transforment les marées et les courants en formes asymétriques, marquées par des décalages périodiques entre la durée du flux et du reflux et par l'augmentation d'harmoniques supérieures au sein du système (Boon and Byrne, 1981; Parker, 1991).

Dans l'estuaire du Wouri, les marées sont de type semi-diurne avec une inégalité diurne (Olivry, 1986). À l'échelle mensuelle, le cycle des marées présente un caractère bimodal avec des hauteurs inégales entre la pleine lune et la nouvelle lune, à l'exception des mois de juin et juillet, où l'amplitude est plus faible et tend vers un équilibre entre la pleine lune et la nouvelle lune. En général, l'amplitude de la marée dans l'estuaire varie de 0.5 à 1.2 m en périodes de mortes-eaux, et de 2 à 2.9 m, voire jusqu'à 3 m en périodes de vives-eaux, ce qui classe l'estuaire du Wouri comme un estuaire macrotidal en mortes-eaux et mésotidal en vives-eaux (Fossi Fotsi et al., 2023; Onguene et al., 2014).

La propagation de la marée dans l'estuaire du Wouri est encore peu étudiée. Morin and Kuété, (1988) et Olivry, (1986) estiment le volume des marées à environ 10 millions de m³ pour le fleuve Dibamba et 50 millions de m³ pour le Wouri. Les courants de marée sont parfois violents, atteignant 1 à 1.5 m/s pour le flux et jusqu'à 2.6 m/s pour le reflux. Le débit du fleuve perturbe ce système déjà dynamique, submergeant les complexes estuariens.

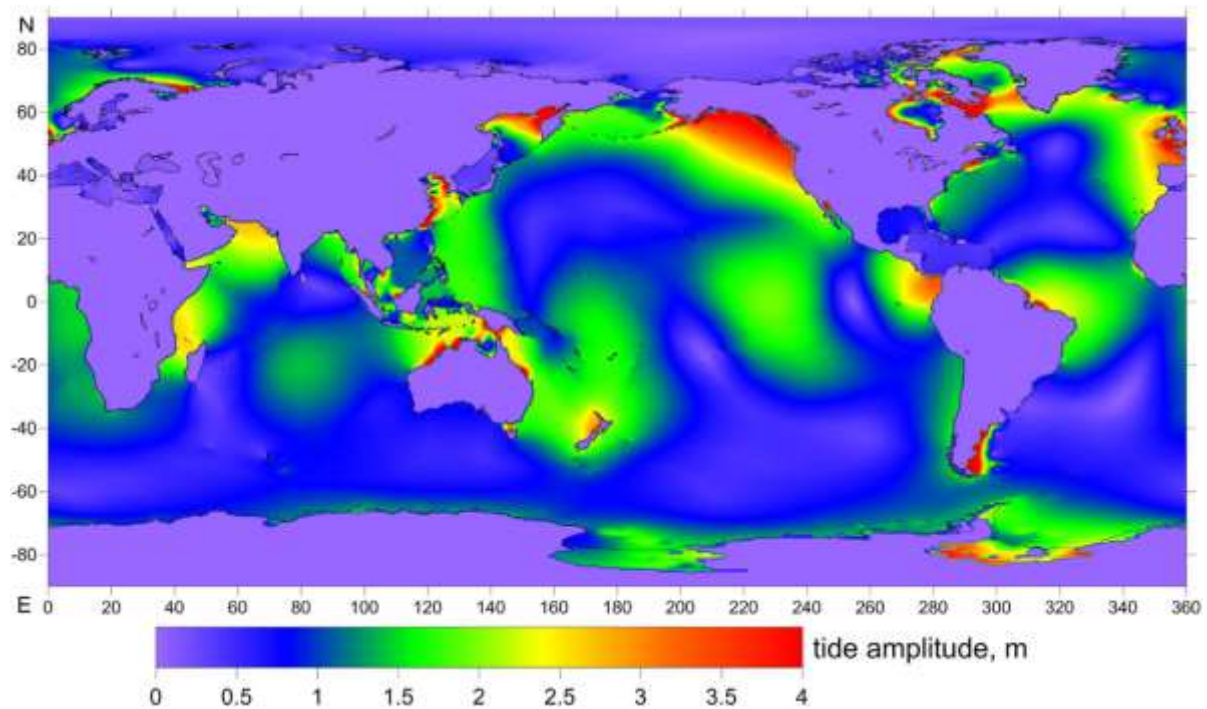


Figure 1.12: Carte mondiale de l'amplitude(m) des marées océaniques (source : Shebalin and Baranov, 2020)

3.4. Houle et vague

Les ondes générées par le vent peuvent être de deux types en fonction de leur point de génération. Elles peuvent être classées soit comme des houles océaniques qui sont générées au large ou des vagues qui sont générées localement près de la côte (Hemer and Trenham, 2016). Ces processus sont importants dans les zones côtières, notamment pour les problématiques d'inondation, d'érosion côtière ou de transport maritime (Chowdhury et al., 2019). Pour cette raison, elles jouent un rôle clé dans les études de génie côtier et d'environnement marin.

Le GoG est fortement influencé par les vagues et houles générées par les conditions météorologiques distantes, principalement les vents d'ouest de l'océan Austral. Ces houles se propagent vers le nord à travers l'océan Atlantique Sud avant de modifier leur direction près des côtes, affectant des régions comme la Côte d'Ivoire et le Bénin (Toualy et al., 2015).

Toualy et al., (2015) ont observé près des côtes du GoG, notamment en Côte d'Ivoire, que les houles de tempête peuvent parcourir jusqu'à 7 000 km avant d'atteindre la côte africaine, avec une réduction de leur amplitude en chemin. Dans la zone, des vagues importantes, autour de 2.5 mètres pendant plusieurs jours et allant jusqu'à 9 mètres, ont été enregistrées lors d'événements extrêmes, comme en août 2011. L'étude a aussi montré une forte variabilité saisonnière et quotidienne de la houle, avec des amplitudes allant jusqu'à 2 mètres en été boréal et des pics quotidiens atteignant 3 mètres. Un lien clair a été établi entre la houle et les épisodes d'érosion côtière extrême, comme l'érosion significative survenue en Côte d'Ivoire en 2011.

Par ailleurs, l'étude d'Almar et al. (2015) sur le Golfe du Bénin a mis en évidence l'impact des houles sur la dynamique côtière.

Les houles, générées dans l'hémisphère sud par les vents d'ouest et les alizés, sont responsables du transport longitudinal des sédiments. Elles ont une hauteur significative moyenne annuelle (H_s) de 1.36 m et une période de pic (T_p) de 9.6 secondes, contrairement aux vagues de vent locales qui, bien que contributives, ont un impact moindre sur le transport sédimentaire en raison de leurs caractéristiques distinctes. Enfin, les caractéristiques des vagues sont essentielles pour comprendre les risques d'inondations côtières. Sur la côte sud-ouest du Nigeria, les vagues ont une hauteur moyenne annuelle d'environ 0.5 m et une période de pic de 4.1 secondes. Pendant la saison des pluies, elles peuvent atteindre 2.2 m de hauteur et une puissance de 9,4 kW/m, augmentant le risque d'érosion et d'inondation, notamment dans des zones côtières comme les lagunes-barrières (Adesina et al., 2024).

3.5. Facteur hydrologique : le débit des rivières

Le GoG est alimenté par plusieurs fleuves, dont deux se distinguent particulièrement par leur débit élevé. Le fleuve Congo, le deuxième plus grand fleuve du monde après l'Amazone, a un débit moyen de 40 600 m³/s (Laraque et al., 2001). Il se déverse dans l'océan Atlantique au sud-est du Golfe de Guinée, apportant une énorme quantité d'eau douce qui affecte le climat de la région. Le fleuve Niger, pour sa part, se classe 24^e au monde en termes de débit, avec une moyenne de 6 000 m³/s (George Golitzen et al., 2005). Il se jette en formant un delta dans la baie de Biafra, au nord du Golfe de Guinée. En plus de ces deux fleuves majeurs, d'autres cours d'eau jouent un rôle crucial dans l'hydrologie de la région. Parmi eux, le fleuve Sanaga, avec un débit moyen de 1 684 m³/s (Amougou et al., 2015), le fleuve Ogoué, avec 4 253 m³/s (Dongue et al., 2020), et le fleuve Volta, avec 1 237 m³/s (Amenuvor et al., 2020). Ces fleuves sont essentiels non seulement pour fournir de l'eau douce, mais aussi pour soutenir des activités économiques locales comme l'agriculture, la pêche et l'hydroélectricité. Enfin, le Golfe de Guinée reçoit aussi les eaux de rivières plus petites, telles que le Wouri, la Sassandra, le Cavally, le Bandama, le Kouilou, et la Comoé. Bien que leurs débits soient plus faibles, ces rivières jouent un rôle important dans l'équilibre hydrologique à l'échelle locale.

Concernant le cas spécifique de l'estuaire du Wouri, il est alimenté par trois fleuves côtiers (Figure 1.2), formant l'embouchure commune de ces cours d'eau. La Dibamba, un cours d'eau d'environ 150 km de long situé au sud du Wouri, reçoit les apports principaux de l'Ebo et de l'Ekem, drainant un bassin versant de 2 400 km² (Olivry, 1986).

La Dibamba est influencée par les marées jusqu'aux premiers rapides en amont de Bonépoupa, avec un tronçon affecté sur 68 km (Olivry, 1986).

Le Mungo, situé à l'ouest du Wouri, prend sa source à 1 755 m d'altitude dans les monts Baskossi. Ce fleuve de 200 km de long draine un bassin versant de 4 200 km². Il se déverse dans la mangrove par un delta aux chenaux étroits, limitant l'amplitude des marées dans le tronçon maritime. Enfin, le fleuve Wouri-Nkam, long de 250 km, est le plus grand contributeur de l'estuaire avec un bassin versant de 11 700 km² (Olivry, 1986). Il est alimenté principalement par les rivières Nkam et Makombé, qui prennent naissance dans les régions montagneuses de l'Ouest. Ce fleuve comprend un important tronçon maritime, soumis aux marées, dont les effets se font sentir jusqu'au-delà de Dibombé, un affluent du fleuve Wouri, à environ 75 km de l'embouchure de l'estuaire (Olivry, 1986).

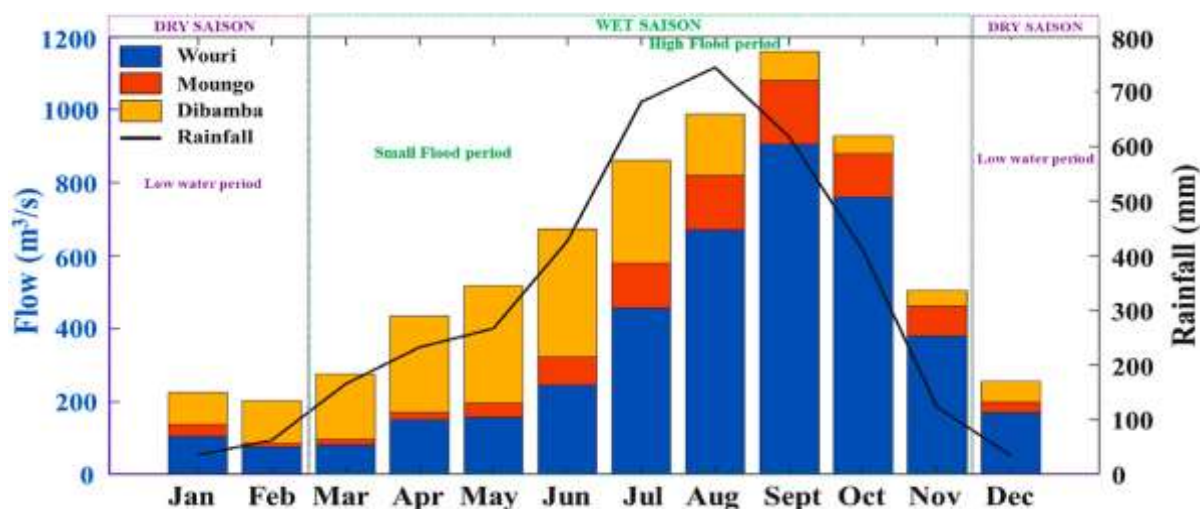


Figure 1.13: Précipitations mensuelles année 2019 (courbe noire) et débits moyens mensuels (période 1948-2004) dans l'estuaire du Wouri (Dai et al., 2009; ORSTOM. France, 1961).

En termes de débit, le fleuve Wouri présente le plus élevé dans l'estuaire, comme l'illustre l'histogramme bleu de la Figure 1.13, avec un pic moyen mensuel en septembre de ~800 m³/s). Il est suivi par la Dibamba, représentée par l'histogramme orange dans la même figure, qui atteint un pic moyen de 480 m³/s en juin. Enfin, le Moungo, dont le débit est indiqué par l'histogramme rouge, enregistre un pic moyen de 350 m³/s en septembre. L'ensemble présente un cycle climatologique bien marqué avec un minimum en février et un maximum en septembre, en réponse à celui des précipitations (avec un décalage de phase d'un mois).

4. Variabilité régionale du niveau de la mer

4.1. Variabilité du niveau de la mer à la côte

S'il est maintenant bien connu que le niveau moyen de la mer augmente et même accélère (par exemple : Nerem et al., 2018), il l'est également que cette augmentation n'est pas uniforme (Ablain et al., 2017). L'impact spécifique du changement climatique sur les zones côtières est potentiellement différent de celui au large, et varie à travers le monde (Hamlington et al., 2020). En effet, les zones côtières sont influencées par de nombreux processus qui introduisent des variations du niveau de la mer à des échelles spatiales plus petites ou modifient la nature de la variabilité à grande échelle (Woodworth et al., 2019). C'est le cas par exemple de la marée qui est impactée par la faible profondeur de ces zones et la complexité de la forme des côtes. C'est particulièrement vrai par exemple pour l'estuaire du Wouri. Le ruissellement des rivières introduit une autre source de variabilité du niveau de la mer côtier (Woodworth et al., 2019). Il est donc crucial de bien identifier et comprendre les processus côtiers localement pour pouvoir les étudier en tant que tels et les distinguer des signaux climatiques à grande échelle. Ces processus se manifestent à différentes échelles de temps et d'espace, influençant la variation du niveau de la mer à court terme, saisonnier, et à long terme.

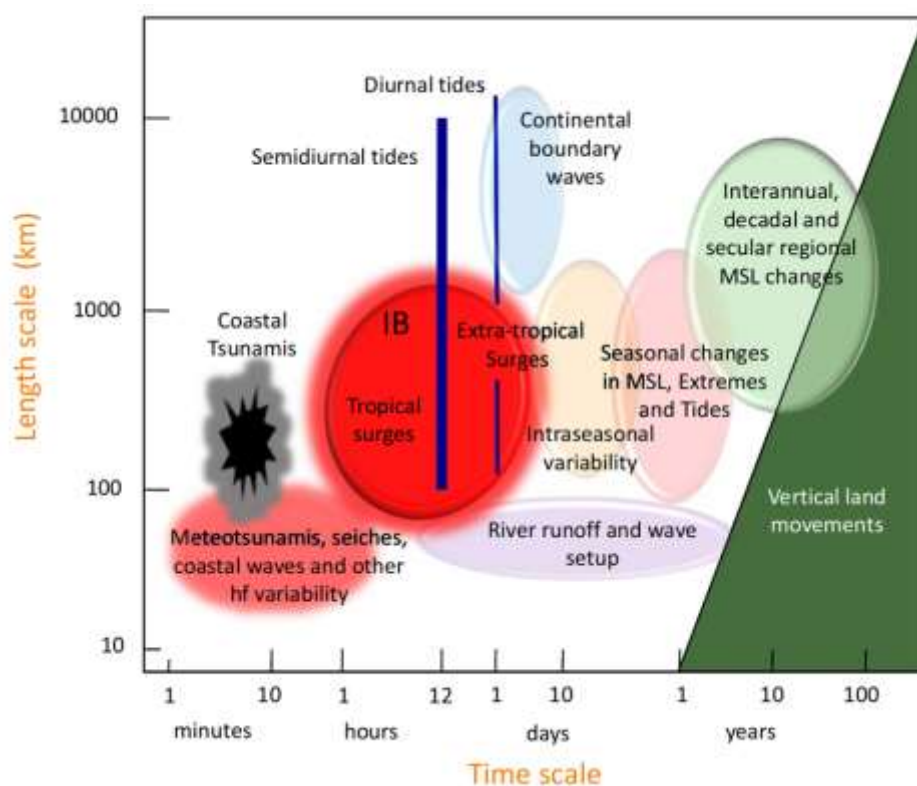


Figure 1.14 : Processus contribuant à la variabilité du niveau de la mer sur la côte en fonction de leurs échelles temporelles et spatiales. D'après Woodworth et al., 2019.

4.2. Variabilité interannuelle et long terme du niveau de la mer

Plusieurs études réalisées au niveau de la côte africaine en général et du GoG en particulier révèlent à la fois une hausse significative du niveau de la mer et une grande variabilité interannuelle. Cela est expliqué principalement en raison du changement climatique et de divers facteurs océaniques et (Ayinde et al., 2023; Ghomsi et al., 2024; Marti et al., 2021; Melet et al., 2016). Dans une étude récente de (Ghomsi et al., 2024) sur la variabilité du niveau de la mer dans le GoG à partir de l'altimétrie par satellite, le taux d'élévation moyen du niveau de la mer est estimé à $2.47 \text{ à } 3.89 \pm 0,10 \text{ mm/an}$, avec une augmentation totale d'environ 8.9 cm au cours de la période de 1993 à 2021. Dans la même étude, les niveaux de la mer côtiers montrent une variabilité interannuelle régionale significative ($>8 \text{ cm}$) due aux processus côtiers locaux et aux événements de type Niño Atlantique. Ces événements climatiques peuvent entraîner des anomalies chaudes et froides des températures de surface de la mer (SST), qui à leur tour affectent le niveau de la mer en modifiant la dilatation thermique et les modèles de circulation océanique.

Les études de Ayinde et al., (2023) sur la tendance linéaire de l'anomalie du niveau moyen de la mer (MSLA) dans le GoG, en utilisant des modèles d'apprentissage supervisé, révèlent une augmentation constante du MSLA dans l'ensemble de la zone, avec une tendance plus marquée dans la région nord. L'étude montre également des différences dans la variabilité de cette tendance linéaire en fonction des zones. Les variations spatiales de la tendance décennale du niveau de la mer à travers le bassin sont influencées par des changements dans les forçages physiques au sein des sous-bassins. Parmi ces forçages, on trouve les anomalies stériques (SSLA), thermostériques (TSLA) et halostériques (HSLA) du niveau de la mer, le contenu de chaleur océanique (OHC), le cisaillement du vent (WSC), la température de l'air, la pression atmosphérique, les flux de chaleur nette (NHF), les précipitations, l'évaporation, et le ruissellement d'eau douce. Alors que le cisaillement du vent, la vitesse des courants, la pression atmosphérique et l'évaporation sont négativement corrélés aux niveaux de la mer, les anomalies stériques, thermostériques, halostériques, le contenu de chaleur océanique, la température de l'air, les flux de chaleur nette, les précipitations et le ruissellement d'eau douce sont positivement corrélés. L'influence des phénomènes océaniques et atmosphériques à grande échelle, comme les ondes de Kelvin, joue un rôle crucial dans la distribution spatiale des niveaux de la mer. Les courants tels que le Contre-Courant Nord-Équatorial (NECC), le Courant Sud-Équatorial (SEC) et le Courant de Guinée (GC) influencent également la variabilité du niveau de la mer. Le NECC, un courant chaud qui circule entre 3° et 10°N , agit comme la limite nord du SEC. Le GC, également chaud, s'écoule vers l'est entre 3° et 5°N le long des côtes de l'Afrique de l'Ouest.

Dans le bassin sud, le SEC s'écoule vers l'ouest entre 2°N et 4°S, alimenté par l'eau froide du courant de Benguela, tandis que le Contre-Courant Sud-Équatorial (SECC) s'écoule vers l'est sous le SEC. Cette dynamique confirme la distribution de température des courants de surface et leur rôle dans la variabilité du niveau de la mer dans la zone d'étude.

4.3. Variabilité saisonnière du niveau de la mer

Le cycle saisonnier est l'une des composantes les plus significatives des variations du niveau de la mer (Woodworth et al., 2019). Il est engendré par divers mécanismes, tels que les variations de la pression atmosphérique et des vents, les précipitations, le ruissellement des rivières, la fonte des glaces, ainsi que les changements dans la circulation océanique (Ayinde et al., 2023). Parmi ces mécanismes, la hauteur stérique joue un rôle prédominant (Gill and Niller, 1973). Celle-ci résulte de l'expansion ou de la contraction de la colonne d'eau au-dessus de la thermocline saisonnière, en réponse aux échanges de chaleur avec l'atmosphère, ce qui en fait le principal contributeur à la variabilité saisonnière du niveau de la mer dans la plupart des régions océaniques.

Dans le GoG, le niveau de la mer présente un cycle semi-annuel avec des pics observés soit en Mars ou Avril, soit en Octobre ou Novembre en fonction de l'endroit où l'on se trouve (Ayinde et al., 2023; Verstraete and Park, 1995). Selon Ayinde et al., (2023), la pression atmosphérique et les vents influencent directement les variations du niveau de la mer à l'échelle régionale. Une pression atmosphérique élevée tend à abaisser le niveau de la mer, tandis que des vents forts, en particulier les alizés, peuvent provoquer des surcotes et des variations du niveau de la mer. Le cisaillement du vent (WSC) et les flux de chaleur nette (NHF) jouent également un rôle important, influençant la circulation océanique et contribuant à la complexité des variations saisonnières observées.

Le ruissellement des rivières, notamment du fleuve Niger, a un impact également sur le niveau de la mer saisonnier. Le panache du Niger, en particulier, réchauffe les eaux côtières et entraîne une stratification accrue de la colonne d'eau. Ceci atténue les variations de température et limite l'apport d'eaux froides depuis les profondeurs, ce qui contribue à des variations spatiales marquées du niveau de la mer le long de la côte (Aman et al., 2007; Durand et al., 2019).

La variabilité saisonnière du niveau de la mer dans le GoG varie spatialement car il résulte d'une combinaison des facteurs atmosphériques, hydrologiques et océanique. La dynamique de cette région met en lumière l'importance de considérer à la fois les processus locaux et régionaux pour une compréhension complète des variations du niveau de la mer.

4.4. Évènements extrêmes

Le GoG fait face régulièrement à des événements extrêmes de hauteur d'eau (voir CHAPITRE 5). Des études récentes indiquent une vulnérabilité accrue de cette région côtière, due à la montée du niveau de la mer et à l'interaction de divers facteurs environnementaux (Hauser et al., 2023; Jallow et al., 1999; Mbevo Fendoung, 2019). Le changement climatique global est l'un des principaux contributeurs, provoquant une élévation du niveau de la mer en raison de la fonte des glaces et de la dilatation thermique des océans (Melet et al., 2016). Cette hausse du niveau de la mer, combinée aux marées hautes, augmente la probabilité d'inondations côtières. Les marées hautes peuvent également coïncider avec des fortes houles, générées par des vents sur de longues distances, pour créer des conditions d'eau extrême.

Ces houles et tempêtes, causées par des phénomènes météorologiques extrêmes, intensifient les hauteurs d'eau, surtout lorsqu'elles se produisent pendant les cycles saisonniers (Dada et al., 2020).

Les facteurs locaux, tels que la bathymétrie (relief sous-marin) et les courants marins, influencent également la hauteur des vagues à l'approche de la côte, amplifiant les risques d'inondation (Dahunsi et al., 2022). Par exemple, entre 1979 et 2005, une augmentation notable de la hauteur et de la période des vagues a été observée dans le GoG. Les projections futures suggèrent que ces paramètres continueront d'augmenter, ce qui pourrait entraîner une érosion côtière accrue et affecter le transport des sédiments.

Les recherches montrent que les inondations fréquentes et intenses dans les zones côtières du GoG sont étroitement liées aux changements saisonniers et aux phénomènes météorologiques extrêmes. Les études indiquent une augmentation significative du niveau de la mer et des vagues extrêmes au cours des dernières décennies, exacerbant les risques d'inondation et mettant en danger les communautés côtières, particulièrement celles situées à faible altitude (Dahunsi et al., 2022).

5. Conclusion

Ce chapitre a présenté de manière détaillée du Golfe de Guinée et l'estuaire du Wouri, en mettant en avant leur importance en tant que zones côtières cruciales pour l'Afrique de l'Ouest et les défis auxquels ces zones font face. Par ailleurs, la dynamique océanique et les facteurs de forçage de la zone d'étude ont été décrits ; les influences atmosphériques, océaniques, hydrologiques et l'impact des activités humaines. Une partie ou tout de ces processus influencent les variations du niveau de la mer dans le Golfe de Guinée, à différentes échelles de temps et d'espace.

En somme, ce chapitre met en évidence l'importance de comprendre les dynamiques océanographiques et les processus environnementaux du Golfe de Guinée et de l'estuaire du Wouri. Ces connaissances sont essentielles pour élaborer des stratégies efficaces de gestion et de protection de ces zones côtières face aux défis du changement climatique et des pressions humaines croissantes.

CHAPITRE 2: DONNÉES ET MÉTHODES

SOMMAIRE

1. Données.....	37
1.1. Les marégraphes	37
1.1.1. Les instruments de mesure	37
1.1.2. Données marégraphiques le long du littoral Ouest Africain	39
1.1.3. Données marégraphiques dans l'estuaire du Wouri	39
1.1.4. Données marégraphiques numériques	42
1.2. Altimétrie spatiale	43
1.2.1. Généralités sur l'altimétrie spatiale	43
1.2.2. Problématique de l'altimétrie côtière	49
1.3. Modèles et autres types de données	54
1.3.1. Le modèle FES	54
1.3.2. Données météorologiques	55
1.3.3. Données de débit	55
1.3.4. Mesures in situ.....	55
1.3.5. Données dérivées de l'altimétrie	56
1.4. Synthèse des données utilisées dans cette étude	57
2. Méthodes	61
2.1. Calcul des tendances	61
2.2. Analyse spectrale	61
2.3. Analyse harmonique de la hauteur d'eau	62
2.4. Caractérisation de l'asymétrie de la marée	62
2.5. Détection des hauteurs extrêmes.....	63
2.6. Reconstruction et de validation des hauteurs d'eau marégraphiques	65
2.6.1. Numérisation des données analogiques	65
2.6.1.a. Mise en cohérence des séries de hauteur d'eau	66
2.6.1.b. Cas des données analogiques	66
2.6.1.c. Cas des données numériques.....	68
2.6.2. Étude des résidus instantanées.....	69
2.6.2.a. Cas des marégraphes analogiques	69
2.6.3. Cas des marégraphes numériques.....	70
2.6.4. Méthode du Buddy checking.....	72

Ce chapitre présente une vue d'ensemble des données utilisées dans cette thèse, ainsi que les méthodes de traitement et d'analyse employées. Il est divisé en deux sections dédiées. La première offre une description détaillée des principaux types de données, leur origine, leur nature, les instruments de collecte et la méthodologie d'acquisition. La deuxième est dédiée aux méthodes de traitement et d'analyse employées pour exploiter et interpréter ces différents types de données.

1. Données

1.1. Les marégraphes

1.1.1. Les instruments de mesure

Les premières observations du niveau de la mer dans les ports ont été réalisées grâce à des échelles de marée. Ces dispositifs, permettent une lecture visuelle directe du niveau de la mer. L'avènement du marégraphe à flotteur en 1831 a marqué une avancée significative en offrant la première mesure automatique de la hauteur d'eau. Ce dispositif mécanique utilisait un flotteur relié à un enregistreur pour fournir des données continues et précises (Cartwright, 1988). Avec les progrès technologiques, les marégraphes à flotteur ont progressivement été remplacés par des instruments plus avancés.

Sur notre zone d'étude, les marégraphes à capteur de pression et les marégraphes radar sont les plus courants. Les marégraphes à capteur de pression mesurent les variations de pression de la colonne d'eau et doivent être placés sous le niveau des plus basses mers pour garantir une immersion constante. En connaissant la pression atmosphérique et la densité de l'eau de mer, il est possible de déduire la hauteur d'eau au-dessus du capteur (Gill, 1982). Les marégraphes radar, quant à eux, utilisent la réflexion d'un signal radar à la surface de l'eau pour mesurer le niveau de la mer. Ils sont simples à installer et à entretenir, insensibles aux variations thermiques et relativement économiques (Commission, 2006).

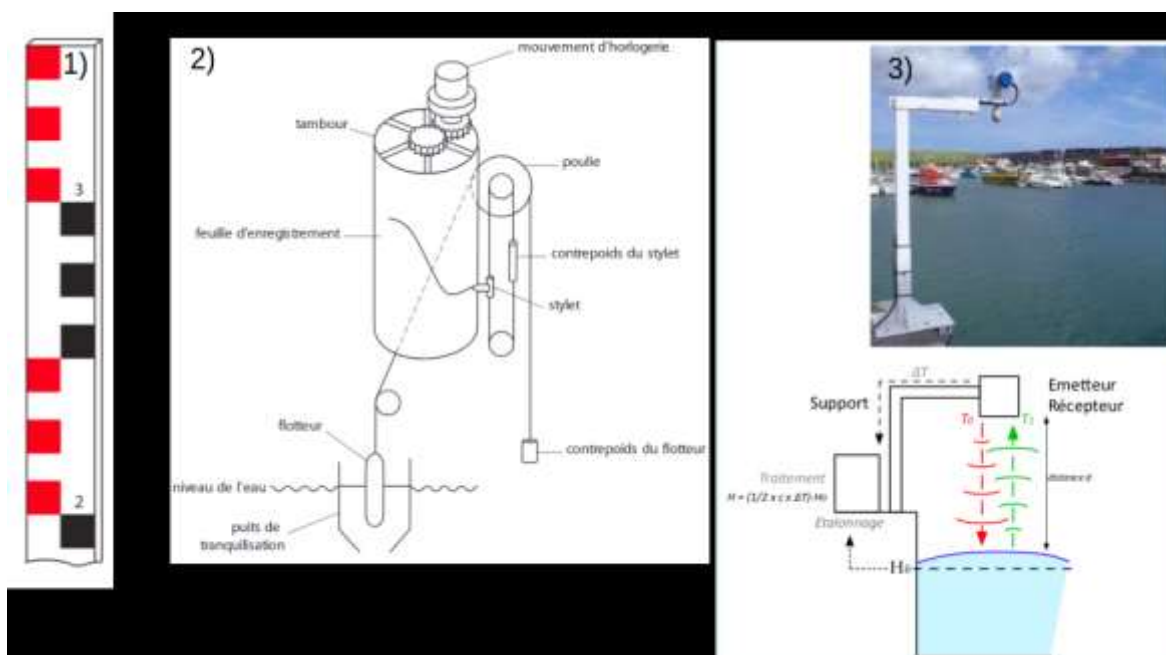


Figure 2.1: Quelques outils de mesure de la marée et principe de fonctionnement : 1) échelle de marée (les carrés, de couleur rouge ou noire, ont 10 centimètres de côté), 2) marégraphe à flotteur (Simon, 2007), 3) Marégraphe radar

Les marégraphes sont essentiels pour étudier le niveau de la mer, fournissant des observations précises et fréquentes, en particulier le long des côtes. Certaines séries de données de marégraphes, datant de plus de cent ans, sont cruciales pour analyser les tendances à long terme (Cartwright, 1988). Cependant, il est important de noter pour la suite que ces instruments présentent plusieurs limites. Ils sont sensibles aux conditions environnementales locales. Par exemple, les conditions météorologiques extrêmes peuvent altérer les mesures des marégraphes radar (Commission, 2006). De plus, ces dispositifs nécessitent un entretien régulier, car l'encrassement par les algues, débris marins et sédiments peut compromettre leur fonctionnement (Gill, 1982).

Temporellement, il existe une grande disparité entre les stations de mesure, avec des séries de durées variables et des interruptions causées par le déplacement des capteurs, la dégradation du matériel, ou l'arrêt de la maintenance des stations. Dans notre zone d'étude, comme on le verra plus loin, cela entraîne des interruptions de données régulières (Chelton et al., 2001). De plus, les marégraphes mesurent le niveau de la mer relatif à la côte sur laquelle ils sont installés. Si cette côte subit des mouvements verticaux, les tendances observées peuvent être biaisées (Woodworth and Smith, 2003). Enfin, bien qu'ils fournissent des mesures précises à des points spécifiques, les marégraphes sont surtout situés à la côte et ne peuvent pas couvrir de vastes zones géographiques, ce qui nécessite alors de faire appel à des modèles ou à l'altimétrie satellitaire pour une vision globale (Chelton et al., 2001).

1.1.2. Données marégraphiques le long du littoral Ouest Africain

Notre étude exploite les données marégraphiques issues de la base de données du UHSLC (University of hawaii Sea level Center ; <https://uhslc.soest.hawaii.edu/>). Le UHSLC, en tant que centre de référence mondial pour les données marégraphiques, met en œuvre un processus rigoureux de contrôle qualité afin de garantir la précision et la cohérence des données. De plus, il fournit des métadonnées détaillées pour chaque marégraphe, incluant sa localisation précise, sa période d'enregistrement et éventuellement toute information pertinente concernant la qualité des données. Le long de la côte ouest-africaine, ces dernières proviennent d'un réseau de six stations : Port Sonara, Sao Tomé, Pointe Noire, Nouakchott, Takoradi et Port de Douala. Les séries du niveau de la mer fournies par le UHSLC sont horaires. Tableau 2.1 présente les différentes stations marégraphiques sur la zone d'étude, leurs positions et les périodes temporelles des données associées.

Tableau 2.1: Liste des stations marégraphiques le long des côtes Ouest africaines

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Période des données
Dakar (Sénégal)	14.68	-17.42	01/1996-05/2003 ; 10/2007-10/2016
Takoradi (Ghana)	4.88	-1.74	01/2007-08/2007; 01/2007- 04/2009 ;01/2010-03/2010; 03/2011-08/2012
Port Sonara (Cameroun)	4.00	9.13	06/2008-06/2011
Sao-Tomé (São- Tomé)	0.34	6.73	08/2004-05/2007; 09/2007-08/2010
Pointe noire (Congo)	-4.78	11.83	09/2008-06/2014
Nouakchott (Mauritanie)	17.98	-16.03	01/2007-02/2008 ; 06/2008-02/2015

1.1.3. Données marégraphiques dans l'estuaire du Wouri

Depuis de nombreuses années, le Port Autonome de Douala (PAD) assume la responsabilité cruciale d'assurer une navigation sécurisée et des conditions d'accostage optimales pour les navires, une nécessité impérieuse pour le bon déroulement des opérations maritimes. Pour cela, le PAD a rapidement pris conscience de l'importance de mesurer les niveaux d'eau de manière précise. Nous avons eu le privilège d'interroger l'ancien directeur du service hydrographique du PAD M.Mbongo pour retracer l'historique de la mesure du niveau d'eau dans l'estuaire du Wouri.

Cet échange nous a permis de remonter le fil de l'histoire de la surveillance du niveau d'eau dans l'estuaire et nous a permis par la suite de mieux comprendre ces mesures et savoir comment les analyser. Jusqu'en 1983, elles étaient réalisées à l'aide des échelles des marées jusqu'aux, ensuite un marégraphe analogique R16 avec flotteur a été installé. Les mesures étaient effectuées au sein de la capitainerie du PAD. En 1984, quatre stations marégraphiques ont été construites : SM1 (plus fonctionnelle sur notre période d'étude), SM2, SM3 et SM4. Elles ont été équipées de marégraphes analogiques R16 avec flotteur. En 2004, le système a été amélioré avec l'ajout d'un enregistreur numérique OTT-R18 et du codeur-enregistreur numérique Thalimèdes d'OTT, couplé à un système de transmission radio des données vers le PAD, bien que cette fonctionnalité n'ait pas été pleinement opérationnelle, ce qui a entraîné la poursuite des enregistrements sur papier. Enfin, en 2017, un projet de modernisation des stations marégraphiques a été entrepris, équipant celles-ci de marégraphes numériques Valeport avec capteur radar qui mesure les données de hauteur d'eau jusqu'aujourd'hui. Notez que pour des informations plus approfondies sur l'histoire de la surveillance du niveau d'eau dans l'estuaire du Wouri, depuis l'époque coloniale jusqu'à nos jours, on peut se référer aux travaux de (Fossi Fotsi et al., 2023). Cet historique nous a conduit à séparer les données marégraphiques de l'estuaire du Wouri en 2 périodes distinctes : une période ancienne (marégraphes analogiques) et une période récente (marégraphes numériques).

Données marégraphiques analogiques : inventaire des données marégraphiques anciennes

Les enregistrements des niveaux d'eau anciens peuvent être trouvés sous la forme de registres manuscrits ou de marégrammes. Dans notre zone d'étude, les données anciennes sont des marégrammes. Les marégrammes (également appelés maréogrammes, marégraphes et diagrammes de marée) sont des courbes graphiques continues de la variation du niveau de la mer enregistrées par un marégraphe à flotteur sur une feuille de papier installée sur des tambours rotatifs. Le principe de mesure est simple : un stylet assure le tracé du niveau marin sur une feuille quadrillée (appelée marégramme), qui est enroulée sur un tambour enregistreur dont la rotation est régulée par une horloge. Les variations du niveau marin sont alors transmises par un fil reliant le flotteur situé dans le puits de tranquillisation au tambour enregistreur. Dans un environnement semi-diurne, les marégrammes peuvent enregistrer jusqu'à 15 jours de mesure, en conservant une bonne lisibilité, en raison du décalage de la marée d'environ 50 minutes par jour. Afin de protéger le marégraphe des conditions météorologiques extrêmes, l'appareil est généralement situé dans un bâtiment ou un abri.

Un puits de tranquillisation filtre généralement les motions des vagues, ce qui donne une résolution temporelle approximative de l'ordre de quelques minutes.

Ces documents graphiques représentent généralement une mesure analogique continue du niveau de l'eau. Sur les marégrammes, on a à la fois les données c'est à dire la mesure elle-même et les métadonnées, c'est à dire toutes les informations associées qui placent les données dans leur contexte. Le PAD est équipé d'un réseau de trois marégraphes, à savoir SM2, SM3 et SM4, depuis plus de deux décennies.

Conscient de l'importance des données historiques des 3 stations de l'estuaire du Wouri, un effort a été mis en place depuis l'année 2020 pour leur recensement. Cette initiative s'inscrivait dans le cadre des recherches des étudiants de master pour permettre de caractériser les tendances long terme du niveau de la mer à Douala. J'ai réalisé mon master autour de cette problématique et ainsi pris part à l'inventaire détaillé et au processus de numérisation de ces données. L'inventaire a consisté à passer au crible des piles de documents marégraphiques en papier scannés (marégrammes) et à cataloguer méticuleusement les données pour chaque station et chaque année. Ce processus, nous a permis dans un premier temps de déterminer le nombre de marégrammes disponibles pour chaque station, ainsi que les années pour lesquelles les données étaient disponibles (Tableau A. 1 et Tableau A. 2). Ensuite nous sommes passés au processus de numérisation. Il faut noter que celui-ci est très coûteux en temps et n'est toujours pas finalisé, malgré le temps que j'ai continué à y passer au cours de ma thèse, lorsque cela était possible. Les séries possèdent beaucoup de données manquantes. Cela s'explique non seulement par un processus de numérisation non abouti mais aussi par le fait que ces équipements sont fréquemment en panne, ce qui peut entraîner plusieurs mois d'indisponibilité avant réparation. Dans le Tableau A. 1 sont répertoriés après inventaire des marégrammes disponibles le détail des jours de données disponibles par année et par marégraphe. Les cases colorées en rouge indiquent les mois où les données sont soit inexploitable, soit difficilement exploitables, selon l'intensité de la couleur. Cette coloration est basée sur le critère du nombre de courbes présentes sur le marégramme sachant qu'un nombre excessif de courbes (plus de 15 jours) rend la numérisation difficile voire impossible.

Au final, les plages de temps où les données sont disponibles et déjà numérisées sont de :

- 1999 à 2011 pour la station SM2,
- 2002 pour la station SM3 et
- 2001 à 2003 et 2011 pour la station SM4.

1.1.4. Données marégraphiques numériques

Depuis 2018, les données de hauteur d'eau de l'estuaire du Wouri sont mesurées à partir de capteurs radar installés au niveau des trois stations marégraphiques, connectés à un système de transmission qui envoie les données toutes les cinq minutes en temps réel via une liaison UHF (Trimble). Le capteur radar est positionné bien au-dessus du niveau de la mer le plus élevé attendu afin d'éviter tout dommage.

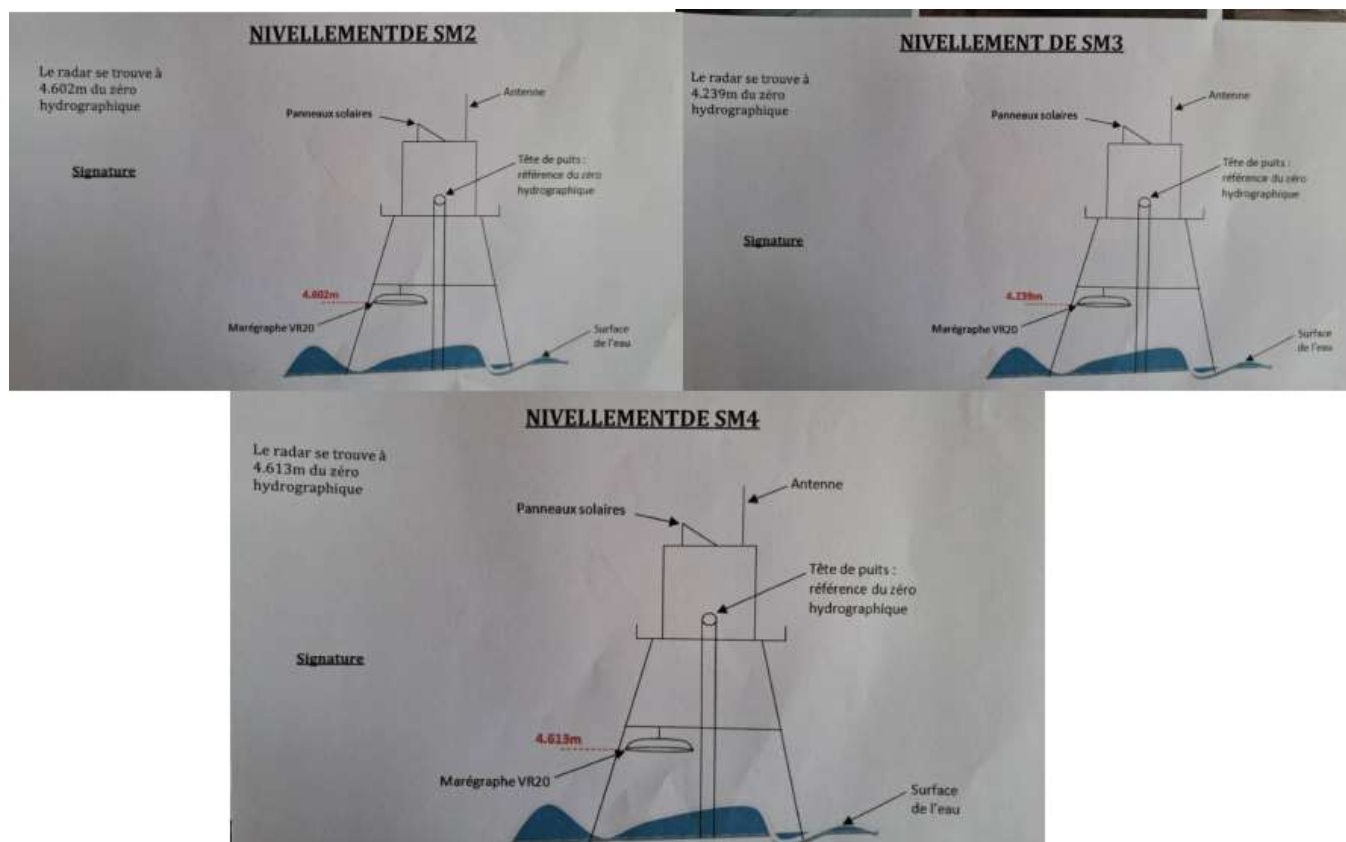


Figure 2.2: Description schématique des 3 stations marégraphiques de l'estuaire du Wouri

Nous avons collecté auprès du PAD les données brutes de hauteur d'eau à 5-minutes pour les trois stations de mesure pour la période allant de 2018 à 2022. Ces données, très bruitées, ont nécessité par la suite un traitement important avant de pouvoir être utilisées dans le cadre de notre étude (CHAPITRE 4).

1.2. Altimétrie spatiale

1.2.1. Généralités sur l'altimétrie spatiale

- **Historique**

Les premiers satellites altimétriques ont été développés dans les années 1970, avec la mission Skylab (1973-1974) qui a permis les premières mesures du géoïde. Les missions suivantes, telles que GEOS-3 (1975-1979) et Seasat (1978), le premier satellite altimétrique en bande Ku, ont considérablement amélioré la qualité des observations. Ces missions ont offert pour la première fois une vision synoptique de la hauteur du niveau de la mer (Fu and Holt, 1982), posant ainsi les bases de l'altimétrie moderne, qui joue un rôle crucial pour l'étude et la surveillance des océans.

Depuis lors, de nombreuses autres missions altimétriques ont été lancées avec une précision de mesure toujours plus grande, notamment GEOSAT, ERS-1 et 2, ENVISAT, Topex/Poseidon, Jason-1, -2, -3 et Saral/Altika en bande Ka, se distinguant par une résolution plus fine au sol (Verron et al., 2015). Grâce aux avancées dans la détermination des orbites, la mission TOPEX/Poseidon (1992-2006) a pu mesurer la topographie de l'océan pendant 13 ans avec une précision centimétrique. Construit par la NASA et le CNES, ce satellite était équipé d'un radar à double fréquence et d'un radiomètre pour corriger les retards de propagation de l'onde radar dus à l'atmosphère. La qualité de ses mesures a permis d'observer pour la première fois des phénomènes océaniques de faible amplitude. Son orbite basse avec une période de revisite de ~10 jours était également précieuse pour restituer les processus de marée en limitant le phénomène d'aliasing (Schlax and Chelton, 1994).

Parallèlement à TOPEX/Poseidon, les missions de l'Agence Spatiale Européenne (ESA), ERS-1 (1991-2000) et ERS-2 (1995-2011), en orbite basse héliosynchrone, ont fourni des informations sur les processus de méso-échelle et de haute latitude. Ces observations ont été complétées par la mission GEOSAT Follow One (GFO, 1998-2008) qui suivait la même orbite que GEOSAT. L'ensemble de ces constellations a jeté les bases des mesures océanographiques opérationnelles et des suivis climatiques à long terme (Stammer and Cazenave, 2017).

Dans la continuité de TOPEX/Poseidon, le CNES et la NASA ont lancé la mission Jason-1 en 2001, suivie par Jason-2 en 2008 et Jason-3 en 2016.

Ces missions dites d'altimétrie conventionnelles ont été suivies par Cryosat-2 et Sentinel-3A et B, utilisant le mode SAR (Radar à ouverture synthétique) pour une résolution spatiale encore plus fine. Toutes ces missions fournissent des informations 1D le long de la trace du satellite.

Dans la continuité de ces missions, le satellite SWOT a été lancé en 2022s. Ce satellite fournit pour la première fois des informations 2D grâce à un altimètre interférométrique large fauchée, KaRIn (Ka-band Radar Interferometer), utilisant un radar à synthèse d'ouverture en bande Ka. Ses observations permettent d'améliorer les connaissances actuelles en océanographie et en hydrologie.

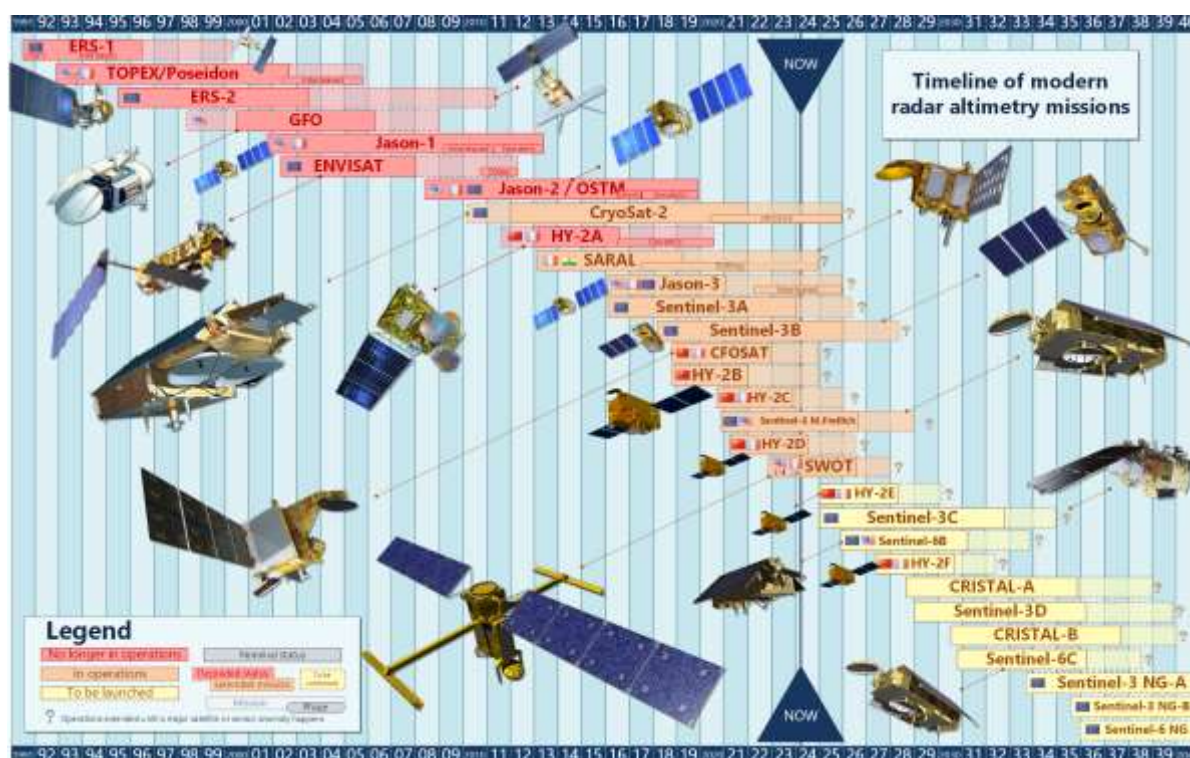


Figure 2.3: Historique des satellites altimétriques (source : www.aviso.altimetry.fr)

• Principe de fonctionnement

L'altimètre est un appareil radar (RADio Detecting And Ranging) qui émet de courtes impulsions générées par un oscillateur à la fréquence choisie (13,5 Gigahertz, en bande Ku ou Ka). Ces impulsions sont transmises de manière répétitive à une fréquence (PRF) d'environ 1000 Hz à la verticale du satellite. Les impulsions voyagent jusqu'à la surface de l'océan, où une partie du rayonnement est renvoyée à l'altimètre. L'antenne de l'altimètre reçoit ensuite ce signal réfléchi : « l'écho radar ».

En mesurant le temps écoulé entre l'émission du signal et la réception de l'écho, on peut déterminer la distance entre la surface de l'océan et le satellite (range). De plus, la forme et l'amplitude de l'écho radar permettent d'estimer d'autres paramètres géophysiques : la hauteur des vagues et le vent.

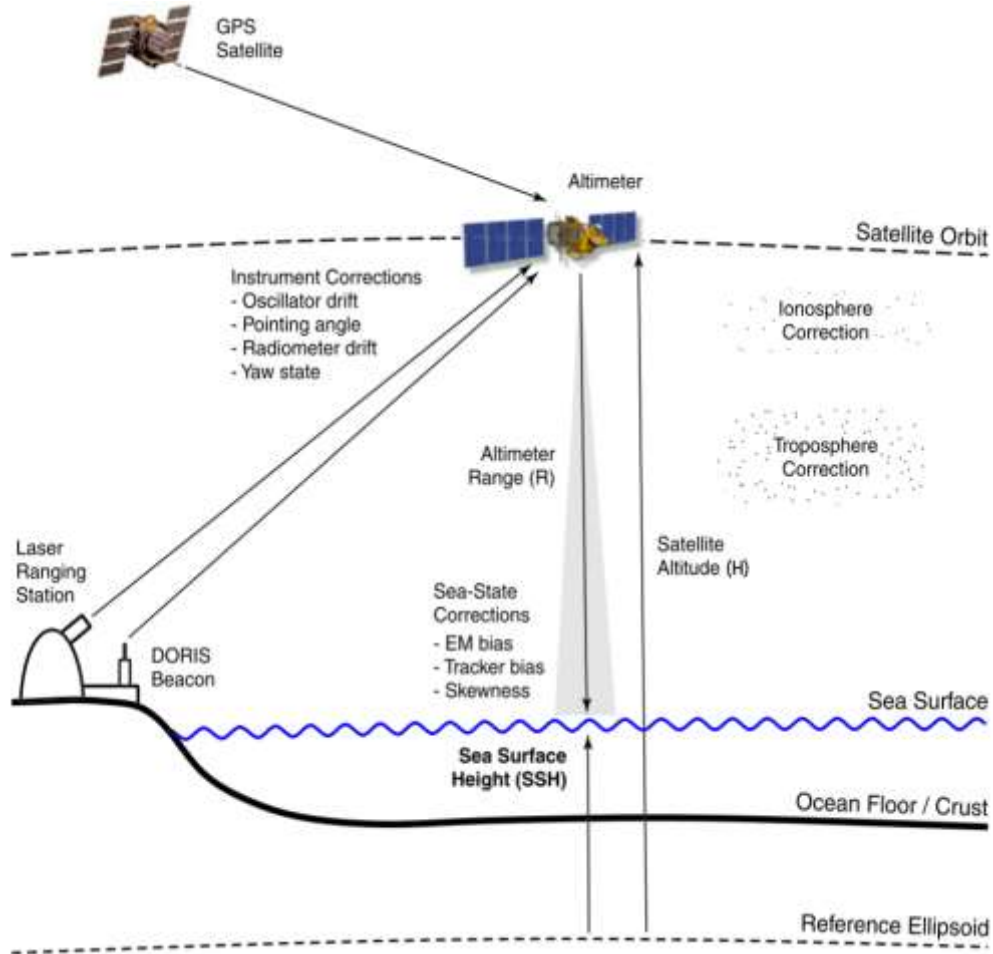


Figure 2.4: Principe de Fonctionnement et corrections à apporter (source : Watson, (2005))

Le range est donc défini en utilisant la durée t du trajet aller-retour du signal radar entre l'altimètre et le sol (Figure 2.4). On doit ensuite y apporter un certain nombre de corrections :

$$R = \frac{1}{2} \times c \times t - \sum \Delta C \quad (1)$$

Avec :

- t : temps aller-retour entre le satellite et la surface de la mer mesuré par l'altimètre embarqué ;
- C : célérité de la lumière dans le vide ;
- R : le range (portée) : la distance entre l'altimètre et la surface ;

- $\sum \Delta C$: la somme des corrections instrumentales, atmosphériques et géophysiques affectant le trajet de l'onde radar (Figure 2.5: Evolution de la forme d'onde en fonction de la réflexion du signal sur la surface (source : www.aviso.altimetry.fr))

La hauteur de la surface de la mer SSH (au-dessus d'un ellipsoïde de référence) est calculée à partir du range et de l'altitude du satellite. Cette dernière est la hauteur du satellite calculé (grâce au système DORIS embarqué) par rapport à une surface de référence, dit ellipsoïde.

$$SSH = H - R \quad (2)$$

Avec :

R : Range ;

SSH : Hauteur ellipsoïdale de la surface de la mer ;

H : Hauteur ellipsoïdale du satellite

Pour garantir la précision de la SSH altimétrique, une connaissance poussée de l'orbite du satellite et des corrections est nécessaire, ainsi qu'un traitement adapté de l'écho radar pour en déduire le range.

• Traitement et analyse de l'écho radar

Les impulsions émises par l'altimètre radar ressemblent à un cône qui s'élargit à mesure de sa propagation (Figure 2.5). Ainsi, la zone couverte au sol par l'altimètre correspond à un cercle de plusieurs kilomètres de diamètre qui va varier en fonction de l'état de mer, de la topographie, la rugosité de la surface, etc. En mer, l'écho réfléchi vers le satellite est la somme de nombreux petits échos induits par les creux et pics des vagues contenues dans l'empreinte au sol. La forme du signal reçu par le satellite (en anglais, waveform) représente l'évolution temporelle de la puissance retournée (Figure 2.5: Evolution de la forme d'onde en fonction de la réflexion du signal sur la surface (source : www.aviso.altimetry.fr). Avant l'arrivée de l'écho radar, le signal enregistré est proche de zéro : l'altimètre capte seulement les réflexions parasites dans l'atmosphère et le bruit électronique des instruments. Le front d'onde étant sphérique, c'est la partie centrale de l'onde qui atteint la surface en premier : la puissance retournée est alors maximale et on observe un pic de la forme d'onde (leading edge). Cette puissance diminue ensuite avec la fin de la propagation de l'onde (trailing edge). La formulation théorique de cette forme d'onde océanique a été donnée par (Brown, 1977) et affinée par (Hayne, 1980).

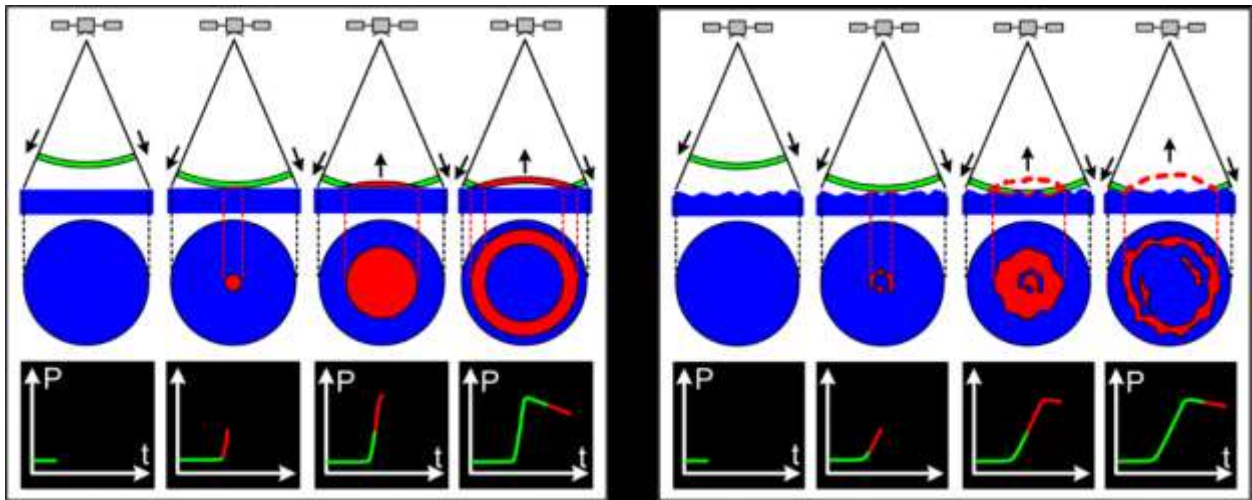


Figure 2.5: Evolution de la forme d'onde en fonction de la réflexion du signal sur la surface (source : www.aviso.altimetry.fr)

Après le transfert des mesures dans des centres de contrôle à terre, un processus appelé retracking permet d'ajuster la forme d'onde avec un modèle théorique (le modèle de Brown) pour estimer différents paramètres géophysiques (Figure 2.6)

Le milieu du front de montée (epoch at mid-height) estimé par l'algorithme de bord, "tracker" et à partir de laquelle on détermine le range. Celui-ci est estimé par l'algorithme ;

- La pente de la leading edge, qui est directement liée à la hauteur significative des vagues (en anglais Significant Wave Height, SWH) ;
- L'amplitude du signal (P), qui est liée au coefficient de rétrodiffusion de la surface et peut permettre de déterminer la vitesse du vent ;
- Le bruit thermique (P_0), qui est généralement estimé en moyennant plusieurs formes d'onde successives ;
- La courbure de la leading edge est liée à l'état de mer et à l'asymétrie des vagues ;
- La pente de la trailing edge fournit des informations sur le pointage du satellite par rapport au nadir.

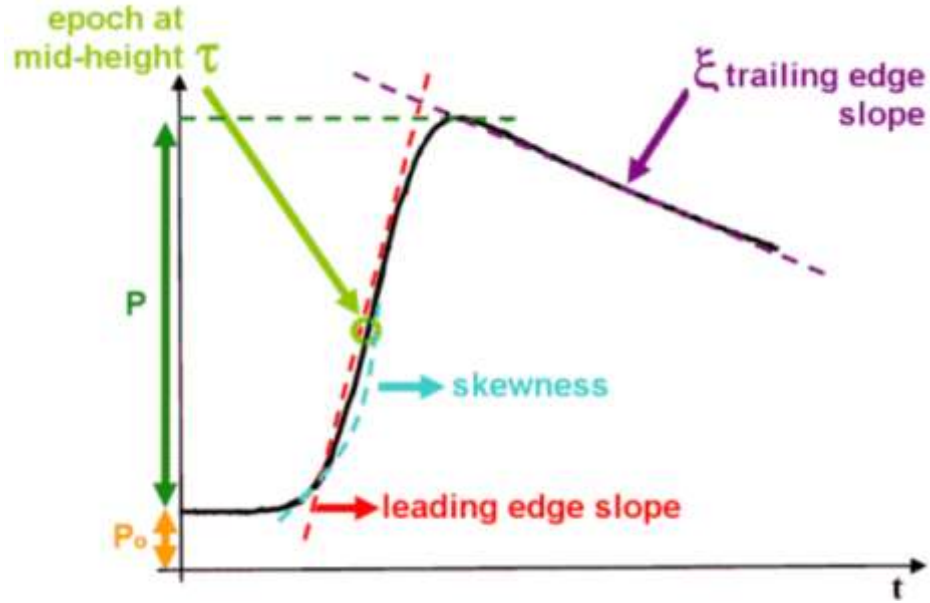


Figure 2.6: Forme d'onde radar selon le modèle Brown (source : www.aviso.fr)

Le signal radar est impacté par de multiples phénomènes durant sa propagation entre le satellite et la Terre. Pour estimer le niveau de la mer avec une précision centimétrique, on doit donc prendre en compte les erreurs instrumentales, les erreurs liés à la traversée de l'atmosphère ou aux processus géophysiques sur la mesure, les erreurs en lien avec l'état des mer (. On obtient alors la hauteur de la surface de la mer par rapport à l'ellipsoïde (soit la SSH) :

$$SSH = H - R' - \Delta R_{iono} - \Delta R_{dry} - \Delta R_{wet} - \Delta R_{ssb} \quad (3)$$

- H , la hauteur ellipsoïdale du satellite ;
- R' , le range corrigé des erreurs instrumentales de l'altimètre ;
- ΔR_{iono} , le délai ionosphérique ;
- ΔR_{dry} , le délai induit par la traversée de la partie sèche de la troposphère ;
- ΔR_{wet} , le délai induit par la traversée de la partie humide de la troposphère ;
- ΔR_{ssb} , la correction liée à l'état de mer.

Pour étudier les phénomènes dynamiques capturé par les mesures de hauteur d'eau altimétrique, il est de plus nécessaire d'isoler et retirer les processus géophysiques non résolus par la période de mesure altimétrique notamment la marée et les effets de pression atmosphérique, afin d'éviter le phénomène d'aliasing. On doit également retirer la surface moyenne de l'océan qui contient notamment le géoïde qui reste actuellement méconnu à la résolution spatiale des altimètres (Andersen and Scharroo, 2011).

On obtient alors l'anomalie du niveau de la mer, qui est la variable altimétrique finalement utilisée.

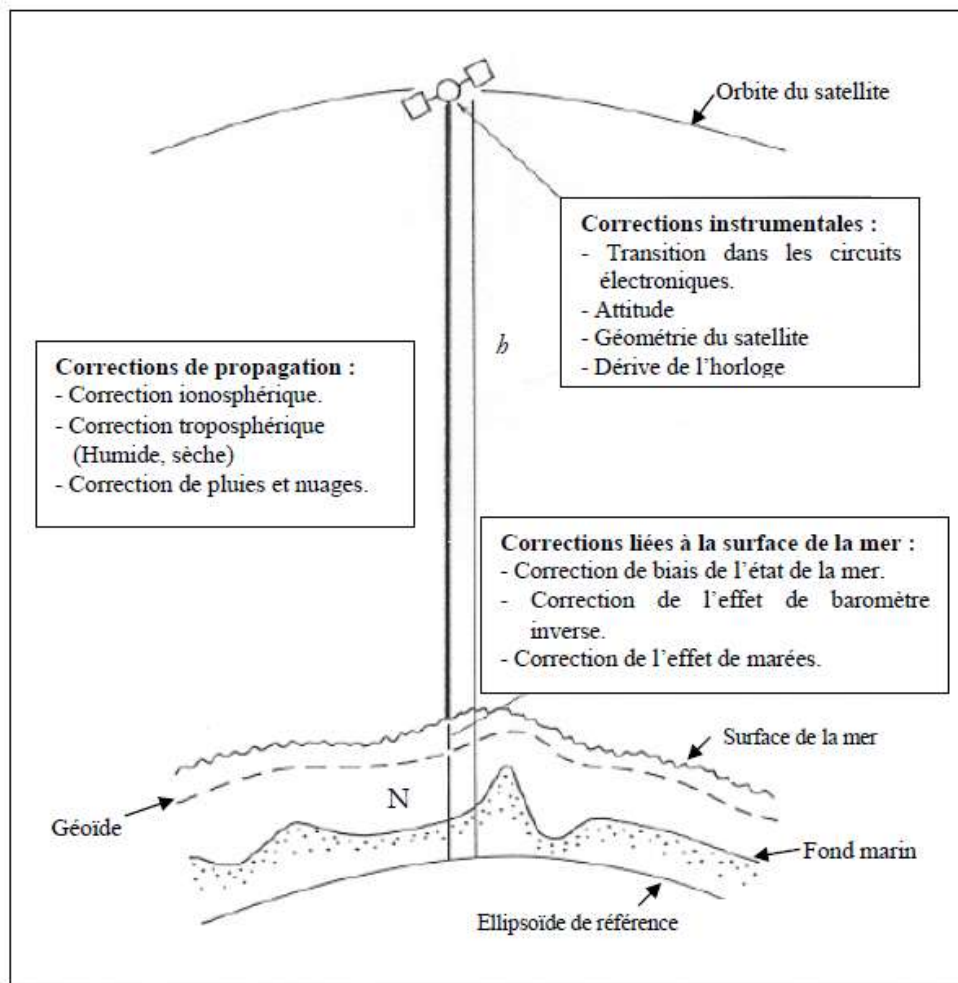


Figure 2.7: Corrections à appliquées pour estimer le niveau de la mer avec une précision centimétrique

1.2.2. Problématique de l'altimétrie côtière

• Les défis

Depuis près de trois décennies, les satellites altimétriques ont révolutionné notre compréhension des océans en fournissant des mesures précises du niveau de la mer à l'échelle mondiale. Leur haute précision, leur couverture étendue et leur capacité à répéter les mesures en font des outils indispensables pour surveiller la circulation océanique, l'élévation du niveau de la mer et même pour élaborer des prévisions océaniques. Cependant, à l'approche des côtes leurs mesures restent peu ou pas utilisées, dû à une dégradation de leurs qualité Plusieurs facteurs l'expliquent (Gommenginger et al., 2011) :

- Déformation des ondes radar : Les ondes émises par l'altimètre sont perturbées par la proximité du continent, notamment dans les 10 derniers kilomètres de la côte, ce qui affecte la précision des mesures.
- Contamination des signaux : Le signal du radiomètre, utilisé pour corriger l'effet de l'humidité atmosphérique, est contaminé par les émissions terrestres à partir de 30-50 km de la côte. D'autres corrections, comme la correction de biais de l'état de la mer (SSB), sont également affectées.
- Erreurs de corrections : Les marées et les réponses atmosphériques sont amplifiées sur le plateau continental, souvent mal représentées dans les modèles utilisés pour corriger les mesures altimétriques de ces composantes de hauteur d'eau.
- Limites de l'échantillonnage : L'échantillonnage spatio-temporel des missions altimétriques n'est pas adapté pour capturer l'information sur les phénomènes côtiers, de plus petite échelle qu'au large.
- Perte de données : Lors de la transition entre la mer et la terre, l'altimètre peut perdre des données (non transmises au sol), créant des lacunes dans la couverture.

Face à la demande croissante d'observations altimétriques précises dans les zones côtières, où les enjeux humains et économiques sont considérables, des avancées significatives ont été réalisées ces dernières années. Les instruments et techniques de mesure ont été améliorés, et de nombreuses études ont exploré de nouvelles méthodes pour traiter et analyser les données altimétriques côtières. Ces innovations se concentrent notamment sur le traitement de l'écho radar, l'amélioration des corrections géophysiques et l'optimisation de l'édition des données pour maximiser la quantité d'informations exploitables dans les régions littorales (Birol et al., 2021, 2017; Passaro et al., 2014).

• Les solutions

La puissance de l'écho radar est influencée par divers facteurs tels que la quantité de terre dans l'empreinte de l'instrument, la distance au nadir, le relief côtier et la réflectivité des éléments présents dans cette zone. À mesure que le satellite se rapproche/s' éloigne de la côte, la queue/le front de la forme d'onde est déformé par des réflexions parasites provenant de la terre. Jusqu'à une distance d'environ 10-15 km de la côte, l'écho radar suit généralement le modèle de Brown, mais en deçà de cette limite, les formes d'onde deviennent extrêmement variées et complexes (Halimi et al., 2013).

Pour pallier ce problème, plusieurs méthodes de retracking ont été développées spécifiquement pour les observations côtières. Certaines se basent sur une classification des formes d'onde, tandis que d'autres analysent des séries de données consécutives (Cipollini et al., 2017). Une de ces innovations est le retracker ALES (Adaptive Leading-Edge Subwaveform), qui ajuste un modèle uniquement sur le front de montée de l'onde pour éviter les perturbations sur la queue de l'écho, permettant de rapprocher les mesures précises du trait de côte (Passaro et al., 2014b). Un autre enjeu majeur de l'altimétrie côtière réside dans la précision des corrections atmosphériques et géophysiques nécessaires pour dériver la hauteur de la surface de la mer. Près du littoral, ces corrections doivent prendre en compte les processus locaux et très variables. Les conditions changeantes du vent et des vagues, ainsi que la variabilité du trait de côte et de la bathymétrie, complexifient l'estimation de la forme d'onde et la détermination de la hauteur significative des vagues, impactant directement la correction de biais de l'état de la mer. Bien que des modèles existent, aucune méthode n'a encore entièrement résolu cette problématique. La correction de troposphérique humide, est également problématique près des côtes : les algorithmes d'extraction du retard troposphérique humide, calibrés pour des conditions océaniques moyennes, sont perturbés par l'émissivité plus élevée des surfaces terrestres (Obligis et al., 2011). Pour contourner ces imprécisions, des méthodes d'extrapolation des valeurs de correction non contaminées du large vers la côte, ainsi que l'utilisation de stations GNSS côtières pour dériver un délai troposphérique, ont été développées (Fernandes et al., 2015). Concernant les corrections de marée, des modèles récents permettent d'augmenter fortement la résolution dans les zones côtières et de mieux y corriger les mesures altimétriques (Carrere et al., 2022).



Figure 2.8: Schéma de la propagation d'une pulsation radar à l'approche de la côte (haut : vue de profil / bas : vue du dessus) (Gommenginger et al., 2011).

Ces dernières années, de nombreuses initiatives ont cherché à améliorer la qualité des données altimétriques en zones côtières, en exploitant les différentes avancées citées ci-dessus. Le Centre National d'Études Spatiales (CNES) a notamment développé des produits spécifiques pour les études côtières, hydrologiques et sur les zones de glace, dans le cadre des projets PEACHI et PISTACH (Cipollini et al., 2017).

Parallèlement, le Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) a élaboré la chaîne de traitement X-TRACK, s'appuyant sur des développements antérieurs (Roblou et al., 2011; Vignudelli et al., 2005). Détaillée dans Birol et al., (2017), cette méthode repose notamment sur l'édition fine et la reconstruction des corrections altimétrique près de la côte, permettant de conserver un maximum d'informations à l'approche de la côte. X-TRACK a été utilisée pour retraiter la quasi-totalité des données de missions altimétriques et notamment celles partageant la même orbite, telles que Topex/POSEIDON et Jason 1-2-3.

Ces données librement distribuées ont permis d'étendre la couverture altimétrique en zones côtières (Birol et al., 2017).

Plus récemment, la combinaison de la chaîne X-TRACK avec les sorties du retracker ALES a permis d'améliorer très significativement la précision et la couverture des données de niveau de la mer à proximité du littoral. Le produit X-TRACK/ALES, utilisant par ailleurs également les mesures altimétriques haute fréquence (20Hz) au lieu des mesures habituellement utilisées (1Hz), fournit ainsi des données jusqu'à une distance de 1,2 à 4 km avec au moins 80% de données disponibles (Birol et al., 2021a).

- **Le produit altimétrique X-TRACK/ALES**

Les données altimétriques utilisées dans cette étude proviennent du produit along track haute résolution X-TRACK/ALES (Birol et al., 2021). Elles correspondent à des séries temporelles de variations de hauteur d'eau avec une résolution spatiale d'environ 350 m le long de la trace et combinent les mesures des missions Jason 1, 2 et 3. Les traces de ces missions localisées dans la zone d'étude sont représentées sur la .. Ces données couvrent la période 2002 à 2021 avec une résolution temporelle d'environ 10 jours. Birol et al., (2021), (Gouzenes et al., 2020), Marti et al., (2021) montrent qu'en région océanique côtière, ce produit permet d'obtenir des séries temporelles de qualité sur les 4 premiers kilomètres de la côte en moyenne, soit significativement plus près que dans les autres jeux de données précédents. Ce produit fournit en chaque point de mesure les séries temporelles d'anomalies de hauteur d'eau (SLA) corrigées de la marée et de la réponse aux variations haute fréquence de l'atmosphère (DAC), mais également les séries des corrections de marée et de la DAC utilisées. Ces dernières seront nécessaires pour certaines parties de notre étude. L'altimétrie spatiale ne permet d'accéder de manière précise qu'aux anomalies de hauteur d'eau en absolu ; dans le jeu de données utilisé celles-ci sont référencées par rapport à la période 1993-2012. La marée provient du modèle global FES 2014 (Carrere et al., 2015). La DAC provient du modèle MOG2D-G (Carrère and Lyard, 2003). Dans cette thèse nous utiliserons alternativement les séries de SLA ou de hauteur de mer totales obtenues en additionnant la SLA, la marée et la DAC.

Tableau 2.2: Sources et détails des corrections appliquées aux données altimétriques X-TRACK/ALES

Paramètres	Source	Jason-1,2,3
Altitude	GDR (Données Géophysiques de Référence)	Altitude du satellite
Distance	ALES/TUM	Distance altimétrique corrigée par ALES en bande Ku à 20 Hz (Passaro et al., 2014)
Ionosphère	GDR	À partir de la mesure de distance altimétrique à double fréquence
Troposphère sèche	GDR	À partir du modèle ECMWF
Troposphère humide	Université de Porto	Correction GPD + radiomètre (Fernandes et al., 2015)
Biais d'état de mer	ALES/TUM	Correction du biais d'état de mer en bande Ku, re-tracking ALES (Passaro et al., 2018)
Marée solide	RADS	À partir du modèle de potentiel de marée (Cartwright and Edden, 1973; Cartwright and Tayler, 1971)
Marée polaire	GDR	À partir de (Wahr, 1985)
Effet de charge	RADS	À partir de FES 2014 (Carrere et al., 2012)
Correction atmosphérique	RADS	À partir de MOG2D-G (Carrère and Lyard, 2003) + baromètre inverse
Marée océanique	RADS	À partir de FES 2014 (Carrere et al., 2012)

1.3. Modèles et autres types de données

1.3.1. Le modèle FES

Dans le cadre de ce travail, nous avons utilisé les constituants de marée issus des atlas de marée FES 2014 et FES2022. FES2014 est une version du modèle global de marée océanique FES (Finite Element Solution) rendu disponible en 2016 (Carrere et al., 2015; Lyard et al., 2021). Cet atlas est disponible sur une grille de $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ soit environ 7 km x 7 km. Il utilise une résolution flexible de grille non structurée, permettant une meilleure résolution et donc performance sur le plateau continental et les mers côtières. Par rapport aux versions précédentes, la résolution de grille améliorée de FES2014 permet également d'étendre le spectre des constituants des marées en améliorant ainsi encore les capacités et la précision en matière de prévisions des marées dans les zones côtières.

FES 2022 est une version améliorée de FES2014 développé pour réduire les erreurs de FES2014 dans les régions côtières et polaires. La résolution spatiale a été augmentée près des terres, incluant les fjords et les estuaires, et la bathymétrie du modèle a été améliorée dans de nombreux endroits (Carrere et al., 2022). Dans les hautes latitudes les effets saisonniers de la glace de mer et plus de données ont été inclus pour l'assimilation. Cet atlas est disponible sur une résolution $1/30^\circ \times 1/30^\circ$ soit environ 3km.

Pour visualiser ces atlas et comparer leurs constituants de marée avec ceux d'autres produits, nous avons utilisé l'outil POCVIP, développé à cet effet par Damien Allain ingénieur de Recherche IRD au LEGOS.

1.3.2. Données météorologiques

Notre étude intègre également des données de pression atmosphérique provenant de deux sources complémentaires : une station météorologique située dans l'estuaire du Wouri et la réanalyse ERA5. La station météorologique implantée à l'intérieur des terres, à plus de 50 km du large, enregistre la pression atmosphérique à une fréquence élevée de 30 minutes, fournissant une série temporelle fine pour la période 2019-2022. Cette source locale de données servira à étudier les variations de pression atmosphérique à l'intérieur de l'estuaire du Wouri. En complément, nous utilisons les données de pression atmosphérique à la surface de la mer issues de la réanalyse ERA5. Cette dernière combine des modèles numériques avec des observations réelles pour générer un ensemble de données cohérent et complet à l'échelle mondiale. ERA5 offre des estimations horaires d'un grand nombre de variables océaniques, atmosphériques et terrestres, sur une grille de résolution spatiale de 0.25° . Dans notre étude, nous exploitons les données de pression atmosphérique, disponibles sur la période 2018-2022. La combinaison de ces deux sources de données permet d'obtenir une vision plus complète et précise de la pression atmosphérique dans l'ensemble de l'estuaire du Wouri (CHAPITRE 4).

1.3.3. Données de débit

Ces données sont utilisées dans le chapitre 4 qui traite des variations des hauteurs d'eau dans l'estuaire du Wouri.

1.3.4. Mesures in situ

Le principal centre d'archivage des données mondiales in situ sur le débit des cours d'eau est aujourd'hui le Global Runoff Data Center (GRDC, 2018), qui opère sous les auspices de l'Organisation météorologique mondiale (OMM).

Le GRDC offre une collection unique de données sur le débit des rivières, collectées à des intervalles quotidiens ou mensuels à partir de plus de 8000 stations situées dans 157 pays. Ces données sont disponibles sur demande pour une utilisation non commerciale (www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html). Parmi les stations incluses dans cette collection, certaines se trouvent sur les rivières Wouri, Nkam et Moungo, qui sont des cours d'eau majeurs de l'estuaire du Wouri. Les données relatives au débit de la rivière Wouri-Nkam proviennent d'une station située en amont de l'estuaire (voir Figure 2.11). Les données utilisées ici, disponibles sur une base mensuelle, sont dérivées de mesures journalières historiques de 1952 à 1976 *in situ* collectés à cette station.

1.3.5. Données dérivées de l'altimétrie

Les données de débit in-situ actuellement disponibles pour le fleuve principal Wouri-Nkam, situé dans l'estuaire du Wouri, remontant donc à une période relativement ancienne. Cette temporalité souligne les défis associés à l'obtention de mesures de terrain fiables concernant le niveau et le débit de l'eau dans notre zone d'étude. Cependant, comme on le verra par ailleurs dans le chapitre 3, l'application novatrice de l'altimétrie radar spatial offre une perspective prometteuse pour surmonter cette difficulté. L'altimétrie radar spatiale, bien que conçue à l'origine pour l'étude de la topographie des océans, s'est avérée très utile également pour l'hydrologie continentale. Malgré ses limites sur terre, elle a démontré une forte capacité à retrouver avec précision les niveaux d'eau des grands lacs et des mers fermées lorsque les surfaces observées sont suffisamment homogènes, mais aussi dans les grands bassins fluviaux (Biancamaria et al., 2017; Frappart et al., 2021). Plusieurs études d'hydrologie continentale ont permis de démontrer l'intérêt de ces données (Bogning et al., 2018; Diepkilé et al., 2021; Normandin et al., 2018). Afin d'analyser les débits les plus récents dans notre région d'étude, nous avons utilisé deux traces de deux missions différentes : la trace 485 de la mission Sentinel-3A, couvrant la période de 2016 à 2023. Pour extraire les hauteurs d'eau associées, nous avons utilisé le logiciel ALTIS (<https://hal.science/hal-04180138/>). La Figure 2.9 suivante présente les hauteurs d'eau qui en sont issues.

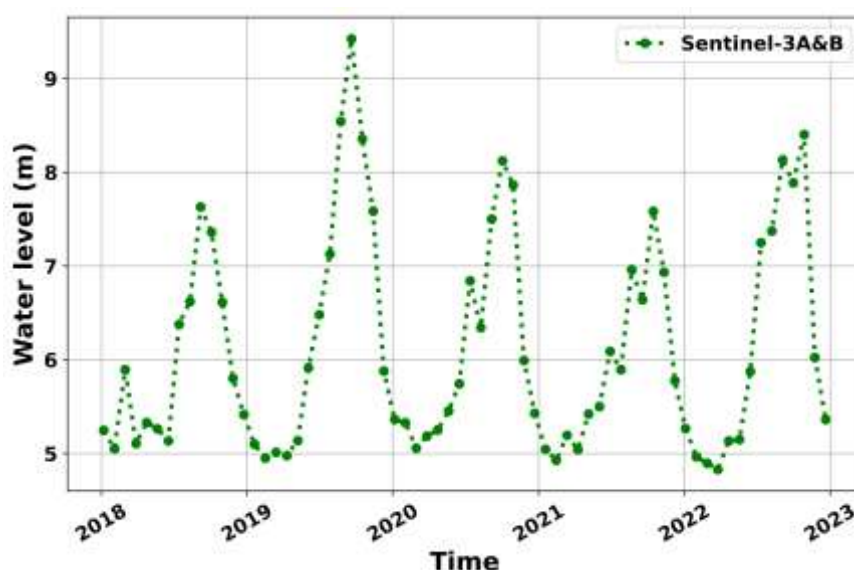


Figure 2.9: Série de hauteur d'eau (m) sur la rivière Wouri-Nkam dérivée des mesures Sentinel 3A

Après avoir obtenu les hauteurs d'eau, les débits sont estimés en utilisant la méthode de quantile. Cela repose sur l'établissement d'une courbe de tarage à partir des données de débit historiques, en recourant à une modélisation statistique basée sur les fonctions quantiles (Tourian et al., 2013). L'intérêt de cette méthode réside dans sa capacité à établir une corrélation entre les données de débit ancien et les hauteurs d'eau plus récentes obtenues par altimétrie. On peut ainsi de construire une courbe de tarage sans mesures simultanées. Cela revêt une importance particulière étant donné que l'altimétrie satellitaire fournit des séries temporelles à des intervalles de 10 ou 35 jours, tandis que les mesures de débit sont généralement disponibles à une échelle quotidienne ou mensuelle.

1.4. Synthèse des données utilisées dans cette étude

Pour clôturer cette partie, nous synthétisons toutes les données utilisées au cours de cette thèse, hors modèle FES qui est disponible partout, sur les Figure 2.10 et Figure 2.11 récapitulatif de leurs caractéristiques se trouve dans le Tableau 2.3.

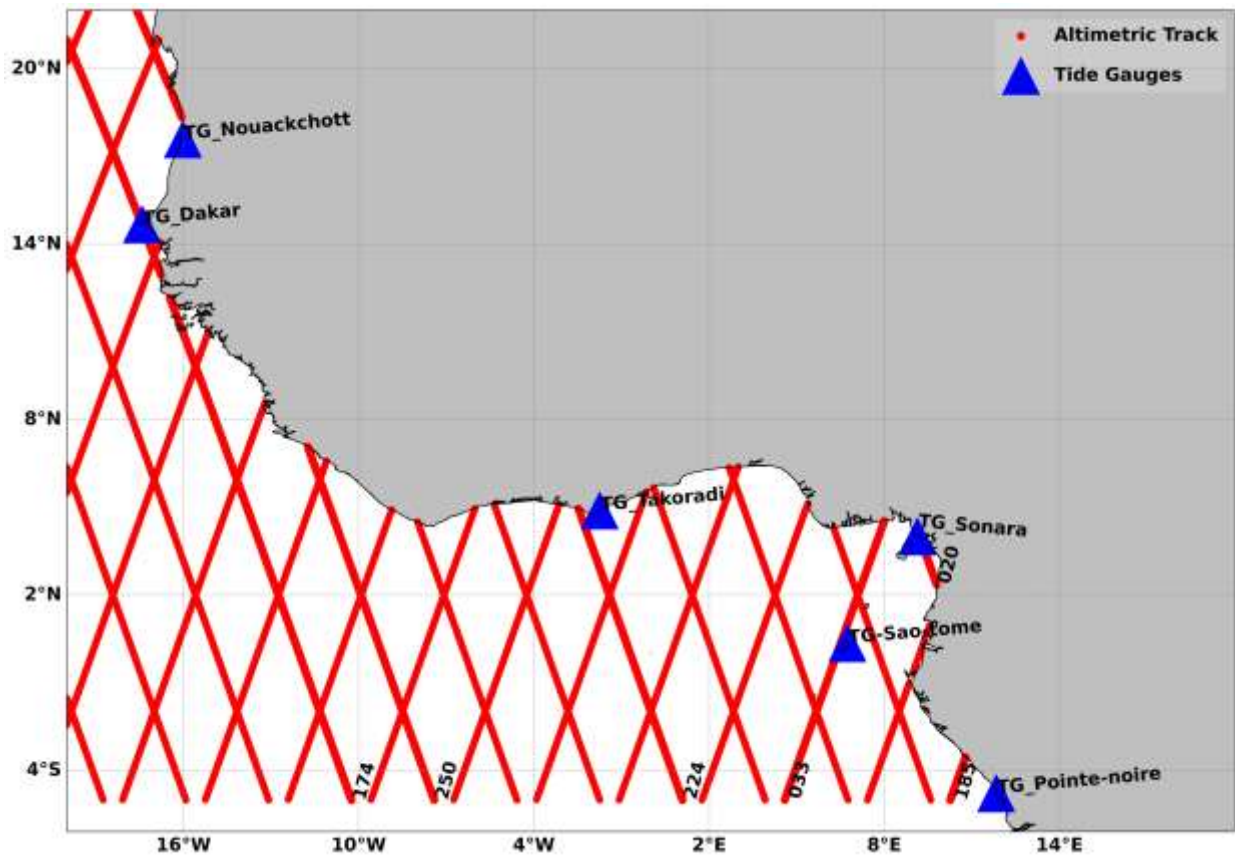


Figure 2.10: Carte régionale des mesures utilisées le long des côtes Ouest africaines : altimétrie et marégraphes (CHAPITRE 3).

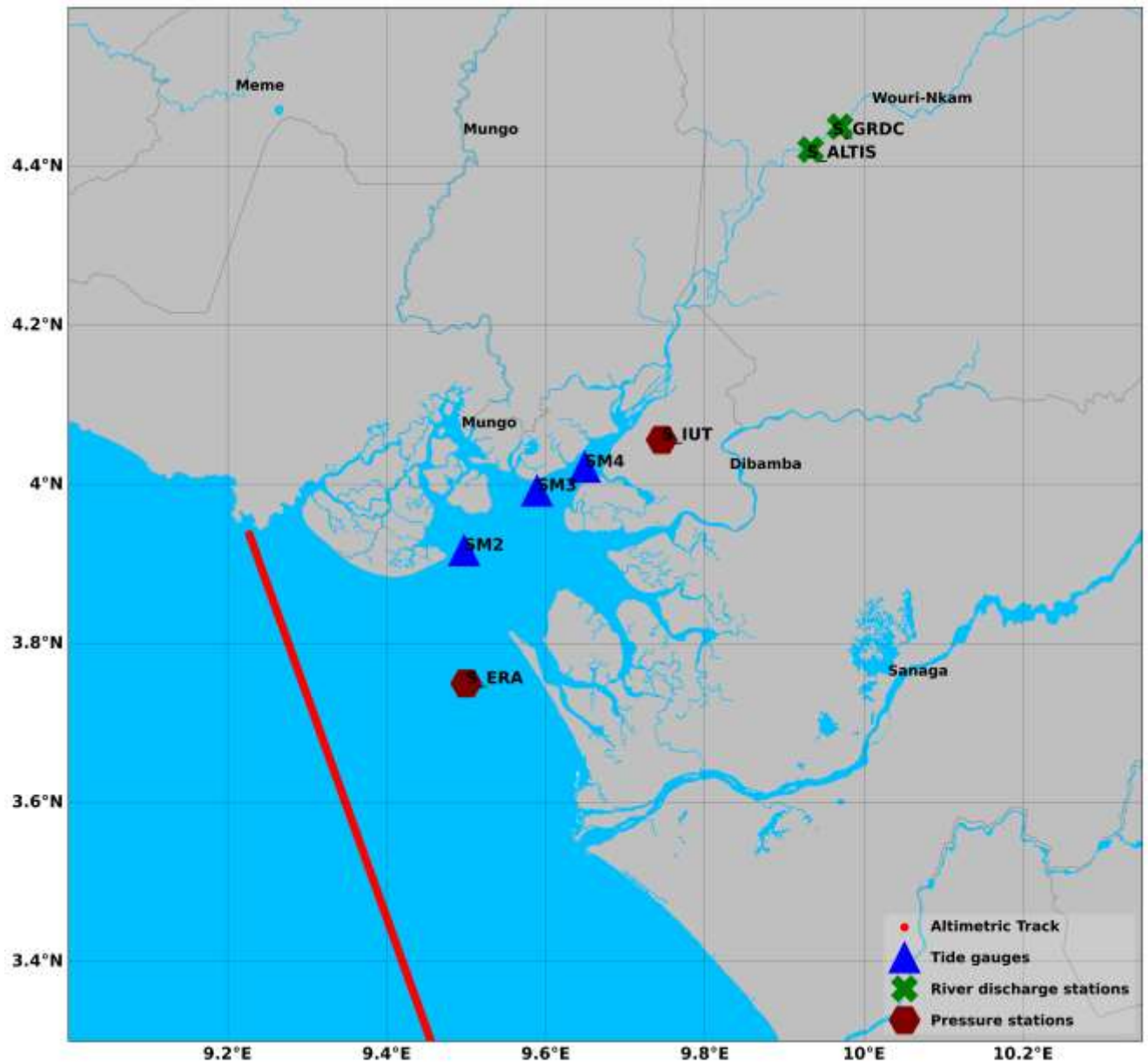


Figure 2.11: Carte des stations de mesure utilisées dans l'estuaire du Wouri (CHAPITRE 4 et CHAPITRE 5).

CHAPITRE 2. DONNÉES ET MÉTHODES

Tableau 2.3: Caractéristiques des mesures utilisées dans cette thèse

Origine	Paramètres de mesure	Nom de la station de mesure	Échantillonnage temporel	Période de mesure
Marégraphes (origine : UHSLC)		Dakar (Sénégal)	1 heure	01/1996-05/2003 ; 10/2007-10/2016
		Takoradi (Ghana)		01/2007-08/2007; 01/2007 04/2009; 01/2010-03/2010; 03/2011-08/2012
		Port Sonara (Cameroun)		06/2008-06/2011
		Sao-Tomé (São Tomé)		08/2004-05/2007 ; 09/2007-08/2010
		Pointe noire (Congo)		09/2008-06/2014
		Nouakchott (Mauritanie)		01/2007-02/2008; 06/2008-02/2015
Marégraphes analogiques	Hauteur d'eau	SM2 (Douala)	5-minutes	2018-2022
		SM3 (Douala)		
		SM4 (Douala)		
Marégraphes à capteur radar		SM2		1999-2005; 2008-2011
		SM3		2002
		SM4		2002; 2011
Altimétrie (produit X-TRACK/ALES)		Jason	9.91 jours	2002-2021
Mesure hydrologique in-situ (GRDC)	Débit	S_GRDC	1 mois	1951-1977
Altimétrie (Sentinel 3A)		S_ALT	27 jours	2018-2022
Baromètre	Pression atmosphérique	S_IUT	30 minutes	2019-2022
Réanalyse ERA5		S_ERA	1 heure	2018-2022

2. Méthodes

2.1. Calcul des tendances

Pour dériver les tendances du niveau de la mer (CHAPITRE 3), nous avons d'abord calculé les moyennes mensuelles à partir des valeurs de SLA pour les données altimétriques et horaires pour les marégraphes. Ensuite, nous avons appliqué un filtre 3-sigma pour éliminer les valeurs aberrantes. Cette méthode statistique consiste à exclure les données situées à plus de trois écarts-types de la moyenne. Les cycles annuels et semi-annuels ont été supprimés des séries temporelles mensuelles de SLA pour isoler les tendances à long terme.

Enfin, la tendance a été déterminée par régression linéaire en utilisant la méthode des moindres carrés (Mudelsee, 2019). Les valeurs de p-value ainsi que l'erreur associée (± 1 écart-type, Marti et al., 2021) ont été calculées. Pour évaluer la signification statistique des tendances, nous avons utilisé le test non paramétrique de Mann-Kendall (Nguyen et al., 2022; Taninpong et al., 2021). L'intervalle de confiance à 95 % sur la pente a été obtenu à partir de la distribution t-student avec $n-2$ degrés de liberté (Montgomery and Runger, 2010).

2.2. Analyse spectrale

Dans ce travail, nous utilisons la méthode d'analyse de la densité spectrale de puissance (PSD) suggérée par (Vaníček, 1969). Cette méthode nous permet d'analyser les variations de puissance dans une série temporelle de niveau de la mer et de mettre en lumière les fréquences dominantes dans le signal. La densité spectrale de puissance $P_\varepsilon(f)$ des niveaux d'eau ε est exprimée mathématiquement par l'équation (3). On y estime la densité spectrale de puissance à l'aide d'un périodogramme, une fonction qui affiche des informations sur les composantes périodiques d'une série chronologique (Gharineiat and Deng, 2020). L'estimateur du périodogramme est donné par :

$$P_\varepsilon(f) = \frac{1}{m} \left[\sum_{j=0}^{m-1} \varepsilon_j \exp(2\pi j e) \right] \quad (4)$$

Où m est le nombre de mesures du niveau de la mer, j est l'indice qui varie de 0 à $m - 1$, et ε_j désigne le j ème élément des mesures du niveau de la mer ε_j .

Pour améliorer l'estimation de la PSD, nous utilisons la méthode proposée par (Welch, 1967). Celle-ci consiste à diviser les données de séries temporelles en segments (éventuellement superposés), à calculer un périodogramme modifié pour chaque segment, puis à faire la moyenne des estimations PSD. Le résultat est l'estimation PSD de Welch. Cette méthode réduit la variance de l'estimation en moyenne, tout en maintenant une bonne résolution en fréquence.

Ainsi, pour chaque spectre, la méthode de Welch a été appliquée pour estimer la densité spectrale de puissance, offrant une analyse plus précise et robuste des variations périodiques dans les niveaux de la mer.

2.3. Analyse harmonique de la hauteur d'eau

La hauteur d'eau est une superposition de plusieurs signaux, dont les variations de la marée qui peuvent être représentées comme une somme d'un nombre fini d'harmoniques. En un lieu déterminé et à l'instant t , soit $h(t)$ la hauteur de la marée au-dessus de son niveau moyen. La formule harmonique de la marée se traduit par :

$$h(t) = h_0 + at + \sum_{i=1}^n f_i H_i \cos[\delta_i(t) + (Vo + u)_i - g_i] \quad (5)$$

Où h_0 est la hauteur moyenne de la mer, a est la tendance linéaire, δ_i la fréquence de la i ème composante de marée, Vo_i phase astronomique, potentiel de marée dans le système de Greenwich de la i ème composante de marée f_i , u_i sont les facteurs de correction nodaux de la i ème composante, H_i , g_i l'amplitude et la phase de la i ème composante, respectivement, et n est le nombre de constituants (Godin, 1986). Dans ce travail de thèse, nous avons déterminé les propriétés moyennes des constituants de la marée par analyse harmonique des séries temporelles des niveaux d'eau décrites dans la section 2.2 du chapitre 4 en utilisant le logiciel Detidor (qui fait partie de la boîte à outils du modèle de marée FES, pour calculer et valider les modèles FES), qui prend en compte des facteurs nodaux variables (Lyard et al., 2021).

Pour calculer d'une part les différences entre les constituants de marée entre les stations de mesures entre elles, et d'autres part évaluer l'erreur de marée entre les différents types de mesure, nous utilisons deux paramètres : la différence complexe et l'erreur complexe. Ces paramètres sont calculés comme suit (Tranchant et al. 2021) :

Différence complexe : $\Delta z = A_{obs} e^{i\varphi_{obs}} - A_{alt} e^{i\varphi_{alt}} \quad (6)$

Erreur complexe : $\delta = \sqrt{\frac{1}{2} |\Delta z|^2} \quad (7)$

Où A et φ , sont respectivement, l'amplitude et la phase des composantes de marée observés (obs) et altimétriques (alt), et δ l'erreur complexe entre les composantes.

2.4. Caractérisation de l'asymétrie de la marée

Sous l'effet de phénomènes non linéaires, des transferts d'énergie se produisent des composantes astronomiques vers leurs harmoniques, provoquant une asymétrie de la marée. Friedrichs and Aubrey (1988) caractérisent cette asymétrie en relation avec l'onde de marée M2, la composante astronomique dominante pour la plupart des côtes du monde, et l'onde M4, l'harmonique dominante en estuaire.

Cette notion sera utilisée au chapitre 4. La déformation de la marée est principalement due à deux phénomènes concurrents : le frottement sur le fond, représenté par le rapport amplitude de marée/profondeur (a/h), et la présence de zones intertidales, représentée par le rapport volume des zones intertidales/volume de l'estuaire (V_s/V_c). L'importance relative de ces deux termes influence l'évolution des composantes non astronomiques, telles que M_4 , responsables de l'asymétrie de la marée. Les contributions à la hauteur d'eau totale de M_2 et M_4 peuvent s'exprimer par $A_{M_2} \cos(\omega t - \theta_{M_2})$ et $A_{M_4} \cos(2\omega t - \theta_{M_4})$, où t est le temps, ω la pulsation semi-diurne, A et θ l'amplitude et la phase de la hauteur d'eau. Deux paramètres définissent la déformation de la marée à partir des hauteurs d'eau : la phase relative de M_4 par rapport à M_2 ($2\theta_{M_2} - \theta_{M_4}$) et le rapport des amplitudes de M_4 et M_2 (A_{M_4}/A_{M_2}). Le rapport des amplitudes indique le degré de distorsion, tandis que la phase relative détermine la direction de la distorsion (Friedrichs and Aubrey, 1988). Une asymétrie de l'onde de marée se produit lorsque $A_{M_4} > 0$. La direction de l'asymétrie dépend de $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$. Lorsque $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ est égal à 0° ou 180° , la marée est déformée mais symétrique. Si $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ est compris entre 0° et 180° , le système est à dominance de flot (maximum à 90°). Si $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ est compris entre 180° et 360° , le système est à dominance de jusant (maximum à -90°) (Friedrichs and Aubrey, 1988).

2.5. Détection des hauteurs extrêmes

Nous utilisons cet outil au chapitre 5. La méthode du percentile est une approche statistique largement utilisée pour estimer les niveaux d'eau extrêmes en hydrologie et océanographie (Coles, 2001; Marcos and Woodworth, 2017; Melet et al., 2018). Elle identifie les valeurs qui dépassent un seuil de probabilité défini, par exemple, le 99e percentile représente la valeur dépassée avec une probabilité de 1%. Cette méthode, bien que simple à mettre en œuvre, est robuste face aux valeurs aberrantes et aux distributions non normales (Beguería et al., 2011). Les résultats sont exprimés en termes de probabilité de dépassement, ce qui facilite leur interprétation et la communication des risques aux décideurs et au public. Pour définir les hauteurs d'eau extrêmes, différents percentiles sont calculés.

Un événement est considéré comme extrême si le niveau de l'eau dépasse le seuil du percentile pendant une période définie.

Par exemple, Ullmann et al. (2005) considèrent un événement comme extrême si le niveau de la mer dépasse le seuil du percentile pendant plus d'un jour sur une période de trois jours.

Dans notre cas, nous avons défini quel percentile utiliser à partir du classement des valeurs de hauteurs du niveau de la mer des séries marégraphiques avec et sans marée.

Ce classement nous a permis d'estimer un percentile représentant le seuil au-delà duquel on a des extrêmes jugés les plus sévères ; il s'agit du 99ème percentile. Une fois ce seuil défini, nous avons considéré qu'un événement était extrême s'il dépassait ce seuil pendant au moins 1 heure consécutive. Cette durée minimale d'1 heure nous a semblé pertinente pour éliminer de possibles erreurs résiduelles dans nos séries de données de nos résultats.

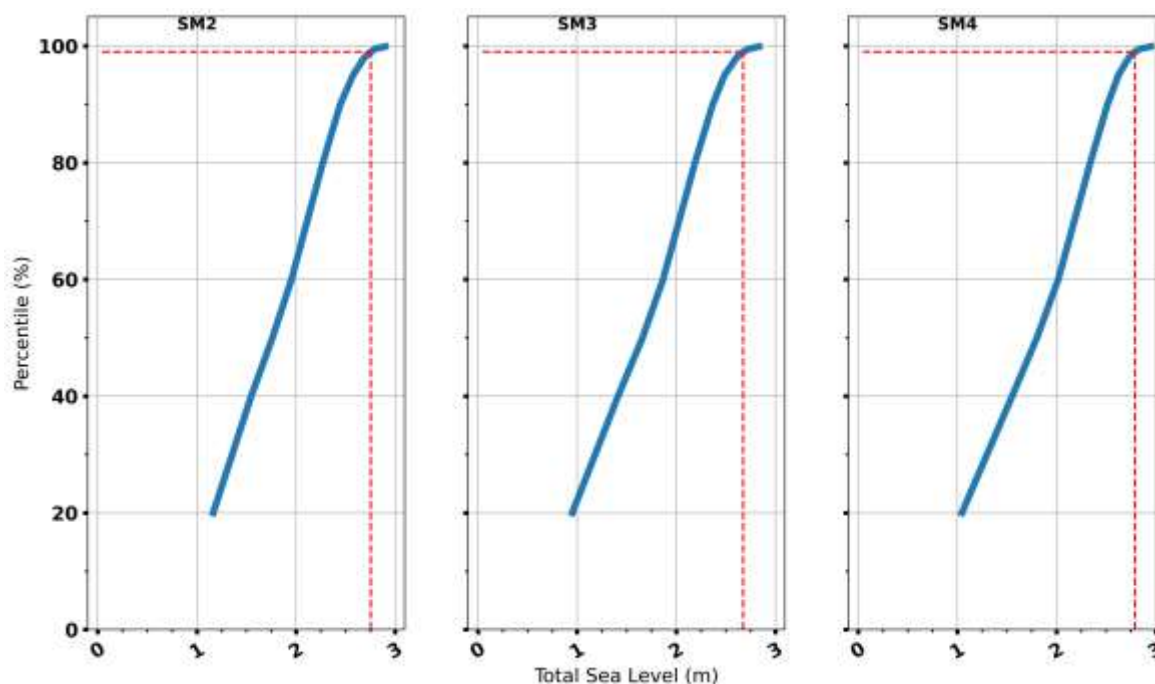


Figure 2.12: Distribution des percentiles de la hauteur d'eau totale pour les stations marégraphiques SM2, SM3 et SM4.

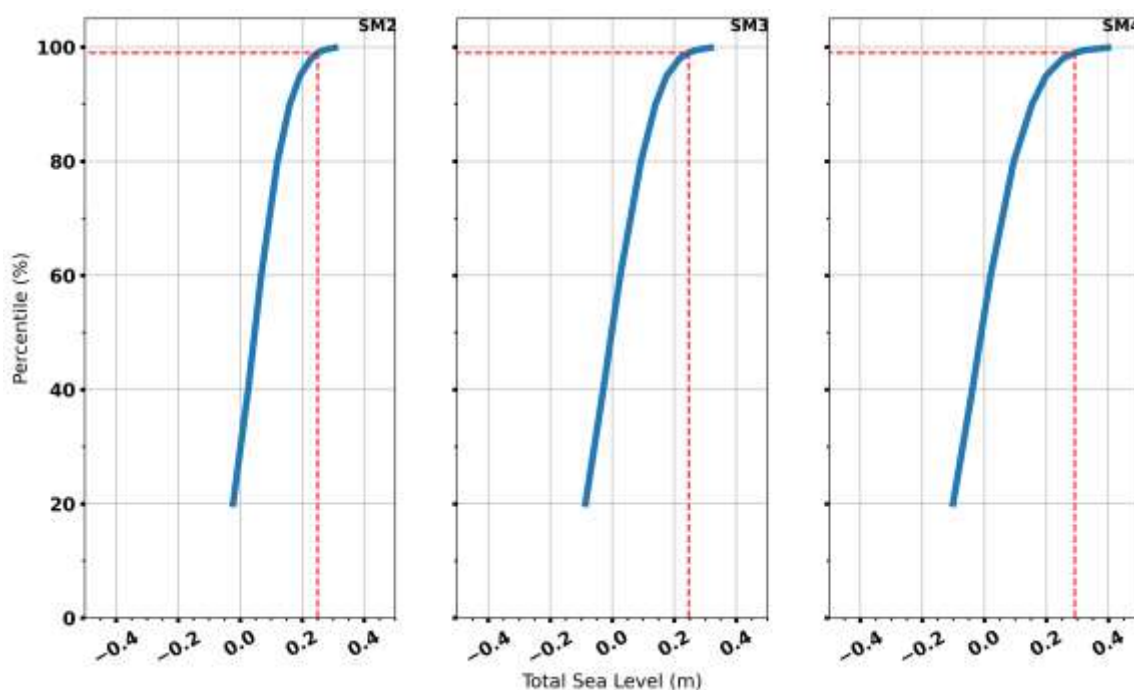


Figure 2.13: Distribution des percentiles de la hauteur d'eau résiduelle (sans marée) pour les stations marégraphiques SM2, SM3 et SM4

2.6. Reconstruction et de validation des hauteurs d'eau marégraphiques

2.6.1. Numérisation des données analogiques

Les données issues du marégraphe appelées marégrammes étant sous forme analogique (marégramme papier), elles ont été transformées dans le cadre de notre étude en données numériques pour une meilleure utilisation grâce au logiciel *Nunieau* pour « NUmérisation des Niveaux d'EAU » développé par le CETE Méditerranée (CEREMA depuis 2014) (Ullmann et al., 2005). Conçu initialement pour numériser dix-sept années de marégrammes de Port-Vendres, il a par la suite été amélioré pour étendre la numérisation aux limnigrammes (enregistrements de hauteurs d'eau en étangs ou rivières). Développé sous MATLAB, NUNIEAU est un exécutable, fonctionnant avec l'installation de Matlab Component Runtime, disponible en téléchargement gratuit avec NUNIEAU sur internet. C'est un logiciel de traitement d'image visant à extraire le signal analogique étudié (signal marégraphique, de niveau d'eau en général, pluviogrammes, ...) en se basant sur un algorithme de reconnaissance des couleurs. Cette transformation des données analogiques en données numériques passe par plusieurs étapes allant du calage jusqu'à la vérification et la correction des erreurs et passant par la numérisation. Le processus de numérisation consistera donc à extraire chaque courbe (une courbe correspondant soit à une journée ou une demi-journée) du marégramme en papier. Au préalable, on renseigne dans un formulaire des métadonnées à associer aux mesures de hauteurs d'eau, telles que la date de début des mesures, les caractéristiques de la grille (nombre et valeur des carreaux unitaires selon x et y), commentaires optionnels. Le calage du marégramme se fait à la fois en temps et en hauteur, grâce à la définition des points de calages (au nombre de 5). Une description plus détaillée du processus de numérisation est décrite dans les travaux de (Latapy et al., 2021).

Au cours de mon stage de master, j'ai intégré un projet de numérisation de tous les anciens enregistrements de marégraphes en me focalisant sur la station SM2. Cette station est la plus exposée à l'océan et la plus proche des traces altimétriques. Mon objectif était d'évaluer la complémentarité et la cohésion des données altimétriques et des données marégraphiques de l'estuaire du Wouri. Simultanément, d'autres étudiants ont poursuivi ce travail en numérisant les enregistrements des marégraphes des stations SM3 et SM4. Il est à noter que la numérisation des enregistrements marégraphiques à l'aide du logiciel NUNIEAU est une tâche qui prend beaucoup de temps, surtout lorsque les enregistrements comportent plus de 10 courbes ou alors lorsque le scan des marégrammes est flou.

Malgré les efforts consacrés jusqu'à présent, tous les marégrammes n'ont pas encore été intégralement numérisés. La numérisation des marégrammes restants se fera ultérieurement. Ce processus m'a permis de prendre conscience des défis inhérents à la numérisation de données historiques, ainsi que de l'importance cruciale de préserver ces enregistrements précieux des marégraphes. Ce travail m'a également permis d'acquérir une compréhension plus profonde des complexités associées à la préservation et à l'exploitation de données historiques pour des études futures.

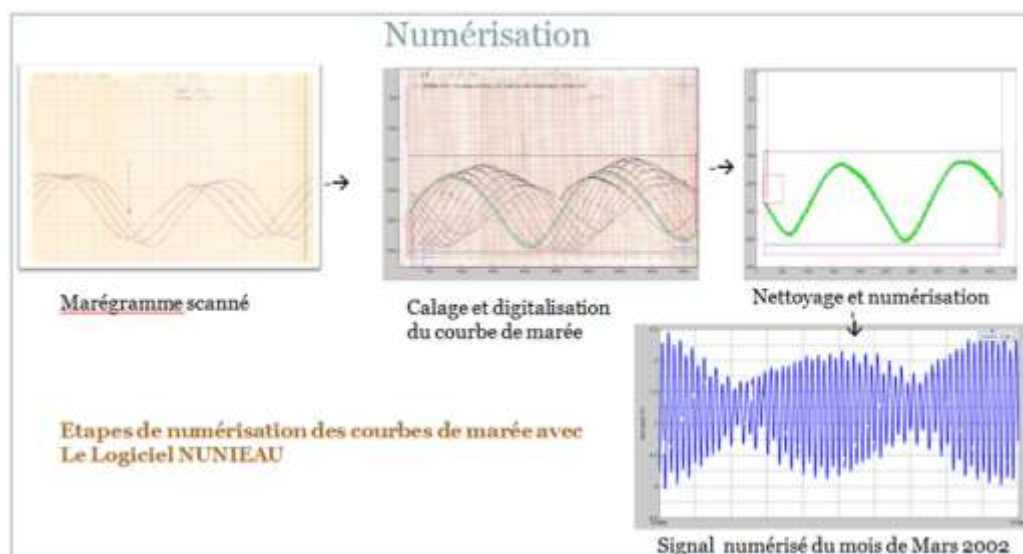


Figure 2.14: Résumé des étapes de la numérisation

2.6.1.a. Mise en cohérence des séries de hauteur d'eau

Les données marégraphiques peuvent être sujettes à divers types d'erreurs, notamment des erreurs de calibration, des décalages temporels et des erreurs techniques liées à l'instrumentation (Hannah, 2010; Latapy et al., 2021; Pytharouli et al., 2018). Ces erreurs se manifestent par des anomalies telles que des valeurs aberrantes, des discontinuités, des pics improbables, des erreurs de datation et des décalages verticaux. Par conséquent, elles compliquent l'analyse des séries temporelles et empêchent la dérivation de tendances précises du niveau de la mer, soulignant l'importance de méthodes robustes de traitement et de correction de ces données avant de les utiliser.

2.6.1.b. Cas des données analogiques

Les principales anomalies des niveaux d'eau issues des marégrammes sont identifiées par une inspection visuelle des données lors de la numérisation et par le traitement des informations associées aux mesures.

On observe notamment des décalages verticaux, temporels et des pics anormaux comme l'illustre la Figure 2.15. Après identification, les décalages verticaux et temporels sont corrigés en prenant en compte les observations du technicien (décalage vertical, avancements/retards de l'horloge) sur les marégrammes (Exemple de correction illustré par Figure 2.16). Chaque courbe numérisée fait l'objet d'une inspection minutieuse et d'une comparaison avec le marégramme correspondant pour détecter et corriger toute anomalie subsistante.

Enfin, une vérification de la cohérence des séries numérisées est effectuée à travers d'autres méthodes pour détecter et rectifier les anomalies restantes (voir section sur l'analyse du résidu instantané ci-dessous).

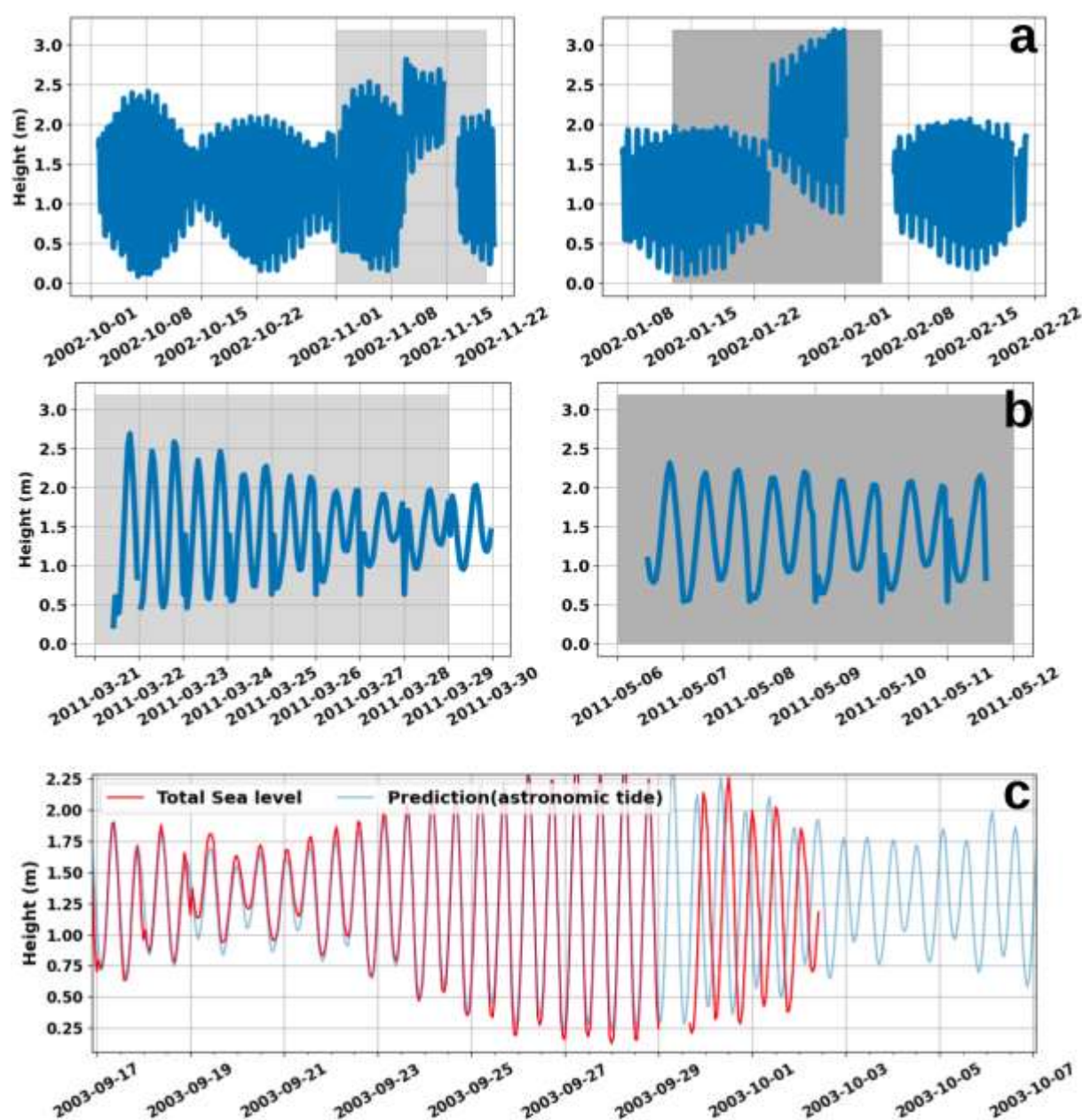


Figure 2.15: Exemples de séries temporelles marégraphiques de hauteur d'eau présentant un décalage vertical

(a), des pics anormaux (b), un décalage temporel (c)

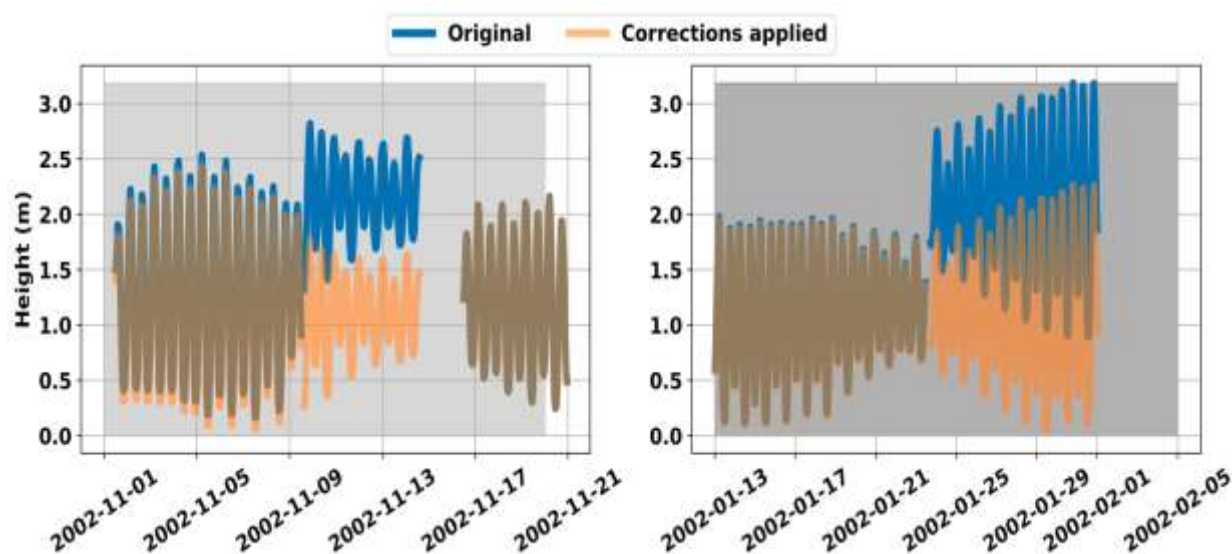


Figure 2.16: Exemple de correction du décalage vertical (courbe orange) observé dans la série de hauteur d'eau marégraphique initiale (courbe bleue)

2.6.1.c. Cas des données numériques

Lorsque nous visualisons nos séries chronologiques de hauteurs d'eau, on observe souvent des petits pics et des écarts soudains dans les données. Le premier contrôle consiste à parcourir en détail les fichiers numériques contenant les mesures de hauteurs d'eau. À cette étape, il apparaît des valeurs qui, en l'espace de seulement 5 minutes à 1 heure, augmentent ou diminuent de manière assez brutale. Elles sont identifiables à la lecture des fichiers, comme l'illustre la Figure 2.17. Ces valeurs sont éliminées.

2019-08-07 01:00:00; 1.439	1 2018-03-01 00:05:07; 1.176
2019-08-07 02:00:00; 1.066	2 2018-03-01 00:10:07; 1.19
2019-08-07 03:00:00; 0.904	3 2018-03-01 00:15:07; 1.25
2019-08-07 04:00:00; 0.994	4 2018-03-01 00:20:07; 1.245
2019-08-07 05:00:00; 1.27	5 2018-03-01 00:25:07; 1.287
2019-08-07 06:00:00; 1.646	6 2018-03-01 00:30:07; 1.384
2019-08-07 07:00:00; 2.801	7 2018-03-01 00:35:07; 1.336
2019-08-07 08:00:00; 2.508	8 2018-03-01 00:40:07; 1.37
2019-08-07 09:00:00; 2.312	9 2018-03-01 00:45:07; 1.382
2019-08-07 10:00:00; 2.805	10 2018-03-01 00:50:07; 1.394
2019-08-07 11:00:00; 1.59	11 2018-03-01 00:55:07; 1.425
2019-08-07 12:00:00; 1.216	12 2018-03-01 01:00:07; 1.459
2019-08-07 13:00:00; 1.13	13 2018-03-01 01:05:07; 1.491
2019-08-07 14:00:00; 1.25	14 2018-03-01 01:10:07; 1.534
2019-08-07 15:00:00; 1.453	15 2018-03-01 01:15:07; 1.544
2019-08-07 16:00:00; 1.755	16 2018-03-01 01:20:07; 1.628
2019-08-07 17:00:00; 1.98	17 2018-03-01 01:25:07; 1.657
2019-08-07 18:00:00; 2.207	18 2018-03-01 01:30:07; 1.688
2019-08-07 19:00:00; 2.255	19 2018-03-01 01:35:07; 1.726
2019-08-07 20:00:00; 2.204	20 2018-03-01 01:40:07; 1.74
2019-08-08 00:00:00; 2.051	21 2018-03-01 01:45:07; 1.808
2019-08-08 01:00:00; 1.762	22 2018-03-01 01:50:07; 1.818
2019-08-08 02:00:00; 1.438	23 2018-03-01 01:55:07; 1.864
2019-08-08 03:00:00; 1.182	24 2018-03-01 02:00:07; 1.908
2019-08-08 04:00:00; 1.065	25 2018-03-01 02:05:07; 1.942
2019-08-08 05:00:00; 1.179	26 2018-03-01 02:10:07; 1.975
2019-08-08 06:00:00; 1.412	27 2018-03-01 02:15:07; 1.985
2019-08-08 07:00:00; 1.723	28 2018-03-01 02:20:07; 1.995
2019-08-08 08:00:00; 2.016	29 2018-03-01 02:25:07; 2.147
2019-08-08 09:00:00; 2.283	30 2018-03-01 02:30:07; 2.196
2019-08-08 10:00:00; 0.791	31 2018-03-01 02:35:07; 2.22
2019-08-08 11:00:00; 2.418	32 2018-03-01 02:40:07; 2.224
2019-08-08 12:00:00; 1.025	33 2018-03-01 02:45:07; 2.249
2019-08-08 13:00:00; 2.19	34 2018-03-01 02:50:07; 2.263
2019-08-08 14:00:00; 1.87	35 2018-03-01 02:55:07; 2.286
2019-08-08 15:00:00; 1.503	36 2018-03-01 03:00:07; 2.381
2019-08-08 16:00:00; 1.244	37 2018-03-01 03:05:07; 2.299
2019-08-08 17:00:00; 1.131	38 2018-03-01 03:10:07; 2.314
2019-08-08 18:00:00; 1.233	39 2018-03-01 03:15:07; 2.328

Figure 2.17: Séries numériques hauteurs d'eau avec des valeurs erronées

2.6.2. Étude des résidus instantanées

Cette méthode permet de détecter les sauts et les erreurs ponctuelles des séries marégraphiques grâce à une vérification visuelle systématique des résidus instantanés (Ferret et al., 2014; Gouriou, 2012; Pouvreau, 2010). Les résidus sont obtenus en soustrayant la marée astronomique prédite, déterminée par l'analyse harmonique (décrite en 2.3 dans le CHAPITRE 2), du signal de hauteur d'eau total. Les anomalies dans les séries marégraphiques sont en effet souvent masquées par la présence de la marée astronomique qui est le signal dominant.

2.6.2.a. Cas des marégraphes analogiques

Lorsque nous soustrayons la marée de la hauteur d'eau totale des séries qui ont été numérisées, on peut obtenir un signal de résidu qui présente des pics anormaux comme l'illustre la prise en exemple.

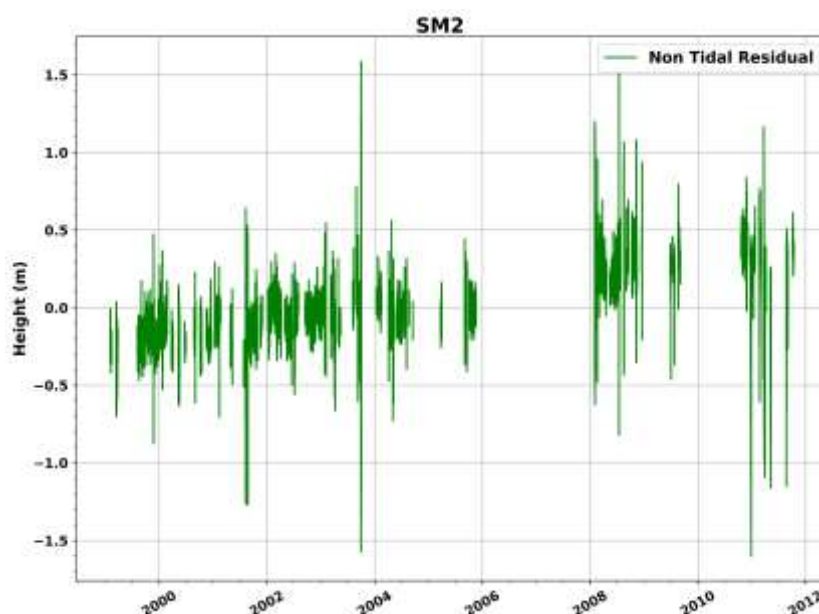


Figure 2.18: Exemple de série temporelle du résidu de hauteur d'eau marégraphique instantanée présentant des pics anormaux.

Les pics anormaux observés dans les données peuvent avoir plusieurs origines : une confusion lors de la numérisation (c'est à dire numériser une courbe à la place d'une autre) lorsque les marégrammes sont flous ou contiennent de nombreuses courbes (plus de 10 courbes), l'utilisation de courbes correspondant à des dates incorrectes, et des erreurs de report des décalages temporels ou verticaux par le technicien en charge des marégrammes.

Pour corriger ces problèmes, il est nécessaire de retourner aux marégrammes d'origine, de vérifier que les informations qui y sont reportées sont correctes, et de rectifier les erreurs en fonction de leurs origines.

2.6.3. Cas des marégraphes numériques

Même pour les données numériques issues des marégraphes radar, l'analyse du résidu instantané de nos données marégraphiques a révélé des valeurs anormales (exemple en). Des pics sont observés, indiquant un problème dans la série. Cela suggère une instabilité du signal lors de l'émission ou la réception du signal radar ou alors tout simplement à un problème de traitement du signal radar.

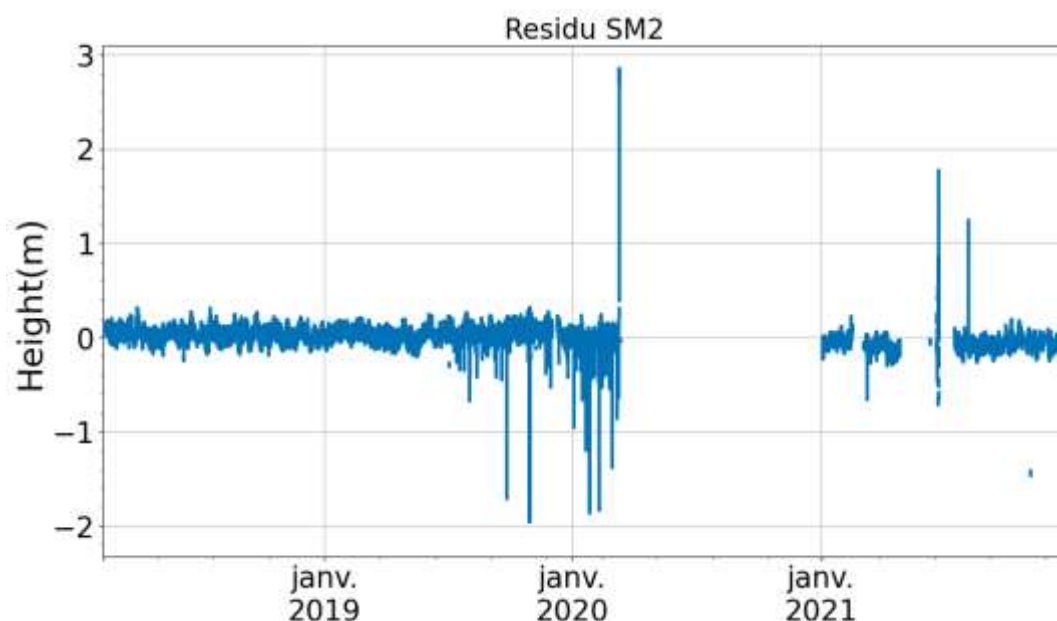


Figure 2.19: Exemple de série temporelle du résidu de hauteur d'eau instantané avec des pics de valeurs suspectes.

Pour supprimer ces valeurs suspectes dans l'ensemble des données numériques, la méthode de l'écart-type est utilisée. Elle consiste à calculer la moyenne (μ) et l'écart-type (σ) de la série de données, puis à éliminer les points situés à plus de n écarts-types de la moyenne. Nous avons testé différents critères pour supprimer les valeurs aberrantes de manière optimale de nos séries marégraphiques. Le critère de $4.5\sigma + \mu$ s'est avéré le plus adapté, car les autres critères supprimaient non seulement les valeurs aberrantes, mais également des valeurs élevées qui étaient valides. La illustre un exemple de l'application de ce critère sur une série marégraphique présentant des pics anormaux.

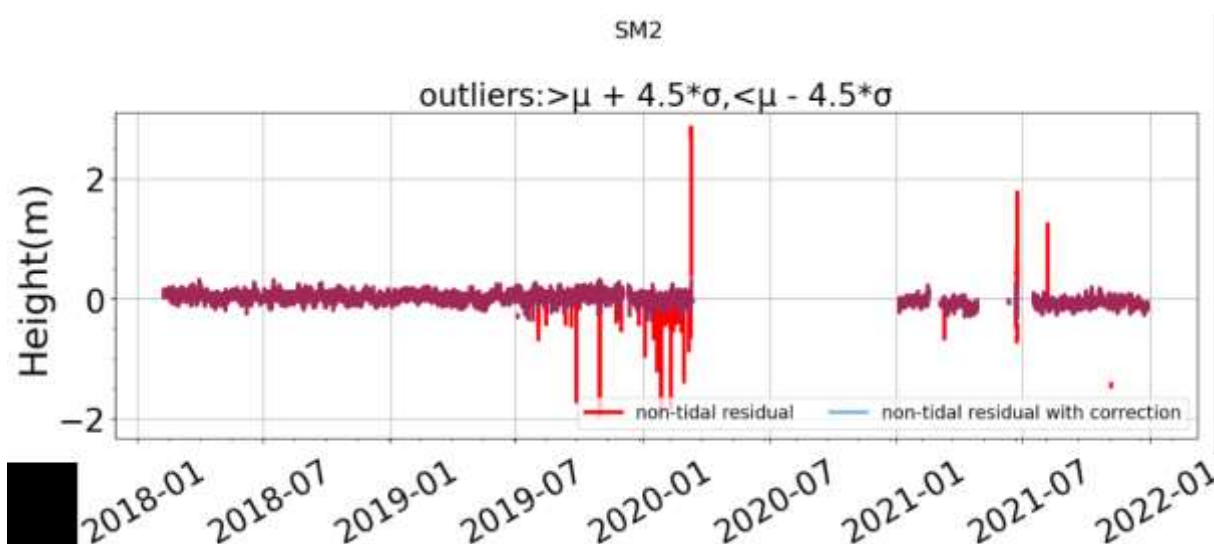


Figure 2.20: Exemple de séries temporelles du résidu de hauteur d'eau initiale (en rouge) et après correction par la méthode 4.5σ (en bleu).

2.6.4. Méthode du Buddy checking

Elle consiste à comparer les données qu'on veut valider avec les données d'une station voisine et/ou de données altimétriques (Gouriou, 2012; Ray et al., 2023). Ceci permet la détection des dérives et des changements de référentiel puis de les corriger en utilisant des méthodes appropriées. Cette approche permet d'améliorer la qualité des données, de détecter les problèmes d'instrumentation et de renforcer la confiance dans la précision des mesures finales.

CHAPITRE 3: UN RESEAU DE MAREGRAPHES ALTIMETRIQUES VIRTUELS LE LONG DE LA COTE OUEST-AFRICAINE

SOMMAIRE

CHAPITRE 3: UN RESEAU DE MAREGRAPHES ALTIMETRIQUES VIRTUELS LE LONG DE LA COTE OUEST-AFRICAINE..... 73

1. Contexte	73
2. Résumé de l'article en français	74
3. Article :Virtual coastal altimetry tide gauges along the West African coast	75

1. Contexte

Les zones côtières de l'Afrique sont très basses et particulièrement vulnérables à toute variation du niveau de la mer (Boko et al., 2007). Kebede et al. (2018) estiment que, le niveau de la mer s'élèvera de 21 cm à 36 cm entre 2000 et 2050, et ensuite de 55 cm à 110 cm à la fin du XXI siècle, ce qui fera reculer le trait de côte. Niang et al. (2010) ont étudié l'impact socio-économique de différents scénarios de changement climatique dans la péninsule du Cap Vert et l'estuaire du Saloum (zone côtière du Sénégal). Leurs conclusions sont que l'élévation du niveau de la mer accentuera l'érosion côtière et augmentera les niveaux d'inondation, la combinaison de l'élévation du niveau de la mer et la diminution des précipitations augmentera l'intrusion d'eau salée dans certain aquifères côtiers. Hauser et al. (2023), dans leur étude exploratoire sur la vulnérabilité côtière à l'élévation relative du niveau de la mer dans le golfe de Guinée, montrent, à partir de l'analyse de plusieurs articles scientifiques, l'existence de plusieurs zones vulnérables. Ils mettent en évidence une érosion significative dans certaines régions côtières, accentuée par le climat et les activités humaines. Sachant que la vulnérabilité change rapidement le long de la côte africaine en fonction de la pression anthropique, suivre et comprendre les évolutions du niveau marin côtier de l'échelle régionale à locale revêt une importance capitale pour les populations qui y vivent. Le niveau de la mer résulte de processus aussi variés que les vagues, la marée et les surcotes (échelles de temps : quelques secondes à

quelques heures), les variations des courants marins (quelques heures à quelques années) ou le réchauffement global de la planète (quelques années au millénaire). Son étude nécessite donc plusieurs types d'observations (c.à.d. plusieurs variables observées in-situ ou depuis l'espace) et une vision intégrée, que ce soit à l'échelle spatiale ou temporelle (Benveniste et al., 2019). Les marégraphes sont utilisés depuis plusieurs siècles pour mesurer localement le niveau marin. Cependant la côte ouest Africaine est faiblement instrumentalisée, avec des mesures inégalement réparties et de qualité variable fournissant des séries de longueurs très inégales. Dans ce contexte, les observations spatiales pourraient être d'une aide capitale pour les études régionales sur le niveau de la mer. L'altimétrie spatiale fournit notamment presque 30 années de données précises, librement disponibles, quasi-globales et associées à un nombre toujours croissant d'applications scientifiques. L'exploitation des mesures altimétriques du niveau de la mer dans le domaine du côtier, historiquement quasi-impossible, est devenue aujourd'hui accessible grâce aux nouveaux types de traitements et des altimètres plus (Birol et al., 2021; Cipollini et al., 2017; Gouzenes et al., 2020; Passaro et al., 2014) . Un nouveau produit altimétrique côtier (XTRACK/ALES, Birol et al., 2021) permet ainsi d'obtenir des séries de 18 ans des variations de hauteur d'eau jusqu'à moins de 5 km de la terre. Ce produit existe sur de nombreuses régions, dont la totalité des côtes africaines. Dans ce contexte, la première partie de cette thèse a consisté à analyser la qualité et le potentiel de ce produit dans notre zone d'étude, à en dériver un réseau d'observation qui soit complémentaire des observations marégraphiques existantes et à analyser cette complémentarité.

2. Résumé de l'article en français

Les zones côtières de l'Afrique sont des zones généralement très basses, vulnérables et impactées par le changement climatique, responsable de la hausse du niveau moyen de la mer. L'objectif de cette étude est d'analyser si le déficit en observations in situ du niveau de la mer dans cette région peut être, au moins partiellement, comblé par l'altimétrie satellitale. Cette dernière fournit des séries d'environ 30 années de mesures précises. De plus, grâce aux progrès récents sur les traitements et les instruments, les observations sont jugées fiables jusqu'à quelques km de la côte (Birol et al., 2021; Roblou et al., 2011). Ces données, couvrant la quasi-totalité des régions côtières mondiales et libres d'accès, pourraient donc être utilisées pour plusieurs types d'applications, en complémentarité des marégraphes existants. Dans cette étude exploratoire, nous analysons la possibilité de les utiliser pour la mesure de la marée et le suivi long terme du niveau de la mer dans le Golfe de Guinée, à moins de 10 km de la côte. Nous utilisons le produit altimétrique côtier haute résolution récent X-TRACK/ALES (Birol et al.,

2021 avec une résolution le long de la trace de $\sim 350\text{m}$). A partir de ce dernier, pour chaque trace satellite interceptant la côte, nous définissons une station altimétrique virtuelle en moyennant les 20 points altimétriques les plus proches de la terre. Les données obtenues sont comparées avec celles des marégraphes de la zone d'étude. En termes de statistiques générales, les séries d'anomalies de hauteur d'eau des stations virtuelles sont cohérentes avec celles des stations marégraphiques (corrélation entre 0.45 et 0.78, écart entre 5.6 et 8.9 cm). Les marégraphes virtuels altimétriques reproduisent la marée observée localement avec des valeurs d'erreur inférieures ou égales à 6.64 cm (soit 6% du signal total). Une partie de l'écart de marée observé entre les deux jeux de données est lié à la différence de position entre le marégraphe et la station virtuelle dans les zones où la distribution spatiale de la marée est complexe. En ce qui concerne le suivi long terme du niveau de la mer, on retrouve, aux erreurs près, les mêmes valeurs de tendance du niveau de la mer entre la plupart des stations virtuelles et les marégraphes correspondants. Enfin, cette analyse montre par ailleurs l'apport significatif d'observations du niveau marin côtier par l'altimétrie dans la zone d'étude. Il apparaît de plus possible d'améliorer encore l'ensemble des résultats obtenus en redéfinissant l'édition des données altimétriques.

3. Article: Virtual coastal altimetry tide gauges along the West African coast

Djeumeni Noubissie, L., Birol, F., Onguene, R., Léger, F., Niño, F., Dzonde Naoussi, R., 2024. Virtual coastal altimetry tide gauges along the West African coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 296, 108600. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2023.108600>

Received 11 January 2023, Revised 29 November 2023, Accepted 7 December 2023, Available online 11 December 2023, Version of Record 20 December 2023.



Virtual coastal altimetry tide gauges along the West African coast

Lucrèce Djeumeni Noubissie^{a,b,*}, Florence Birol^b, Raphaël Onguene^a, Fabien Léger^b,
Fernando Niño^b, Raoul Dzone Naoussi^a

^a Laboratoire des Technologies et Sciences Appliquées, Institut Universitaire de Technologie, Université de Douala, Douala, 8698, Cameroon

^b Université de Toulouse, LEGOS (CNES/CNRS/IRD/UT3), 14 avenue Edouard Belin, Toulouse, 31400, France

ARTICLE INFO

Keywords:

West African coast
Coastal ocean
Tide
Sea level rise

ABSTRACT

Low-lying coastal regions are generally vulnerable to climate change, and particularly to sea level variations. Understanding how these variations affect the coastal population requires an access to sea level measurements. Good quality in-situ sea level data are seldom available, with most long, research quality data in Europe and North America. In contrast, satellite altimetry provides more than three decades of near-global, continuous and freely available sea level measurements. Thanks to recent advances in processing and instruments, these observations have now become reliable to a few kilometers from the coast. In this study, using the available in-situ tide gauge data as a reference, we explore the ability of the recent X-TRACK/ALES high-resolution coastal altimeter product to derive the ocean tide and the long-term sea level changes along the West African coast. This region was chosen because it is under-sampled in terms of in-situ observations and would benefit greatly from the availability of freely accessible satellite data sets. To select the altimetry observations closest to the coast, we first define virtual tide gauges as close as possible to the intersection between each satellite track and the land. Sea level anomalies derived from the virtual stations were observed to be similar to those from the corresponding tide gauge stations: correlation values are between 0.58 and 0.78, root mean square differences between 5.6 and 8.3 cm. The virtual stations reproduce the observed tide with errors less or equal to 6.5 cm (i.e. 5.8% or less than the sea level variations of the tide). We show that part of the differences in tides between the two datasets is explained by differences in position between tide gauges and virtual stations. The combined analysis of sea level trends derived from tide gauges and from virtual stations shows how it is an efficient strategy to correct their respective errors and progress towards increasingly accurate sea level trend estimates in a region with little or no research-quality tide gauge data suitable for long-term sea level studies. The conclusion from this study is that in coastal regions poorly covered by tide gauges, our altimetry-based approach can be used to study and monitor sea-level variations related to tides or to long-term sea level changes.

1. Introduction

The population density is significantly higher in coastal areas than in non-coastal areas and there is an ongoing trend of coastal migration (Neumann et al., 2015). People who live in coastal zones are exposed to various environmental hazards related to sea level variations such as marine submersion, erosion, saline intrusion, subsidence, cyclones and storms. Fluctuations of coastal sea level are the result of several physical processes occurring on different time and space scales: tides, storm surges, waves, currents, expansion/contraction of the water column in response to heat flux exchanges, water mass transfer from land to the ocean (Chelton and Enfield, 1986; Dodet et al., 2019; Melet et al., 2016;

Ponte et al., 2019). The presence of the coast and the changes in water depth result in many of these processes being more complex than those offshore and interacting with each other (Woodworth et al., 2019).

Among the factors forcing variations in coastal sea level, ocean tides deserve special attention because they are the dominant signal along much of the world's coastlines (Woodworth et al., 2019). Monitoring the sea level variability related to tides is used for many applications such as navigation, coastal engineering and flood warning (Khojasteh et al., 2022; Pan et al., 2022). If tides are now well predicted in the deep ocean by numerical tidal models (Egbert and Ray, 2017), it is not the case in shallow waters where they tend to be larger, of shorter wavelength and nonlinear (Ray et al., 2011). This is partly explained by a lack of

* Corresponding author. Laboratoire des Technologies et Sciences Appliquées, Institut Universitaire de Technologie, Université de Douala, Douala, 8698, Cameroon.

E-mail addresses: djeumenilune@gmail.com, lucreece.djeumeni-noubissie@univ-tlse3.fr (L. Djeumeni Noubissie).

<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2023.108600>

Received 11 January 2023; Received in revised form 29 November 2023; Accepted 7 December 2023

Available online 11 December 2023

0272-7714/© 2023 Elsevier Ltd. All rights reserved.

knowledge in coastal bathymetry at global scale, and less accurate parametrization of the more complex tides near the shore (Ray et al., 2011). Through model validation or assimilation techniques, progress on the field requires the availability of sea level time series that are sufficiently dense in space and long in time to provide information in the many existing coastal zones and to capture the wide range of tidal constituents.

Sea level rise (SLR hereinafter) increases the aforementioned risks in low-lying coastal areas; moreover, as the depths of coastal waters increase, many of the physical processes occurring in coastal waters will change (Woodworth et al., 2019). Dangendorf et al. (2017) estimated that the SLR accelerated significantly during the 20th century with a global mean value of 3.1 ± 1.4 mm/yr over the period 1993–2012. Based on its latest projections, the IPCC's Sixth Assessment Report estimates an increase in SLR between 0.63 m and 1.02 m by 2100, with respect to the 1995–2014 reference period (Cooley et al., 2022). Cazenave et al. (2018) highlight the strong regional variability of SLR values. For example, in the western tropical Pacific, where SLR is twice as strong as the global average and twice as low on the northwest coast of the United States (Stammer et al., 2014; Timmermann et al., 2010). Moreover, SLR values vary also locally. Other studies (Cipollini et al., 2017; Marti et al., 2021) suggest that, on the West African coast, the SLR is different near the coast than offshore, lower or higher depending on the area.

The coasts of Africa have rather low altitudes and are thus particularly vulnerable to any change in sea level (Angnuureng et al., 2018; Boko et al., 2007; Duku et al., 2021). The West African coastline is already affected by erosion and flooding, leading to socio-economic losses and environmental issues (Almar et al., 2023; Nicholls et al., 2008). Monitoring and understanding coastal sea level change are therefore critical for people living along this coast. As shown by Benveniste et al. (2019), it requires coastal observations of various types. High-quality and high-frequency sea level measurements are usually provided by tide gauges. Unfortunately, the West African coast is poorly instrumented, with very few in-situ sea level measurements, unequally distributed in time and space, and varying levels of accuracy. Moreover, they are not necessarily connected to a Global Positioning System that can correct errors due to vertical Earth movements. In this context, space-based observations are the only alternative for providing sea level measurements at regional to local scale.

Space altimetry provides now more than 30 years of accurate sea level data, freely accessible, near-global, and associated with an ever-increasing number of scientific applications. The exploitation of altimetric measurements in the coastal domain, historically difficult, has now become possible thanks to new processing and more efficient altimeters (Birol et al., 2017; Cipollini et al., 2017; Gouzenes et al., 2020; Marti et al., 2021; Passaro et al., 2014). In the context of the ESA Climate Change Initiative project, a new coastal sea level altimetry product has been developed in order to support advances in coastal sea level variability studies (X-TRACK/ALES, Birol et al., 2021). It provides a 18-year time series of sea surface variations over many regions, including all of the African coasts. Based on this dataset, Cazenave et al. (2022) have introduced the concept of virtual altimetry stations to simplify the use of along-track altimetry data. They have shown that it allows the retrieval of valid sea level data up to 3.5 km from the coast in global average (1 km or less at some locations), and then the access to novel information on sea level change in the world's coastal zones.

This study extends the work done by Cazenave et al. (2022) to tidal applications in the particular case of Central Western Africa. We assess the suitability of using data from the X-TRACK/ALES product as a robust alternative to the lack of tide gauges in this area for long-term sea level monitoring and tidal applications. This region was chosen because it contains several tide gauges serving as an independent reference to analyze the quality of altimetry data, but not enough to give a synoptic view of coastal sea level variations. The study period is defined by the availability of tide gauge and altimetry data: 2002–2021. After a

presentation of the data and tools used (section 2) in this study, we define the concept of virtual stations that are derived from the altimetry sea level observations closest to the coast and compare the resulting dataset with the tide gauge measurements available in the study area (section 3). This comparison is made in terms of sea level series, tidal constituents and sea level trends. We discuss results in Section 4, and Section 5 concludes this study.

2. Data and methodology

2.1. Altimetry data

Satellite radar altimeters observe the ocean surface height variations. For doing so, they measure the round-trip time of the radar signal between the satellite and the surface overflown. This time can be converted to a distance. By calculating the difference with the satellite's altitude, after applying a number of corrections, we can deduce the sea surface height variations along the track of the satellite. The altimetry data used in this study are those from the X-TRACK/ALES high-resolution along-track product (Birol et al., 2021). They are derived from 20 Hz altimetry measurements of the Jason 1, 2 & 3 missions and correspond to time series of SLA with a spatial resolution of circa 350 m along the track. They cover the period 2002 to 2020 with a temporal resolution of about 10 days. The tracks of the Jason missions in the study area are shown in Fig. 1. Birol et al. (2021) show that by combining recent altimetry processing approaches dedicated to the coastal ocean regions, it is possible to obtain quality sea level data up to 4 km from the coast on average, significantly closer than in standard altimetry products.

The SLA time series provided by X-TRACK/ALES are corrected from the tide and atmospheric high-frequency variations (the latter are also known as Dynamic Atmospheric Corrections or DAC; Carrère and Lyard, 2003). The product also includes the time series of the tide and DAC corrections that have been applied to the SLA. The tide is from the FES2014 global model (Carrere et al., 2015) and the DAC are produced by CLS using the Mog2D model from LEGOS and distributed by AVISO+ (DOI: 10.24400/527896/a01–2022.001). The SLA are defined relative to the mean of a reference period: 2002–2020. Note that for the tidal study (see section 3.2), the total sea level variations including the tide and the DAC components are used (i.e. the sum of SLA + tide + DAC).

2.2. Tide gauge data

The hourly sea level data available for the study area and period are from the Port Sonara, Sao-Tome, Pointe Noire, Nouakchott and Takoradi tide gauge stations (Fig. 1). They come from the UHSLC database (University of Hawaii Sea level Centre; <https://uhslc.soest.hawaii.edu/>), as described in Caldwell et al. (2015). Table 1 summarizes the characteristics of the different tide gauge data. The comparison with altimetry is made by selecting, for each station, the track closest to the tide gauge, and for this track, the altimetry data closest to the coast (Fig. 1 and Table 2; note that the distance between the tide gauge and the corresponding altimetry data varies significantly from case to case). In this study, the comparison between altimetry and in situ measurements is made in terms of SLA time series but also in terms of derived parameters: tidal constituents (see section 2.3) and sea level trends (see section 2.4). To obtain the SLA from the UHSLC data, both the astronomical tide and the DAC contributions are removed. The astronomical tide is derived from the harmonic analysis of the hourly sea level time series (see section 2.4). The DAC comes from the gridded product of the AVISO + service (the same as for altimetry) and is linearly interpolated to the position and date of the tide gauge data. Finally, for each station, the time-averaged value of the corrected SLA (sea level without DAC and tide) is removed from the SLA time series. Note that the average is calculated over a different time period for each station, depending on data availability.

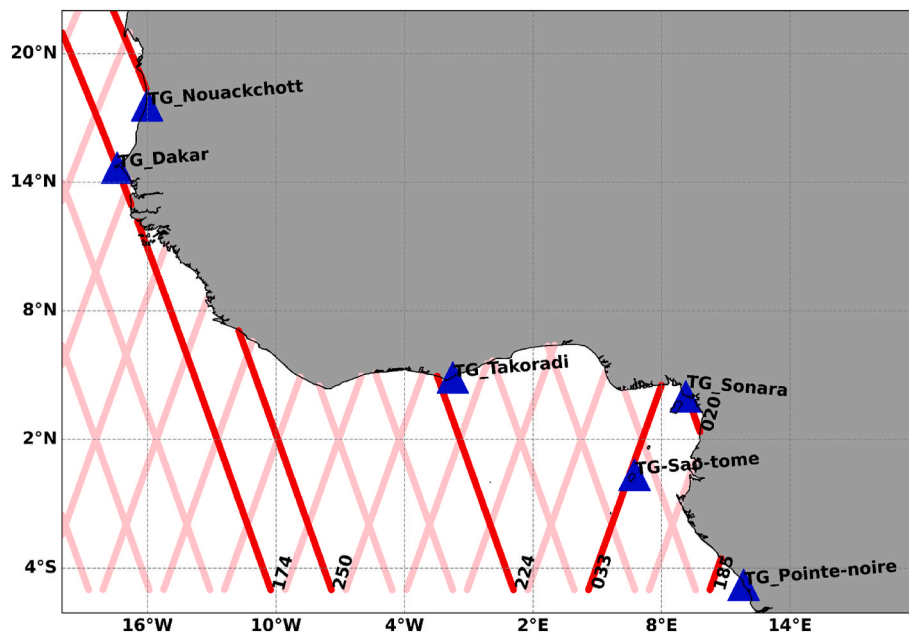


Fig. 1. Altimetry tracks (red lines) and tide gauge stations (blue triangles) in the study area. The altimetry tracks closest to the tide gauges are shown in bold, with their pass number. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 1

List of tide gauge stations in the study area and their main characteristics.

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Data period
Dakar (Senegal)	14.68	−17.42	01/1996-05/2003; 10/2007-10/2016
Takoradi (Ghana)	4.88	−1.74	01/2007-08/2007; 01/ 2008-04/2009; 01/2010-03/2010; 03/ 2011-08/2012
Port Sonara (Cameroun)	4.00	9.13	06/2008-06/2011
Sao-Tome (Sao Tome)	0.34	6.73	08/2004-05/2007; 09/2007-08/2010
Pointe noire (Congo)	−4.78	11.83	09/2008-06/2014
Nouakchott (Mauritania)	17.98	−16.03	01/2007-02/2008; 06/2008-02/2015

Table 2

Tide gauge stations in the study area and the nearest altimetry track for each of them. Characteristics of the corresponding virtual stations are also provided.

Tide gauge	Nearest track ^a	d2c_alti ^b (km)	d2c_sv ^c (km)	Dist_tg_sv ^d (km)	Comments
Port Sonara	020	1.30	3.62	16.40	Open sea
Sao-tome	033	0.56	5.46	24.66	Located on the other side of the Sao Tome island, relative to the incoming altimeter track
Takoradi	224	1.85	4.15	78.29	Behind a breakwater
Pointe-noire	185	4.09	6.89	177.41	Open sea
Dakar	174	2.27	5.0	7.28	Open sea
Nouakchott	250	1.60	5.45	44.15	Behind a breakwater

^a Altimetry track passing near the tide gauge.

^b Distance to the coast of the closest altimetry point to the land.

^c Distance to the coast of the virtual altimetry station.

^d Distance between the tide gauge and the virtual altimetry station.

2.3. Tide calculation by harmonic analysis of water level series

We use harmonic analysis to derive tidal constituents for both hourly tide gauge measurements and altimetry data. For this application, we use the total sea level height variations consisting of SLA + TIDE + DAC. Altimetry data have a temporal resolution of 9.9156 days, a time interval much greater than the fundamental tidal periods. However, by combining measurements from several altimetry missions over a 18-year period, we obtain time series long enough to resolve the aliasing frequencies associated with different tidal components (Carrere et al., 2021; Pan et al., 2022). These are a function of the period of the altimetry measurements and the period of the tidal constituent considered, and are therefore perfectly determined. Harmonic analysis can then be used to extract the amplitudes and phases of the tidal constituents at each measurement point along the satellite tracks (Fok, 2012; Birol et al., 2017). At a given location and time t , $h(t)$ be the height of the tide above its mean level. The tidal harmonic formula is expressed as:

$$h(t) = h_0 + at + \sum_{i=1}^n f_i H_i(\sigma_i(t) + (V_{o_i} + u_i) - g_i) \quad (1)$$

Where h_0 is the mean water level, a is the linear trend, σ_i is the frequency of the i th tidal component, V_{o_i} is the astronomical phase, the tidal potential in the Greenwich system of the i th tidal component, f_i , u_i are the nodal factors and nodal angles respectively of the i th component, H_i , g_i are the amplitude and phase of the i th component, respectively, and n is the number of constituents (Godin, 1986). It is important to note that the nodal angles u_i can vary through time but can be assumed constant for relatively short time series (a year or so). In our case, the timespan is not negligible and nodal factor angle variations should be taken into account. In practice, we computed a tidal harmonic analysis using Detidor software (part of the FES tidal model toolbox, to calculate and validate FES models), which considers variable nodal factors (Lyard et al., 2021). In section 3.2, in order to evaluate the ability of altimetry-derived tidal constituents to reproduce the tidal constituents computed from the tide gauge observations, considered as the reference, we use the complex error between the two types of data:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{2}|\delta Z|^2} \quad (2)$$

δZ is the complex difference defined in (Tranchant et al., 2021):

$$\delta Z = A_{TG}e^{i\phi_{TG}} - A_{ALT}e^{i\phi_{ALT}} \quad (3)$$

Where A , ϕ are respectively the amplitude and phase of the constituents derived from the tide gauge (TG) and from altimetry (ALT). This calculation is done for 75 derived tidal constituents. However, we choose to focus on the 10 most significant constituents in terms of amplitude in the study area: they account for more than 80% of the total tidal energy (Simon, 2007). It includes the diurnal (K1, P1, O1), semi-diurnal (M2, S2, N2, K2, mu2, Nu2), and long period (Ssa) tidal constituents.

2.4. Computation of long-term sea level trends

To derive sea level trends, we first compute monthly averages of SLA values for both 9.9156-day altimetry and hourly tide gauges data. The annual and semi-annual cycles are removed from the resulting monthly time series of SLA and the trend is then derived by linear regression, using the least squares method (Mudelsee, 2019). The p-value and the associated error, assumed here to be equal to ± 1 standard deviation as in (Marti et al., 2021), is also calculated. A non-parametric Mann-Kendall (MK) test is performed to determine the significance of computed sea level trend (Nguyen et al., 2022; Taninpong et al., 2021). The 95 % confidence interval (CI hereinafter) on the slope is obtained from t-student distribution with $n-2$ degrees of freedom (see Montgomery and Runger, 2010) for a description of the method of calculation).

3. Results

3.1. Definition and validation of virtual altimetry stations

To facilitate the exploitation of altimetry data at the coast, we used the concept of virtual altimetry stations developed and used by Cazenave et al. (2022) for the computation of sea level trends, a concept we implemented in our study. Compared to conventional 1 Hz altimetry

data, the high-frequency (20 Hz) measurements provide more information in the [0–30 km] coastal band but need to be spatially filtered to obtain a level of accuracy compatible with most sea level applications (Birol and Delebecque, 2014). The method used here to mitigate the impact of measurement noise is to average, for each time step, the data of N altimeter points closest to the coast: for each track, the barycenter of these points is defined as corresponding to a virtual altimetry station. In order to select the optimal number of points N to take into account in the average (i.e. allowing to reduce the noise as much as possible while remaining as close to the coast as possible), we tested different values of N : 5, 10, 15, 20, 25 and 30. Tide gauge data are then used as a reference to select the best solution for N . Note that only the altimetry points for which more than 50 % of the SLA data are valid (i.e. with a defined value) in the complete altimetry time series are considered.

For each case, we compute equivalent SLA time series for tide gauges and virtual stations (using N equal to 5, 10, 15, 20, 25 or 30). For doing so, tide gauge data are extracted on altimetry dates ± 30 min. In consequence, altimetry data with no corresponding tide gauge data, are not used for the comparison. For each SLA time series, a temporal sea level mean is calculated over the period for which both altimetry and tide gauge data are available, and then subtracted from the original series before being compared. We then compute the correlation and the root mean square of the difference (RMSE; Imani et al., 2014) between tide gauge and virtual station sea level data. The statistics have been computed for both SLA and total sea level data. As they show similar results, only the results of the SLA comparison are presented in Fig. 2.

For all stations, the largest variations in statistics (decrease in RMSE values and increase in correlation) are observed for values of N of 5 and 10 points. They still improve for N between 10 and 15 points and then converge towards 20 points to remain stable beyond that. The virtual altimetry stations were then computed using the 20 points closest to the coast for which 50% or more SLA data are defined. With the exception of track 185, they are located within 6 km of the coast (which is also the reference used in the Cazenave et al., 2022 study).

Once the virtual altimetry stations are defined, Fig. 3 shows the resulting SLA time series of the two types of data: virtual from altimetry in blue and the reference from tide gauge in red. The corresponding statistics (the standard deviations of the SLA, the correlation between

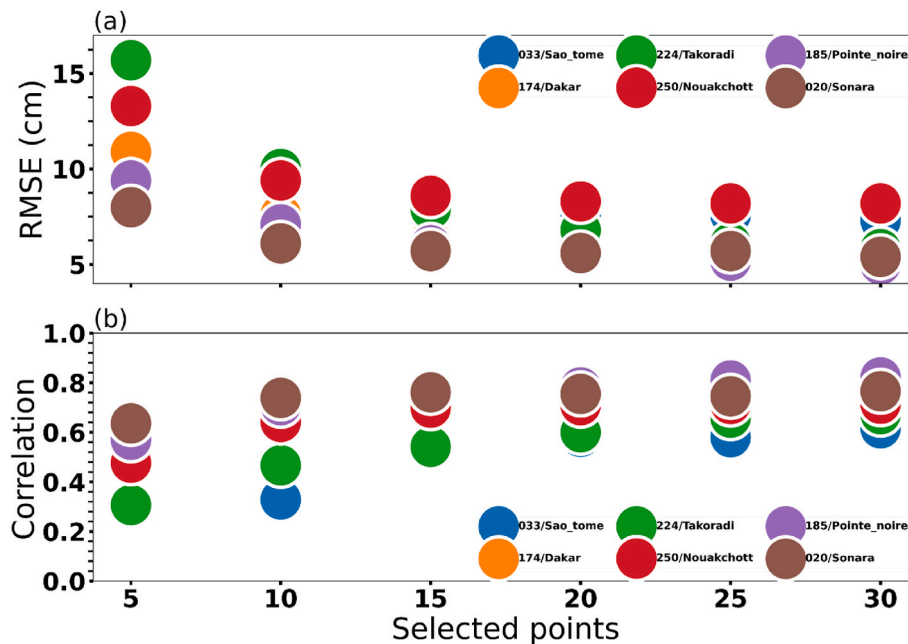


Fig. 2. RMSE (a) and correlation (b) obtained between the SLA derived from the tide gauge and virtual stations when we consider 5, 10, 15, 20, 25 or 30 altimetry points in the definition of the virtual stations. The statistics are computed for the 6 pairs of stations: one different color is used for each one. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

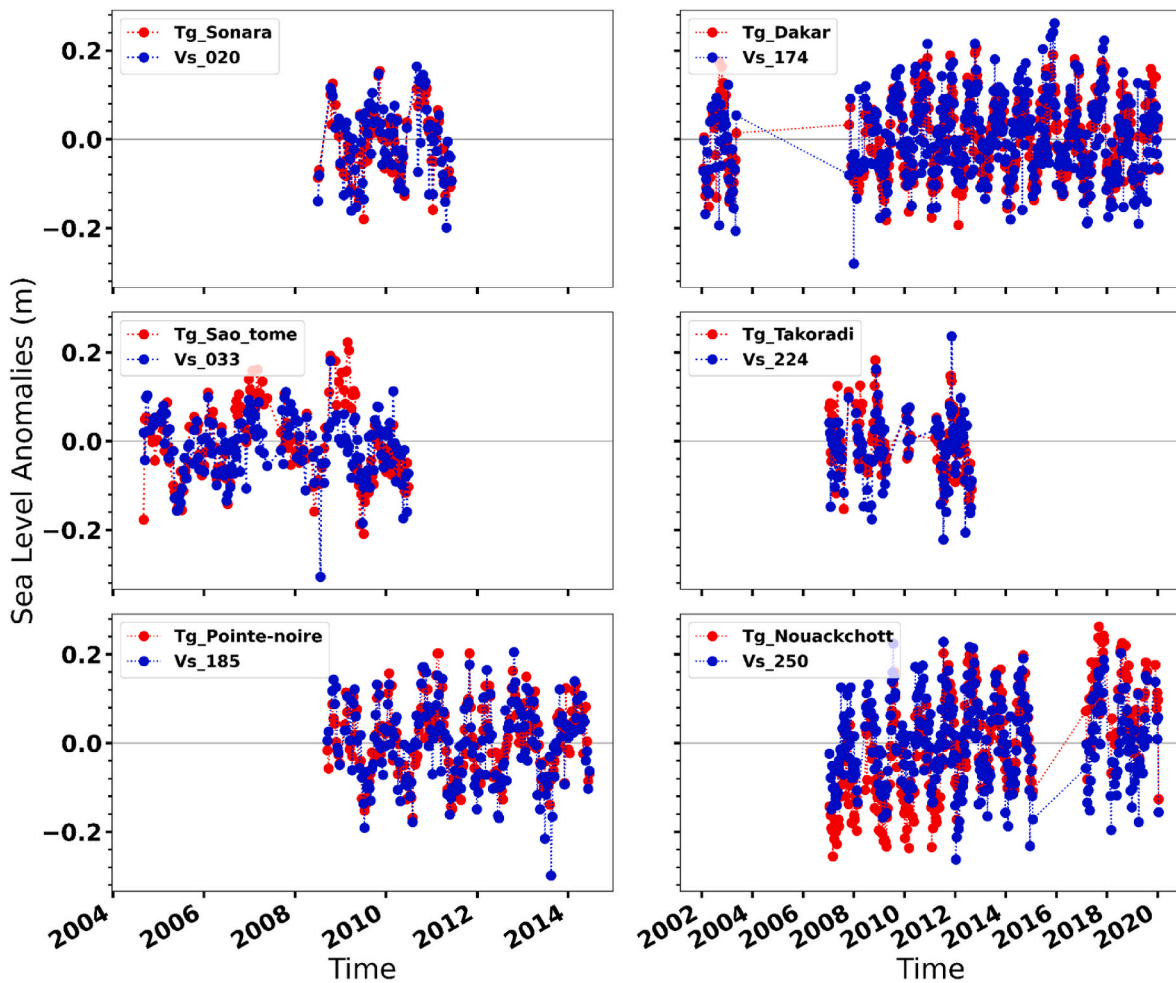


Fig. 3. Comparison of SLA time series (in meters) derived from the virtual altimetry stations (in blue) and from the corresponding tide gauges (in red). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

altimetry and tide gauge and the RMSE) are provided in Table 3.

In Fig. 3, we observe visually a good agreement between altimetry and tide gauge SLA time series, especially at the Pointe Noire, Dakar, Takoradi and Port Sonara stations.

In all series, the seasonal signal is dominant and interannual modulations are also observed. More significant differences appear at the Sao Tome and Nouakchott tide gauges, whose position relative to the altimetry measurements should be noted: the first is on the other side of the island, 25 km from the track, and the second behind a breakwater, 44 km from the virtual station. For Nouakchott tide gauge, we note a shift in amplitude between the series from 2007 to 2011: the altimetry SLA is globally larger by ~7.1 cm than the SLA recorded by this tide gauge. From 2012 to 2018, this offset disappears; then from 2018 to

2020, it is the tide gauge SLA that is globally higher by ~7.5 cm than the altimetry SLA. This could highlight a vertical reference error at the Nouakchott tide gauge station, which will have a significant impact on sea level trends. The differences observed in Sao Tome are more important and it seems that the SLA is globally lower in the altimetry than in the tide gauge during 2007 and 2009.

Table 3 confirms these first results. It shows that despite the large distance between the tide gauge station at Pointe Noire and the virtual station of track 185 (~177 km), they show the best agreement (correlation of 0.78, RMSE of 5.6 cm). The good agreement between the in-situ data and the virtual stations at Dakar and at Port Sonara is also confirmed, with a correlation greater than 0.76 and a RMSE less than or equal to 5.8 cm. The slightly poorer statistical results from the Takoradi

Table 3

Comparison statistics between common altimetry and tide gauge time series (9.9156-day sampling) as described in paragraph 3 of section 3.1. The p-values associated with the correlation coefficients show that they are significant (<0.05).

Track number Tide gauge	020 Port Sonara	033 Sao-Tome	250 Nouakchott	224 Takoradi	174 Dakar	185 Pointe noire
Common period	2008–2011	2004–2010	2007–2020	2007–2012	2002–2021	2009–2014
Number of available SLA data	86	166	346	113	466	203
Pearson's correlation	0.76	0.58	0.71	0.60	0.78	0.78
coefficient p_value	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
RMSE (cm)	5.6	5.8	8.3	6.0	5.8	5.6
Standard deviation of altimetry SLA (cm)	8.2	6.9	9.5	7.6	9.0	8.7
Standard deviation of tide gauge SLA (cm)	7.6	8.8	11.7	6.9	8.6	8.0

station (correlation of 0.6, RMSE of 6 cm) are more difficult to explain because of gaps in the data series. The weaker agreement for Sao Tome is also confirmed by the statistics, partly due to missing data in the tide gauge series. However, this virtual station incorporates altimetry data very close to the coast (<1 km, see Table 2) and it is likely that the corresponding data were poorly edited and that this series contains more errors than the other (see Fig. 3).

3.2. Comparison of the tide derived from virtual stations and from tide gauge measurements

In this section, we evaluate the ability of virtual altimetry stations to correctly reproduce the tidal constituents derived from the hourly tide gauge observations, considered as the reference. Fig. 4 shows the amplitudes of the 10 main tidal constituents derived for each of the tide gauges, for the corresponding virtual stations, and the corresponding complex errors (see section 2.3). In general, the amplitude of the tidal constituents derived from the virtual station is slightly lower than that obtained from the tide gauges. The highest complex error values are observed for M2, the constituent with the largest amplitude in the study area, but remain below 6 cm (at Takoradi). The complex errors are not necessarily related to distance differences between the altimetry and tide gauge data. In the case of Pointe Noire in particular, the tide gauge is located ~177 km from the corresponding virtual station, but for all constituents, the complex error is lower than that observed at most other stations. In comparison, the complex error is generally higher for the Takoradi case, with a smaller difference in data location: ~78 km. This indicates that the spatial structure of the tide and the position of the tide gauge play a very important part in our results. In other words, where the tide varies over short distances, it will be difficult to separate the measurement errors from the differences related to the non-collocation of the observations.

To analyze the spatial structure of the tide over our study area and the impact of non-collocation of observations, we represent in Fig. 5 the M2 amplitudes derived from the tide gauge and virtual stations overlaid on the map of the M2 amplitude provided by the FES2014 model. It should be noted, however, that the performance of tidal models

degrades in coastal waters due to imprecise bathymetry, more complex tides and insufficient resolution (Stammer et al., 2014). Evaluating tidal differences between virtual and in-situ stations due to the distance difference is then not obvious.

In Fig. 5, the M2 amplitude values of the model, the virtual and the in-situ stations are in such close agreement that we do not observe any visual difference. However, we do observe significant spatial variations in the amplitude of M2 towards the coast in some areas but also along the coast. This is the case near Dakar, Takoradi, and Port Sonara. For Takoradi, there is 78 km between the virtual and in-situ stations (compared to ~7 km and ~16 km for Dakar and Port Sonara, respectively). The larger complex errors observed in Takoradi may therefore be largely related to the distance between the data, and not to measurement errors. An important point to note is that tide gauges are closer to the coast than virtual tide gauges: they record more coastal tidal signals than altimetry. This could explain the fact that the amplitudes of the tide derived from gauges are slightly larger than those derived from altimetry.

To complete this comparison exercise, the ability of the virtual stations to reproduce the total tidal signal is evaluated by reconstructing the water level variations from the 75 constituents from the harmonic decomposition, and comparing them to those from the tide gauge stations. For each station, we compute the root mean square (RMS) of the resulting water level variations derived from the tide gauges and then the RMSE between the in-situ and virtual tidal water level series (Table 4).

The highest RMSE value (6.5 cm) is observed for the Takoradi station, where it represents ~5.8% of the RMS value of the total tidal signal. The lowest RMSE value (3.4 cm) is observed for Pointe-Noire (~2.8% of the RMS value of the total tidal signal). The RMSE obtained between virtual and in-situ stations are in all cases very small compared to the RMS of the tidal signals: between 2.2% and 5.8%, with an average value of 3.5%. To illustrate this result in terms of tidal sea level variations, we superimpose the altimetry and tide gauge signals for the case of Dakar (chosen because there is only ~7 km of distance between the data), as well as the difference between the two (Fig. 6). This example shows the systematic underestimation of the altimetry-derived

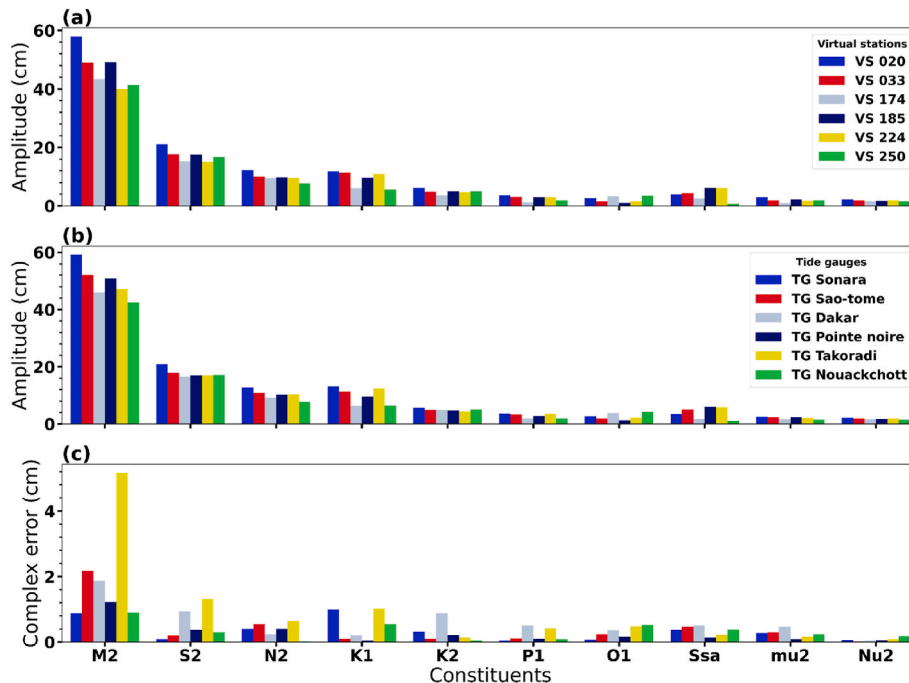


Fig. 4. (a) Amplitude (cm) of the tidal constituents computed at the virtual stations, (b) Amplitude (cm) of the tidal constituents calculated at the tide gauges, (c) Complex errors (cm) between the tidal constituents of the virtual stations and the tide gauges.

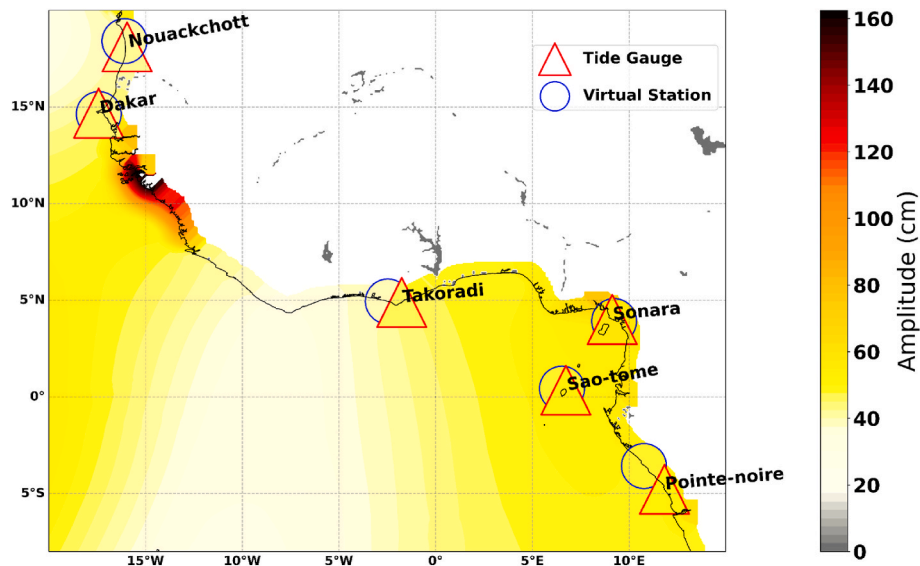


Fig. 5. Comparison of the M2 tidal constituents observed between the 6 virtual and tide gauge stations. Amplitude in cm of the M2 constituent from the FES2014 model (background), and superimposed: amplitude of the M2 constituent derived from the virtual stations (circles), and from the tide gauge stations (triangles). Note that the triangles and circles are color-filled, with very colors very close to those of the background. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 4

RMS (in cm) of the tidal sea level variations reconstructed for each tide gauge station and the corresponding RMSE (in cm) obtained when we compare the tidal sea level variations from the tide gauge and from the virtual stations. The percentage that the RMSE represents in relation to the RMS of the tidal sea level variations is also indicated in parenthesis.

Tide gauge	Port	Sao-	Dakar	Pointe-	Takoradi	Nouakchott
Virtual	Sonara	tome	Track	Noire	Track	Track
station	020	033	174	185	224	250
RMS from TG (cm)	137.57	187.00	112.17	122.92	111.03	112.98
RMSE (cm)	3.5 (2.5 %)	4.2 (2.2 %)	4.4 (3.9 %)	3.4 (2.8 %)	6.5 (5.8 %)	4.0 (3.5 %)

tides, but with a good reproduction of the corresponding sea level variations and errors remaining low, relative to the total tidal amplitude. This analysis also shows that this underestimation can be quantified, which is of major importance for applications.

3.3. Comparison of the long-term sea level trend derived from virtual stations and from tide gauge measurement

Here we seek to estimate the relevance of virtual stations to monitor and study the long-term changes in coastal sea level in the study area. To do this, the sea level trend and the associated p-value, error (mm/yr) and confidence interval (CI) were calculated for each tide gauge - virtual station pair over a common data period. The latter varies from one station pair to the other and does not correspond to the period indicated in Table 1 because of the relatively large data gaps in the tide gauge time series (see Fig. 3). Instead, for each station, we used the longest complete tide gauge time series as a reference (not more than 2 months of data gap allowed in order to compute robust sea level trends). The corresponding time periods are indicated in Table 5. Details on the computation of the statistics are provided in Section 2.4; results are given in Table 5. It should also be noted that with the exception of Dakar (track 174) and, to some extent, Nouakchott (track 250), these sea level trends are

computed over short time periods and cannot be used to study sea level trends, or be compared between stations. They are used for validation purposes only.

The large variations in trend values observed from one station to another are due not only to the different locations, but also to the different time periods considered. Concerning the tide gauges first, the sea level trend estimates are significant (p -value < 0.05) except for Sao-tome and Takoradi which have the shortest data samples: 3 years and 2 months and 2 years and 6 months, respectively. As a result, both tide gauges have very wide confidence intervals. We have large trend values for Nouakchott, Port Sonara and Sao Tome. For the two last cases, the time series are too short to use in any interpretation of this result. But for Nouakchott, the tide gauge shows a very strong positive trend of 21.75 ± 1.87 mm/year, clearly associated with the rise of the tide gauge SLA observed from 2007 in Fig. 3. As nothing of the kind is visible in the altimetry, it is probably associated with a drift of the tide gauge or a change of instrument and a lack of calibration. Note that this example illustrates the interest of virtual stations to analyze the realism of sea level trends derived from tide gauges and not just the other way around. Concerning the virtual stations, the sea level trend values estimated are significant for no station. Again, this can be explained by the length of the data records considered in the statistics, too short to get rid of the original altimetry data noise in the trend computation. This clearly shows that the short time span of tide gauge data available in the study area prevents not only a robust study of the regional long-term sea level changes, but also the classical validation of the sea level trends derived from the virtual stations (i.e. using tide gauge data as a reference).

Furthermore, we recomputed the sea level trend from the virtual station sea level data over the period 2002–2020 (see Table 6). The p-values fall now well below 0.05 for all cases, except for track 174 (Dakar). We obtain trend values that are close (between 0.34 ± 0.66 and 3.3 ± 0.61 mm/yr) if we consider all virtual stations and very close (between 2.08 ± 0.57 and 3.3 ± 0.61 mm/yr) if we consider only the virtual stations where we have significant statistics. In comparison, the reference global mean sea level from January 1993 to present is estimated at 3.6 ± 0.3 mm/yr. In the absence of enough independent data in the study area over 2002–2020, this result gives some confidence to the trend estimates from virtual stations when calculated over long time series. The non-significance of the trend value obtained for virtual station 174 can be explained by the strong interannual variations in the SLA

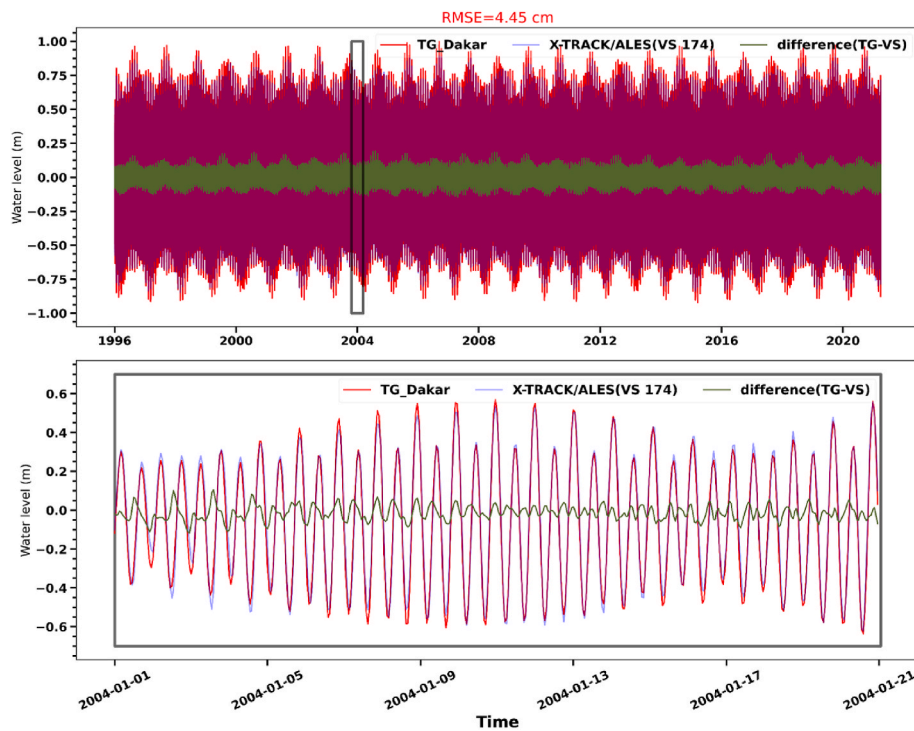


Fig. 6. Top) Sea level variations (in meters) recalculated from the 75 tidal constituents at Dakar tide gauge station (red) and at the corresponding virtual station (blue). Bottom) 9.9156-day zoom of the top figure chosen in January 2002. The difference in tidal sea level between the tide gauge and the virtual stations is in green. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 5

Sea level trends (mm/yr) with associated errors (mm/yr), p-value and CI (mm/yr) derived from the tide gauges and from the corresponding virtual altimetry stations. The common period of sea level trend calculation is indicated in the first column.

Tide gauge Analysis period	Trend (mm/yr)	Error (mm/yr)	p-value	CI 95% (mm/yr)	Virtual Station	Trend (mm/yr)	Error (mm/yr)	p-value	CI 95% (mm/yr)
Port Sonara 2008/05–2011/07	12.96	5.00	0.037	±10.13	020	8.18	7.96	0.29	±16.13
Sao-tome 2007/08–2010/09	−16.31	10.99	0.134	±22.29	033	−5.97	10.39	0.89	±21.08
Dakar 2007/09–2020/07	2.62	0.56	0.000	±1.11	174	−0.93	1.089	0.26	±2.15
Pointe Noire 2008/05–2014/07	5.66	2.37	0.000	±4.72	185	−0.14	2.79	0.95	±5.56
Takoradi 2007/02–2009/06	5.86	9.32	0.34	±19.09	224	6.55	10.52	1.0	±21.55
Nouakchott 2008/05–2015/03	21.75	1.87	0.000	±3.73	250	2.231	2.25	0.17	±4.47

Table 6

Sea level trends (mm/yr) with associated errors (mm/yr), p-value and CI (mm/yr) derived from the virtual altimetry stations over 2002–2020.

Virtual station -Track number	period	Trend (mm/yr)	p-value	Error (mm/yr)	CI 95% (mm/yr)
020	2002/02–2020/02	3.30	0.000	0.61	±1.20
033	2002/02–2020/02	2.26	0.000	0.701	±1.39
174	2002/01–2020/02	0.34	0.56	0.66	±1.26
185	2002/01–2020/02	2.42	0.000	0.57	±1.13
224	2002/01–2020/02	2.08	0.003	0.56	±1.01
250	2002/01–2020/03	2.60	0.000	0.56	±1.11

time series (see also Meli et al., 2023). Despite state-of-the-art processing, we know that the quality of the altimetry measurements degrades as we move closer to the coast (Birol et al., 2021). To estimate the impact

on the quality of the altimetry trends estimated at our virtual stations, we compute the trends from the SLA series of the original X-TRACK/ALES product (resolution of ~ 0.3 km along the track) and compare them to those of our virtual stations for each track. The SLA trend is computed over the entire period: 2002 to 2020. We focus on the coastal band [0–20 km]. The same calculation is done for the Dakar tide gauge, whose series covers the entire period considered, and which is close to the corresponding virtual station. The results are shown in Fig. 7.

In the X-TRACK/ALES high-resolution data trends, the slight variations from one point to point along the track illustrate the impact of measurement noise on the sea level trend estimates. This impact was reduced by averaging the virtual stations (considering the SLA series at the 20 points closest to the coast). Overall, the consistency of all the estimated trends in the [0–20 km] band is observed, with results that remain stable or vary slowly until very close to the coast. Nevertheless, in some cases (notably track 224/Takoradi), we see that most coastal X-TRACK/ALES trends undergo unrealistic changes in value from one point to another, probably indicating poor editing of the original SLA.

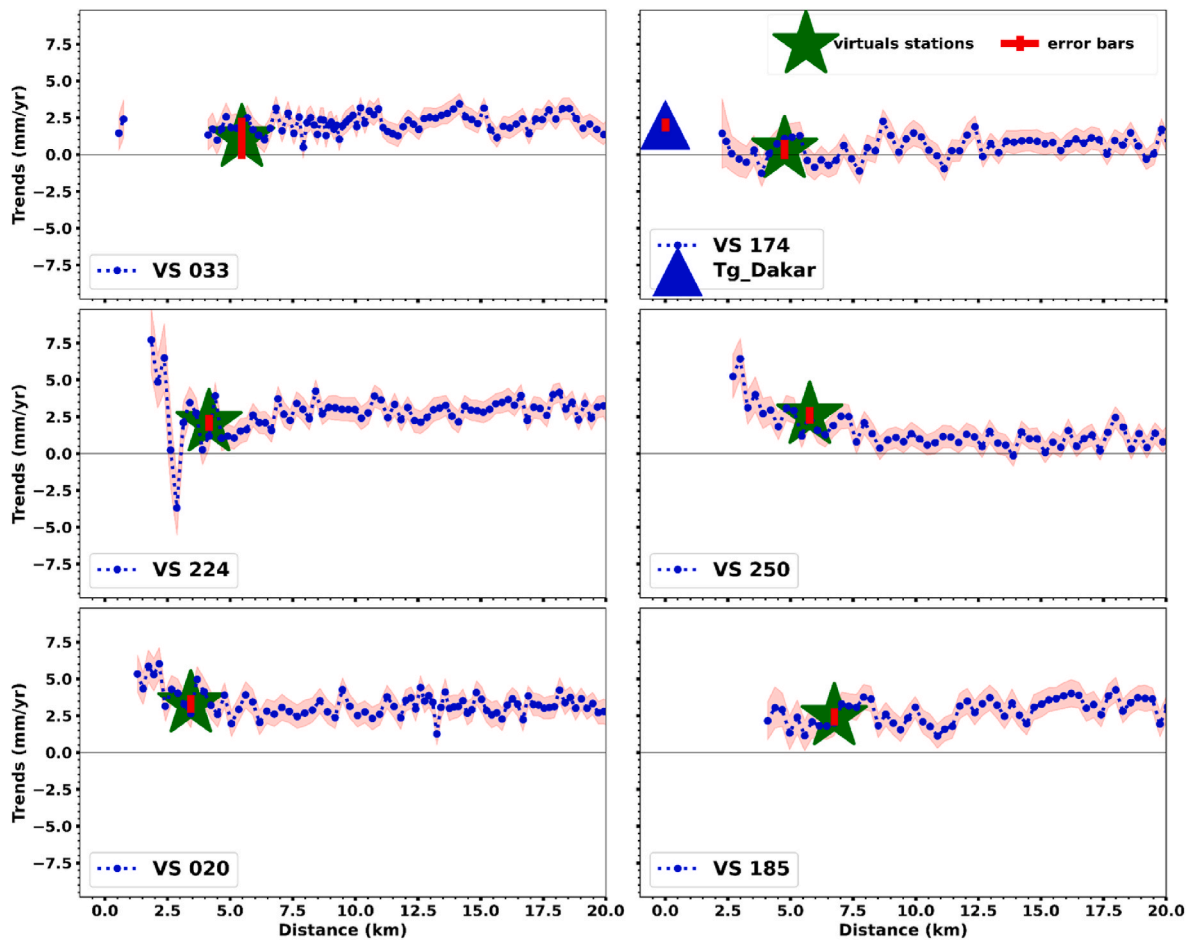


Fig. 7. SLA trends (mm/year) and associated errors derived from the X-TRACK/ALES product (blue dots) as a function of distance from the coast (in km) and from the corresponding virtual stations (green stars) for the period 2002–2020. The SLA trend calculated at the Dakar tide gauge over the same period is also shown (blue triangle in the top right panel). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

4. Discussion

Here, we use the X-TRACK/ALES coastal altimetry product, one of the latest available and adapted the virtual station concept developed by Cazenave et al. (2022) to our case study. In terms of general statistics, the SLA time series derived from the virtual stations are consistent with those of the tide gauges available (correlation between 0.58 and 0.78, difference between 5.6 and 8.3 cm). This result is in agreement with Dieng et al. (2021) who compared another altimetry sea level dataset (X-TRACK, Birol et al., 2017) with the tide gauges observations used in this work over the period 2008–2014. It shows that the most recent X-TRACK/ALES product gives access to sea level information significantly closer to the coast while maintaining the same level of data quality. This represents real progress compared to the other observations available.

As defined in this study, the virtual stations are able to reproduce the tidal sea level heights observed by the in-situ data with amplitude differences less than or equal to 6.5 cm, or 5.8% or less of the RMS of the total tidal sea level variations (3.5% on average for all the tide gauges). However, we note a quasi-systematic underestimation of the amplitude of the various tidal constituents derived from altimetry. We have seen that part of the observed tidal difference between the two data sets can be attributed to the difference in position between the tide gauges and the virtual stations, especially in areas where the tide amplitudes change rapidly in space. It is therefore possible that the lower values derived from altimetry are partly due to an amplification of the tide at the coastline (not seen by the altimetry data, located a few km offshore). But

some of the differences observed are also due to errors in the SLA series of virtual stations.

A limitation of this study is the non-collocation of altimetry and tide gauge measurements, which prevents the precise separation of differences due to data errors from geophysical differences. Analysing sites (on a global scale) where the two types of observations are very close would allow us to better understand this problem and quantify the errors associated with the separation of virtual stations and tide gauges. There is also clearly room for improvement in the quality of altimetric sea level series and there is ongoing international effort to build and distribute better coastal altimetry datasets. The analysis of the original along-track altimetry data, before calculating the sea level series at the virtual stations, shows that it should be possible to further improve the overall results obtained in this study with a better editing strategy in the original SLA product, which has a number of erroneous values within 5 km of the coast.

In terms of sea level trends, in the study area, the very short common data period between the virtual stations and the tide gauge data and the large gaps of the tide gauge observations prevents establishing a meaningful comparison between altimetry and tide gauge measurements. This forces us to think about alternative validation methods as cross validation with different altimetry data sets. More investigation is also needed to other regions covered with a number of tide gauges with a research quality standard. Nevertheless, the sea level trend from the virtual station sea level data over 2002–2020 appear to be coherent with each other. Using along-track altimetry data in the study area, Marti et al. (2021) reported significant changes in sea level trends when

approaching the coast that may be associated with coastal processes. We also observe such signals in the last 5–10 km, though not systematically. More investigation is needed to explain this observation but the recent advent of higher-resolution satellites with active and passive sensors enabling observations up to the coast will certainly be a major help in this region poorly covered by in-situ data.

The combined analysis of the tide gauge and altimetry brings mutual scrutiny on both kinds of data; errors are found in both sea level time series. However, all the results obtained here are very encouraging at a time when spatial altimetry is undergoing major changes in terms of spatial resolution and data accuracy thanks to new radar technologies (SAR and SAR-interferometry). Space-based sea level data will never be as precise nor have the same temporal resolution as sea level measurements from tide gauges. But in areas with poor or no in-situ data, the virtual station concept developed in [Cazenave et al. \(2022\)](#) and here, can be considered as a solid alternative. To illustrate its potential in the case of tide calculation over the entire West African coast, [Fig. 8](#) shows the amplitude of the M2 tidal constituent at all the virtual stations available in the area (derived from the Jason mission). Tide gauge locations are also shown for comparison. The contribution of the virtual stations can be clearly seen in this area, marked by a deficit of tide gauge stations. In this sense, this study opens the door to new knowledge or applications associated with coastal sea-level variations related to tides or to long-term sea level change in the study area, but probably also elsewhere.

5. Conclusion

The objective of this study was to analyze whether satellite altimetry provides valuable sea level information along the coast where there is little or no in situ data available. The Western African coast is used as a case study, with data from 6 tide gauges serving as a reference. Virtual tide gauges were defined by averaging the 20 altimetry data points closest to the land at each intersection between one altimetry track and the coastline. SLA time series are derived from these virtual stations and compared to the SLA time series from the nearest in-situ tide gauges. Both are shown to be in general agreement. The most important tidal constituents in the study area are derived from both the virtual stations and the tide gauge data and then inter-compared. The virtual stations slightly underestimate the observed tide, but with errors less or equal to 6.5 cm, which represents less than 6% of the RMS of the total sea level signal related to tides. The short data time series from tide gauges

available in the study area hinders the validation process of virtual stations. Combined analysis reveals the value of cross-comparison of tide gauges and virtual stations to correct their respective errors and thus advancing towards increasingly accurate sea level trend estimates. It is particularly true in regions with few or no research quality tide gauge data.

Finally, this analysis reveals the significant contribution that we can expect from altimetry in terms of coastal sea level monitoring in the study area as in all the regions with few or no tide gauges. Future work will be devoted to the improvement of the virtual SLA time series, by testing other coastal altimetry datasets and the new measurements from the Synthetic Aperture Radar (SAR) altimeters, to the increase in the number of virtual stations, by using other altimetry missions, and to investigate other possible sea level applications, as tidal evolution over time, numerical model validation and wave study.

Conflict of interest

There is no conflict of interest.

CRediT authorship contribution statement

Lucrèce Djeumeni Noubissie: Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Software, Methodology, Investigation, Formal analysis. **Florence Birol:** Writing – review & editing, Validation, Project administration. **Raphaël Onguene:** Writing – review & editing, Supervision, Investigation. **Fabien Léger:** Writing – review & editing, Validation, Software, Methodology. **Fernando Niño:** Writing – review & editing, Validation, Software. **Raoul Dzone Naoussi:** Supervision, Project administration.

Declaration of competing interest

The authors declare the following financial interests/personal relationships which may be considered as potential competing interests:

LUCRECE DJEUMENI NOUBISSIE reports financial support was provided by French Research Institute for sustainable development (IRD). LUCRECE DJEUMENI NOUBISSIE reports a relationship with French Research Institute for sustainable development (IRD) that includes: funding grants.

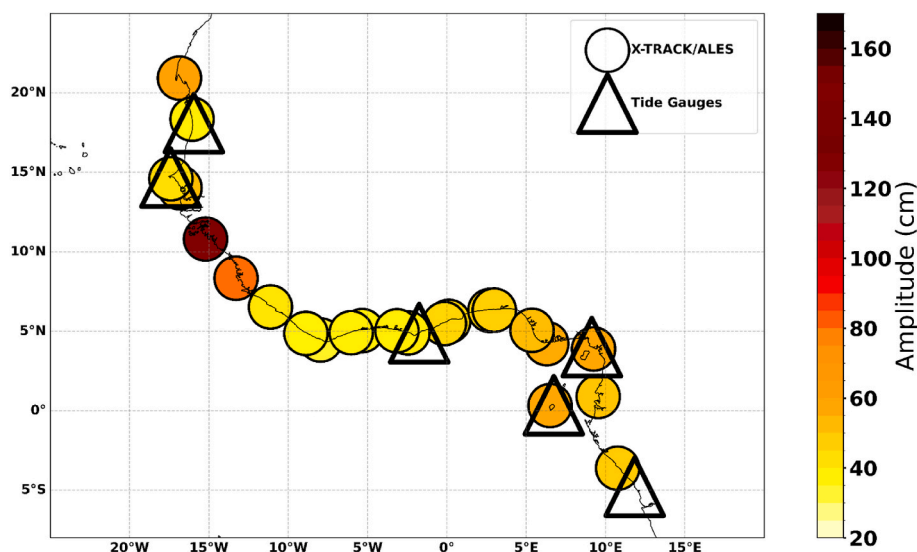


Fig. 8. Amplitude (in cm) of the M2 tidal constituent of all the virtual stations derived from Jason SLA data over the study area. As a comparison, the location of the tide gauge data available is indicated by black triangles.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgements

This study was done with the financial support of the IRD through their PhD grants program. The altimetry dataset used in this study was developed during the two phases of the Climate Change Initiative (CCI) for Sea Level and the CCI + phase for Coastal Sea Level, funded by the European Space Agency. We wish also to acknowledge the contribution of the University of Hawaii Sea level Centre that makes the tide gauge data available. We would like to thank F. Lyard for his help in using the DETIDOR harmonic analysis toolbox. Finally, we also thank the anonymous reviewers for their comments that helped to greatly improve the manuscript.

References

- Almar, R., Stieglitz, T., Addo, K.A., Ba, K., Ondoa, G.A., Bergsma, E.W.J., Bonou, F., Dada, O., Angnuureng, D., Arino, O., 2023. Coastal zone changes in west Africa: challenges and opportunities for satellite Earth observations. *Surv. Geophys.* 44, 249–275. <https://doi.org/10.1007/s10712-022-09721-4>.
- Angnuureng, D.B., Appeaning Addo, K., Almar, R., Dieng, H., 2018. Influence of sea level variability on a micro-tidal beach. *Nat. Hazards* 93, 1611–1628. <https://doi.org/10.1007/s11069-018-3370-4>.
- Benveniste, J., Cazenave, A., Vignudelli, S., Fenoglio-Marc, L., Shah, R., Almar, R., Andersen, O., Birol, F., Bonnefond, P., Bouffard, J., Calafat, F., Cardellach, E., Cipollini, P., Le Cozannet, G., Dufau, C., Fernandes, M.J., Frappart, F., Garrison, J., Gommenginger, C., Han, G., Hoyer, J.L., Kourafalou, V., Leuliette, E., Li, Z., Loisel, H., Madsen, K.S., Marcos, M., Melet, A., Meyssignac, B., Pascual, A., Passaro, M., Ribó, S., Scharroo, R., Song, Y.T., Speich, S., Wilkin, J., Woodworth, P., Wöppelmann, G., 2019. Requirements for a coastal hazards observing system. *Front. Mar. Sci.* 6, 348. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00348>.
- Birol, F., Delebecque, C., 2014. Using high sampling rate (10/20Hz) altimeter data for the observation of coastal surface currents: a case study over the northwestern Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 129, 318–333. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.07.009>.
- Birol, F., Fuller, N., Lyard, F., Cancet, M., Niño, F., Delebecque, C., Fleury, S., Toublanc, F., Melet, A., Saraceno, M., Léger, F., 2017. Coastal applications from nadir altimetry: example of the X-TRACK regional products. *Adv. Space Res.* 59, 936–953. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005>.
- Birol, F., Léger, F., Passaro, M., Cazenave, A., Niño, F., Calafat, F.M., Shaw, A., Legeais, J.-F., Gouzenes, Y., Schwatke, C., Benveniste, J., 2021. The X-TRACK/ALES multi-mission processing system: new advances in altimetry towards the coast. *Adv. Space Res.* 67, 2398–2415. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.049>.
- Boko, M., Niang, Isabelle, Nyong, Anthony, Vogel, Coleen, Githeko, Andrew, Medany, Mahmoud, Osman, Elasha, Balgis, Tabo, Ramadji, Yanda, Pius, Adesina F., Agoli-Agbo, M., Attaher, S., Bounoua, L., Brooks, N., Dubois, G., Obioh, I., Ogonna, A., Ouaga, H.N., Vincent, K., Washington, R., Ziervogel, G., Niang, I., Nyong, A., Vogel, C., Githeko, A., Medany, M., Osman-Elasha, B., Tabo, R., Yanda, P., 2007. Africa. In: *Climate Change 2007: the Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge ; New York, pp. 433–467.
- Caldwell, P.C., Merrifield, M.A., Thompson, P.R., 2015. Sea Level Measured by Tide Gauges from Global Oceans — the Joint Archive for Sea Level Holdings (NCEI Accession 0019568), Version 5.5. NOAA National Centers for Environmental Information, Dataset. <https://doi.org/10.7289/V5V40S7W>.
- Carrere, L., Arbic, B.K., Dushaw, B., Egbert, G., Erofeeva, S., Lyard, F., Ray, R.D., Ubelmann, C., Zaron, E., Zhao, Z., Shriver, J.F., Buijsman, M.C., Picot, N., 2021. Accuracy assessment of global internal-tide models using satellite altimetry. *Ocean Sci.* 17, 147–180. <https://doi.org/10.5194/os-17-147-2021>.
- Carrère, L., Lyard, F., 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2002GL016473>.
- Carrere, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., 2015. FES 2014, a new tidal model on the global ocean with enhanced accuracy in shallow seas and in the Arctic region. *EGU General Assembly Conference Abstracts* 5481.
- Cazenave, A., Gouzenes, Y., Birol, F., Leger, F., Passaro, M., Calafat, F.M., Shaw, A., Nino, F., Legeais, J.F., Oelsmann, J., Restano, M., Benveniste, J., 2022. Sea level along the world's coastlines can be measured by a network of virtual altimetry stations. *Commun Earth Environ* 3, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00448-z>.
- Cazenave, A., Meyssignac, B., Ablain, M., Balmaseda, M., Bamber, J., Barletta, V., Beckley, B., Benveniste, J., Berthier, E., Blazquez, A., 2018. Global sea-level budget 1993-present. *Earth Syst. Sci. Data* 10, 1551–1590.
- Chelton, D.B., Enfield, D.B., 1986. Ocean signals in tide gauge records. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 9081–9098. <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09081>.
- Cipollini, P., Calafat, F.M., Jevrejeva, S., Melet, A., Prandi, P., 2017. Monitoring Sea level in the coastal zone with satellite altimetry and tide gauges. In: Cazenave, A., Champollion, N., Paul, F., Benveniste, J. (Eds.), *Integrative Study of the Mean Sea Level and Its Components, Série de, Space Sciences Series de l'ISSI*. Springer International Publishing, Cham, pp. 35–59. https://doi.org/10.1007/978-3-319-56490-6_3.
- Cooley, S., Schoeman, D., Bopp, L., Boyd, P., Donner, S., Ito, S.-I., Kiessling, W., Martinetto, P., Ojea, E., Racault, M.-F., Rost, B., Skern-Mauritzen, M., Ghebrehewet, D.Y., 2022. Ocean and coastal ecosystems and their services. In: Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Tignor, M.M.B., Poloczanska, E.S., Mintenbeck, K., Alegria, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Okem, A., Rama, B. (Eds.), *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, p. 236.
- Dangendorf, S., Marcos, M., Wöppelmann, G., Conrad, C.P., Frederikse, T., Riva, R., 2017. Reassessment of 20th century global mean sea level rise. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 114, 5946–5951. <https://doi.org/10.1073/pnas.1616007114>.
- Dieng, H.B., Dadou, I., Léger, F., Morel, Y., Jouanno, J., Lyard, F., Allain, D., 2021. Sea level anomalies using altimetry, model and tide gauges along the African coasts in the Eastern Tropical Atlantic Ocean: inter-comparison and temporal variability. *Advances in Space Research, 25 Years of Progress in Radar Altimetry* 68, 534–552. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.10.019>.
- Dodet, G., Melet, A., Arduin, F., Bertin, X., Idier, D., Almar, R., 2019. The contribution of wind-generated waves to Coastal Sea-level changes. *Surv. Geophys.* 40, 1563–1601. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09557-5>.
- Duku, E., Mattah, P.A.D., Angnuureng, D.B., 2021. Assessment of land use/land cover change and morphometric parameters in the Keta Lagoon complex Ramsar site, Ghana. *Water* 13, 2537. <https://doi.org/10.3390/w13182537>.
- Egbert, G., Ray, R., 2017. Tidal prediction. *J. Mar. Res.* 75.
- Fok, H.S., 2012. *Ocean Tides Modeling Using Satellite Altimetry*. The Ohio State University.
- Godin, G., 1986. The use of nodal corrections in the calculation of harmonic constants. *Int. Hydrogr. Rev.* 63 (2), 143–162.
- Gouzenes, Y., Léger, F., Cazenave, A., Birol, F., Bonnefond, P., Passaro, M., Nino, F., Almar, R., Laurain, O., Schwatke, C., Legeais, J.-F., Benveniste, J., 2020. Coastal sea level rise at Senetosa (Corsica) during the Jason altimetry missions. *Ocean Sci.* 16, 1165–1182. <https://doi.org/10.5194/os-16-1165-2020>.
- Imani, M., You, R.-J., Kuo, C.-Y., 2014. Caspian Sea level prediction using satellite altimetry by artificial neural networks. *Int. J. Environ. Sci. Technol.* 11, 1035–1042. <https://doi.org/10.1007/s13762-013-0287-z>.
- Khojasteh, D., Lewis, M., Tavakoli, S., Farzadkhoo, M., Felder, S., Iglesias, G., Glamore, W., 2022. Sea level rise will change estuarine tidal energy: a review. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 156, 111855. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2021.111855>.
- Lyard, F.H., Allain, D.J., Cancet, M., Carrère, L., Picot, N., 2021. FES2014 global ocean tide atlas: design and performance. *Ocean Sci.* 17, 615–649. <https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021>.
- Marti, F., Cazenave, A., Birol, F., Passaro, M., Léger, F., Niño, F., Almar, R., Benveniste, J., Legeais, J.F., 2021. Altimetry-based sea level trends along the coasts of Western Africa. *Advances in Space Research, 25 Years of Progress in Radar Altimetry* 68, 504–522. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.05.033>.
- Melet, A., Almar, R., Meyssignac, B., 2016. What dominates sea level at the coast: a case study for the Gulf of Guinea. *Ocean Dynam.* 66, 623–636. <https://doi.org/10.1007/s10236-016-0942-2>.
- Meli, M., Camargo, C.M.L., Olivieri, M., Slangen, A.B.A., Romagnoli, C., 2023. Sea-level trend variability in the Mediterranean during the 1993–2019 period. *Front. Mar. Sci.* 10.
- Montgomery, D.C., Runger, G.C., 2010. *Applied Statistics and Probability for Engineers*. John Wiley & Sons.
- Mudelsee, M., 2019. Trend analysis of climate time series: a review of methods. *Earth Sci. Rev.* 190, 310–322. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.005>.
- Neumann, B., Vafeidis, A.T., Zimmermann, J., Nicholls, R.J., 2015. Future coastal population growth and exposure to sea-level rise and coastal flooding - a global assessment. *PLoS One* 10, e0118571. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0118571>.
- Nguyen, H.M., Quillon, S., Vu, V.D., 2022. Sea level variation and trend analysis by comparing mann-Kendall test and innovative trend analysis in front of the red river Delta, Vietnam (1961–2020). *Water* 14, 1709. <https://doi.org/10.3390/w14111709>.
- Nicholls, R.J., Wong, P.P., Burkett, V., Woodroffe, C.D., Hay, J., 2008. Climate change and coastal vulnerability assessment: scenarios for integrated assessment. *Sustain. Sci.* 3, 89–102. <https://doi.org/10.1007/s11625-008-0050-4>.
- Pan, H., Jiao, S., Xu, T., Lv, X., Wei, Z., 2022. Investigation of tidal evolution in the Bohai Sea using the combination of satellite altimeter records and numerical models. *Estuar. Coast Shelf Sci.* 279, 108140. <https://doi.org/10.1016/j.eccs.2022.108140>.
- Passaro, M., Cipollini, P., Vignudelli, S., Quartly, G.D., Snaith, H.M., 2014. ALES: a multi-mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry. *Remote Sensing of Environment* 145, 173–189. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.008>.
- Ponte, R.M., Carson, M., Cirano, M., Domingues, C.M., Jevrejeva, S., Marcos, M., Mitchum, G., van de Wal, R.S.W., Woodworth, P.L., Ablain, M., Arduin, F., Ballu, V., Becker, M., Benveniste, J., Birol, F., Bradshaw, E., Cazenave, A., De Mey-Préaux, P., Durand, F., Ezer, T., Fu, L.-L., Fukumori, I., Gordon, K., Gravelle, M., Griffies, S.M., Han, W., Hibbert, A., Hughes, C.W., Idier, D., Kourafalou, V.H., Little, C.M., Matthews, A., Melet, A., Merrifield, M., Meyssignac, B., Minobe, S., Penduff, T., Picot, N., Piecuch, C., Ray, R.D., Rickards, L., Santamaría-Gómez, A.,

- Stammer, D., Staneva, J., Testut, L., Thompson, K., Thompson, P., Vignudelli, S., Williams, J., Williams, S.D.P., Wöppelmann, G., Zanna, L., Zhang, X., 2019. Towards comprehensive observing and modeling systems for monitoring and predicting regional to Coastal Sea Level. *Front. Mar. Sci.* 6.
- Ray, R.D., Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y., 2011. Tide predictions in shelf and coastal waters: status and prospects. In: Vignudelli, S., et al. (Eds.), *Coastal Altimetry*. Springer, Berlin, pp. 191–216. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_8.
- Simon, B., 2007. *La Marée Océanique Côtière*. Collection “Synthèses.” Institut océanographique, Paris.
- Stammer, D., Ray, R.D., Andersen, O.B., Arbic, B.K., Bosch, W., Carrère, L., Cheng, Y., Chinn, D.S., Dushaw, B.D., Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y., Fok, H.S., Green, J.A.M., Griffiths, S., King, M.A., Lapin, V., Lemoine, F.G., Luthcke, S.B., Lyard, F., Morison, J., Müller, M., Padman, L., Richman, J.G., Shriver, J.F., Shum, C.K., Taguchi, E., Yi, Y., 2014. Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models. *Rev. Geophys.* 52, 243–282. <https://doi.org/10.1002/2014RG000450>.
- Taninpong, P., Minsan, W., Thumrongnavasawat, S., Luangdang, K., 2021. Trend analysis of Sea Level change in the gulf of Thailand. *Srinakharinwirot Science Journal* 37, 64–77.
- Timmermann, A., McGregor, S., Jin, F.-F., 2010. Wind effects on past and future regional Sea Level trends in the Southern indo-pacific. *J. Clim.* 23, 4429–4437. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3519.1>.
- Tranchant, Y.-T., Testut, L., Chupin, C., Ballu, V., Bonnefond, P., 2021. Near-coast tide model validation using GNSS unmanned surface Vehicle (USV), a case study in the pertuis charentais (France). *Rem. Sens.* 13, 2886. <https://doi.org/10.3390/rs13152886>.
- Woodworth, P.L., Melet, A., Marcos, M., Ray, R.D., Wöppelmann, G., Sasaki, Y.N., Cirano, M., Hibbert, A., Huthnance, J.M., Monserrat, S., Merrifield, M.A., 2019. Forcing factors affecting Sea Level changes at the coast. *Surv. Geophys.* 40, 1351–1397. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09531-1>.

CHAPITRE 4: VARIATIONS DES HAUTEURS DE MER DANS L'ESTUAIRE DU WOURI : CARACTERISTIQUES ET PROCESSUS DYNAMIQUES

SOMMAIRE

1.	Construction d'un réseau multi-données de mesures de hauteur d'eau	88
1.1.	Données utilisées pour l'étude.....	88
1.2.	Comparaison des séries de hauteur d'eau.....	91
1.3.	Comparaison des séries de hauteur d'eau sans marée : résidu	95
1.4.	Analyse des données de hauteur d'eau après correction	100
2.	Composantes des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri.....	102
2.1.	Variations hautes fréquences	102
2.1.1.	Analyse spectrale	102
2.2.	Caractéristiques de la marée sur la zone d'étude.....	105
2.2.1.	Ondes de marée principales	105
2.2.2.	Différence de la marée entre la période ancienne et la période récente.....	107
2.2.3.	Évolution de la marée du large de l'estuaire vers l'intérieur	109
2.3.	Reconstruction des séries de hauteur de la marée	112
2.4.	Variations des hauteurs d'eau sans la marée (résidu).....	113
2.4.1.	Analyse spectrale	115
2.4.2.	Variations saisonnières et leurs fluctuations interannuelles.....	117
2.4.3.	Impact des variations de pression atmosphérique.....	119
2.4.4.	Contribution relative de la marée et du baromètre inverse dans les variations de hauteur d'eau.....	124
2.5.	Autres facteurs de variabilité du niveau de la mer	126
2.5.1.	Impact du débit fluvial	126
2.5.2.	L'effet stérique.....	129

Introduction

Après avoir développé un nouvel outil pour suivre et étudier les variations du niveau marin côtier à l'échelle du Golfe de Guinée, dans ce chapitre nous allons nous focaliser sur les variations de hauteurs d'eau dans l'estuaire du Wouri. Nous étudierons leurs caractéristiques, puis les différents signaux qui les composent. L'enjeu est d'identifier et comprendre les processus dynamiques à l'origine des variations du niveau des eaux dans l'estuaire et leur importance relative à différentes échelles de temps. Cela est en effet la condition nécessaire pour pouvoir ensuite définir un réseau d'observation dédié à leur surveillance et/ou les reproduire et les prévoir via des modèles numériques. L'objectif à terme est de prévenir les risques de submersion dans cette zone très peuplée. Cette étude est réalisée à partir de différents types d'observations sur la zone mais le point de départ sont les mesures de 3 stations marégraphiques réparties à différents endroits de l'estuaire du Wouri. Leur disponibilité va contraindre fortement la période d'analyse. Pour élargir celle-ci au maximum, une étape importante a été de numériser les données récupérées sur la période 2002-2012 (dite ancienne dans ce qui suit), travail commencé lors de mon master et continué au cours de ma thèse (mais non finalisé encore, par manque de temps). De plus, pour pouvoir étudier la plus grande plage fréquentielle possible de processus, nous avons décidé d'utiliser les mesures brutes haute fréquence (c.à.d à 5 minutes). Celles-ci sont par nature bruitées et sujettes à des erreurs du fait de la maintenance des instruments, qui n'est pas toujours conforme aux standards d'instrumentation. Elles ont donc nécessité un travail spécifique de nettoyage et d'analyse détaillé dans la section 2.6.2 et dans ce qui suit, pour supprimer les valeurs aberrantes, et les erreurs de calage temporel et spatial. Une fois cette étape réalisée, nous avons analysé et co-analysé les variations de hauteur d'eau observées aux différentes stations, depuis l'extérieur de l'estuaire, à partir des marégraphes virtuels développés dans le chapitre précédent, vers l'intérieur avec les données des 3 marégraphes, et depuis l'échelle de temps horaire jusqu'à la variabilité interannuelle (la limite d'analyse étant définie par la longueur des séries disponibles).

Ce chapitre est organisé autour de 2 sections. La partie 1 présente les séries des variations de hauteur d'eau marégraphique et altimétrique obtenues, au large et à l'intérieur de l'estuaire du Wouri sur une période qu'on appellera « ancienne » (2002-2011) et sur une période plus récente (2018-2022).

L'inter comparaison entre l'ensemble de ces données sert à les qualifier. Dans la partie 2, on se base sur ces séries de niveau d'eau dans l'estuaire du Wouri pour étudier les composantes des variations observées et analyser les facteurs qui y contribuent.

1. Construction d'un réseau multi-données de mesures de hauteur d'eau

1.1. Données utilisées pour l'étude

Dans le cadre de cette étude, nous avons exploité les données de hauteur d'eau provenant des stations de mesure opérationnelles du port autonome de Douala, appelées SM2, SM3 et SM4, que jalonnent le chenal de l'estuaire du Wouri (Figure 4.1). Pour avoir une information complémentaire sur les variations de hauteur d'eau en pleine mer, nous avons utilisé le concept présenté dans le chapitre précédent et construit un marégraphe virtuel altimétrique au large de l'estuaire (nommé SV sur la Figure 4.1). Comme précédemment, nous avons utilisé les données altimétriques des missions Jason 1, 2 et 3 de la trace 20 qui passe sur la zone. Dans l'étude précédente, une station virtuelle était définie en tant que barycentre des vingt points de séries altimétriques les plus proches du littoral (en excluant les points où trop de mesures manquaient). La série de hauteurs d'eau de la station virtuelle était alors la moyenne des séries de hauteurs d'eau de l'ensemble des points. Nous avons utilisé ici exactement la même méthode mais adaptée à notre objectif : au lieu des 20 points les plus proches de la côte, on utilise les 20 points les plus proches de la station marégraphique SM2.

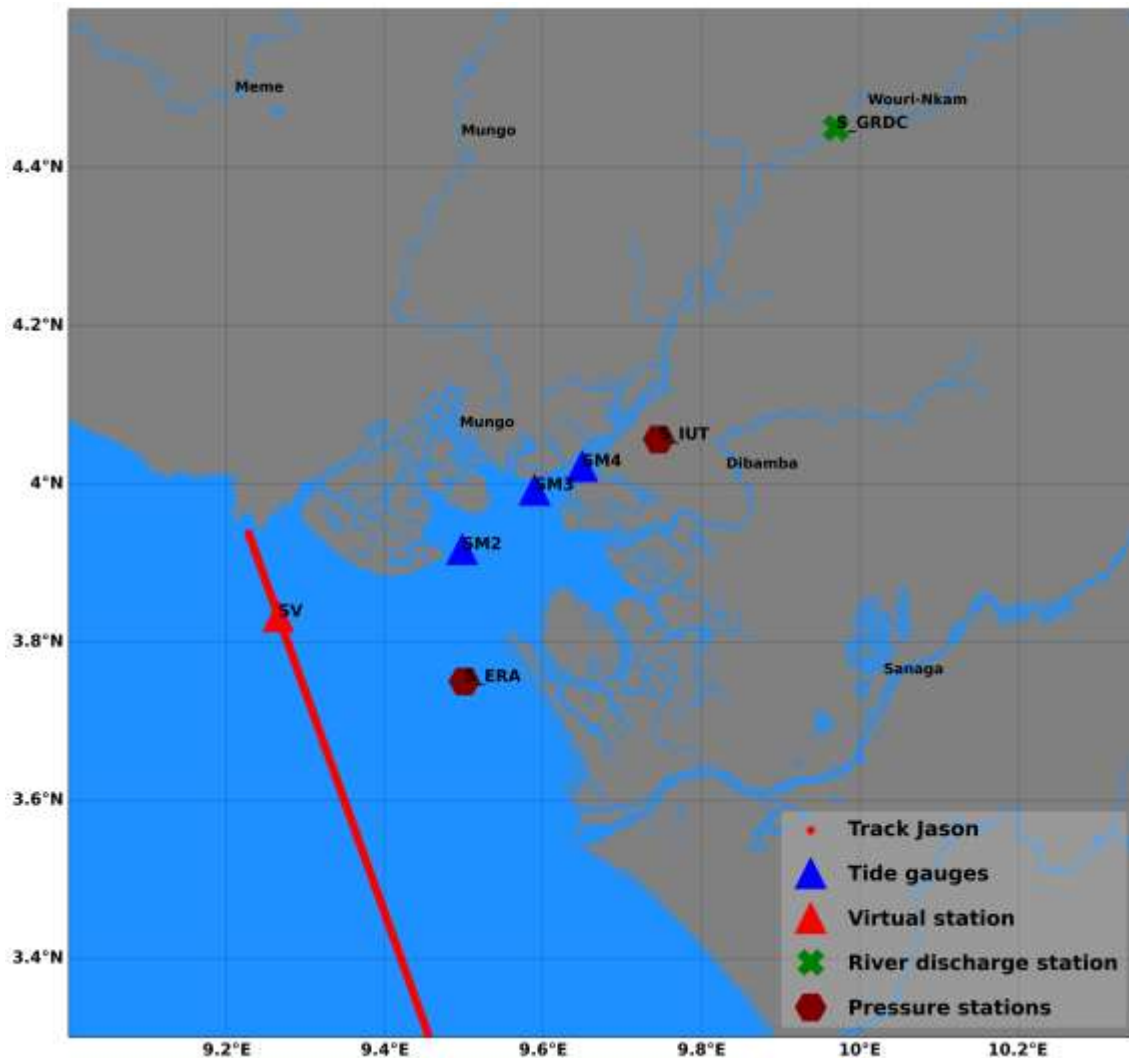


Figure 4.1: Estuaire du Wouri et stations de mesure

Nous obtenons finalement (Figure 4.2) :

- Trois séries de mesures de hauteur d'eau marégraphiques à 5 minutes de résolution, combinant les mesures numérisées sur la période 1999 à 2011 et les mesures plus récentes sur la période 2018 à 2022,
- Une série de mesures de hauteur d'eau de la station virtuelle avec un pas de temps de ~10 jours sur la période 2002 à 2021.

Notez que nous avons observé que les données brutes des marégraphes présentent de nombreuses valeurs aberrantes, qui peuvent avoir différentes origines, telles que des défaillances instrumentales, des erreurs humaines ou des conditions environnementales changeantes. Dans ce qui suit, afin d'améliorer la précision et la fiabilité de ces données, la méthodologie présentée dans la partie 2.6 du chapitre « Données et méthodes » a été appliquée pour identifier et corriger ces anomalies.

La Figure 4.2 représente les variations de hauteur d'eau totale pour les différentes stations, aux deux périodes (ancienne à gauche et nouvelle à droite). Sur la période ancienne, on observe beaucoup de données manquantes sur l'ensemble des marégraphes mais les enregistrements des marégraphes SM3 et SM4 restent les plus limités en raison du processus de numérisation des marégrammes qui n'a pu être finalisé encore (car très coûteux en temps). Cela se traduit par la disponibilité de seulement une à trois années de données sur ces stations (cf. 2.6.1). Nous avons toutefois décidé de les conserver dans l'analyse. Les données des séries les plus récentes sont nettement plus complètes, bien qu'elles présentent toujours des trous. Ces derniers sont plus prononcés au niveau de la station SM2, qui est la plus exposée à l'océan. Cela la rend plus vulnérable aux divers phénomènes susceptibles de perturber son fonctionnement. Sa maintenance est également plus complexe en raison de sa distance au port de Douala.

Dans ce chapitre nous utilisons également des données de débit, de pressions atmosphériques, de précipitations qui ont été décrits dans la section 1.3.

1.2. Comparaison des séries de hauteur d'eau

Dans cette section, nous cherchons tout d'abord à qualifier notre ensemble de données de hauteur d'eau, qu'elles soient d'origine altimétrique (station virtuelle) ou marégraphique. Comme illustré dans le chapitre 3 par exemple avec le cas de Nouakchott, on commence par comparer les différentes séries temporelles. Pour cela, il est nécessaire qu'elles aient la même référence. Or, la référence verticale des stations marégraphiques n'étant pas toujours fiable, nous allons comparer des séries temporelles centrées à 0, en enlevant la moyenne de chaque série. Les données des marégraphes résultant de différents capteurs sur les différentes périodes, nous séparerons dans un premier temps l'analyse des périodes ancienne et récente.

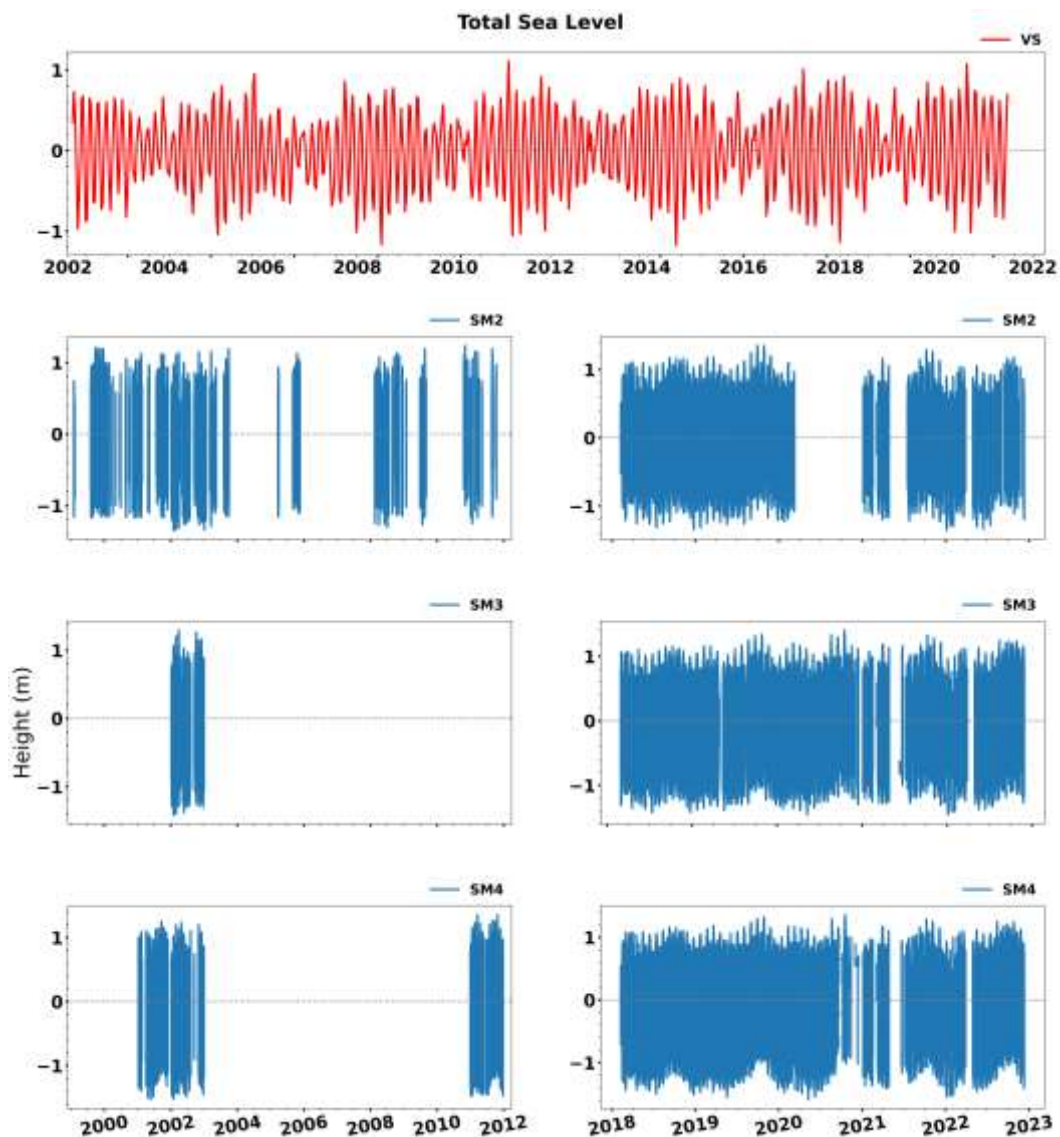


Figure 4.2: Séries temporelles de hauteur d'eau de la station altimétrique (VS, en haut) et des stations marégraphiques (SM2, SM3 et SM4 sur les 3 panels du bas). Pour les stations marégraphiques, la période ancienne est à gauche et la récente à droite. Moyenne calculée et retirée pour chaque série ancienne et récente individuellement.

Période de données marégraphiques récente (2018-2022)

Sur la Figure 4.3 nous représentons pour chaque station (SM2, SM3 et SM4), les séries de hauteur d'eau totale seulement pour les dates auxquelles nous disposons des deux types de données (marégraphe et altimétrie) avec un intervalle maximal de 30 minutes entre eux. Des calculs statistiques sont ensuite effectués pour évaluer la cohérence entre les différentes séries temporelles représentées sur la Figure 4.3 (entre marégraphes et VS mais aussi entre marégraphes pour comparaison, voir les résultats dans le Tableau 4.1).

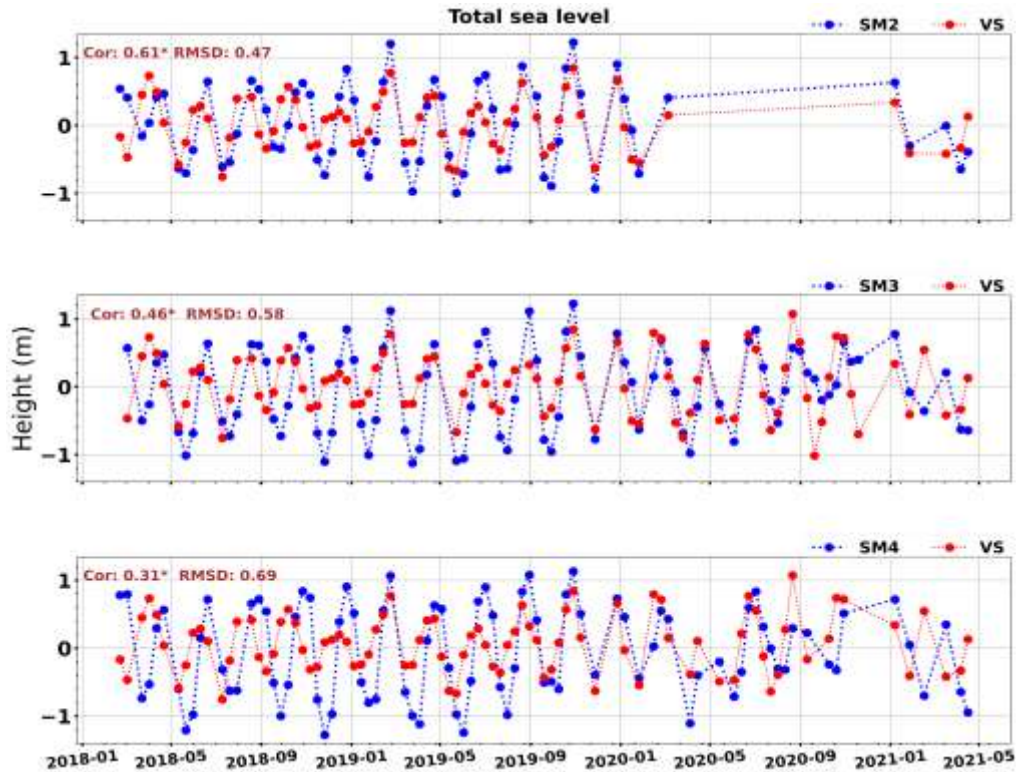


Figure 4.3: Comparaison des séries temporelles de hauteur d'eau altimétrique (VS en rouge) et marégraphiques (en bleu) aux dates communes de la période récente et pour les 3 stations (SM2, SM3, SM4)

Tableau 4.1: Statistiques (corrélation et RMSD) de comparaison entre les séries temporelles de hauteur d'eau altimétriques et marégraphiques (échantillonnage de 9,9156 jours, colonnes 2, 3 et 4) et entre les séries marégraphiques (échantillonnage de 5', colonnes 5, 6 et 7). Les p-value associées aux coefficients de corrélation montrent qu'ils sont tous significatifs. Le nombre de données utilisé pour le calcul des statistiques est indiqué dans le tableau.

Station	SV-SM2	SV_SM3	SV_SM4	SM2_SM3	SM3_SM4	SM4_SM2
Nombre de données communes	69	92	88	271313	337284	281862
Corrélation	0.61	0.46	0.31	0.96	0.97	0.87
P-value	0.0	0.0	0.03	0.0	0.0	0.0
RMSD (m)	0.46	0.58	0.69	0.18	0.16	0.31

Sur la Figure 4.3, on voit un accord relatif entre les séries altimétriques et marégraphiques. Les mêmes signaux sont globalement capturés même si ceux de l'altimétrie apparaissent en avance de phase sur la première partie de la période (2018). Les variations de hauteur d'eau enregistrées à la station virtuelle (VS) apparaissent malgré tout constamment inférieures à celles enregistrées par les différentes stations marégraphiques, avec des différences qui augmentent avec la position du marégraphe dans l'estuaire (plus le marégraphe est éloigné de l'embouchure avec l'océan, plus les différences VS-marégraphe apparaissent importantes). Cela suggère que les variations de hauteur d'eau s'amplifient vers l'intérieur de l'estuaire. Nous reviendrons sur ce point plus loin (cf. 2.2).

Les statistiques du Tableau 4.1 reflètent également clairement un écart de plus en plus grand entre les mesures altimétriques et les mesures marégraphiques quand la distance entre les deux types de mesures croît. Les corrélations entre la série de hauteur d'eau de la station VS et celles des stations marégraphiques SM2, SM3, SM4 nous donnent respectivement 0.61, 0.46 et 0.31. Les valeurs de RMSD correspondantes sont 46 cm, 58 cm et 69 cm, respectivement. Les valeurs de RMSD/corrélation augmentent/décroissent au fur et à mesure que le marégraphe concerné se situe à l'intérieur de l'estuaire. Il est logique que les deux stations VS et SM2, étant les plus proches, enregistrent davantage les mêmes variations de hauteur d'eau que les autres stations situées en amont de l'estuaire. Les variations entre SV et SM2 sont malgré tout plus importantes que celles observées ensuite entre SM2 et SM3, puis entre SM3 et SM4. Cela peut s'expliquer soit par le fait que SV ne peut pas capturer certains signaux spécifiques à la zone estuarienne puisque située au large, soit à des erreurs altimétriques dans la série de mesures SV, soit à un mélange de ces 2 facteurs.

Période de données marégraphiques anciennes (2002-2011)

La même comparaison est faite sur la période plus ancienne. Les résultats sont sur la Figure 4.4 et dans le Tableau 4.2. Notez qu'il y a nettement moins de données communes ici que pour la comparaison sur la période récente.

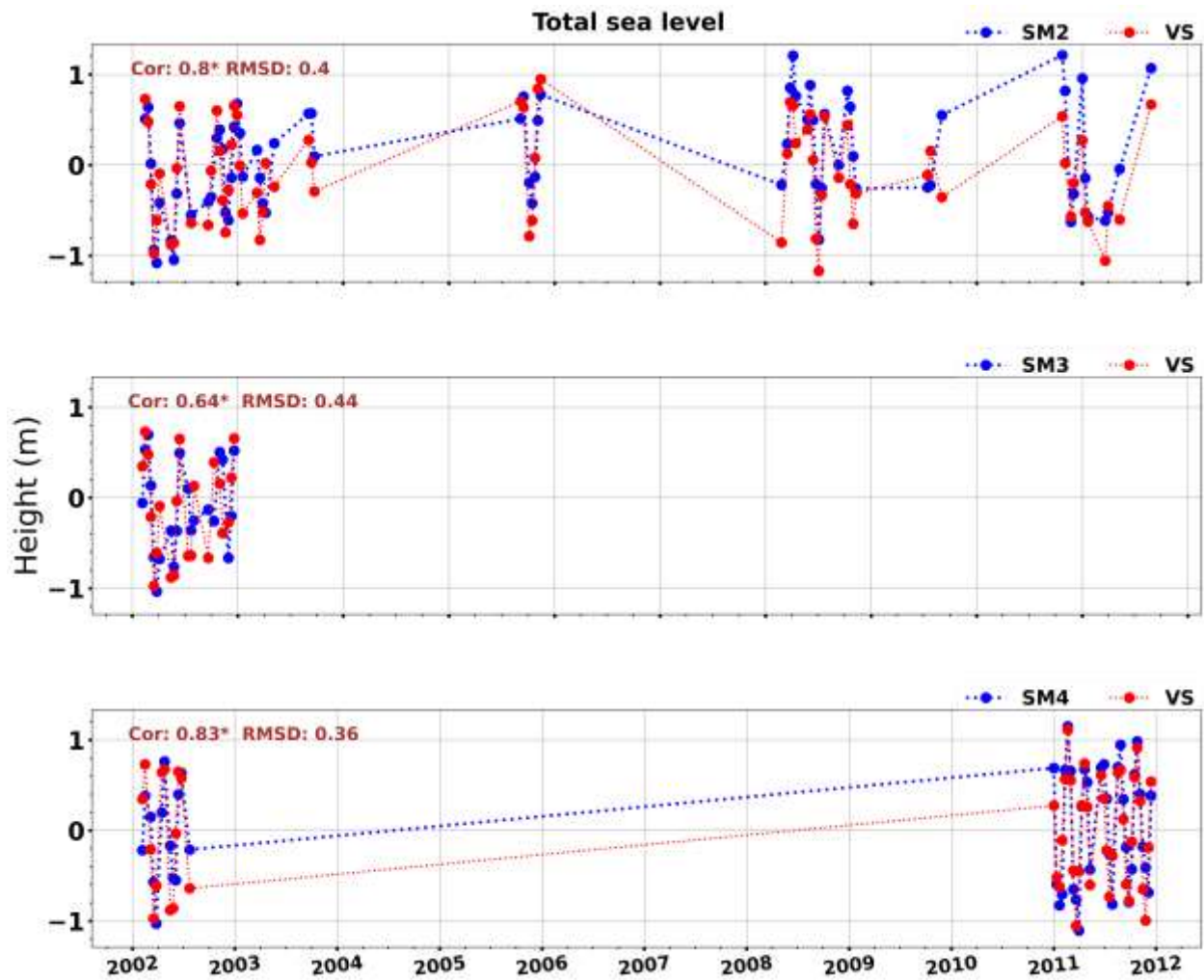


Figure 4.4: Comparaison des séries temporelles de hauteur d'eau altimétrique (VS en rouge) et marégraphiques (en bleu) aux dates communes de la période ancienne et pour les 3 stations (SM2, SM3, SM4)

Là encore on remarque un meilleur accord général entre les séries altimétriques et marégraphiques que sur la période récente. Les corrélations entre série de hauteur d'eau de la station VS et celles des stations SM2, SM3, SM4 sont respectivement 0.80, 0.64, 0.83, soit plus fortes que précédemment. Les valeurs de RMSD correspondantes sont 40 cm, 44 cm et 36 cm, respectivement, soit plus faibles. Les différences sont plus marquées pour SM3 que pour SM2 et SM4 mais la période de données étant limitée à un an, cela n'est pas significatif. On remarque également que l'amplitude des variations observées sur la Figure 4.4 est du même ordre de grandeur que celle des stations marégraphiques (contrairement à la période 2018-2022).

À partir de 2008, les variations des hauteurs d'eau au niveau de la SM2 deviennent systématiquement supérieures à celles de la station virtuelle. Ces différences observées d'une période (2002-2005) à une autre (2008-2011) pourraient indiquer un calage vertical différent du marégraphe (en effet, de 2002 à 2011 des changements de capteurs ont été effectués).

Tableau 4.2: Statistiques (corrélation et RMSD) de comparaison entre les séries temporelles de hauteur d'eau altimétriques et marégraphiques (échantillonnage de 9,9156 jours, colonnes 2, 3 et 4) et entre les séries marégraphiques entre elles (échantillonnage de 5', colonnes 5, 6 et 7). Les p-value associées aux coefficients de corrélation montrent qu'ils sont tous significatifs. Le nombre de données utilisé pour le calcul des statistiques est indiqué dans le tableau.

Station	SV-SM2	SV_SM3	SV_SM4	SM2_SM3	SM3_SM4	SM4_SM2
Nombre de données communes	69	21	45	62983	29071	63813
Corrélation	0.80	0.64	0.83	0.96	0.98	0.88
P-value	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
RMSD (m)	0.40	0.44	0.36	0.17	0.13	0.30

1.3. Comparaison des séries de hauteur d'eau sans marée : résidu

Pour aller plus loin, nous enlevons maintenant la marée de nos différentes séries de hauteur d'eau (par analyse harmonique, cf. section 2.3).

Période de données marégraphiques récentes

La présente la série temporelle de résidu pour la période récente (2018-2022). Les statistiques de comparaison équivalentes à celle du Tableau 4.2 sont recalculées (Tableau 4.3). On y observe une augmentation significative de la corrélation entre la série de la station virtuelle et celles des marégraphes SM2, SM3 et SM4, atteignant respectivement 0,69, 0,70 et 0,67. Cette amélioration s'accompagne d'une diminution de l'écart quadratique moyen (RMSD), qui passe à 8 cm pour SM2 et SM3, et à 9 cm pour SM4. Les statistiques de comparaison entre SV et les marégraphes restent à peu près stables avec SM2, SM3 et SM4. Ce résultat montre qu'une grosse partie des différences entre les séries de hauteur d'eau totale de VS et des marégraphes est attribuable à la composante de la marée, laquelle évolue spatialement en fonction de divers facteurs. Cette différence est expliquée par les distances entre les points de mesure VS, SM2, SM3 et SM4.

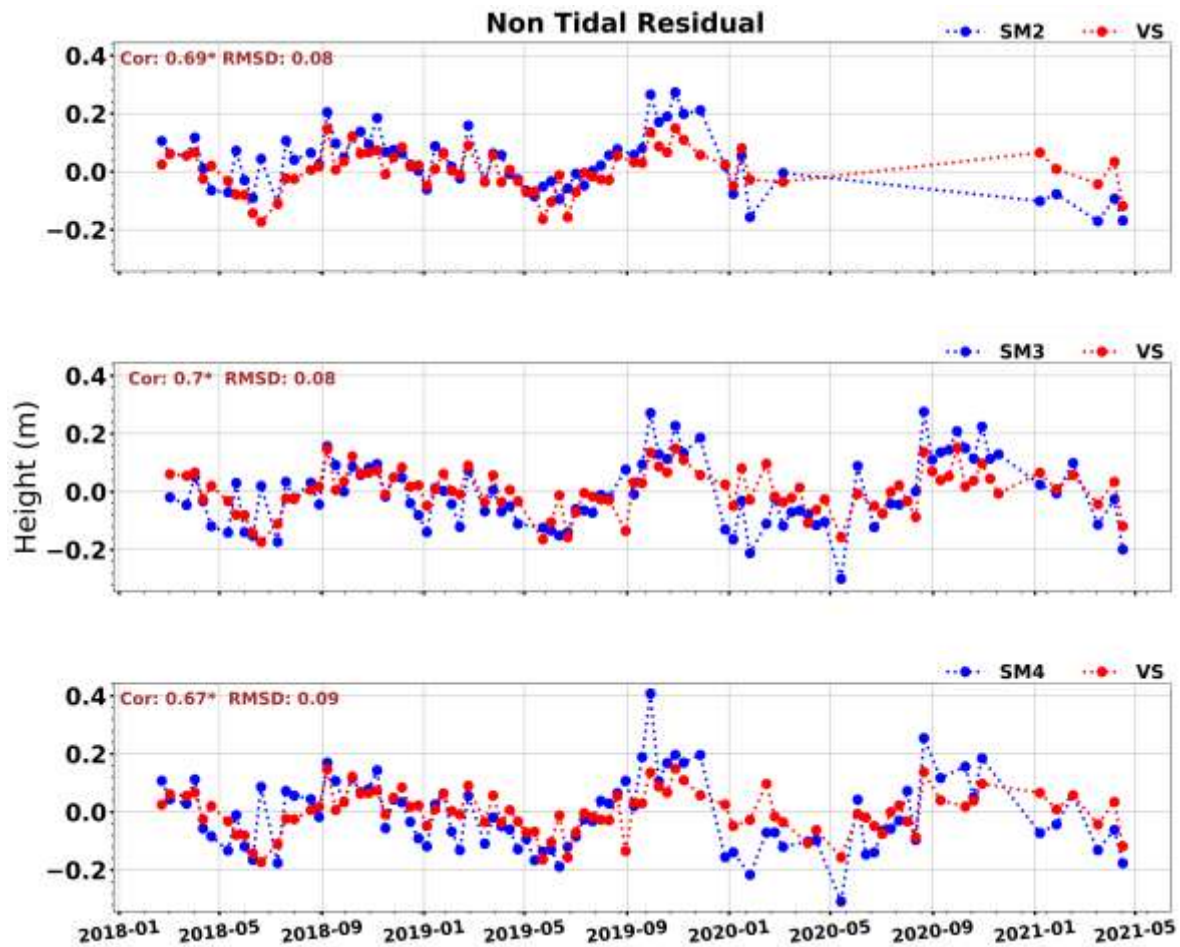


Figure 4.5: Séries temporelles du résidu au stations SM2, SM3, SM4 en courbe bleue et de la station VS en courbe rouge pour la période de 2018 à 2021

Le signal résiduel de la station virtuelle présente malgré tout encore des variations d'amplitude inférieures à celles observées par les marégraphes. Cela pourrait s'expliquer par le fait que le signal de la station virtuelle, caractérisé par un échantillonnage à basse fréquence, ne capture pas l'intégralité des composantes à haute fréquence enregistrées par les marégraphes. Les erreurs présentes dans l'altimétrie expliquent certainement aussi en partie les différences observées.

On remarque aussi une disparité un peu plus importante entre Janvier 2021 et Mai 2021 entre la station virtuelle et SM2 (même s'il n'y a que 7 points) : le signal de la station virtuelle devient plus élevé que le signal de SM2. En revanche, on constate une bonne cohérence entre le résidu de la station virtuelle et des stations SM3 et SM4 pendant cette période. Cela soulève donc des questions quant au calage vertical de cette série marégraphique à cette période et met en évidence à nouveau la complémentarité entre les données marégraphiques et les données altimétriques. Les données marégraphiques permettent de valider les données altimétriques, mais ces dernières peuvent également être utilisées pour détecter des erreurs de référence dans les séries marégraphiques (voir aussi chapitre précédent).

Tableau 4.3: Statistiques (corrélation et RMSD) de comparaison entre les séries temporelles de résidu altimétriques et marégraphiques (échantillonnage de 9,9156 jours, colonnes 2, 3 et 4) et entre les séries marégraphiques entre elles (échantillonnage de 5', colonnes 5, 6 et 7). Les p-value associées aux coefficients de corrélation montrent qu'ils sont tous significatifs. Le nombre de données utilisé pour le calcul des statistiques est indiqué dans le tableau.

Station	SV-SM2	SV_SM3	SV_SM4	SM2_SM3	SM3_SM4	SM4_SM2
Nombre de données communes	69	92	88	271313	337284	281862
Corrélation	0.69	0.70	0.67	0.66	0.94	0.68
P-value	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
RMSD (m)	0.08	0.08	0.09	0.09	0.04	0.08

Pour tester cette hypothèse de calage vertical défaillant sur la station SM2, on enlève à la série de résidu la moyenne des différences entre les SM2 et VS sur la période 2021. Avec cette correction, la corrélation entre les deux séries de données augmente à 0.74 et la RMSD diminue à 7 cm.

Période de données marégraphiques anciennes

La Figure 4.6 présente les séries temporelles des résidus des stations marégraphiques par rapport à la station VS pour la période ancienne ; les statistiques comparatives correspondantes sont résumées dans le Tableau 4.4. Lorsqu'on enlève la marée de la hauteur d'eau totale, en SM2, le décalage vertical entre station virtuelle et marégraphe qui était déjà visible sur la période de 2008 à 2011 devient encore plus évidents. La corrélation correspondante avec la station virtuelle diminue considérablement (0.27) avec une augmentation de la RMSD (19 cm). Alors que pour les stations SM3 et SM4 plus éloignées de la station virtuelle, on a des statistiques associées qui sont meilleures : 0.61 et 0.63 respectivement pour la corrélation et 6 et 8 cm en RMSD. De plus, lorsqu'on compare la hauteur d'eau totale de la SM2 avec celui de la SM4 de 2008 à 2011 (buddy-checking cf 2.6.4), on se rend compte qu'à cette période, les hauteurs en SM2 sont systématiquement supérieures aux hauteurs en SM4 ce qui n'est habituellement pas le cas.

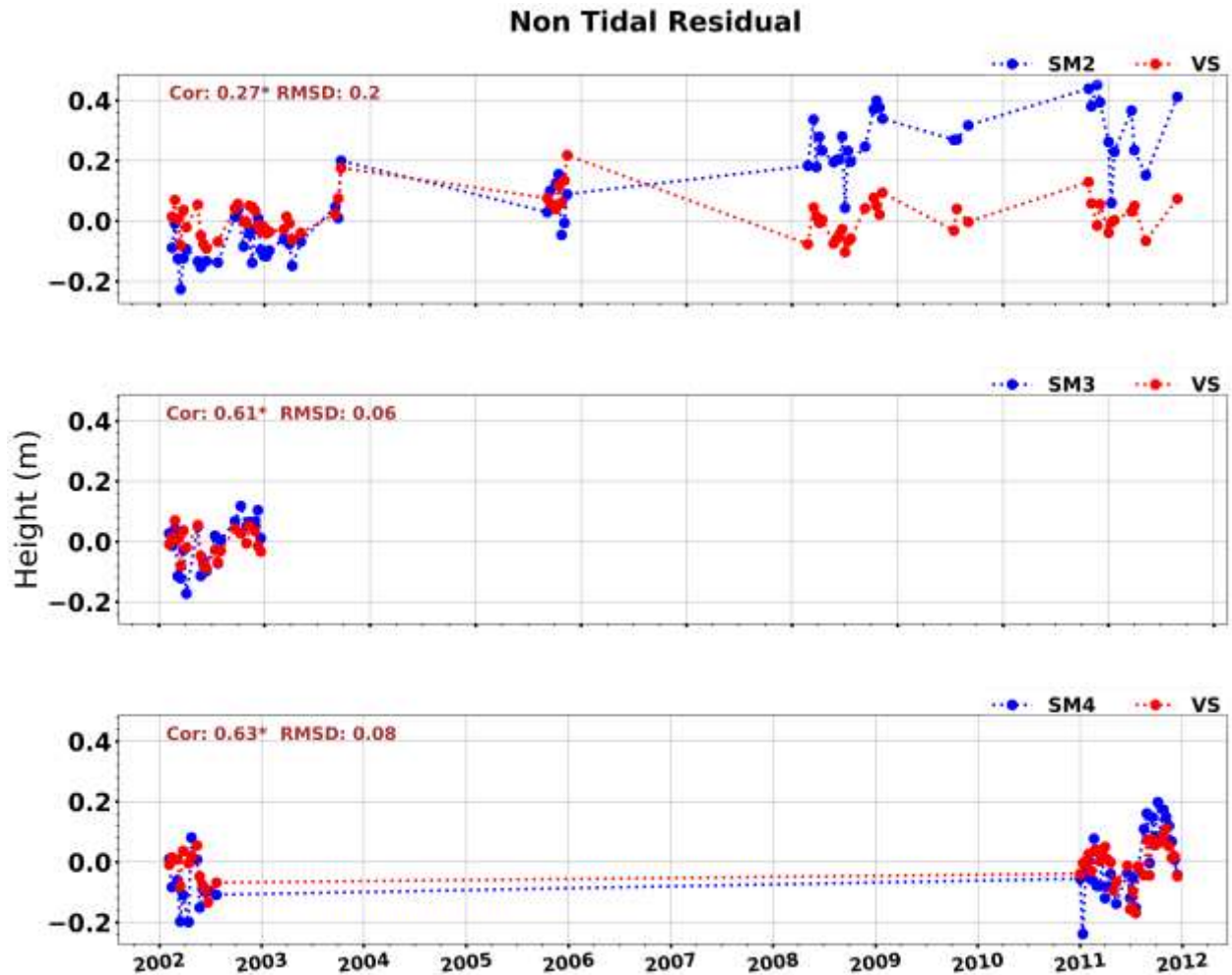


Figure 4.6: Séries temporelles du résidu au stations SM2, SM3, SM4 en courbe bleue et de la station VS en courbe rouge pour la période ancienne (2002-2011)

Tableau 4.4: Statistiques (corrélation et RMSD) de comparaison entre les séries temporelles de résidu altimétriques et marégraphiques (échantillonnage de 9,9156 jours, colonnes 2, 3 et 4) et entre les séries marégraphiques entre elles (échantillonnage de 5', colonnes 5, 6 et 7) pour la période ancienne. Les p-value associées aux coefficients de corrélation montrent qu'ils sont tous significatifs. Le nombre de données utilisé pour le calcul des statistiques est indiqué dans le tableau.

Station	SV-SM2	SV_SM3	SV_SM4	SM2_SM3	SM3_SM4	SM4_SM2
Nombre de données communes	69	21	45	62983	103059	1017626
Corrélation	0.27	0.61	0.63	0.72	0.74	0.19
P-value	0.0	0.0		0.0	0.0	0.1
RMSD (m)	0.19	0.06	0.08	0.08	0.06	0.08

À partir du signal de résidu de la SM4, on recale à nouveau les séries de la station SM2 en soustrayant la moyenne des différences entre les deux séries (SM2 et SM4) sur la période 2008 à 2011 (Figure 4.7). Avec cette nouvelle correction, la corrélation SV-SM2 augmente à 0.66 et la RMSD diminue à 8cm.

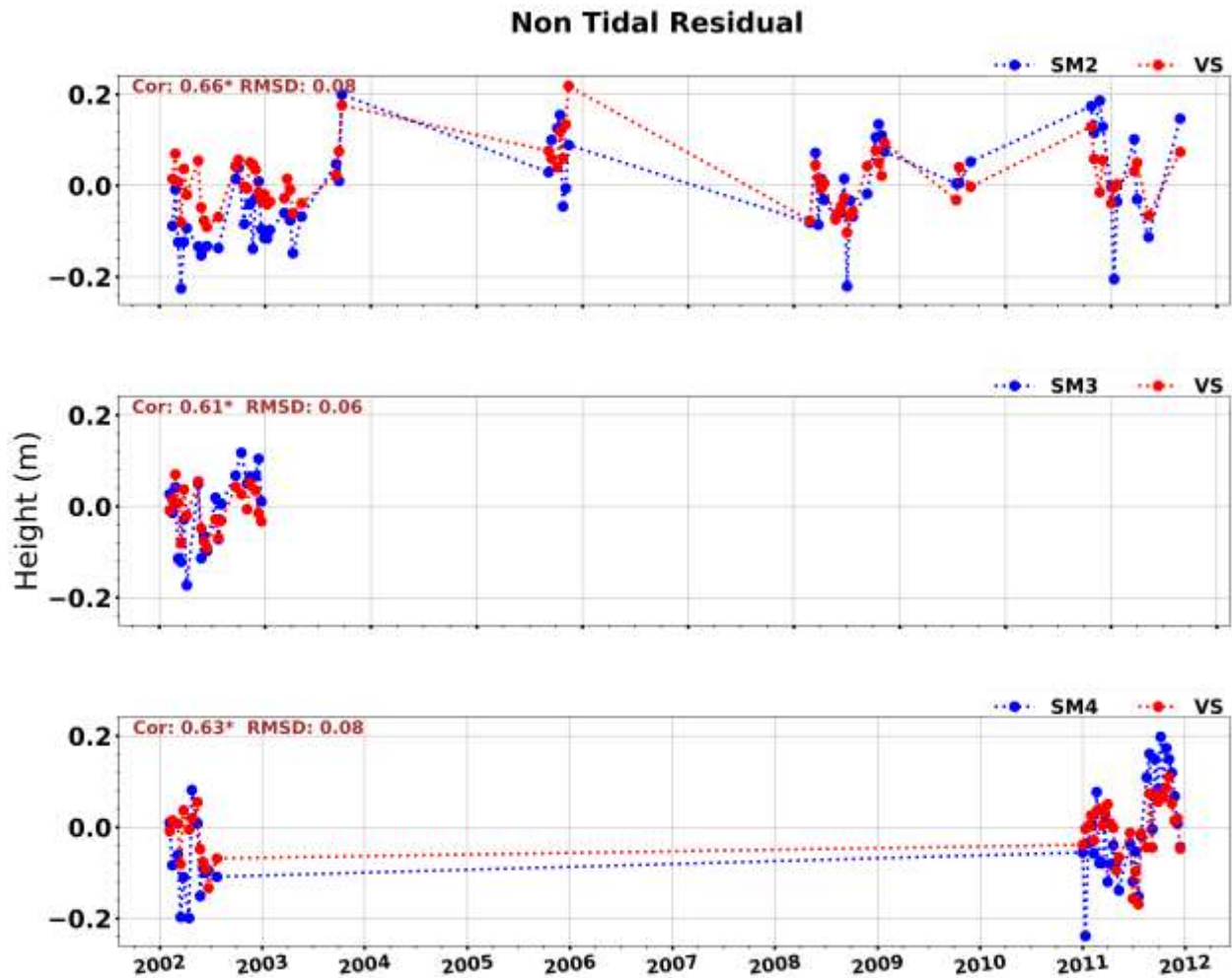


Figure 4.7: Séries temporelles du résidu marégraphes (SM2, SM3, SM4) et VS pour la période de 2002-2011 avec la SM2 corrigé du décalage vertical observé en SM2 de 2008-2011

En conclusion de ce travail d'inter-comparaison, il nous a permis de nous questionner sur les deux types de données, valider globalement la série altimétrique et de corriger les problèmes de calage de la station SM2.

1.4. Analyse des données de hauteur d'eau après correction

La Figure 4.8 présente les séries temporelles de hauteur d'eau marégraphique et altimétrique corrigées pour les périodes ancienne (A) et récente (B). L'analyse statistique des données récentes révèle que les stations SM2, SM3, et SM4 enregistrent des variations significatives des niveaux d'eau, avec des maxima et minima respectifs de 1.38/-1.41 m, 1.40/-1.46 m, et 1.36/-1.59 m. En revanche, la station virtuelle (SV) montre des valeurs plus modérées, avec un maximum de 1.04 m et un minimum de -1.17 m, suggérant que les données altimétriques sous-estiment les variations de hauteur d'eau. Les écarts types pour cette période sont de 0.48 m pour SV, 0.56 m pour SM2, 0.61 m pour SM3, et 0.64 m pour SM4, indiquant une augmentation de la variabilité des niveaux d'eau à mesure que l'on pénètre dans l'estuaire. Ces observations sont cohérentes avec les études sur les estuaires, qui soulignent la complexité des interactions entre les forçages hydrodynamiques et morphologiques, influencées par les marées, les apports fluviaux, les vents, la pression atmosphérique, et les modifications du lit de l'estuaire (Baar et al., 2023; Matte et al., 2019; Prandle, 2009; Zhang et al., 2021). En comparant ces données avec celles des périodes anciennes, on observe que les écarts-types étaient légèrement plus élevés pour les stations SM2, SM3, et SM4, avec des valeurs respectives de 0.57 m, 0.59 m, et 0.65 m. Les maxima et minima étaient également différents, avec des valeurs de 1.49/-1.35 m pour SM2, 1.30/-1.42 m pour SM3, et 1.35/-1.50 m pour SM4. Pour la station SV, les écarts-types et les valeurs extrêmes étaient similaires à ceux des périodes récentes, avec des maxima et minima de -1.17/1.11 m.

L'évolution des écarts-types entre les deux périodes, en particulier pour les stations SM2, SM3, et SM4, pourrait être attribuée à la courte durée de la période ancienne ou à un changement des conditions estuariennes. Cependant, il est difficile de tirer des conclusions définitives, d'autant plus que la numérisation des marégrammes analogiques pour obtenir des séries historiques plus longues n'a pas encore été achevée (voir section 2.6).

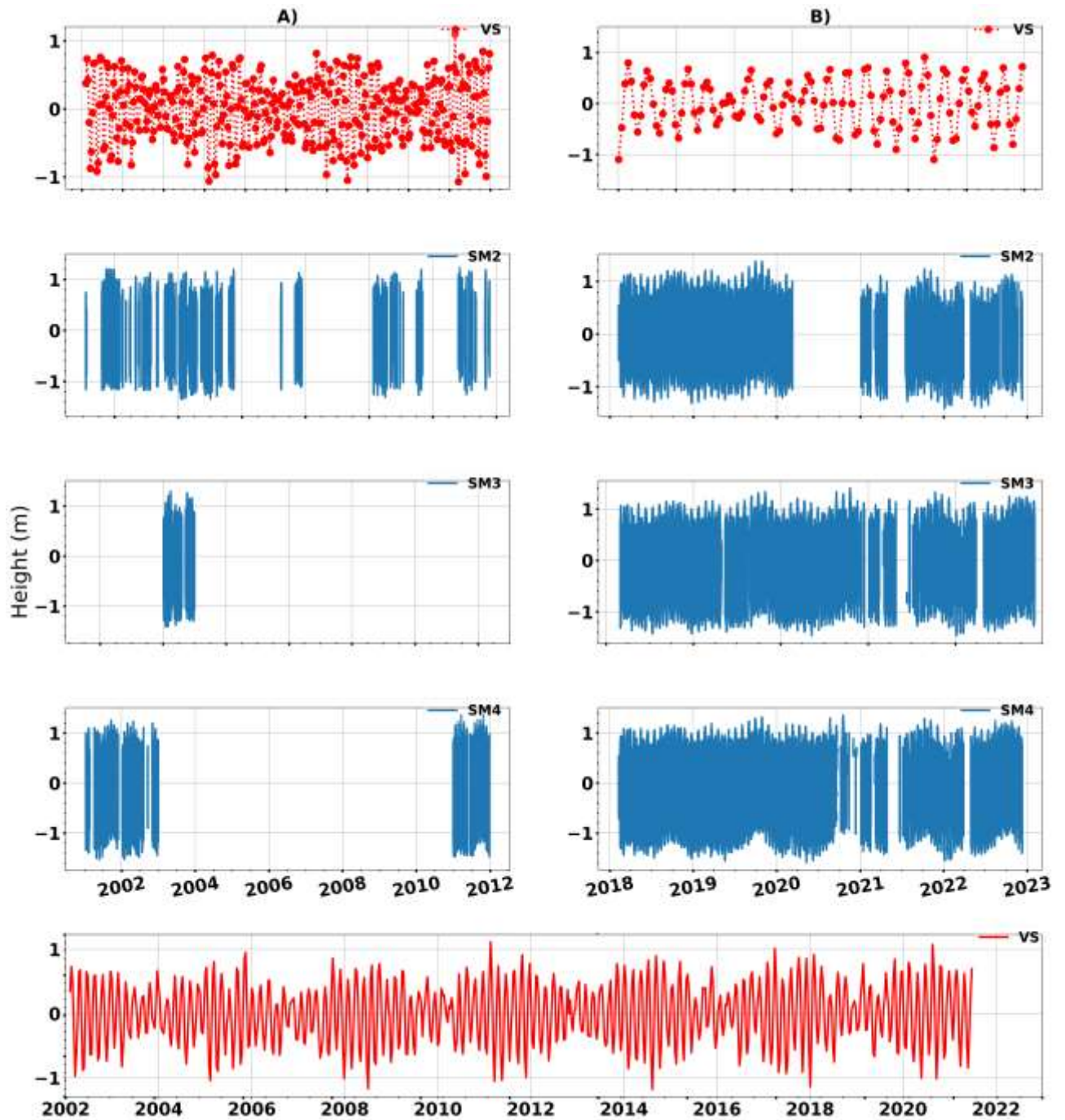


Figure 4.8: Séries temporelles de hauteur d'eau totale centrée sur 0 des stations SM2, SM3, SM4 (courbe bleue) et SV (courbe rouge) pour la période ancienne(A) et la période récente(B)

2. Composantes des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri

La hauteur d'eau totale (TWL), est définie ici comme la superposition de 2 composantes (8) :

$$TWL = NTR + AT \quad (9)$$

Où NTR (Non Tidal Residual) est le résidu sans marée, AT (Astronomic Tide) est la marée astronomique. Dans la suite, nous identifierons et déterminerons la contribution relative des différents signaux qui composent notre signal de hauteur d'eau totale.

2.1. Variations hautes fréquences

2.1.1. Analyse spectrale

Nous commençons par effectuer une analyse spectrale des séries temporelles de hauteur de mer marégraphiques à 5 minutes. La station virtuelle n'a pas la résolution temporelle adaptée (10 jours) et est exclue de l'analyse pour l'instant. Nous effectuons ce travail avec les données récentes (2018-2022) et les données anciennes (1999-2011). En raison de la présence des nombreux trous de données, nous avons dû sélectionner des portions de nos séries qui sont à la fois sans lacunes et communes aux 3 stations. Pour les données récentes, on a une période commune sans trou de 2 mois tandis que pour les données anciennes, la période commune est uniquement de 27 jours. L'analyse sur la période récente sera donc à priori plus précise car effectuée sur une série plus longue. Les résultats sont sur la Figure 4.9 .

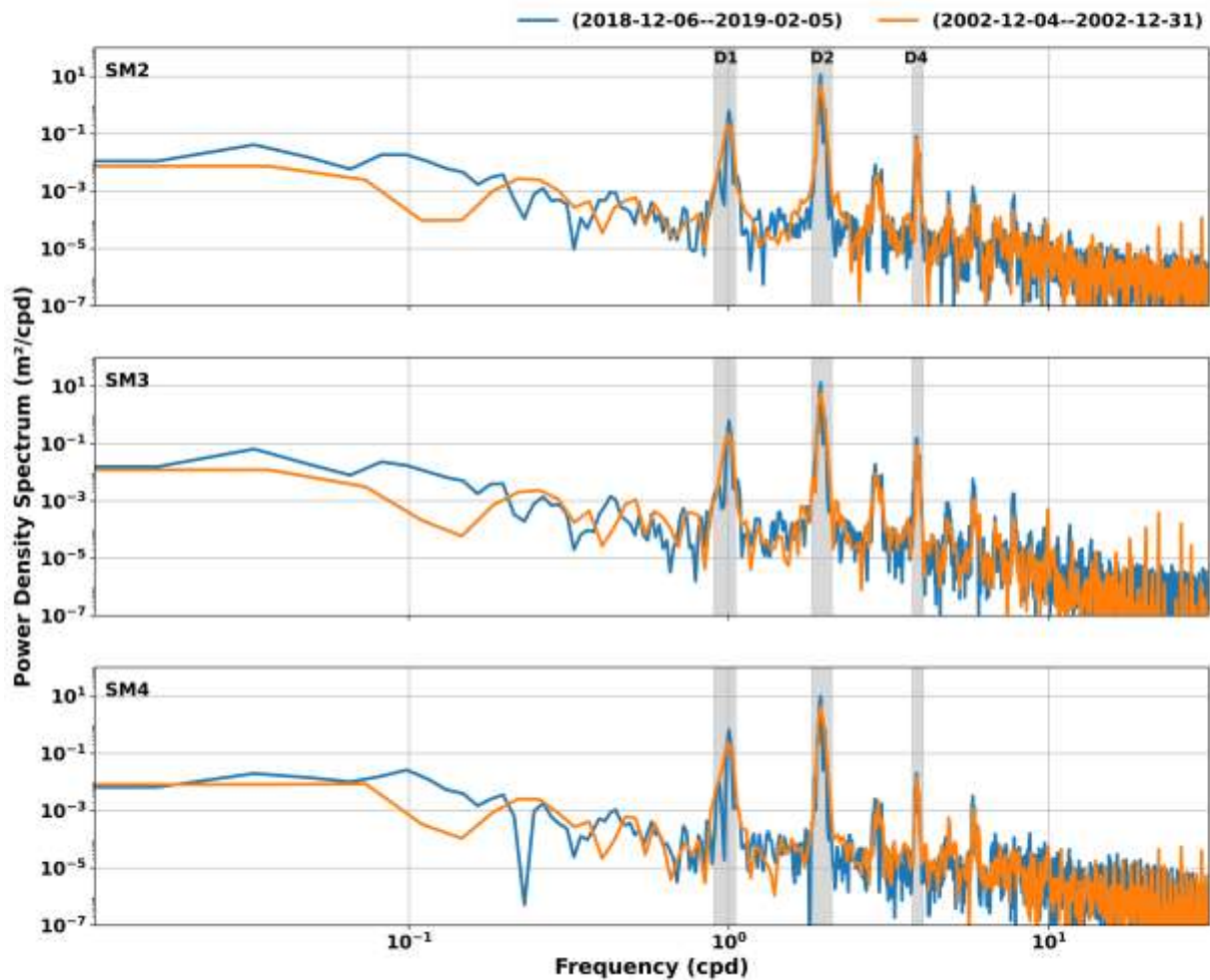


Figure 4.9: Densité spectrale de la hauteur d'eau calculée sur les données à 5-minutes des séries marégraphiques récentes (courbe bleu clair) anciennes (courbe orange) des stations SM2, SM3 et SM4. Les zones grisées indiquent les bandes de fréquence dominantes.

Sur la Figure 4.9, on observe 3 zones de fréquences dominantes (zones grisées sur la Figure 4.9) communs aux 3 marégraphes et aux 2 périodes analysées. Ils sont associés à la marée. Chaque zone est constituée de plusieurs pics ayant des fréquences très proches et pouvant être plus faciles à dissocier avec des séries plus longues. Les plus importants (~ 2 cpd) sont associés à l'espèce d'ondes D2 qui englobe les ondes de fréquence semi-diurne. D'autres espèces de marée sont également présentes, parmi lesquelles l'espèce D1 qui englobe les ondes diurnes (~ 1 cpd), et l'espèce D4 (~ 4 cpd) qui correspond aux ondes quart-diurnes. Le Tableau 4.5 détaille les caractéristiques principales (période et fréquence) des ondes principales de marée diurne (D1), semi-diurne (D2) et quart-diurne (D4) observées dans l'estuaire du Wouri (Fossi Fotsi et al., 2023; Onguene et al., 2014). Notez qu'on y a également indiqué les périodes aliasées correspondantes dans les séries altimétriques des mesures Jason (résolution de 9.9156 jours), qui nous serviront plus loin pour l'analyse de la série altimétrique située au large de l'estuaire.

Tableau 4.5: Principales ondes de marée des espèces de marée issues de l'analyse spectrale et leur caractéristiques (nom, période en heure, fréquence en cpd et période d'aliasing en jour

Espèce d'ondes	Onde de marée	Période (h)	Fréquence (cpd)	Période d'aliasing altimétrique dans les séries Jason (jours)
D2 (ondes semi-diurne)	M2	12.42	1.93	62.07
	S2	12.00	1.99	58.77
	N2	12.66	1.89	49.54
	K2	11.97	2.00	86.66
	Mu2	12.87	1.8	64.3
	L2	12.19	1.96	20.64
	NU2	12.62	1.89	65.25
D1 (Ondes diurnes)	K1	23.93	1.00	173.32
	O1	25.82	0.93	45.70
	P1	24.07	0.99	88.92
	Q1	26.86	0.93	69.38
D4 (ondes quart diurnes)	M4	6.21	3.86	31.03
	MS4	6.10	3.93	1103.8
	MN4	6.26	3.83	244

Sur la Figure 4.9, la série récente offre un spectre plus détaillé que la série ancienne. Pour les ondes les plus significatives, la densité spectrale y est également plus élevée aux trois stations. Outre la différence dans les longueurs des séries utilisées, on ne peut exclure l'influence de changements dans la physique de la marée entre les 2 périodes de temps. Nous y reviendrons plus loin. A partir de cette analyse, nous avons pu sélectionner et extraire de nos séries de mesure les fréquences de marée dominantes dans notre région d'étude. Dans ce qui suit nous allons étudier la variation spatiale de leurs caractéristiques.

2.2. Caractéristiques de la marée sur la zone d'étude

2.2.1. Ondes de marée principales

Une décomposition harmonique des différentes séries marégraphiques (période récente et ancienne) a ensuite été réalisée à l'aide de l'outil DETIDOR (Section 2.2 Chapitre Données et Méthodes), permettant d'extraire les ondes de marée principales aux trois stations. Bien que DETIDOR puisse extraire jusqu'à 146 constituants de marée différents, nous avons concentré notre analyse sur les 10 principales ondes de marée provenant des espèces de marée dominantes (D1, D2, D4), telles qu'elles avaient déjà été identifiées dans l'analyse spectrale (Voir Figure 4.9). D'après Simon (2007), en général, elles représentent plus de 80% de l'énergie totale des marées. Pour compléter l'analyse nous utilisons ici également les données de la station virtuelle altimétrique (SV) située à l'entrée du Wouri, à ~ 27 km de la SM2. La décomposition harmonique y est effectuée sur la période allant de 2002 à 2021(cf. Tableau 4.5) pour les périodes/fréquences aliasées des différentes ondes utilisées sur la série altimétrique). Les amplitudes et les phases des 10 principales harmoniques de marée extraites des mesures altimétriques et marégraphiques sont représentées sur la Figure 4.10. Notez que pour les marégraphes, les résultats sont extrêmement proches pour toutes ondes principales sur les 2 périodes de mesure, avec des différences généralement inférieures à 1 cm. Les exceptions notables sont le constituant L2 de la station SM3 (différence d'amplitude de 2.20 cm) et le constituant M2 de la stations SM4 (différence de 1.31 cm).

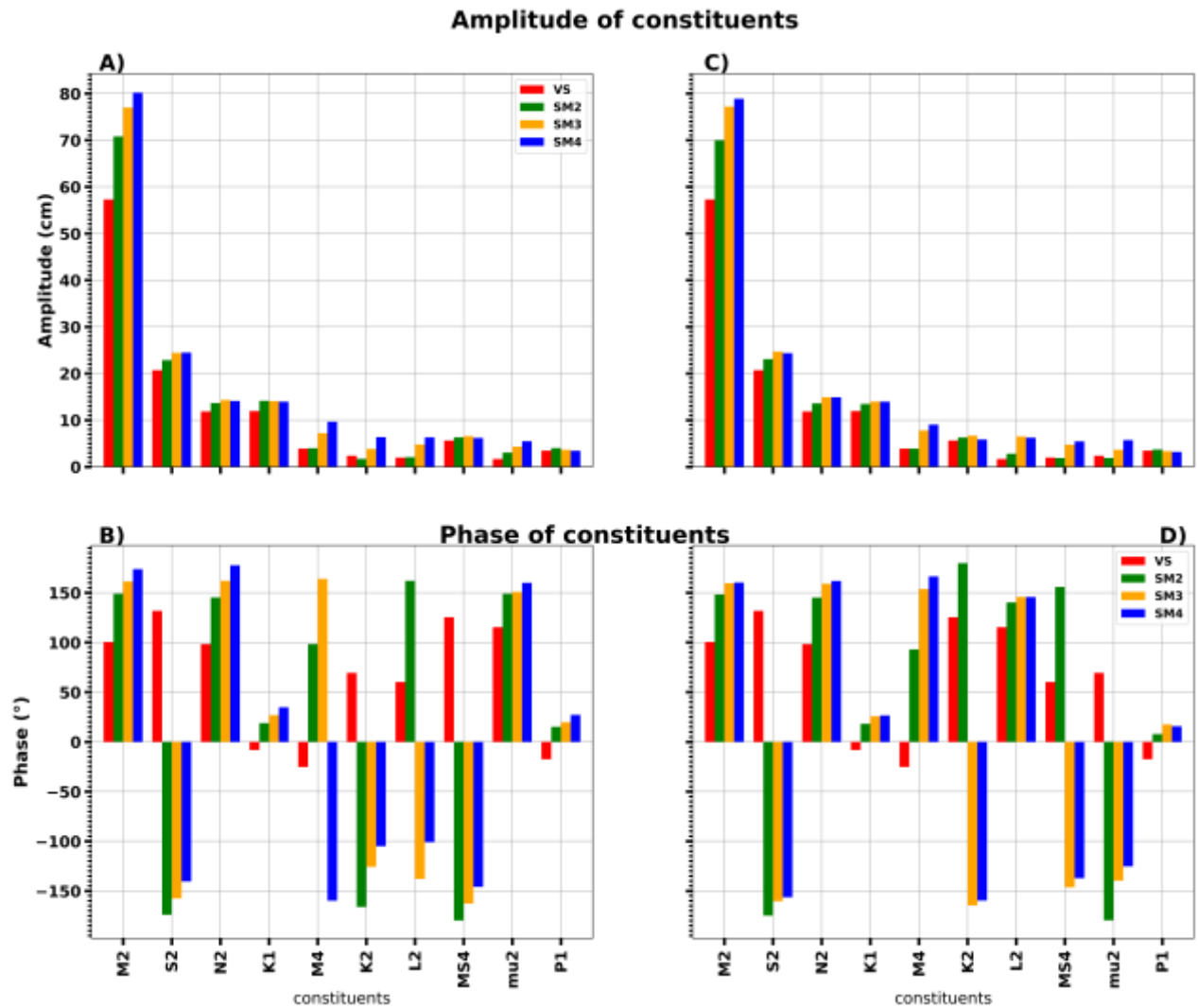


Figure 4.10: Amplitudes et phases des 10 principales constituants de marée pour les stations SV, SM2, SM3, SM4 représentées respectivement en rouge, vert, orange et bleu. A) et B) sont les paramètres sur la période récente et C) et D) pour la période ancienne.

L'analyse harmonique permet d'isoler et de quantifier précisément les contributions individuelles des constituants de marée semi-diurnes (M2, S2, N2, K2, L2, mu2), diurnes (K1, P1), ainsi que les constituants d'interaction quart-diurnes telles que M4 et MS4. Elle offre une compréhension plus détaillée et précise du signal de marée que l'analyse spectrale.

Le constituant M2 a l'amplitude la plus importante pour toutes les stations et pour les deux périodes, ce qui confère à la marée de la zone le type semi-diurne. Ensuite vient S2, puis suivent N2 et K1. Les amplitudes de M2, ainsi que de S2, MS4, L2 et M4, augmentent à mesure que la marée se propage dans l'estuaire. Ces résultats sont cohérents avec ceux de l'étude menée par Fossi Fotsi et al. (2023), où les amplitudes de M2 augmentent également de la station SM2 à la station SM4, passant de 71 cm à 85 cm en 2002 et de ~72 cm à ~80 cm entre 2018 et 2019.

Il convient de noter que les amplitudes de Fossi Fotsi et al., (2023) présentent de légères différences par rapport à nos résultats (avec des variations de 0.1 cm à 5 cm), ce qui peut être attribué à l'utilisation d'une période de données plus longue dans notre étude (5 ans par rapport à 1 an). Ici nous observons que cette amplification de la marée se fait depuis le large avec les informations supplémentaires de la station virtuelle (avec 57.3 cm comme amplitude M2). Elle s'explique par la diminution de la profondeur et la convergence des berges comme souligné dans les travaux de (Fossi Fotsi et al., 2023; Onguene et al., 2014). Elle s'accompagne d'une croissance du retard de phase (propagation vers l'intérieur de l'estuaire) avec un changement de la direction de propagation pour certaines ondes, soit au niveau de la station VS (K1, M4, P1), soit au niveau des 3 autres stations à l'intérieur de l'estuaire (S2). Cette variation du retard de phase peut être due à l'interaction complexe entre les caractéristiques géomorphologiques de l'estuaire et la propagation de la marée. Lorsque la marée se déplace de l'océan vers l'estuaire, elle rencontre différentes conditions géomorphologiques telles que des bancs de sable, des changements de profondeur et des canaux étroits. Dans les estuaires les ondes caractéristiques des eaux peu profondes sont générées, la plus importante étant l'onde M4. Cette onde est générée par l'interaction de l'onde de marée principale M2 avec elle-même, sous l'effet de la friction, des variations de profondeur, et de la géométrie côtière (Kuang et al., 2019; Rose and Bhaskaran, 2017). L'onde M4 suit une tendance de propagation similaire à celle de M2. À la station VS, M4 représente 6.80 % de l'amplitude de M2. Durant la période récente, elle représente 5.6 % en SM2, 9.3 % en SM3 et 12.0 % en SM4, indiquant une augmentation progressive de la contribution de M4 à mesure que l'on s'enfonce dans l'estuaire, en lien avec les changements de géomorphologie et la diminution de la profondeur. Cette même tendance est observée durant la période ancienne, avec des contributions de 5.56 % en SM2, 10 % en SM3 et 11.47 % en SM4. Comme pour l'onde M2, ces résultats sont en accord avec ceux de (Fossi Fotsi et al., 2023) mais avec de petites différences en amplitude (de l'ordre de 1 mm à 4 mm).

2.2.2. Différence de la marée entre la période ancienne et la période récente

On note quelques différences entre les caractéristiques des constituants de marée obtenues avec des données récentes et celles obtenues avec des données anciennes. Une différence des caractéristiques de marée est également obtenue lorsqu'on fait l'analyse harmonique année par année (Voir Annexe A2.2 pour les résultats). La question qui reste posée est de savoir si elles sont dues à une réelle modification de la marée au fil du temps (effet physique) ou à la présence de trous répartis de manière non uniforme dans nos séries de données (effet statistique).

En effet, cette dernière influence la précision de l'analyse harmonique des marées (voir Figure 4.9). Pour tenter de répondre à cette question, nous avons effectué plusieurs tests. Le premier consiste à supprimer des valeurs dans la série de données pour la raccourcir et voir l'effet sur l'analyse harmonique. Nous effectuons une suppression aléatoire ou sur des périodes continues des valeurs de hauteurs d'eau, puis procédons à une analyse harmonique de la série résultante. Ensuite, nous calculons les différences complexes entre la série initiale et celle comportant des données manquantes (voir Annexe A2.2.1 pour les résultats). Le nombre de données supprimé a été augmenté progressivement. Lorsque le pourcentage de données manquantes se situe entre 0 et 10%, aucune divergence significative n'est observée entre les résultats de l'analyse harmonique effectuée sur les données initiales et ceux obtenus à partir des données où des valeurs ont été supprimées pour les principaux composants de marée. A mesure que le pourcentage de données manquantes augmente, on observe une augmentation des différences entre les constituants de marée dérivés. Lorsque 80% des données sont supprimées, pour la composante M2, cette différence reste inférieure à 2 cm, tandis qu'elle atteint entre 3 et 5 cm pour certaines autres composantes de marée (L2, K2, K1) aux stations SM3 et SM4. Cette analyse nous permet de mieux comprendre l'impact des données manquantes sur les résultats de l'analyse harmonique. Les résultats montrent que tant que le pourcentage de données manquantes ne dépasse pas 60%, l'influence sur l'analyse harmonique reste minime, avec des différences maximales d'environ 1 cm. Au-delà de ce seuil, l'impact devient plus significatif. Dans notre étude, l'influence des données manquantes est particulièrement notable pour les années suivantes, où plus de 60 % des données sont absentes : en 2000, de 2001 à 2005, en 2011, 2020 et 2022 pour la station SM2, en 2022 pour la station SM3, et en 2022 et 2003 pour la station SM4.

Un autre test a été réalisé en utilisant des années de données marégraphiques différentes. Nous avons sélectionné les années 2002 et 2019, les plus denses, et identifié les dates de l'année communes entre les deux. Ensuite, nous avons procédé à une analyse harmonique sur les deux années (voir Annexe A2.2.2 pour les résultats). Dans ce cas, les caractéristiques des constituants de marée ainsi que les différences complexes obtenus en 2002 et 2019 sont presque semblables, avec de légères variations de l'ordre du millimètre.

En somme, l'ensemble de ces tests indique que les différences de marée obtenues entre la période récente et la période ancienne pour les ondes M2, K1, K2, M4, N2 sont possiblement d'origine physique (variation de la marée). Cependant, cette variabilité représente des différences complexes de moins de 4 cm dans l'estuaire du Wouri.

2.2.3. Évolution de la marée du large de l'estuaire vers l'intérieur

Pour mieux analyser les différences en phase et en amplitude observées entre les différentes stations marégraphiques virtuelle, nous calculons la différence complexe entre les différents constituants de marée aux différents points de mesure. Le résultat est présenté sur la Figure 4.11.

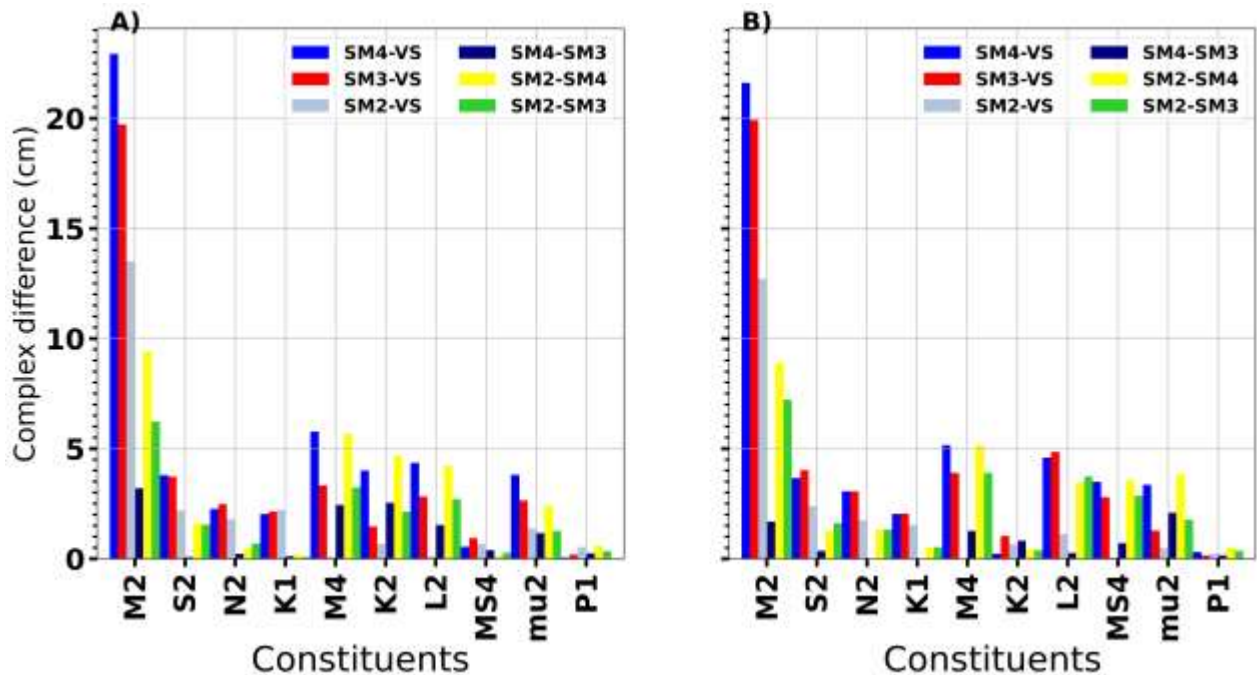


Figure 4.11: Différences complexes entre les différentes stations marégraphiques et la station virtuelle : couleur bleu clair différence entre SM2-VS, bleu foncé différence entre SM3 et VS, rouge différence entre SM4 et VS pour la période récente (A) et pour la période ancienne (B).

On observe que plus les stations sont éloignées, plus la différence complexe entre leurs constituants est grande. Ces différences sont plus marquées pour les constituants M2, S2, M4 et L2, tant pour la période récente qu'ancienne. Par exemple, pour la composante principale M2, on a respectivement pour la période récente/ancienne une différence de 7.2 cm/6.2 cm entre SM2 et SM3, 9.4 cm/8.9 cm entre SM2 et SM4, 13.5/12.7 cm entre SM2 et VS et enfin 22.9 cm/21.6 cm entre VS et SM4. Ceci montre une fois de plus que la marée et sa propagation dépendent des caractéristiques physiques et des changements géomorphologiques de l'estuaire. Un décalage de ~1 heure en moyenne est aussi observé lorsqu'on compare les séries des stations marégraphiques entre elles. Nous avons une diminution de profondeur entre la station virtuelle (~10 m) et les stations marégraphiques (~4 m) à mesure que l'on entre dans l'estuaire ce qui agit sur la vitesse de propagation de la marée et la variation de son amplitude (cf. Figure 1.2).

Pour aller plus loin dans l'étude des différences observées, nous utilisons le modèle FES 2022 pour calculer la carte des différences complexes pour l'onde principale (M2) entre la station virtuelle et les différents points de grilles du modèle (Figure 4.12: différence complexe entre la station virtuelle et le modèle FES 2022, en triangle les marégraphes et la station virtuelle).

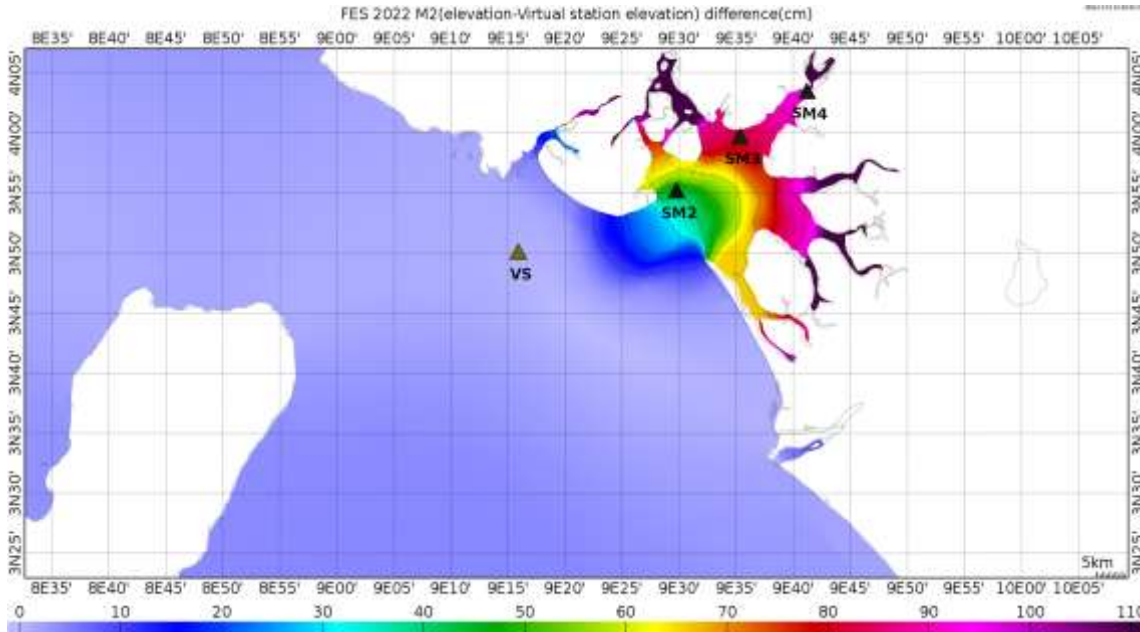


Figure 4.12: différence complexe entre la station virtuelle et le modèle FES 2022, en triangle les marégraphes et la station virtuelle

Sur la Figure 4.12, on observe une augmentation de la différence complexe à mesure que l'on s'éloigne de la station virtuelle (représentée par un triangle) et que l'on entre dans l'estuaire, ce qui est cohérent avec les observations (Figure 4.11: Différences complexes entre les différentes stations marégraphiques et la station virtuelle : couleur bleu clair différence entre SM2-VS, bleu foncé différence entre SM3 et VS, rouge différence entre SM4 et VS pour la période récente (A) et pour la période ancienne(B).). Cependant, les différences complexes issues du modèle FES2022 sont beaucoup plus élevées que celles des données réelles. Par ailleurs, la différence complexe de M2 entre chaque station marégraphique et le modèle est de ~16 cm en SM2, ~20 cm en SM3 et ~25 cm en SM3. Plus on avance dans l'estuaire, plus ces différences augmentent. Ceci indique que la performance de FES2022 se dégrade dans la zone estuarienne du Wouri, ce qui peut s'expliquer par une bathymétrie imprécise, une marée plus complexe à modéliser et une résolution insuffisante du modèle Stammer et al., 2014).

L'estuaire du Wouri a une géomorphologie assez complexe comprenant des rivages peu profonds et des îles ainsi que le rétrécissement du chenal avec la convergence des rives entre la station SM3 et SM4. Cela conduit à une amplification de la marée (Fossi Fotsi et al., 2023).

Le débit du fleuve peut également modifier la propagation de la marée comme la montre (Fossi Fotsi et al., 2023) en étudiant la variation saisonnière des caractéristiques de la marée (marnage, amplification et asymétrie de la marée) en fonction du débit dans l'estuaire. En plus de l'amplification de l'amplitude et du déphasage, on observe également une asymétrie de la marée dans l'estuaire du Wouri.

Elle peut être attribuée à l'interaction complexe entre les modifications géomorphologiques de l'estuaire et le débit du fleuve. Cela entraîne une variation d'amplitude et de durée entre la marée montante (flux) et la marée descendante (reflux) en raison de ces facteurs combinés. L'onde de marée va se modifier progressivement vers l'intérieur de l'estuaire du Wouri au fur et à mesure que la profondeur diminue : d'allure sinusoïdale, elle va se transformer en une courbe asymétrique (Nicolle and Karpytchev, 2007). La cause principale de cette asymétrie est la formation de composantes harmoniques d'interaction, résultant d'une combinaison des composantes harmoniques principales et se propageant indépendamment d'elles (Aubrey and Speer, 1985; Friedrichs and Madsen, 1992; Simon, 2007). L'analyse harmonique au niveau de la station SM4 et SM3 nous a montré l'importance de certaines composantes d'interaction quart-diurnes : M4 (amplitude ≈ 9 cm, 7cm), et MS4 (≈ 5.5 cm, 4.7cm). Ces deux ondes représentent à elles seules une amplitude d'environ 14 cm pour la SM4 et 12 cm pour la SM3 (soit $\sim 5\%$ en SM4 et 4% en SM3 du total des amplitudes des composantes), et vont jouer un rôle important dans l'apparition de l'asymétrie tidale

Tableau 4.6: Asymétrie tidale aux différentes stations : AM_2 / AM_4 est l'ampleur de l'asymétrie et $2GM_2 - GM_4$ Sens de l'asymétrie sur la période de 2018-2021 (A pour amplitude et G pour phase)

VS	AM_2 / AM_4	0.07
	$2GM_2 - GM_4$	226.18°
SM2	AM_2 / AM_4	0.06
	$2GM_2 - GM_4$	199.53°
SM3	AM_2 / AM_4	0.09
	$2GM_2 - GM_4$	158.53°
SM4	AM_2 / AM_4	0.12
	$2GM_2 - GM_4$	147.20°

La propagation de l'onde de marée observée montre une asymétrie tidale de plus en plus prononcée lorsqu'on entre dans l'estuaire avec une valeur maximale au niveau de la SM4 (~ 0.1).

De plus avec ces résultats, l'estuaire du Wouri peut être divisé en 2 : une partie amont où la durée du flot (marée montante) est plus importante que la durée du Jusant ($0^\circ < 2G_{M2} - G_{M4} < 180^\circ$) et une partie aval où la durée du jusant est plus importante que la durée du flot ($180^\circ < 2G_{M2} - G_{M4} < 360^\circ$).

Ces résultats sont en accord avec les résultats de (Fossi Fotsi et al., 2023) qui a utilisé le modèle numérique TELEMAC-2D et les données marégraphiques sur une année (2019) pour étudier la propagation saisonnière de l'onde de marée dans l'estuaire du Wouri. Il explique cette asymétrie par la modification de la morphologie de l'estuaire et par la variation des débits fluviaux qui influence la durée de l'asymétrie. Toutefois, nos observations révèlent une légère réduction de l'ampleur de cette asymétrie (facteur $AM2 / AM4$) entre la station virtuelle (SV) située en amont et la station SM2 plus proche de l'embouchure, contrairement à ce que l'on pourrait attendre. En effet, la position de la station virtuelle dans une zone plus profonde, où l'hydrodynamisme est théoriquement moins complexe, laisserait supposer une asymétrie inférieure à celle de la SM2. Ceci pourrait être dû à une erreur d'édition dans les données originales de la station virtuelle.

2.3. Reconstruction des séries de hauteur de la marée

Finalement, la marée astronomique (marée prédite) a ensuite été reconstruite à partir des constituants de marée extraits précédemment (Figure 4.13). On superpose la marée prédite au niveau de la station virtuelle et la marée prédite aux 3 stations marégraphiques pour les deux périodes d'études. Les séries temporelles sont toutes centrées pour pouvoir les comparer. Les écarts-types de ces séries sont très proches entre la période récente et la période précédente, avec une différence maximale d'environ 1mm. Pour les périodes récente/ancienne, les valeurs maximales et minimales enregistrées à SM2 sont de 1.41 m/1.15 m et -1.30 m/-1.27 m. à SM3 de 1.15 m/1.15 m et -1.38 m/-1.42 m. et à SM4 de 1.15 m/1.14 m et -1.43 m/-1.40 m. À la station VS, les valeurs maximales et minimales sont respectivement de 1.07 m et -1.21 m. En comparaison, les hauteurs d'eau totale correspondantes sont de 1.38 m/1.49 m et -1.41 m/-1.35 m pour SM2, 1.40 m/1.30 m et -1.46 m/-1.42 m pour SM3, et 1.36 m/1.35 m et -1.59 m/-1.50 m pour SM4. Pour la station virtuelle, les hauteurs maximales et minimales sont de 1.11 m et -1.18 m. Ces valeurs démontrent clairement la prédominance de la marée dans les variations de hauteur d'eau de cette zone.

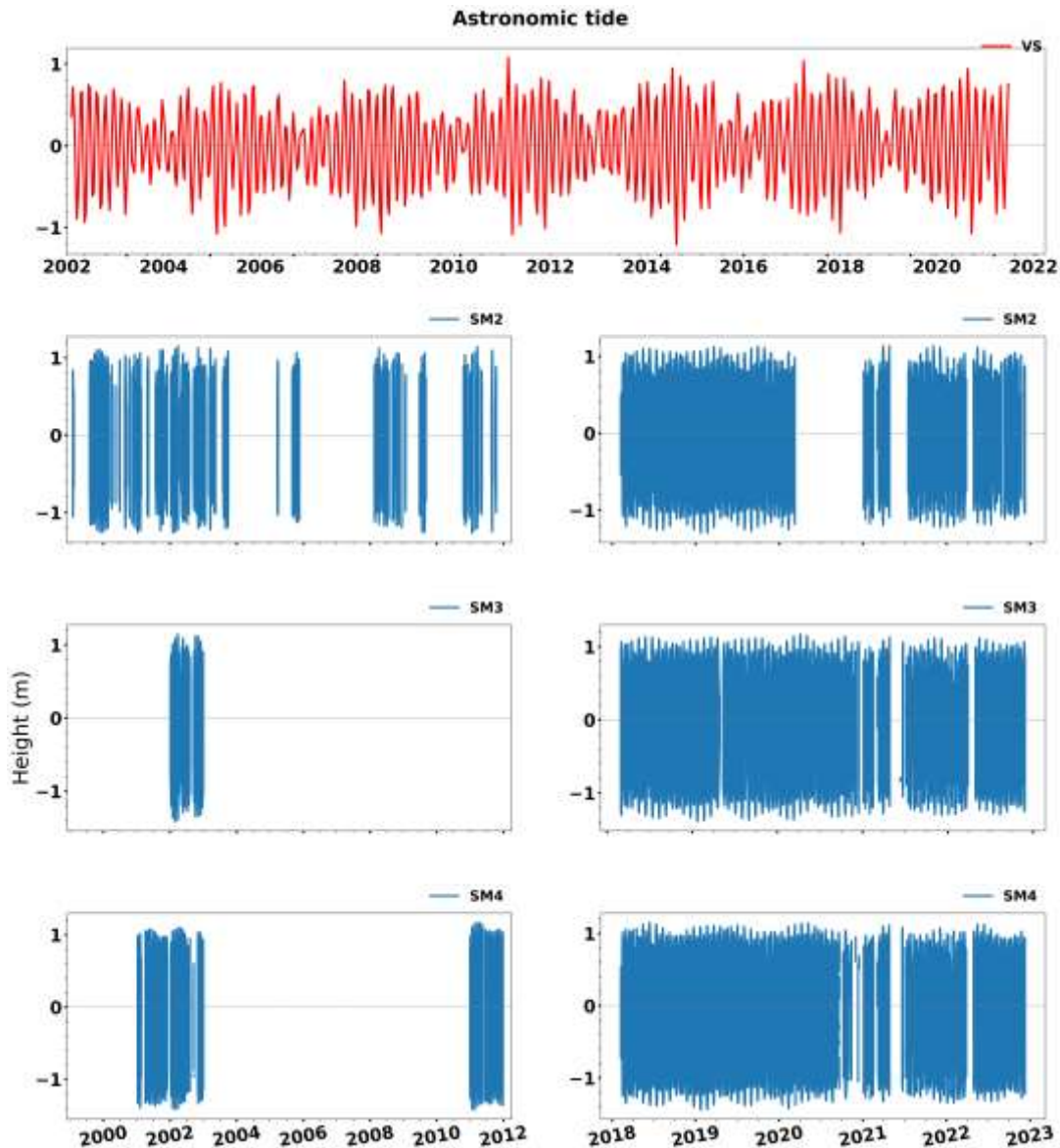


Figure 4.13: Marée prédite (marée astronomique) stations SM2, SM3, SM4, VS pour les deux périodes d'étude

2.4. Variations des hauteurs d'eau sans la marée (résidu)

Dans cette partie de l'étude, nous étudions les composantes des variations de hauteur d'eau dans l'estuaire du Wouri autres que la marée. Pour cela, nous avons retiré la marée prédite dans la section précédente de l'ensemble de nos séries de données (marégraphiques et altimétriques), afin de mettre en évidence le reste du signal. Concernant les marégraphes, nous avons décidé de nous concentrer uniquement sur les données de la période récente. Bien que les données anciennes puissent apporter un éclairage intéressant sur l'évolution des niveaux d'eau à long terme à l'intérieur de l'estuaire, leur utilisation dans cette section est trop complexe du fait des nombreux trous dans les séries. La Figure 4.4 nous présentent les séries temporelles des résidus de hauteur d'eau obtenues pour chaque marégraphe (réel et virtuel).

Les variations des résidus observées sur les marégraphes sont très similaires mais leur amplitude augmente de l'extérieur vers l'intérieur de l'estuaire : de -0.4 à 0.3 m à la station SM2 jusque -0.5 et 0.5 m au niveau de la SM4. A l'extérieur de l'estuaire, l'altimétrie indique des variations similaires à celles des marégraphes sur les fréquences résolues (période de données « seulement » à 10 jours) mais avec une amplitude plus faible, entre -0.2 et 0.2 m.

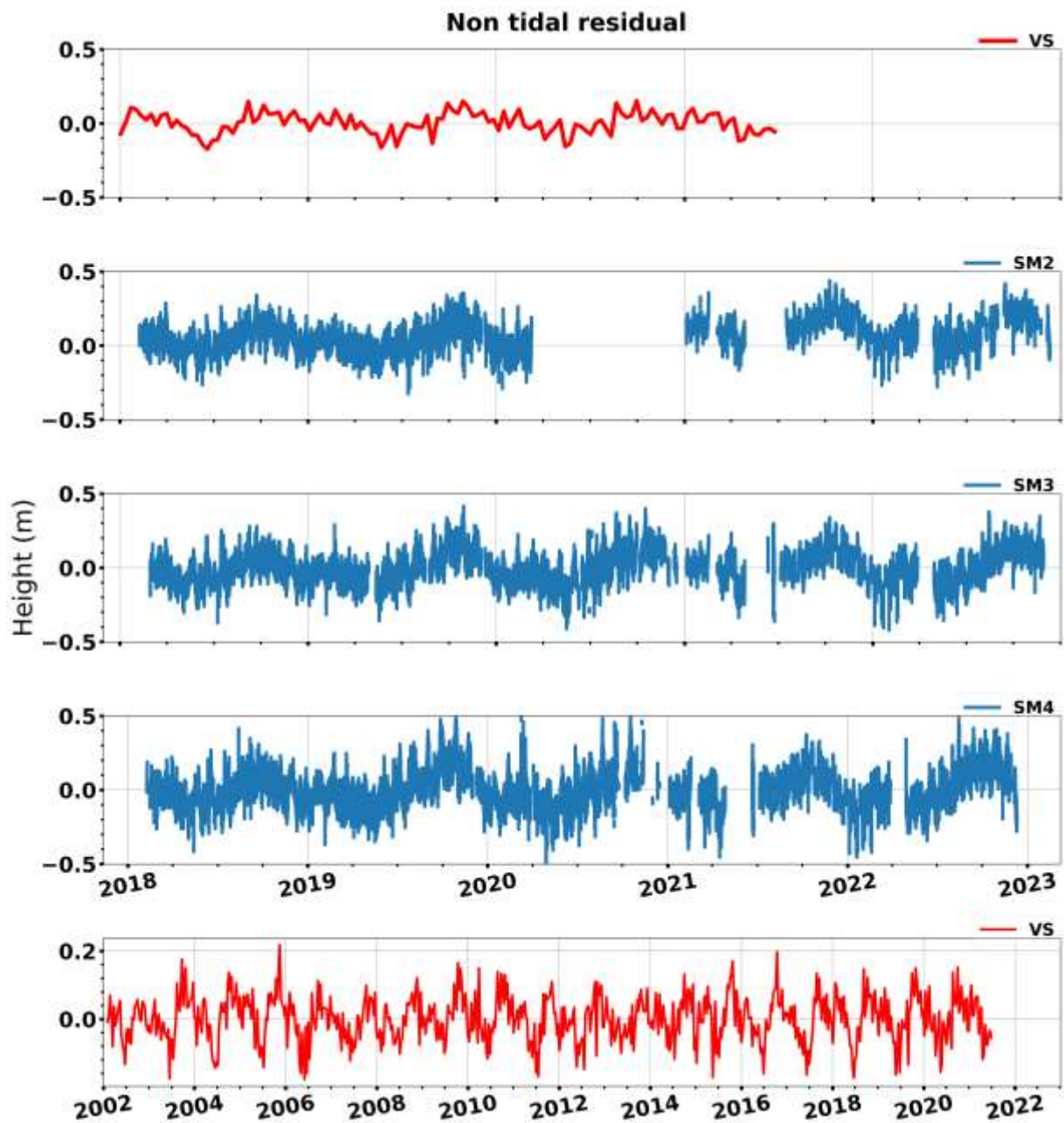


Figure 4.14: Séries temporelles des résidus de hauteur d'eau sans marée des différentes stations marégraphiques et virtuelle sur la période récente (4 premières courbes. En bas on représente l'ensemble de la série de hauteur d'eau virtuelle (sur 2002-2022).

Dans toutes les séries de résidus, on peut clairement observer un signal saisonnier marqué ainsi que de légères modulations interannuelles associées. Elles contiennent également de nombreuses hautes fréquences. Il est intéressant de noter que la série de la station virtuelle présente également des hautes fréquences avec un certain nombre de signaux capturés similaires à ceux des marégraphes.

2.4.1. Analyse spectrale

Une analyse du spectre de puissance a été réalisée sur les séries de résidus. Pour cela nous avons utilisé les segments continus des séries les plus longs (du 23/11/2018 au 05/02/2019 pour les stations marégraphiques et du 04/02 /2002 au 24/06/2021 pour la station virtuelle). Le résultat pour les stations marégraphiques est présenté sur la Figure 4.15 et celui pour la station virtuelle sur la Figure 4.16. Cette analyse spectrale révèle que pour les marégraphes, après la suppression de la composante de marée, le signal résiduel conserve de l'énergie aux fréquences des espèces de marée déjà identifiées (D1, D2, D4). Une nouvelle espèce d'ondes tierces diurnes, faible dans l'analyse de la hauteur d'eau totale, apparaît avec une fréquence légèrement plus élevée. Cependant, toutes ces fréquences (D1, D2, D3, D4) sont nettement plus faibles que celles observées précédemment (Figure 4.9). Cela semble indiquer que l'analyse harmonique n'enlève pas tout le signal de marée et/ou qu'il existe encore des signaux à des fréquences très proches de celles retirées.

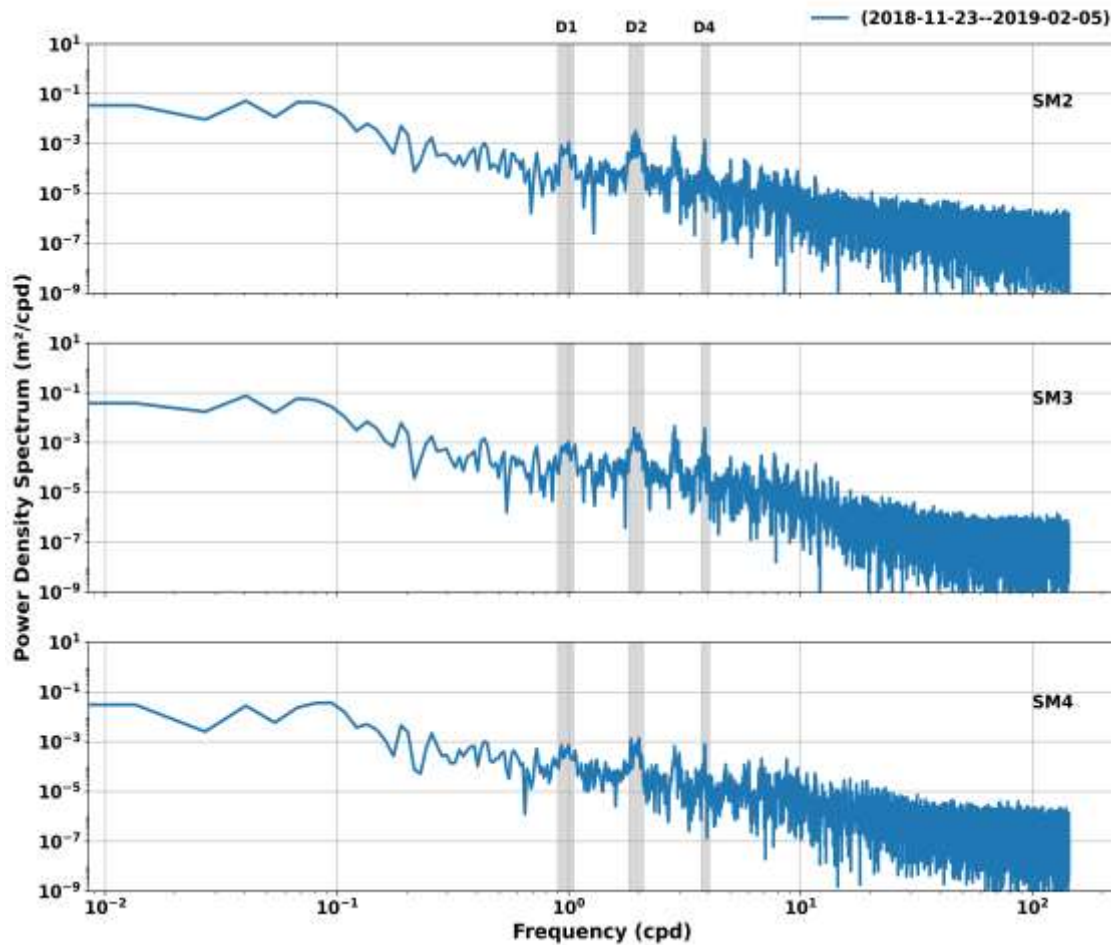


Figure 4.15: Densité spectrale du résidu marégraphique pour les stations SM2, SM3 et SM4. Les bandes de fréquence correspondant aux espèces de marée sont indiquées par une bande grisée.

L'analyse spectrale de la série de la station VS, complémentaire aux précédentes car effectuée sur une période plus étendue (2002 à 2020) révèle la présence d'autres bandes de fréquence dominantes. Les pics les plus significatifs (zones grises Figure 4.15) correspondent aux fréquences annuelle (~ 0.06 cpd soit ~ 360 jours) et semi annuelle (~ 0.14 cpd soit ~ 180 jours). Cela correspond au signal saisonnier observé dans l'ensemble des séries (Figure 4.14).

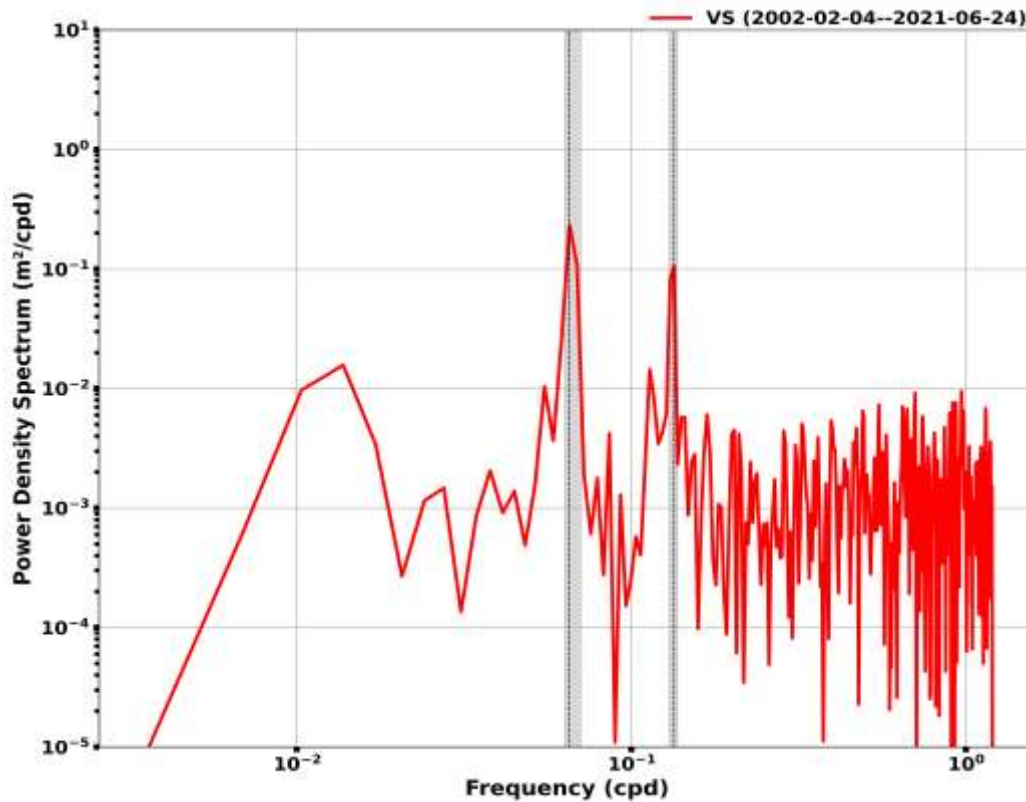


Figure 4.16: Densité spectrale du résidu de la station virtuelle. Les bandes de fréquence dominantes sont indiquées par une bande grisée

2.4.2. Variations saisonnières et leurs fluctuations interannuelles

Selon Woodworth et al. (2019), à l'échelle globale, la variabilité saisonnière et interannuelle du niveau de la mer est due à divers mécanismes, notamment les flux de chaleur, la pression atmosphérique, les vents, les précipitations, le débit des rivières, la fonte des glaces, la circulation océanique, qui varient considérablement au cours de la saison et d'une année sur l'autre. Pour étudier les variations saisonnières du résidu de hauteur de la mer dans l'estuaire du Wouri et ses variations au fil des années, on calcule la moyenne mensuelle de nos séries sur chaque année ainsi que leur moyenne climatologique (sur laquelle la courbe noire est l'année climatologique). Pour les marégraphes, le calcul n'est fait que pour les mois qui ont plus de 15 jours de données. Pour l'altimétrie on utilise le nombre de données qu'on a par mois pour chaque année sachant que la série de VS n'a pas de trous.

Pour toutes les séries résiduelles des stations marégraphiques et de la station virtuelle, on observe deux pics chaque année avec un minimum qui oscille entre Mai et Juin en fonction des années. Le premier pic se situe entre le mois de février et de mars, tandis que le second pic, plus important, se produit entre septembre et octobre.

La constante de ce signal dans toutes les données suggère un schéma saisonnier bien établi qui se retrouve bien sur l'année climatologique). On note que l'amplitude du signal climatologique augmente à mesure que l'on entre dans l'estuaire, avec 0.08 m, 0.09 m, 0.11 m et 0.12 m respectivement en SV, SM2, SM3 et SM4. La Figure 4.17 met également en évidence les variations interannuelles avec un changement de l'amplitude du signal saisonnier chaque année qui peut atteindre une dizaine de cm dans l'estuaire.

Il est important de noter que ce résultat peut être biaisé en raison des variations dans le nombre de jours/mois de données pris en compte pour calculer les moyennes. En effet, certaines années ne comportent pas de mois complets en raison de données manquantes ou incomplètes, notamment sur SM2 où les variations interannuelles du signal saisonnier apparaissent les plus importantes. Dans les données altimétriques qui sont plus complètes et couvrent une période plus longue (2002-2021), les variations sur le signal saisonnier sont beaucoup plus faibles que pour les marégraphes. Entre les périodes 2002-2021 et 2018-2021, elles ne sont que de 1.4 cm. Cela n'exclut cependant pas une possible amplification du signal interannuel à l'intérieur de l'estuaire comme c'est le cas du cycle saisonnier. Il faudrait accumuler plus d'années de mesures marégraphiques pour le vérifier (c.à.d. continuer le travail de numérisation des séries).

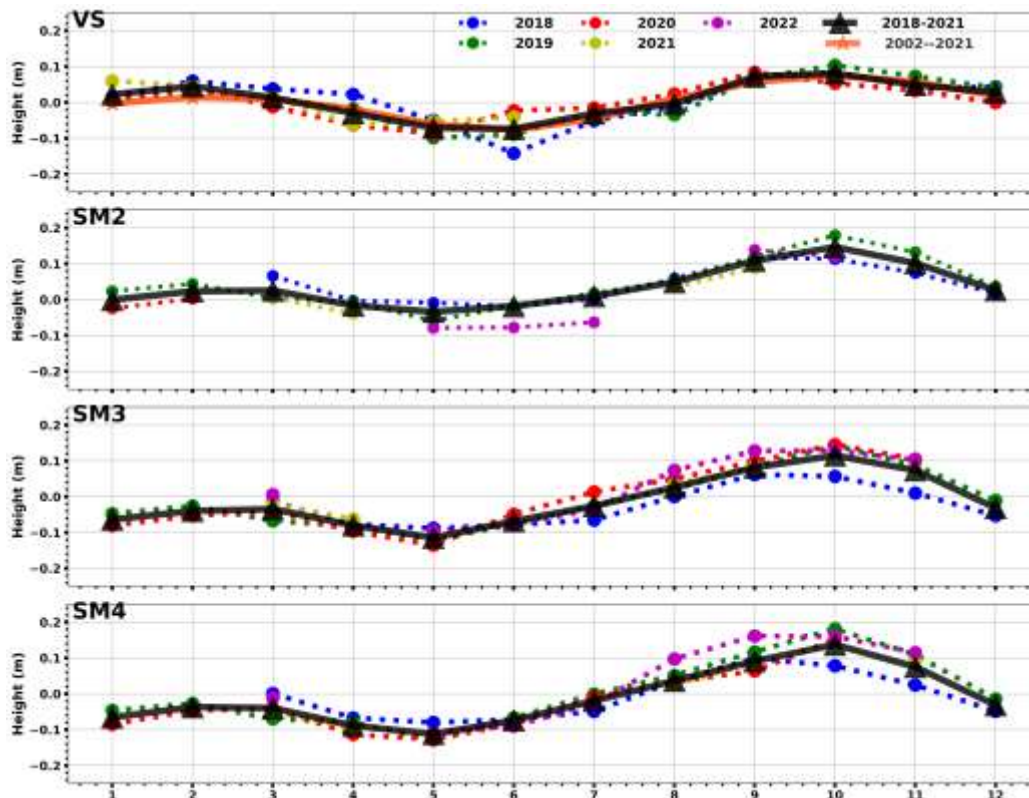


Figure 4.17: Moyenne mensuelle du signal de résidu pour chaque année et Cycle saisonnier des différents marégraphes et de la station virtuelle sur la période de 2018-2021

2.4.3. Impact des variations de pression atmosphérique

Les variations de la pression atmosphériques modifient localement le niveau de la mer (principe du baromètre inverse). On considère une augmentation du niveau de la mer de 1cm pour chaque chute de 10 hPa en dessous de la pression barométrique normale (1013 hPa), soit 1 cm par millibar (Benavente et al., 2006). Ceci se traduit par la formule :

$$IB = -\left(\frac{P_a - \overline{P_a}}{g\rho}\right) \quad (10)$$

Avec : P_a Pression atmosphérique en hpa, g : constante gravitationnelle en N/m^2 , ρ en kg/m^3 , IB : Baromètre inverse en m.

Pour quantifier l'effet du baromètre inverse sur nos séries de hauteur d'eau, on utilise les données de pression atmosphérique de la station météorologique représentée sur la Figure 4.18. Elle est située dans le continent à environ 30 km de la station SM2. Pour estimer un possible biais associé à la position de ces données, nous utiliserons également les données de pression atmosphérique ERA-intérim situées au large, à ~ 9 km de la station SV. Les résultats sont présentés Figure 4.18.

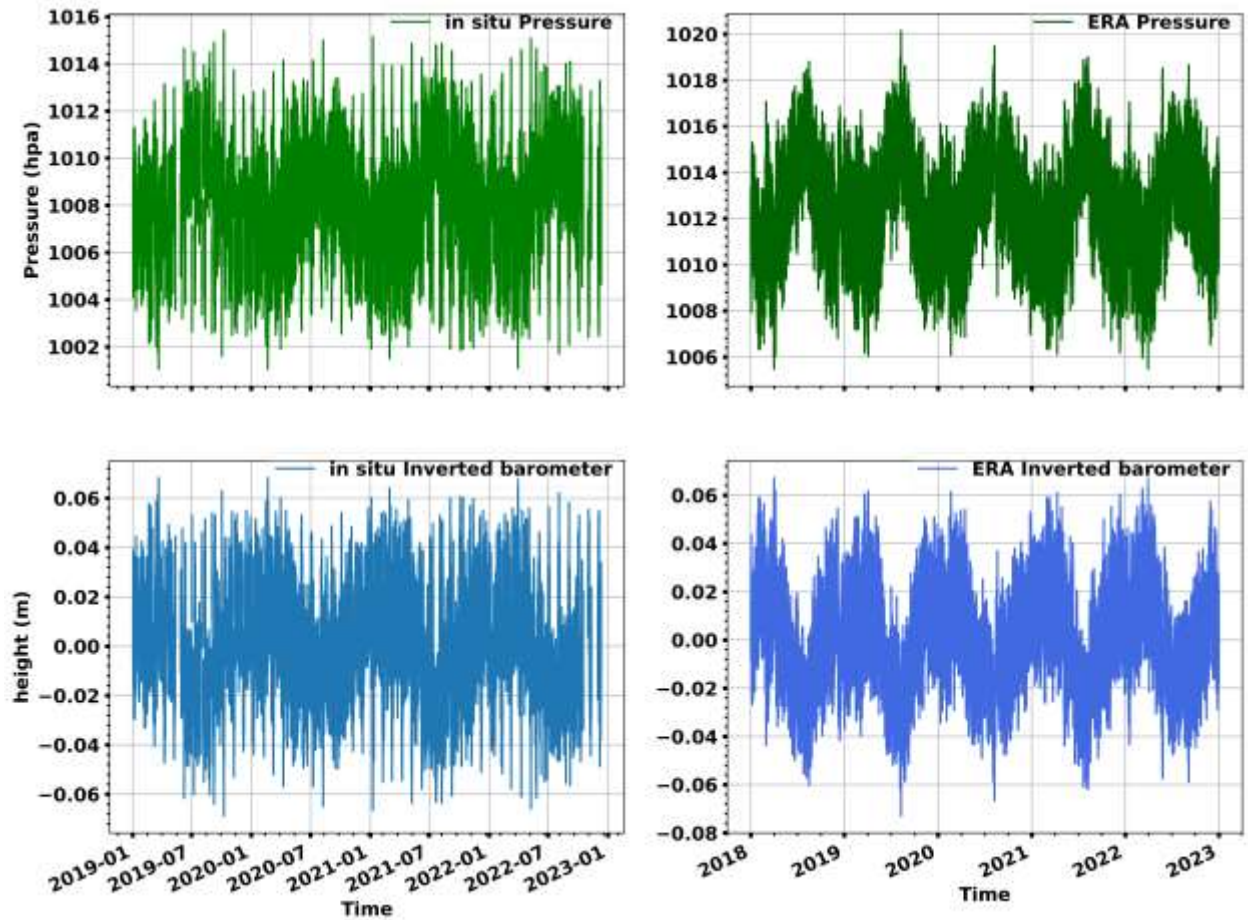


Figure 4.18: Pression atmosphérique (vert) et Baromètre inverse(bleu) pour la station in situ à l'intérieur du continent et la station des données de réanalyse ERA.

Les variations du niveau de la mer dues à la pression atmosphérique ont une amplitude de ~ 0.13 m quand on utilise les données in-situ situées à l'intérieur du continent et ~ 0.14 m avec les données ERA (plus au large). Ces variations sont assez faibles comparées à celles de hauteur d'eau totale (~ 2.8 m) et à celles du résidu (~ 0.95 m). Notez que le baromètre inverse calculé à partir de la station météorologique située à l'intérieur du continent et celui calculé à partir du modèle sont très proches. Celui des données in-situ est toutefois plus bruité que celui du modèle et contient plus de variations très haute fréquence. Les deux séries contiennent un signal saisonnier assez marqué. Le signal interannuel y est quasi inexistant (proche de 0 dans les deux types de données). Comme avec les marégraphes, nous sélectionnons la période de données la plus longue sans trou de mesure et nous faisons une analyse spectrale sur cette période de nos séries de baromètre inverse.

Les résultats sont présentés sur la Figure 4.19. Ce spectre révèle plusieurs pics, dont quatre sont particulièrement importants.

Le principal se trouve à la fréquence annuelle (~ 0.0027 cpd, ~ 365 jours) avec une densité spectrale de $0.18 \text{ m}^2/\text{cpd}$ et $0.19 \text{ m}^2/\text{cpd}$ pour les données modèle et in-situ, respectivement. Ce pic est plus fort dans la solution du modèle en raison d'une série de données plus longue de 5 ans. Ensuite, nous observons un autre pic plus faible comparé au précédent, toujours plus fort dans le spectre du modèle et correspondant à une fréquence semi-annuelle (~ 0.00547 cpd, ~ 182.6 jours), avec une densité spectrale de $0.021 \text{ m}^2/\text{cpd}$ et $0.013 \text{ m}^2/\text{cpd}$ pour le modèle et les données in-situ. Enfin, nous identifions deux autres pics significatifs. Le premier, à une fréquence de 0.5 cpd (période de 2 jours), présente une densité de $0.11 \text{ m}^2/\text{cpd}$ pour le modèle et de $0.017 \text{ m}^2/\text{cpd}$ pour les données in-situ. Le second, à une fréquence diurne de 1 cpd (période de 1 jour), présente une densité de $0.04 \text{ m}^2/\text{cpd}$ pour le modèle et de $0.012 \text{ m}^2/\text{cpd}$ pour les données in-situ. Dans ce qui suit nous utilisons la série de baromètre inverse calculée avec ERA, qui présente l'avantage d'être plus disponible sur l'ensemble de la période de données de hauteur d'eau.

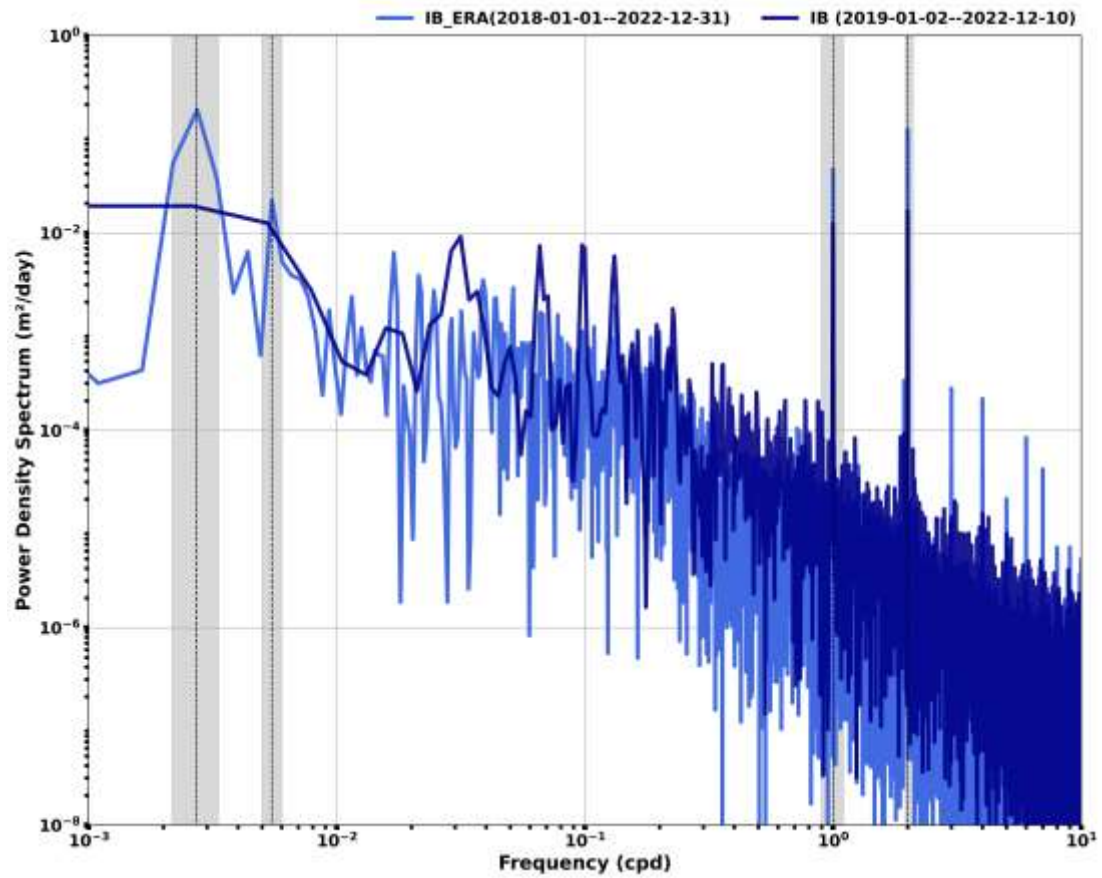


Figure 4.19: Spectre de densité du Baromètre inverse issu de la station in situ (bleu foncé) et de la station ERA (bleu claire)

Pour analyser l'impact du baromètre inverse sur le résidu de hauteur d'eau, nous allons le lui soustraire. Le résidu et le baromètre inverse ayant un échantillonnage différent (5 minutes et 1 heure respectivement), une interpolation linéaire à 5 minutes est effectuée sur la série du second.

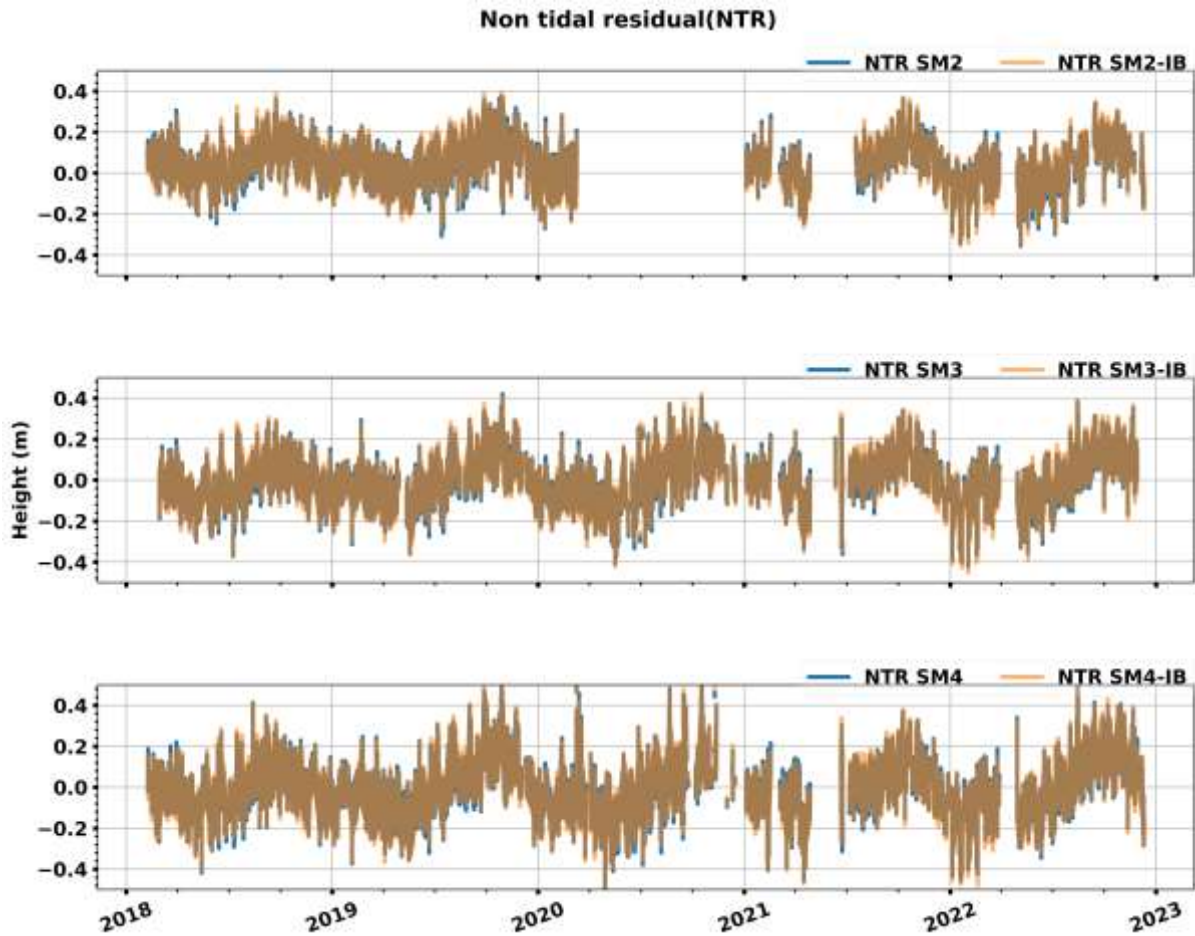


Figure 4.20: Séries résiduelles avec (courbe bleue) et sans le baromètre inverse (courbe orange) pour les stations SM2, SM3 et SM4

Sur la Figure 4.20 qui montre le signal des hauteurs d'eau résiduelles avec (courbe bleue) et sans (courbe orange) le baromètre inverse, il est évident que le baromètre inverse ne joue pas un rôle majeur dans les variations des hauteurs d'eau résiduelles. Cela suggère que les variations hautes fréquences que nous observons dans le résidu sont dues à d'autres facteurs, qui ont un impact plus important sur le niveau de l'eau dans notre zone que l'effet du baromètre inverse.

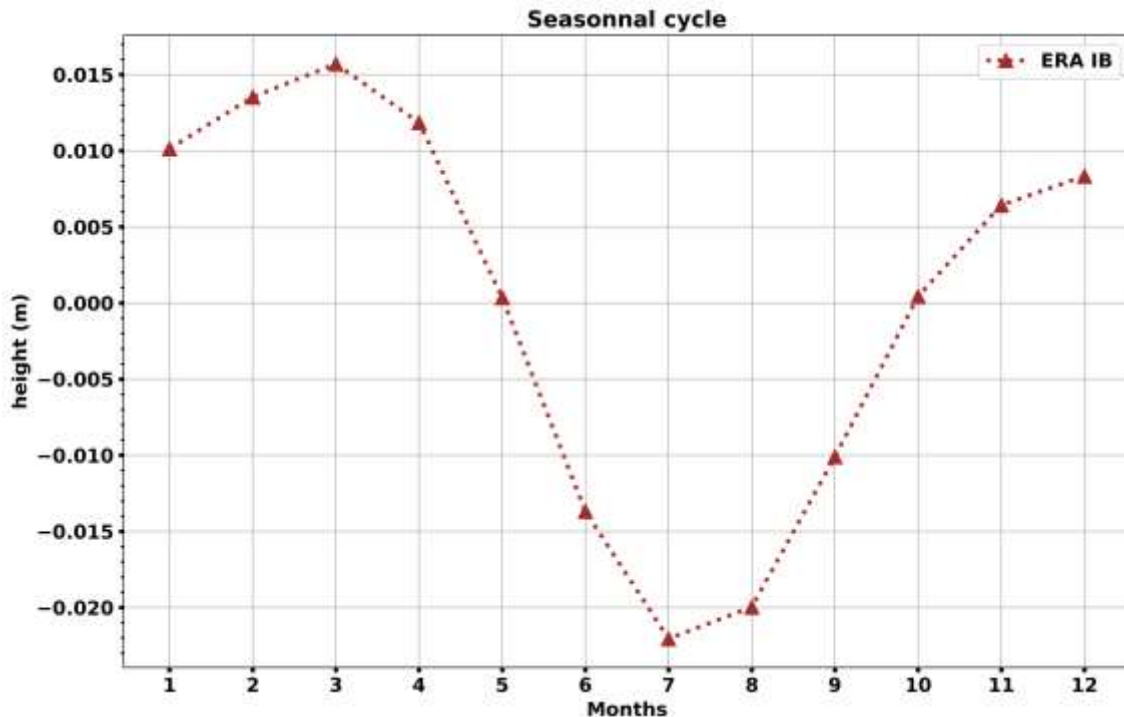


Figure 4.21: Cycle saisonnier du baromètre inverse

Pour étudier plus précisément le signal saisonnier du baromètre inverse, nous calculons sa climatologie mensuelle (Figure 4.21). On observe une structure bimodale caractérisée par 2 pics : un plus fort avec un maximum de 1.6 cm en mars et un autre plus faible en décembre avec un maximum de 0.9 cm. L'amplitude du signal saisonnier est de 1.85 cm du baromètre inverse, ce qui représente 24.66% de celle du signal saisonnier du résidu observée à la station SV, 21.8% à SM2, 16.1% à SM3 et 14.2% à SM4, soit de moins en moins au fur et à mesure que l'on rentre dans l'estuaire. On superpose ensuite graphiquement le signal saisonnier du baromètre inverse avec celui des résidus des différentes stations comme illustré sur la Figure 4.22. Si le premier pic du signal saisonnier est relativement en phase entre la courbe du baromètre inverse et celle des résidus, ce qui implique que le baromètre inverse pourrait contribuer alors à celui du résidu, ce n'est pas le cas du second. On en conclut que l'essentiel du signal saisonnier du résidu est dû à d'autres causes que la pression, et ceci est d'autant plus vrai que l'on rentre dans l'intérieur de l'estuaire du Wouri.

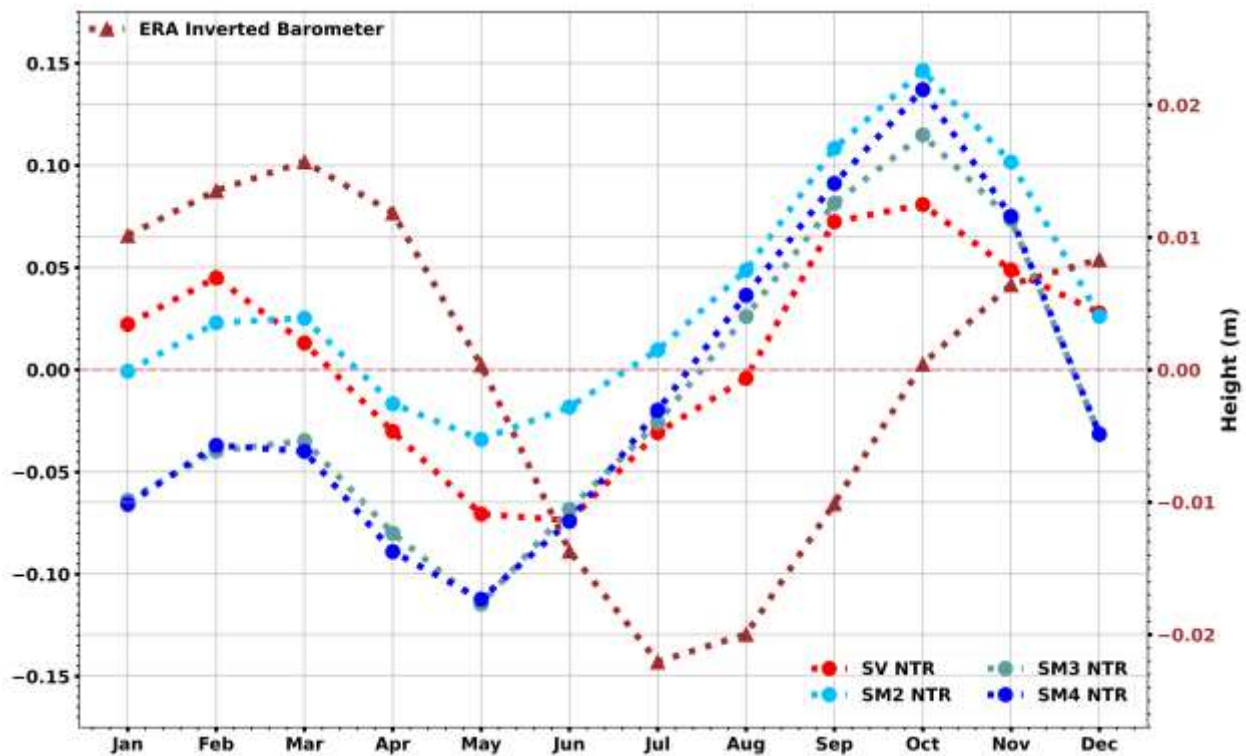


Figure 4.22: Cycle saisonnier du baromètre inverse (courbe marron) Vs Cycle saisonnier de résidu des stations SV (rouge), SM2 (bleu clair), SM3 (vert), SM4 (bleu foncé) sur la période de 2018-2021

2.4.4. Contribution relative de la marée et du baromètre inverse dans les variations de hauteur d'eau

Nous résumons dans le Tableau 4.7 les caractéristiques (max, min, déviation standard) des différents types de variations de hauteur d'eau étudiés précédemment, hauteur d'eau totale, marée, résidu, et baromètre inverse. Dans le Tableau 4.8, le pourcentage de chaque composante dans les variations de la hauteur d'eau totale permet d'analyser leur importance relative aux différents endroits de l'estuaire du Wouri. Notez que pour le baromètre inverse, nous avons également fait les calculs en utilisant la correction DAC fournie avec les données altimétriques (qui n'englobe pas exactement les mêmes processus physiques) et nous obtenons les mêmes résultats.

CHAPITRE 4. VARIATIONS DES HAUTEURS DE MER DANS L'ESTUAIRE DU WOURI

Tableau 4.7 : Analyse statistique (maximum, minimum, écart type) du signal de hauteur d'eau totale et de chaque composante de ce signal (Marée, Résidu, Baromètre inverse, Résidu sans baromètre inverse, DAC) pour les différentes stations VS, SM2, SM3 et SM4.

Variable	Max (m)				Min (m)				Std			
	VS	SM2	SM3	SM4	VS	SM2	SM3	SM4	SV	SM2	SM3	SM4
TSL	1.04	1.38	1.40	1.36	-1.17	-1.41	-1.46	-1.59	0.48	0.56	0.61	0.64
Marée	0.91	1.13	1.17	1.15	-1.1	-1.3	-1.39	-1.44	0.47	0.55	0.60	0.63
Résidu	0.15	0.35	0.42	0.54	-0.17	-0.47	-0.42	-0.57	0.07	0.09	0.10	0.12
Résidu-IB	0.15	0.37	0.42	0.56	-0.18	-0.47	-0.46	-0.57	0.06	0.10	0.10	0.12
IB		0.07				-0.07				0.02		
DAC	0.06				-0.07				0.02			

Tableau 4.8 : Pourcentage de la contribution relative des composantes de ce signal (Marée, Résidu, Baromètre inverse, Résidu sans baromètre inverse, DAC) pour les différentes stations VS, SM2, SM3 et SM4

Variable	Contribution (%)			
Stations	VS	SM2	SM3	SM4
TSL	100			
Marée	98.19	97.45	96.97	96.40
Résidu-IB	1.67	2.42	2.92	3.50
IB/DAC	0.21	0.13	0.11	0.10

L'analyse des contributions relatives des différents signaux dans la zone révèle que la marée est le facteur très largement dominant des variations de hauteur d'eau, représentant plus de 96 %. Par définition cela concerne les variations aux hautes fréquences de la marée. Le baromètre inverse, toute fréquence confondue, représente de 0.11 % (à SM4) à 0.21% (en dehors de l'estuaire) seulement. Le reste (2% à SV à ~3% aux stations marégraphiques) est relié aux autres processus avancés Woodworth et al., (2019). Dans ce qui suit nous en analysons quelques-uns, dans les limites des données (observations et modèles) que nous avons pu collecter dans cette région où il y en a très peu.

2.5. Autres facteurs de variabilité du niveau de la mer

2.5.1. Impact du débit fluvial

L'analyse des variations de hauteur d'eau dans les estuaires est parfois complexe en raison de l'interaction entre le débit fluvial et la marée. Concernant l'estuaire du Wouri, les travaux récents de Fossi Fotsi et al., (2023) ont permis de le diviser en deux zones distinctes : une partie supérieure, sous l'influence dominante du fleuve (abritant les stations de mesure SM3 et SM4) où le régime est qualifié de fluvial, et une partie inférieure (où on trouve les stations SM2 et VS), davantage soumise à l'influence des marées. Le régime y est dit tidal. Les variations des débits fluviaux contribuent de manière significative à la durée de l'asymétrie des marées dans la partie amont de l'estuaire, contrairement à la partie aval où son impact est quasi négligeable. Nous cherchons donc ici à caractériser le débit du fleuve Wouri-Nkam afin de mieux comprendre son rôle aussi dans la variabilité du niveau d'eau dans l'estuaire.

Pour cette analyse, nous avons utilisé deux types de données de débit collectés en amont de l'estuaire du fleuve Wouri : des données mensuelles in-situ (GRDC) disponibles, seulement de 1971 à 1977, et celles dérivées de données mensuelles altimétriques (ALTI) disponibles entre 2018 et 2022. En raison de l'absence de données de haute fréquence, nous ne pouvons malheureusement pas évaluer leur contribution directe à la variabilité du niveau de la mer. Nous nous concentrerons donc sur l'analyse du cycle saisonnier et des variations interannuelles du débit.

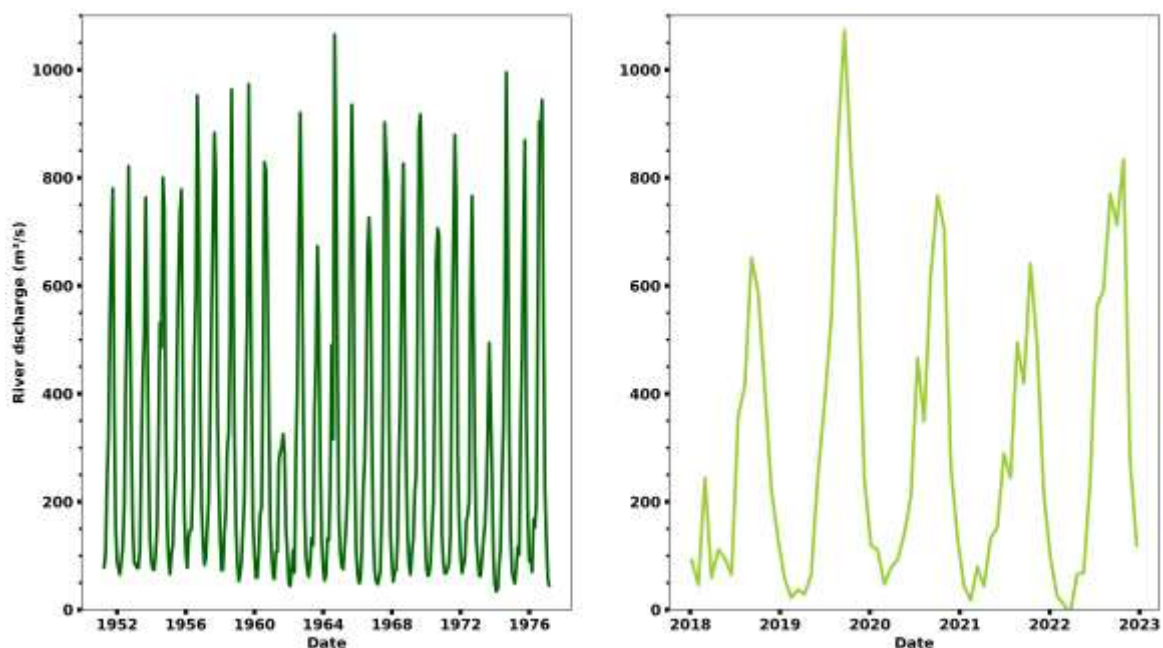


Figure 4.23: Séries temporelles des débits mensuels GRDC (courbe vert foncé) et ALTI (courbe vert citron)

La Figure 4.23 présente les séries temporelles du débit mensuel des données GRDC et ALTI. Les deux séries révèlent une variabilité saisonnière et interannuelle significative. Le débit moyen pour les séries GRDC est de $308.33 \text{ m}^3/\text{s}$, tandis que pour les séries ALTI, il est de $297.6 \text{ m}^3/\text{s}$. Les valeurs maximales sont de $1065 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les séries GRDC et de $1073.2 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les séries ALTI, toutes deux enregistrées en Septembre. Ces observations mettent en évidence une concordance entre les deux types de données en termes de tendance générale et de valeurs maximales, malgré les différences des périodes de collecte différentes et de méthodologie de calcul des débits.

Dans la suite une analyse des variations saisonnières pour les deux types de données est effectuée. On calcule une climatologie mensuelle des débits sur la période de 1951 à 1977 pour les données GRDC et entre 2018 à 2022 pour les données ALTI. La Figure 4.24 présente le résultat.

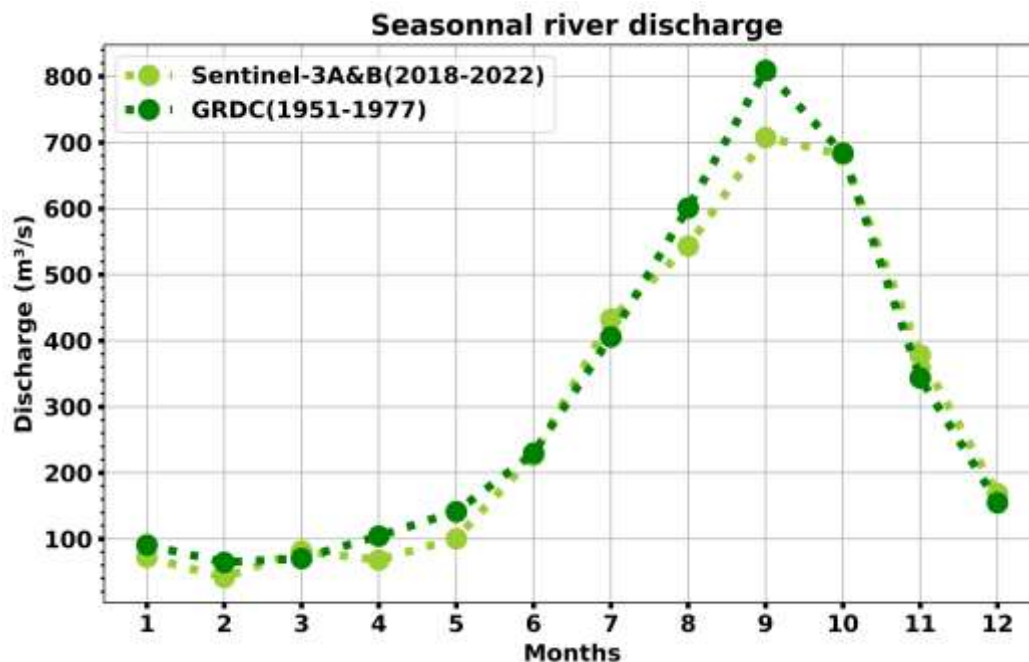


Figure 4.24: Comparaison du signal saisonnier du débit altimétrique (Courbe Verte citron) et celui du débit ancien GRDC (courbe vert foncé)

On observe sur la Figure 4.24 que les deux courbes sont cohérentes avec quelques légères différences. Les données altimétriques arrivent donc bien à reproduire le débit dérivé de mesures in-situ, bien que le cycle saisonnier soit légèrement inférieur à celui des données GRDC (ce qui peut aussi bien être expliqué par la différence de période de mesures). On observe une augmentation progressive du débit de Janvier jusqu'en Septembre, où un pic est atteint. La période de Mars à Septembre correspond généralement à la saison des pluies dans la région.

Après le mois de septembre, on constate une diminution graduelle du débit jusqu'en décembre. Cette baisse est liée à la diminution des précipitations à l'approche de la saison sèche qui va de Décembre à Mars.

Nous avons superposé les cycles saisonniers du résidu de hauteur d'eau aux différentes stations et celui du débit ALTI (Figure 4.25). On observe qu'à partir de mai, ils évoluent de manière similaire et deviennent de plus en plus cohérents à mesure que l'on progresse dans l'estuaire. Cette figure suggère qu'à partir de mai, marquant le début de la saison des pluies, le débit pourrait effectivement avoir un effet sur le signal de hauteur de mer estuarien (qu'il resterait à quantifier), qui atteint son maximum généralement un mois après le maximum du débit. En février par contre, lorsque le signal saisonnier du résidu atteint son premier pic, le débit est faible, ce qui l'exclut. Il est ensuite difficile d'aller plus loin dans cette analyse sans un modèle numérique.

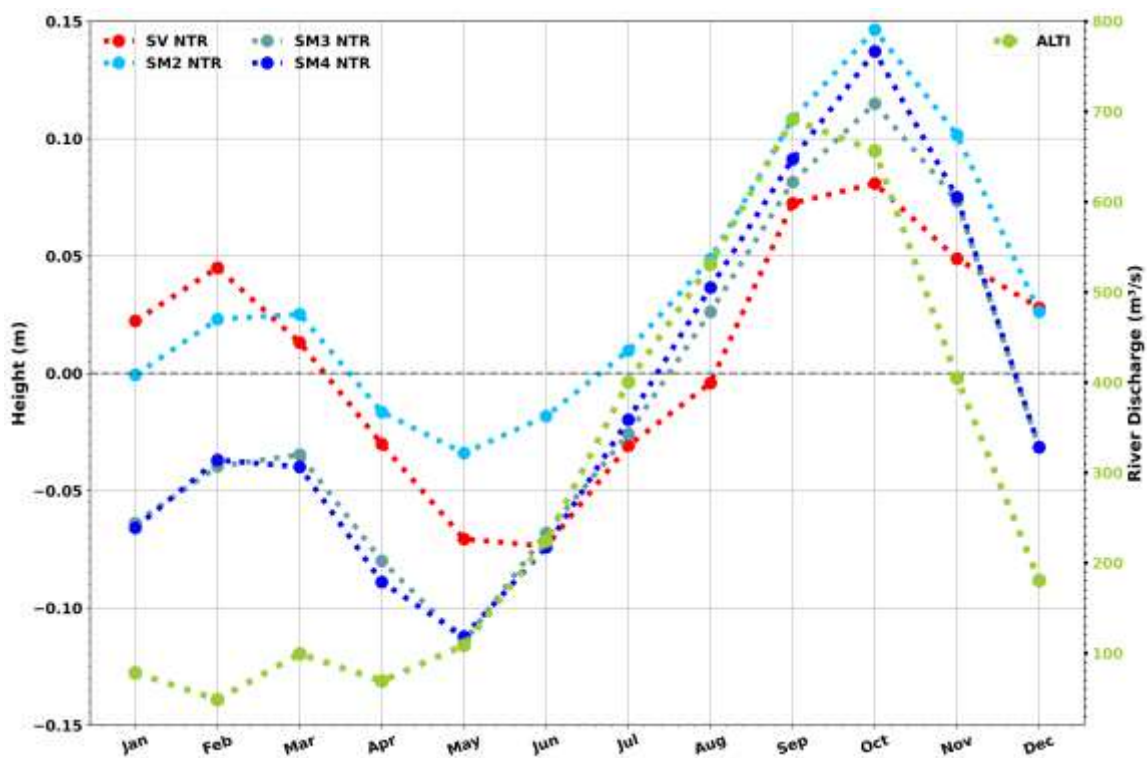


Figure 4.25: Cycle saisonnier du débit altimétrique du fleuve Wouri-Nkam (Courbe vert citron) et Cycle saisonnier NTR pour toutes les stations VS, SM2, SM3, SM4 sur la période de 2018-2021.

2.5.2. L'effet stérique

Parmi les éléments jouant sur la variation du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri, on doit prendre en compte l'effet stérique qui résulte des variations de température et de salinité sur l'ensemble de la colonne d'eau. Nous nous intéresserons ici à deux variables : la température de surface de la mer et au flux de chaleur net pour tenter d'analyser cette contribution. Nous utiliserons 2 types de données : les données grillées CMEMS OSTIA (2018-2022) pour la température de surface et les sorties du modèle NEMO (2002-2017) pour le flux de chaleur net. Pour ces deux champs, on calcule une climatologie mensuelle. Pour la température de surface de la mer, elle est calculée sur la période de 2018 à 2022 et pour le flux de chaleur sur la période de 2002 à 2017. Pour comparaison, on superpose ces climatologies à celles des résidus de hauteur d'eau aux 4 stations de mesures SV, SM2, SM3 et SM4 ; le résultat est présenté sur la Figure 4. 26.

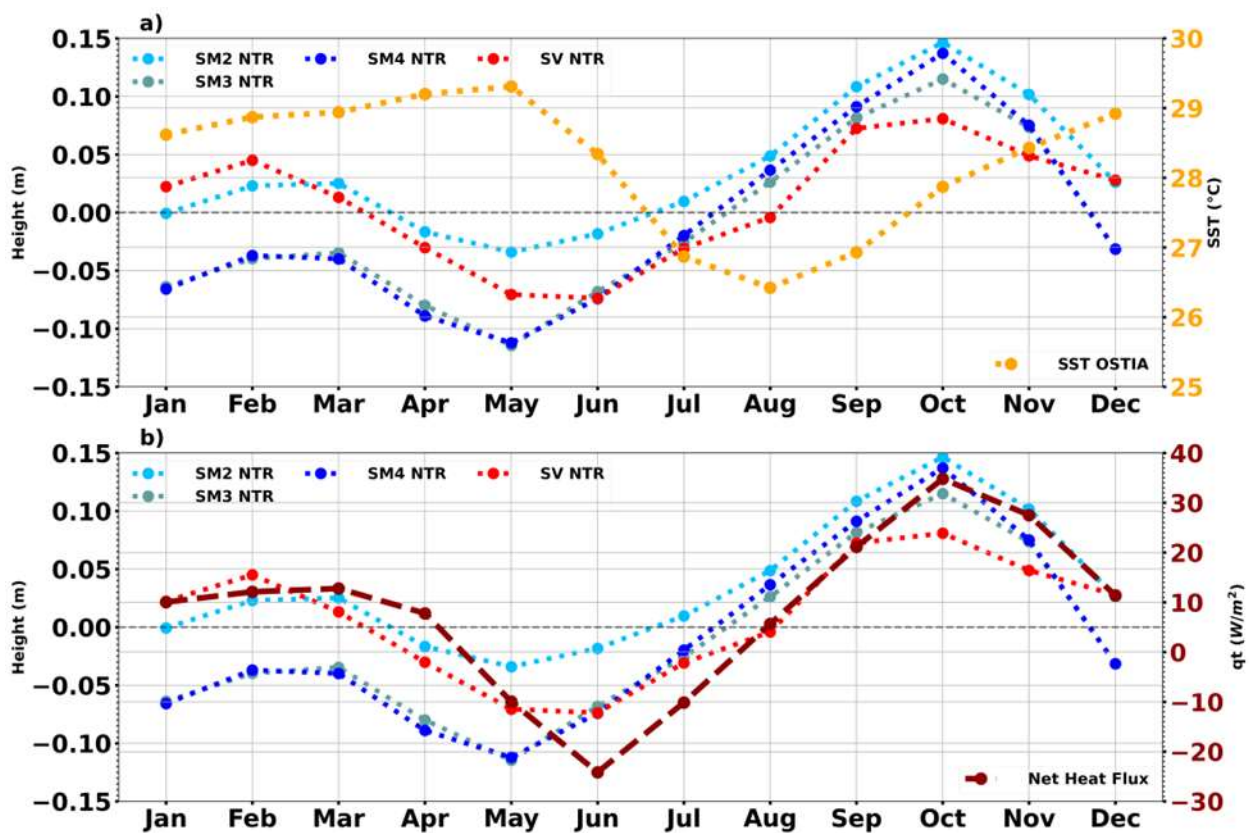


Figure 4.26 : Comparaison des cycles saisonniers de la température de surface de la mer et des résidus de hauteur d'eau marégraphiques (a) ainsi que des cycles saisonniers du flux net de chaleur et des résidus de hauteur d'eau marégraphiques (b). La comparaison est faite pour les stations SV, SM2, SM3, SM4.

Le signal saisonnier de la température de surface de la mer (SST) atteint son maximum en mai, période durant laquelle le signal saisonnier des résidus enregistre son niveau le plus bas. Cette observation révèle une relation inverse entre les variations saisonnières de la SST et celles des résidus à ce moment de l'année. En ce qui concerne le flux net de chaleur, on observe un signal semi-annuel qui suit un motif similaire à celui du signal des résidus. Cette synchronisation indique que les variations du flux net de chaleur et des résidus partagent une dynamique saisonnière comparable, avec des maxima qui se produisent aux mêmes moments de l'année. Ceci suggère que le flux de chaleur local influence le signal saisonnier de hauteur d'eau de l'estuaire du Wouri. La raison du déphasage avec la SST reste cependant inexpliquée.

Des études régionales dans le Golfe de Guinée ont révélé l'impact de l'effet stérique dans la variabilité saisonnière du niveau de la mer. Les travaux de (Verstraete and Park, 1995) montrent que les variations saisonnières du niveau de la mer de cette région sont principalement dues aux changements dans les propriétés de l'eau dans les 500 mètres supérieurs de la colonne d'eau. Une autre étude, réalisée par (Ayinde et al., 2023), explore la variabilité et la modélisation du niveau de la mer dans le Golfe de Guinée en utilisant des techniques d'apprentissage supervisé. Les résultats révèlent que les variations saisonnières du niveau de la mer sont influencées par plusieurs facteurs. Parmi ceux-ci, le flux de chaleur net joue un rôle crucial : lorsqu'il est négatif, il entraîne la libération de chaleur océanique dans l'atmosphère, ce qui crée une perte nette de chaleur et conduit à une diminution de l'anomalie du niveau moyen de la mer. De plus, l'étude montre que les pics d'anomalie du niveau moyen de la mer coïncident avec les pics des composantes thermostériques et halostériques, soulignant l'impact combiné de ces facteurs sur les variations saisonnières observées.

Conclusion et Recommandations

Dans ce chapitre, une analyse détaillée des variations des hauteurs d'eau dans l'estuaire du Wouri a été menée pour examiner leurs caractéristiques temporelles et spatiales et les différents facteurs qui y contribuent. Nous nous sommes appuyés sur diverses sources de données, notamment les observations marégraphiques recueillies sur deux périodes distinctes (récente et nouvelle) et les données altimétriques. Nous avons tout d'abord construit un réseau multi-données avec les données disponibles dans la zone. La comparaison des données altimétriques avec les données marégraphiques a révélé une bonne cohérence entre les deux (corrélation entre 0.6 et 0.8) avec des différences qui peuvent être expliquées par la non-colocalisation des stations et les variations physiques de la marée.

Nous avons pu montrer que les erreurs de calage vertical des stations marégraphiques peuvent être corrigées en utilisant l'ensemble des données. Ceci souligne la complémentarité des deux jeux de données, donnant la possibilité d'utiliser l'un ou l'autre jeu de données pour identifier des erreurs et apporter des corrections nécessaires au lieu de se limiter à l'utilisation des données marégraphiques pour valider les données altimétriques.

Nous avons ensuite pu caractériser les composantes qui contribuent aux variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri. Il est apparu que la marée y était le facteur dominant avec une contribution relative de plus de 96%. Les caractéristiques de la marée évoluent cependant clairement en fonction de la position dans l'estuaire, avec une amplification de son amplitude et un changement de phase de l'extérieur vers l'intérieur, tous deux très bien capturés par la complémentarité des données altimétriques et marégraphiques. Le baromètre inverse apparaît comme une composante faible des variations du niveau de la mer dans l'estuaire (quelques cm). Bien que les composantes des variations de hauteur d'eau comme le baromètre inverse et le cycle saisonnier aient une contribution relative nettement faible que la marée, elles jouent tout de même un rôle lorsqu'il s'agit de moduler les hauteurs maximales et minimales atteintes par les eaux, avec un effet différent en fonction de la position dans l'estuaire. Le débit du fleuve Wouri joue un rôle dans la partie amont de l'estuaire et modifie la durée de l'asymétrie de la marée qui est plus grande en SM3 et SM4. Il peut aussi avoir un impact sur le cycle saisonnier du résidu mais il est impossible de le quantifier avec les données disponibles.

L'analyse du signal saisonnier du résidu du niveau de la mer révèle deux pics distincts : l'un entre février et mars et l'autre en octobre. Pour le premier pic, plus petit, plusieurs facteurs peuvent contribuer à son apparition. L'un d'eux est la pression atmosphérique, qui influence le niveau de la mer. Ce pic peut également être attribué aux effets des stress de vent, qui modifient la distribution des masses d'eau en surface. Le second pic en octobre pourrait être influencé par des facteurs saisonniers spécifiques à cette période, tels que les courants, le flux de chaleur, et les variations de température et de salinité comme l'ont montré des études de Ayinde et al., (2023) sur la variabilité régionale du niveau de la mer dans le Golfe de Guinée. Une analyse plus approfondie devra être faite pour quantifier les contributions exactes de ces processus et mieux comprendre leurs interactions.

Néanmoins, il est crucial de souligner les limites de cette étude. Premièrement, la courte période utilisée dans l'analyse et les trous importantes dans les données de hauteurs d'eau sont des facteurs restrictifs à une description détaillée et sur toutes les échelles de temps des différents processus à l'origine des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri.

En ce qui concerne les données marégraphiques récentes, l'analyse de la série initiale a révélé de nombreuses données aberrantes et problèmes de calage que nous avons tenté de corriger et/ou de supprimer, mais sans être certains de ne pas en avoir laissé. Pour les données altimétriques, près des côtes, elles sont sujettes à plusieurs incertitudes dues à la contamination du signal par les terres. De plus de nombreux processus impactant le niveau de la mer (vents, courants, vagues, ...) n'ont pas été pris en compte dans cette étude.

Pour améliorer davantage nos résultats et approfondir les études sur la variabilité du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri, plusieurs actions complémentaires seraient nécessaires. Tout d'abord, il faudrait entreprendre un important travail de reconstruction et l'ensemble des séries de données marégraphiques anciennes en numérisant tous les marégrammes restants aux différentes stations. Concernant l'estuaire du Wouri, malgré sa grande superficie, on constate qu'il ne dispose pas d'un équipement de mesure suffisant à l'heure actuelle. Il serait donc nécessaire d'y créer un véritable observatoire, équipé d'instruments de mesure adaptés permettant d'acquérir des données précises sur les débits, les vagues, la houle, ainsi que les principaux paramètres météorologiques (pression atmosphérique, précipitations, vitesse du vent, température, etc.). Enfin, le développement et la validation d'un modèle numérique haute résolution de la zone d'étude serait un élément complémentaire essentiel pour mieux comprendre la dynamique de cet environnement et son interaction avec la dynamique régionale. Nous reviendrons là-dessus dans les perspectives de cette étude.

CHAPITRE 5: ÉVENEMENTS EXTREMES DANS L'ESTUAIRE DU WOURI

SOMMAIRE

1. Historique des évènements d'inondation dans la ville de Douala.....	135
1.1. Projet Douala Ville Durable.....	135
1.2. Construction d'un historique des inondations.....	136
1.3. Analyse de l'historique d'inondation.....	140
2. Caractérisation des hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri	144
2.1. Extrêmes des séries de hauteur d'eau totale et du résidu sans marée	144
2.2. Le Skew Surge et les extrêmes de hauteur d'eau.....	151
3. Analyses des évènements extrêmes les plus significatifs et communs aux 3 stations marégraphiques sur la période d'analyse.....	155
3.1. Évènement extrême du 27 au 30 Octobre 2019	158
3.2. Événement du 19 au 21 Août 2020	160

Introduction

Dans le chapitre précédent, l'examen de la variabilité du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri nous a permis d'identifier ses caractéristiques principales dans l'espace et le temps et les processus dominants à son origine. Ici nous traiterons la problématique particulière des niveaux d'eau extrêmes observés dans l'estuaire du Wouri. En effet, de nombreux cas d'inondation sont répertoriés dans cette région, ayant entraîné des dégâts matériels et, dans certains cas, des pertes de vies humaines. Il est essentiel d'acquérir une compréhension approfondie des causes de ces événements, dont le rôle de la submersion marine, pour pouvoir mettre en place à l'avenir des mesures d'adaptation et de prévention adaptées.

La ville de Douala est en particulier confrontée à des phénomènes d'inondation qui semblent s'aggraver (augmentation de leur occurrence) avec le changement climatique. Les études déjà menées pour en comprendre les causes révèlent que celles-ci sont principalement dues à des événements de précipitation intense. L'augmentation de la démographie, l'expansion des infrastructures urbaines, souvent non planifiée et l'incivisme (occupation des lits des cours d'eau, insalubrité) contribuent à une plus grande exposition et vulnérabilité des populations aux inondations, exacerbant ainsi leurs impacts et leur visibilité (Bruckmann et al., 2019; Essoh et al., 2022; Iroume et al., 2022). Toutefois, les études réalisées se sont principalement concentrées sur les débits fluviaux et les précipitations comme facteurs des événements d'inondation, négligeant d'autres forçages potentiels. Pourtant, dans d'autres régions estuariennes il a été montré que les inondations sont souvent influencées ou causées par la combinaison de plusieurs facteurs. Parmi ceux-ci, on peut citer les surcotes (ondes de tempête), les précipitations intenses, les ruissellements, les vagues, l'affaissement des nappes phréatiques, et le changement climatique (Gallien et al., 2018; Helderop and Grubestic, 2019; Moftakhari et al., 2019). L'interaction de plusieurs de ces facteurs exacerbe alors les dégâts matériels et augmente le risque de pertes de vies humaines.

Dans un contexte de changement climatique et d'anthropisation croissante de la zone, une analyse complète des événements d'inondation dans l'estuaire du Wouri, quelles qu'en soient les sources, est nécessaire pour conduire les pouvoirs publics à la bonne prise de décision en matière de risques. Le but de ce chapitre est d'y participer en étudiant les niveaux d'eaux marins extrêmes observés sur la zone et leur lien potentiel avec les événements d'inondation répertoriés. Ce chapitre est organisé autour de deux sections. La section 1 retracera l'historique des événements d'inondation dans la ville de Douala, et la section 2 traitera la caractérisation des hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri.

Nous étudierons également dans cette partie s'il existe un lien entre ces hauteurs extrêmes et les épisodes d'inondation.

1. Historique des événements d'inondation dans la ville de Douala

1.1. Projet Douala Ville Durable

Ce projet cofinancé par le Fond Français de l'Environnement Mondial (FFEM), l'Agence Française de Développement (AFD) et la Communauté Urbaine de Douala (CUD) a été créé en réponse à la volonté de la communauté urbaine de Douala d'intégrer la gestion du risque d'inondation dans ses politiques d'aménagement, particulièrement dans le cadre de l'adaptation au changement climatique, et en raison de la montée des eaux de l'estuaire qui menace la ville. En effet, les zones urbaines du Cameroun sont de plus en plus sujettes à des événements extrêmes, notamment des crues éclair (Saha and Tchindjang, 2017), qui entraînent des inondations. Entre 2000 et 2010, rien que pour Douala, les inondations ont causé plus de 100 morts et occasionné d'importants dommages matériels et humains (Tonye, 2013).

Sur cette période, on y dénombrait entre 5 et 10 inondations par an, causant 5 à 10 décès annuellement (Tchindjang, 2013). Ce projet visait donc à « Préserver et valoriser la nature en ville et considérer les espaces verts comme des éléments structurants du tissu urbain ». Il portait sur le développement urbain et l'animation socio-économique d'un quartier en particulier (Maképé-Missoké), bâti au cœur d'une zone inondable sur une ancienne décharge (remblaiement).

Plus spécifiquement, les objectifs de ce projet étaient les suivants :

- Améliorer la connaissance de l'aléa inondation et des effets du changement climatique à Douala, pour planifier et aménager une ville durable et résiliente.
- Mener une opération pilote de restructuration de la zone d'habitat précaire de Maképé-Missoké, centrée sur la valorisation de la zone humide et la résilience aux inondations.
- Promouvoir et accompagner le développement économique du site projet.
- Pérenniser le projet et capitaliser pour anticiper sa répliquabilité à d'autres sites.

En pratique, plusieurs activités ont été menées dans ce projet. On peut citer entre autres : mise en place d'un observatoire du changement climatique dans la ville / modélisation de l'aléa inondation et effets du changement climatique / prise en compte dans les documents d'urbanisme et l'accompagnement des acteurs du quartier / communication et sensibilisation des publics-cibles / capitalisation et valorisation des connaissances et expériences.

Le lot du projet et qui nous intéresse ici porte sur la mise en place d'un observatoire local urbain du changement climatique dans la ville de Douala. La finalisation de cette composante a abouti à un livrable intitulé "**Revue des Connaissances sur les Changements Climatiques et l'Aléa Inondation dans la Ville de Douala**". Ce document offre une description détaillée de la zone du projet et compile un ensemble d'informations essentielles permettant de retracer l'historique des inondations à Douala. Pour ce dernier, plusieurs sources ont été utilisées : les archives de la communauté urbaine, les chroniques de blogueurs, les mémoires et thèses d'étudiants, ainsi que les journaux locaux. Des enquêtes sur le terrain auxquelles nous avons participé ont ensuite été menées pour collecter d'autres données et les confronter aux informations précédemment recueillies, permettant ainsi de les vérifier et de les compléter.

1.2. Construction d'un historique des inondations

Pour cette étude, nous avons tout d'abord extrait les informations concernant les événements d'inondation du rapport du projet Douala Ville durable entre 1990 et 2018 (Tableau 5.1). On y trouve les dates correspondantes, les sites, les conséquences et la source de l'information.

Le rapport du projet datant de 2020, les informations incluses s'arrêtent en 2018 ; en complément, nous avons mené nos propres recherches sur les inondations plus récentes. Les données rajoutées ont été collectées à partir de l'analyse de différents médias locaux, comme indiqué dans le Tableau 5.2. Cela nous permet d'obtenir une vue plus actualisée de l'occurrence des inondations à Douala, et l'ensemble de ces informations a été utilisé dans notre étude.

Tableau 5.1 : Historique des inondations dans la ville de Douala (tiré du Livrable 1.1.1 A du projet Douala Ville durable)

Date	Site	Dommages	Source
3-7/07/1990	Nkolmitag - PK5	Destruction des habitations –pollution des eaux	Enquête de terrain
26-29/08/1993	Tergal-Nkolmintag-Brazzaville;New-Bell;Diboum-Soboum;Bilongué; Madagascar		Enquête de terrain
23/08/1994	Tergal ; Nkolmita ; Brazzaville; NewBell ; Bilongué , Madagascar		Enquête de terrain
13-22/08/1998	Douala II		Enquête de terrain
2-3/08/2000	Ndogpassi et Kolmitag	02 morts personnes sans abri;traumatisme ; destruction des entreprises ; destructions de deux ponts	DPC Minatd ; CUD
06/08/2000		5 morts	Enquête de terrain
5-6/08/2004	Ndokoti ; Vallée Saint-Thomas, Rue Kingakwa		Mutations ; Bonabéri.com
11-12/03/2005	Mabanda	2 morts	Enquête de terrain
08/07/2008	Makepe Missoke	3 morts	Enquête de terrain
20/07/2008	Makepe Missoke		Enquête de terrain
05/09/2009	Akwa ; Bonapriso ; Bali Cité des Palmiers		Enquête de terrain
11/09/2009	Bonanjo ; Bonapriso ; Akwa		Cameroon-info
22/08/2011	Maképé-Missoké; Bépanda,	Circulation difficile dans les quartiers	Nouvelle expression ; APA ; Camer.be
	Bonapriso, Bonanjo, Deïdo; New- Bell		
07/02/2013	Mabanda		
02/06/2013	Bonapriso		
22/06/2013	Kondi		
04/04/2014	Ndogpassi III		Cameroun24.net
09/08/2014		4 morts ; boutiques et magasins inondés	www.camer.be
30/08/2014	Youpwé ; Quartier Bafia ; Village ; Bois de Singe		Le Baromètre ; Le Messenger
01/06/2015			Douala Actu, Mutations

19-21/06/2015	Maképé-Missoké; Kotto; Logpom; Cité des palmiers; Mbanya sable; Akwa; Mboppi; vallée Saint Thomas		Mutations ; Afrique Média;Wikipedia;Camer-news;Cameroun-infos.net;Camer.be;Cameroun24.net
21-24/06/2015	Makepe Saint-Thomas ; Mbanya; Vallée Hôpital Général ; Mabanda		Cameroon 237
25/06/2015	Makepe Missoke		Travaux de terrain ; CUD
01/07/2015	Mbapé	4 morts ; destructions des maisons	Enquête de terrain
02/07/2015	Maképé-Missoké	Poteaux électriques et habitations emportés	CUD
06/07/2015		2 morts ; près de 60 millions fcfa ; près de 500 familles sans abri	Camerouninfo.net; camer- sport.be
18/07/2015	Bonapriso		La Cité
28-29/08/2015	Cité-Sic, Pk 8 ; Axe lourd Ndokoti- Akwa		AFRIKMAG
22/10/2015	Mabanda		Enquête de terrain
01/11/2015	Sic-Cacao ; BP Cité ; Mabanda		APA
03/04/2016	Makepe Missoke		CUD; In la cité
23/05/2016	Ngangue		La Nouvelle Expression
15-16/06/2016	Njongmabi; Nkolmintag; Nkololoun;Camp Yabassi; Bois de singes;Youpwe; Mboppi; Pk8		CUD
21-23/06/2016	Ngangue;Bonapriso;Bonamoussadi; Newtown Aéroport; Mbanya Sable; Akwa; Mboppi		La Nouvelle expression; 237 online.com
23-24/06/2016	Makepe Missoke ; PK8 ; 3 ^e arrondissement	Circulation difficile dans les quartiers ; Les rivières Mbopi et Kondi sortent de leurs lits	Cameroun 24 ; APA
23/07/2016	Maképé-Missoké		Enquête de terrain
30/08/2016	Kondi		Enquête de terrain
27/01/2017	Maképé		Enquête de terrain
07/05/2017			Cameroun-info.net

08/05/2017	Bojongo		Cameroun-info.net
19/05/2017	Nkolmitag ; Kondi ; Bépanda ; Missoké	Circulation coupée à plusieurs altères de la ville	Cameroun-info.net
2-3/06/2017	Akwa ; Saint-Thomas		Camer.net
4-5/07/2017	Cité des palmiers		Le messenger
12/07/2017	Cité de Palmiers ; Missoké ; Bépanda		Le Messenger
13/07/2017	Nkolmitag ; Makepe-Missoke		APA News
16/07/2017	Akwa		Over Blog
23/07/2017	Dernier Poteau		Enquête de terrain
17/08/2017			Journal Télévisé Equinoxe
21/08/2017			Cameroon-info.net
22/08/2017	Bonewonda ; Bonamouang ;		Actu Cameroun
23/08/2017	Cité des palmiers		Camer24
30/08/2017	Bali ; Logbaba		Enquête de terrain
02/09/2017	Bonandale ; Mabanda		Cameroon-new
05/09/2017	Mpanjo ; Bonadale, Monandale		APA News
14-16/09/2017	Nkolmitag ; Mabanda ; Bepanda ; Makepe-Missoke ; Bonamoussadi (Sable)		CUD ; Actu Cameroun.com
14-16/09/2017	Bépanda ; Nkolmitag ; Kondi ; Mabamda ; Ndokoti		Camerou-info.net
16/09/2017	Mabanda ; Kondi ; Bépanda	Routes coupées; interruptions des activités	Actu-Cameroun
18/09/2017	PK 8 ; Bonanjo ; Akwa ; Bonassama		Le Messenger
04/03/2018	Maképé-Missoké; Cité-Sic		Cameroun-info.net
12/04/2018	Kotto		Enquête de terrain
02/08/2018	Makepe Missoke; Bonamoussadi	Circulation difficile	Enquête de terrain
1-2/04/2018	Maképé-Missoké		Cameroon-info.net
25-26/02/2018			Cameroon Tribune

Tableau 5.2: Informations complémentaires sur les inondations recueillies au cours de cette thèse

Date	Source
22-23/03/2019	Villesetcommunes.info
24/06/2019	Vision 4 chaîne nationale
19,20,21/08/2020	Cameroun Tribune online
15/09/2021	Actu Cameroun
12/08/2021	Africa green magazine
11/07/2022	Actu Cameroun
23/04/2022	CamerounWeb

Notez que l'historique établi est forcément incomplet car la thèse n'étant pas focalisée sur ce sujet, et le temps imparti pour le compléter a été fortement contraint. Il constitue néanmoins une base pour pouvoir construire une méthodologie d'analyse qui pourra être reprise et étoffée par la suite.

1.3. Analyse de l'historique d'inondation

L'analyse de l'ensemble de ces informations nous a permis de construire tout d'abord un historique du nombre annuel des événements d'inondations sur la période 1990-2022 (Figure 5.1). On constate qu'ils sont inégalement répartis dans le temps. Entre 1990 et 2013, on a entre 1 et 4 inondations par an. Par la suite, on a une augmentation assez importante de leur nombre jusqu'en 2017 qui est l'année où on en enregistre le plus d'inondation. Il faut toutefois garder en tête qu'il est impossible de déterminer si l'augmentation observée à partir de 2014 est due à une hausse réelle de la fréquence des inondations ou simplement à un intérêt médiatique accru pour ces événements. De la même manière, la forte diminution constatée après 2019 peut être due à une moindre couverture d'information lors de l'extension temporelle réalisée au cours de cette thèse (temps dédié limité). Ce point constitue un possible biais à prendre en compte dans les conclusions de cette étude.

Il faut également prendre en compte le fait que les informations collectées proviennent principalement d'une zone spécifique de l'estuaire du Wouri, à savoir la partie la plus densément peuplée et où le projet "Douala ville durable" a été développé. Cela peut introduire un manque de représentativité, car les dynamiques d'inondation peuvent varier significativement d'une zone à l'autre de cet estuaire complexe. Cela constitue un deuxième biais. Ces deux limitations nécessiteront une enquête plus approfondie auprès des populations et des recherches dédiées dans l'avenir.

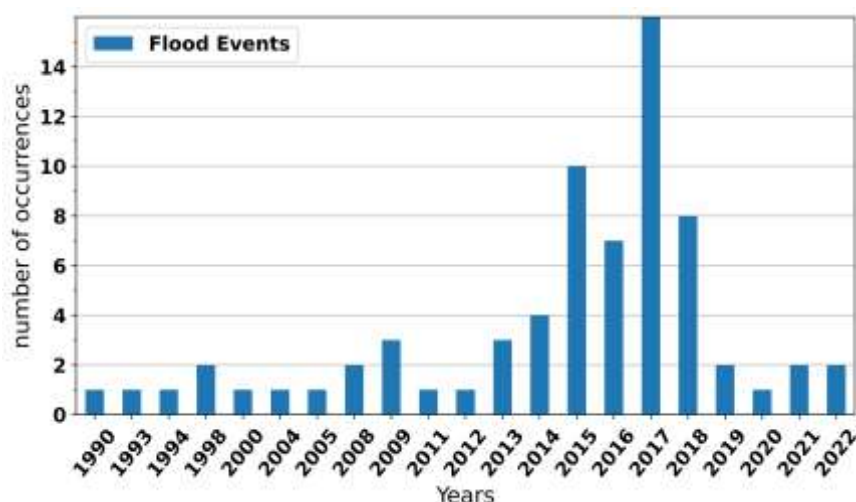


Figure 5.1: Nombre d'inondations par année d'après le livrable Douala Ville durable et les médias locaux 1990 à 2022

On constitue également une climatologie mensuelle des inondations à partir des données du Tableau 5.1 et du Tableau 5.2. Le résultat est présenté sur la Figure 5.2.

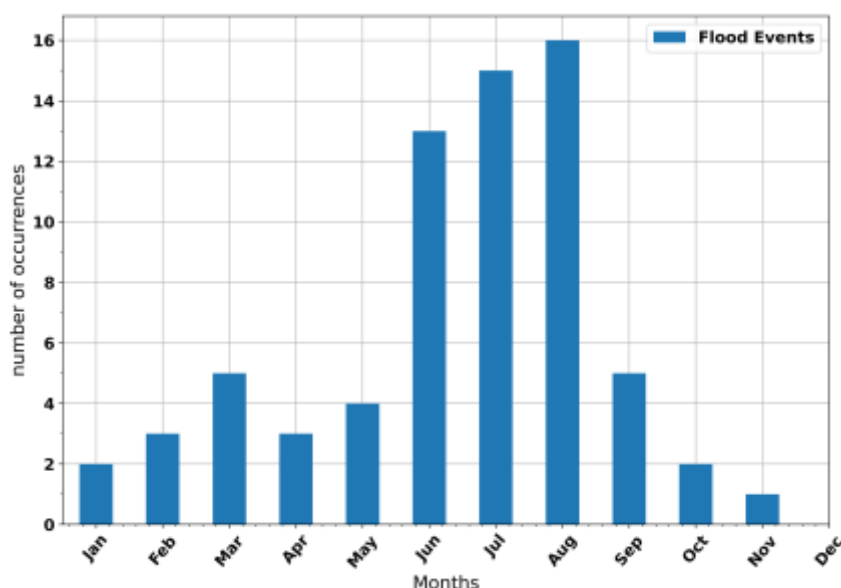


Figure 5.2: Répartition par mois des événements recensés sur la période 1990-2022

Les inondations surviennent en grande majorité durant les mois de juin, juillet, août et septembre (73%). Le mois d'août totalise à lui seul 28 % des inondations enregistrées à Douala depuis 1990. Au premier ordre, cette climatologie est cohérente avec celle des précipitations (Figure 5.3).

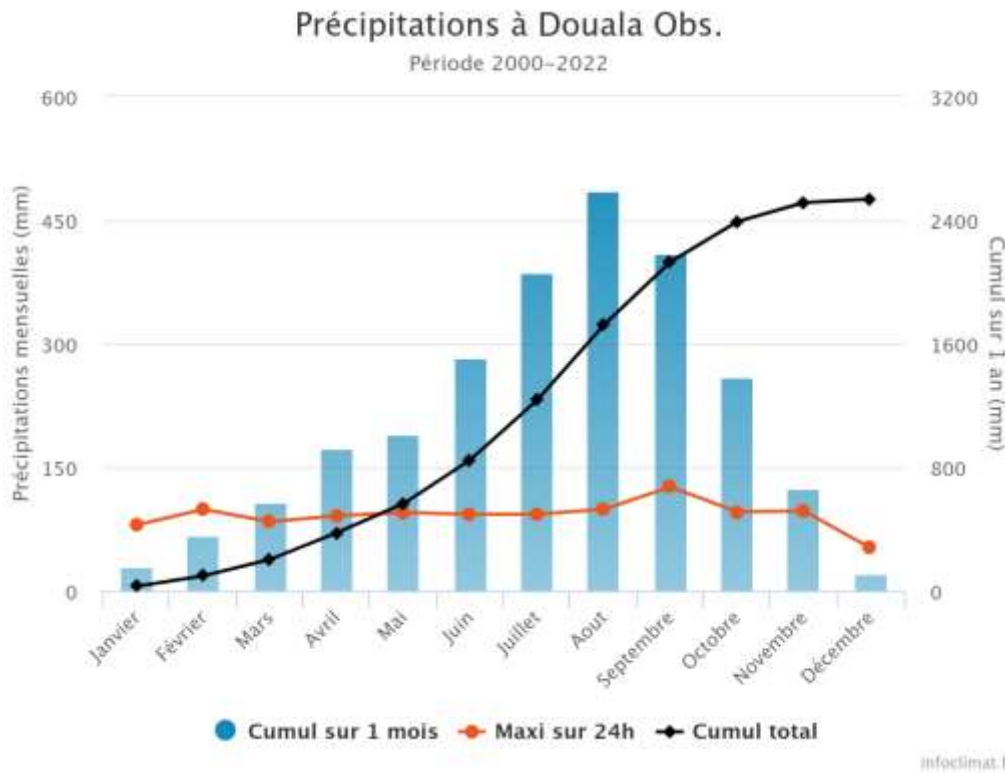


Figure 5.3: Moyenne mensuelle des précipitations de 2000 à 2022 à Douala (source : infoclimat.fr)

C'est en effet durant le mois d'août que l'on enregistre généralement les précipitations les plus abondantes et les séquences pluvieuses les plus longues. Les fortes pluies enregistrées au cours des mois précédents, en particulier en juin et en juillet, jouent également un rôle significatif dans la survenue des inondations. Les sols déjà saturés par ces précipitations antérieures ont une capacité réduite à absorber les nouvelles averses, augmentant ainsi le risque de débordement des cours d'eau et de ruissellements excessifs. Le nombre d'inondations répertoriées diminue ensuite très fortement pendant la saison sèche (Décembre-Février). Durant le mois le moins arrosé, Décembre, il n'y a pas d'inondation répertoriée. Toutefois, durant le reste de la saison sèche, lorsque leur intensité est forte, les pluies peuvent engendrer des inondations très localisées qui s'étendent en fonction de la durée.

Ces résultats sont cohérents à ceux de Bruckmann et al., (2019) (Figure 5.4 et Figure 5.5) qui analysent l'évolution spatio-temporelle des inondations dans la zone urbaine de Douala à partir d'une approche géo historique. Comme dans leur travail, nous observons une tendance à la hausse du nombre d'inondations au fil du temps (moyennant la remarque ci-dessus sur un possible biais des informations d'entrée, dû à un intérêt croissant des médias pour les inondations, vrai pour les deux études), et avec un pic marqué au mois d'août. Notez que le nombre d'événements utilisé comme information diffère entre nos deux études.

Nous avons en effet pris en compte un plus grand nombre de sources de données. Bruckmann et al. (2019) se sont basés seulement sur le journal **Cameroun Tribune**.

Dans leur analyse, Bruckmann et al. (2019) qualifient les précipitations à l'origine de ces événements d'inondation de "fortes pluies" ou de "pluies diluviennes". En effet, pour de nombreux épisodes, il s'agit de pluies de longue durée, s'étendant sur 24 à 48 heures, et présentant une forte intensité.

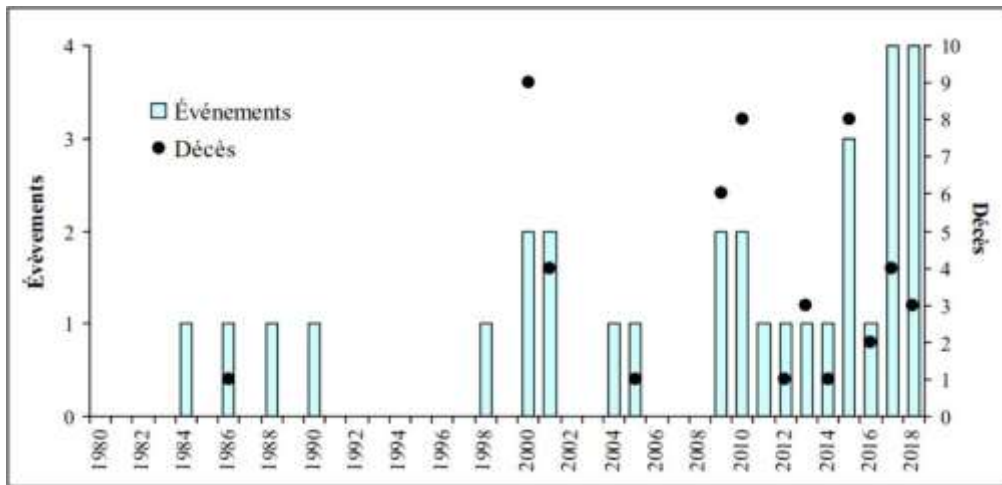


Figure 5.4: Répartition par mois des événements recensés sur la période 1990- 2018 (Bruckmann et al., 2019)

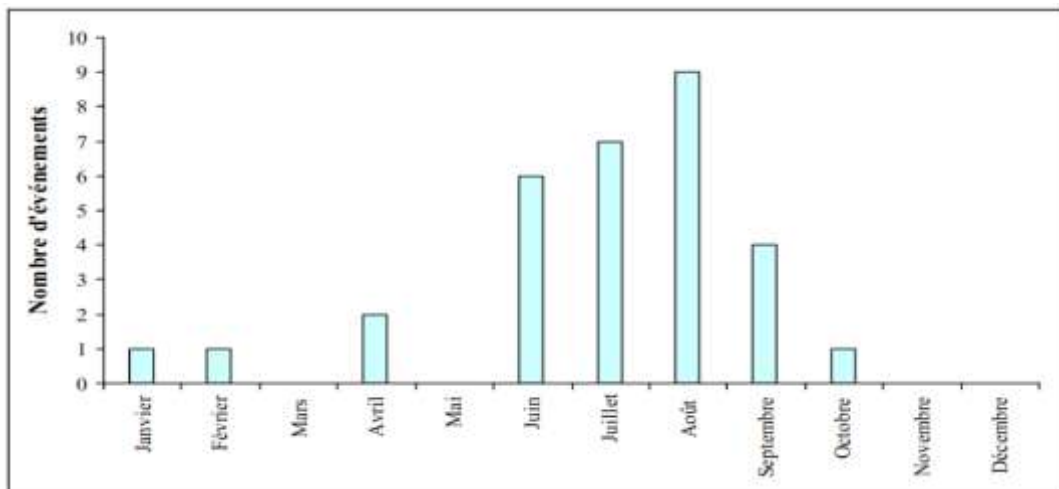


Figure 5.5: Répartition par mois des événements recensés sur la période 1990- 2018 (Bruckmann et al., 2019)

Dans la suite de notre travail, nous exploiterons les données historiques recueillies sur les inondations pour étudier les liens possibles avec les hauteurs d'eau extrêmes enregistrées par les marégraphes installés le long de l'estuaire. La question est de savoir si les inondations locales sont uniquement causées par les précipitations ou si des facteurs marins, en combinaison ou non avec les fortes pluies, contribuent à l'intensité de ces phénomènes.

Selon, les inondations dans les estuaires peuvent résulter de niveaux fluviaux exceptionnellement élevés après de fortes pluies ou de niveaux marins anormalement élevés provoqués par des marées de tempête. Cependant, c'est la combinaison de ces événements, appelés inondations composées, qui présente le plus grand risque d'inondation. Nous analyserons donc l'influence des phénomènes océaniques tels que les tempêtes, les surcotes et les variations saisonnières des niveaux marins.

Enfin, nous nous focaliserons sur certaines dates où les hauteurs d'eau extrêmes ne correspondent pas aux inondations répertoriées dans les journaux. Nous documenterons ces événements particuliers et analyserons leur impact potentiel sur d'autres zones de l'estuaire, au-delà de la ville de Douala. Cette approche nous permettra de mieux comprendre les dynamiques d'inondation dans la région et de préciser les facteurs contribuant à ces phénomènes.

2. Caractérisation des hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri

Dans cette partie de l'étude nous allons commencer par caractériser les événements extrêmes de hauteur d'eau observés dans l'estuaire du Wouri avant de les étudier. Nous utiliserons pour cela les données marégraphiques à 5 minutes des stations SM2, SM3 et SM4 entre 2018 et 2022. Le choix de cette fréquence permet d'être au plus près des amplitudes de mesures enregistrées par les instruments. Nous prendrons en compte 2 paramètres : la hauteur d'eau totale (TSL) et le résidu de hauteur d'eau sans marée (NTR). Pour ce dernier, les extrêmes permettront d'étudier l'impact des conditions météorologiques comme les surcotes, ainsi que le signal saisonnier et d'autres facteurs pouvant entraîner une élévation temporaire du niveau de l'eau au-delà des variations de marée prédites.

2.1. Extrêmes des séries de hauteur d'eau totale et du résidu sans marée

Le classement des seuils des niveaux extrêmes de la mer, basé sur le percentile comme expliqué en section 2.5 du chapitre 2, a conduit à la sélection du 99e percentile pour déterminer les extrêmes les plus sévères. Les seuils correspondants pour la hauteur d'eau totale et le résidu sont respectivement de 2.75 m et 0.25 m à la station SM2, de 2.67 m et 0.24 m à la station SM3, et de 2.79 m et 0.29 m à la station SM4. Il est cependant important de prendre en compte la nature très haute fréquence des séries de données à 5 minutes, qui sont susceptibles de contenir plus de bruit et d'erreurs ponctuelles que les mesures horaires utilisées classiquement dans ce type de travail. Afin de les filtrer, on ne retiendra que les cas où les valeurs de hauteur d'eau dépassent le seuil correspondant pendant au moins 1 heure consécutive.

Cette première étape permet de filtrer les pics isolés et de se concentrer sur les événements plus durables (voir Figure 5.6 et Figure 5.7).

Il est important de noter que, les trous présents dans les différentes séries de données marégraphiques affectent l'identification des valeurs extrêmes de hauteur d'eau. Des événements extrêmes peuvent être manqués en raison des périodes de données absentes et des valeurs non extrêmes peuvent être à tort classées comme telles à cause des trous dans les séries. Par conséquent, il est important de garder à l'esprit que ces résultats ne donnent qu'une image incomplète de la réalité. Malgré tout, la combinaison des informations sur les 3 marégraphes permet d'avoir la meilleure représentation possible de ces extrêmes à l'heure actuelle.

La Figure 5.6 représente les séries temporelles de TSL aux trois marégraphes avec une vue d'ensemble des valeurs extrêmes en rouge et celles communes aux trois marégraphes en vert. Il faut souligner que, l'analyse simultanée des extrêmes aux trois stations permet d'examiner leur variabilité spatiale et comprendre l'influence relative des facteurs tels que marée, crues fluviales, ondes de tempêtes susceptibles de provoquer ces extrêmes. En effet, dans un estuaire, les conditions hydrodynamiques peuvent varier considérablement d'un point à un autre et en analysant les extrêmes à différentes stations, on peut identifier les zones les plus vulnérables. Le niveau maximal enregistré a été de 3.08 m à SM2 le 28 octobre 2019, et de 2.99 m à SM3 ainsi que 3.08 m à SM4, tous deux le 17 octobre 2020.

En parallèle, la Figure 5.7 présente les résultats obtenus pour les séries temporelles de NTR. Le maximum atteint est de 0.37 et 0.42 respectivement en SM2 et SM3 le 30/10/2019 et de 0.50 m en SM4 le 14 Août 2022.

Pour étudier l'impact du cycle saisonnier, l'analyse est faite en incluant (cas « a ») ou pas (cas « b ») dans les séries de hauteur d'eau. Ce dernier est calculé en calculant la moyenne mensuelle climatologique des séries de résidu sans marée sur toutes les années (2018-2022). Mais seuls les mois qui ont suffisamment de données pour le calcul (>15 jours sans trou) sont utilisés.

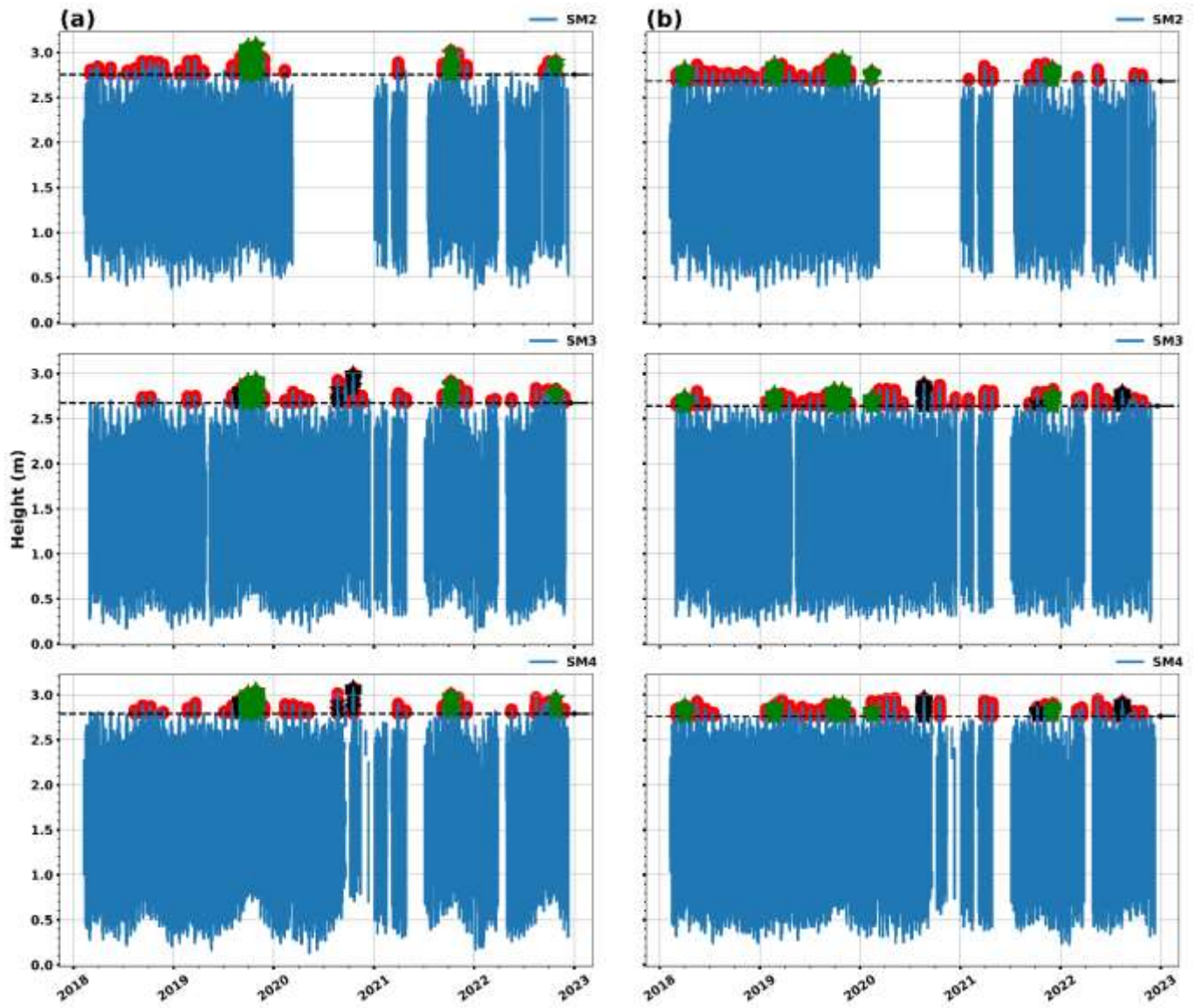


Figure 5.6 : Séries temporelles du niveau d'eau total (TSL) avec le cycle saisonnier(a) et sans le cycle saisonnier(b) à 5-minutes, indiquant le seuil des hauteurs extrêmes (ligne noire en pointillé) et les enregistrements ayant dépassé ce seuil (ronds rouges). En noir, les dates où des extrêmes communs ont été observés aux stations SM3 et SM4. En vert, date commune aux trois stations.

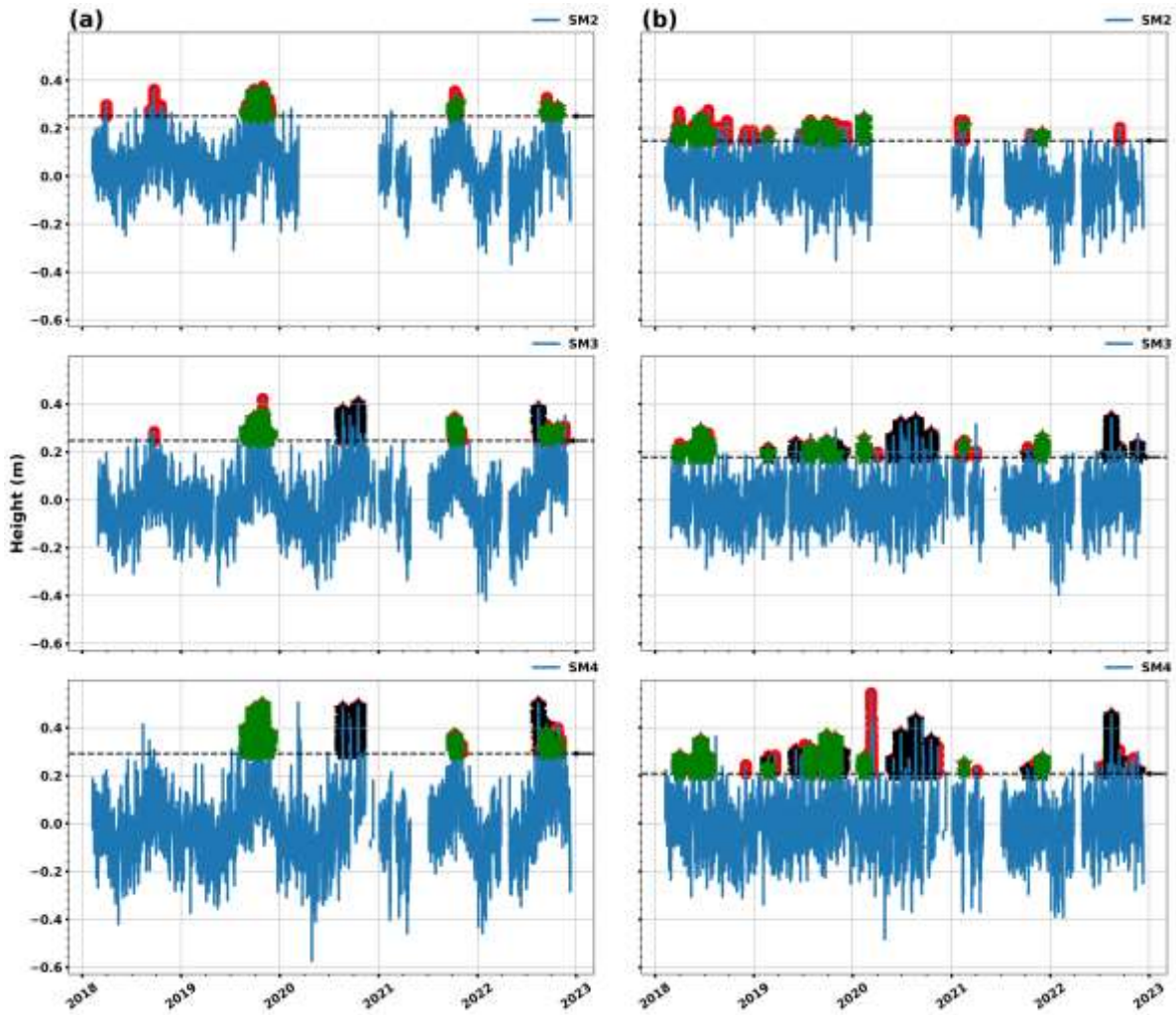


Figure 5.7 : Séries temporelles du résidu (NTR) avec le cycle saisonnier (a) et sans le cycle saisonnier (b) à 5-minutes, indiquant le seuil des hauteurs extrêmes (ligne noire en pointillé) et les enregistrements ayant dépassé ce seuil (ronds rouges). En noir, les dates où des extrêmes communs ont été observés aux stations SM3 et SM4. En vert, date commune aux trois stations.

Les différences observées entre les figures Figure 5.6(a) et Figure 5.6(b) et entre les figures Figure 5.7(a) et Figure 5.7(b) nous permettent déjà de mettre en lumière le rôle particulier du cycle saisonnier dans l'occurrence et l'intensité des événements exceptionnels en termes de hauteur d'eau dans l'estuaire. Nous répertorions donc dans les tableaux Tableau 5.3 et Tableau 5.4 les dates auxquelles nous avons observé des extrêmes à la fois dans les séries de résidu et dans les séries de hauteurs d'eau totale, en prenant en compte les séries avec et sans cycle saisonnier (noté CS dans les tableaux), aux 3 stations marégraphiques. La durée des événements est également précisée. On constate que cette dernière varie en fonction de la présence ou non du CS mais également d'une station à une autre.

CHAPITRE 5. EVENEMENTS EXTREMES DANS L'ESTUAIRE DU WOURI

Tableau 5.3: Dates des valeurs extrêmes TSL communes au NTR (case noire pas de données à cette date, case grise : pas d'extrêmes détecté). Valeurs avec et sans cycle saisonnier (CS)

Dates	SM4		SM3		SM2	
	Avec CS	Sans CS	Avec CS	Sans CS	Avec CS	Sans CS
01/09/2019	5h 10min	3h 25min	4h 50min	3h 55min	2h 35min	2h 20min
02/09/2019	2h 50min	2h 0min	2h 35min	2h 5min	0h 00min	1h 45min
27/09/2019	4h 20min	0h 0min	3h 55min	1h 35min	3h 20min	1h 45min
28/09/2019	5h 50min	4h 20min	5h 25min	4h 25min	2h 25min	2h 35min
29/09/2019	6h 05min	4h 45min	5h 35min	4h 45min	2h 25min	4h 25min
30/09/2019	5h 30min	3h 20min	4h 45min	3h 45min	3h 15min	2h 50min
01/10/2019	4h 30min	1h 40min	3h 25min	1h 55min	3h 00min	2h 25min
02/10/2019	1h 35min	0h 0min	1h 10min	0h 00min	2h 00min	1h 05min
26/10/2019	3h 25min	0h 0min	2h 35min	0h 00min	1h 45min	1h 20min
27/10/2019	6h 00min	3h 45min	5h 30min	4h 05min	1h 10min	0h 00min
28/10/2019	6h 10min	3h 40min	5h 40min	3h 45min	3h 10min	2h 20min
29/10/2019	4h 20min	2h 20min	4h 40min	2h 35min	0h 0min	0h 00min
30/10/2019	3h 55min	1h 30min	3h 20min	1h 40min	2h 50min	2h 15min
24/11/2019	0h 0min	0h 0min	0h 0min	0h 00min	2h 05min	1h 30min
25/11/2019	2h 5min	0h 0min	2h 10min	1h 25min	2h 15min	2h 05min
11/02/2020	2h 35min	4h 15min	0h 0min	0h 00min		
12/02/2020	0h 00min	2h 15min	1h 10min	2h 5min		
09/03/2020	1h 25min	2h 10min	1h 35min	2h 15min		
20/08/2020	5h 15min	4h 55min	5h 10min	5h 15min		
21/08/2020	4h 50min	4h 25min	5h 0min	4h 55min		
22/08/2020	2h 20min	2h 05min	3h 0min	2h 40min		
16/09/2020			3h 35min	1h 55min		
19/09/2020			5h 20min	4h 05min		
15/10/2020	2h 50min	0h 0min	3h 0min	0h 00min		
16/10/2020	6h 05min	3h 55min	6h 05min	4h 55min		
17/10/2020	6h 20min	4h 25min	6h 25min	5h 00min		
18/10/2020	5h 25min	2h 25min	5h 25min	3h 20min		
19/10/2020	2h 45min	1h 25min	3h 10min	1h 35min		
31/01/2021			0h 00min	1h 45min	0h 00min	1h 30min
08/10/2021	5h 55min	2h 45min	5h 50min	3h 40min	4h 55min	2h 35min
09/10/2021	3h 20min	2h 15min	3h 20min	2h 35min	3h 05min	2h 30min
22/10/2021	0h 0min	0h 0min	1h 15min	0h 00min	1h 25min	0h 00min
03/11/2021	2h 20min	0h 0min	2h 15min	0h 00min	1h 50min	1h 20min
04/11/2021	4h 30min	3h 15min	4h 20min	3h 25min	3h 35min	2h 30min
13/08/2022	3h 15min	2h 40min	2h 55min	2h 45min		
14/08/2022	5h 25min	4h 50min	4h 45min	4h 30min		
15/08/2022	2h 55min	2h 35min	2h 35min	2h 35min		
13/09/2022	2h 55min	0h 00min	2h 30min	1h 50min	2h 05min	0h 00min
14/09/2022	1h 10min	0h 00min	1h 40min	0h 00min		

CHAPITRE 5. EVENEMENTS EXTREMES DANS L'ESTUAIRE DU WOURI

Tableau 5.4: Dates des valeurs extrêmes NTR communes au TSL ainsi que la durée journalière des extrêmes (en vert, les dates communes aux trois stations ; en Jaunes, les dates communes aux stations SM3 et SM4, case noire pas de données à cette date, case grise : pas d'extrêmes détecté). Valeurs avec et sans cycle saisonnier (CS)

Dates	SM4		SM3		SM2	
	Avec CS	Sans CS	Avec CS	Sans CS	Avec CS	Sans CS
01/09/2019	2h 40min	0h 0min	0h 0min	0h 0min	1h 55min	0h 0min
02/09/2019	3h 40min	2h 30min	1h 20min	0h 0min	1h 35min	0h 0min
27/09/2019	8h 45min	7h 35min	9h 40min	7h 0min	14h 50min	10h 20min
28/09/2019	9h 40min	7h 0min	8h 0min	5h 30min	9h 45min	5h 40min
29/09/2019	8h 45min	4h 35min	3h 20min	0h 0min	6h 35min	0h 0min
30/09/2019	5h 30min	3h 30min	0h 0min	0h 0min	0h 0min	0h 0min
01/10/2019	7h 10min	2h 5min	3h 30min	0h 0min	10h 0min	0h 0min
02/10/2019	6h 5min	2h 20min	2h 45min	0h 0min	4h 15min	0h 0min
26/10/2019	3h 20min	0h 0min	0h 0min	0h 0min	0h 0min	0h 0min
27/10/2019	14h 25min	8h 10min	11h 55min	4h 40min	7h 5min	1h 30min
28/10/2019	14h 45min	5h 30min	12h 10min	2h 45min	13h 10min	5h 55min
29/10/2019	9h 30min	3h 30min	6h 45min	0h 0min	6h 50min	0h 0min
30/10/2019	7h 40min	2h 40min	5h 15min	0h 0min	13h 30min	2h 40min
24/11/2019	2h 0min	2h 5min	0h 0min	0h 0min	0h 0min	0h 0min
25/11/2019	0h 0min	1h 10min	0h 0min	0h 0min	0h 0min	0h 0min
11/02/2020	0h 0min	2h 45min	0h 0min	0h 0min		
12/02/2020	0h 0min	2h 55min	0h 0min	2h 5min	0h 0min	2h 55min
09/03/2020	0h 0min	3h 20min	0h 0min	0h 0min		
20/08/2020	2h 40min	5h 15min	8h 10min	14h 55min		
21/08/2020	12h 25min	14h 50min	14h 10min	16h 30min		
22/08/2020	0h 0min	2h 50min	3h 0min	4h 40min		
16/09/2020	0h 0min	1h 45min	11h 30min	6h 15min		
19/09/2020	0h 0min	1h 10min	0h 0min	0h 0min		
15/10/2020	4h 45min	1h 40min	4h 50min	0h 0min		
16/10/2020	14h 50min	6h 55min	18h 55min	9h 20min		
17/10/2020	16h 15min	4h 40min	19h 50min	5h 5min		
18/10/2020	5h 20min	2h 40min	4h 25min	0h 0min		
19/10/2020	1h 35min	0h 0min	0h 0min	0h 0min		
31/01/2021	0h 0min	0h 0min	0h 0min	2h 50min	0h 0min	2h 25min
08/10/2021	6h 55min	0h 0min	6h 30min	2h 50min	3h 40min	0h 0min
09/10/2021	7h 20min	2h 35min	12h 55min	3h 35min	4h 45min	0h 0min
22/10/2021	1h 35min	0h 0min	3h 20min	0h 0min	2h 45min	0h 0min
03/11/2021	0h 0min	0h 0min	1h 30min	0h 0min	0h 0min	0h 0min
04/11/2021	1h 15min	1h 15min	1h 35min	0h 0min	0h 0min	0h 0min
13/08/2022	1h 25min	2h 25min	0h 0min	0h 0min		
14/08/2022	14h 20min	17h 15min	13h 30min	17h 20min		
15/08/2022	9h 55min	14h 0min	8h 30min	12h 30min		
13/09/2022	8h 20min	5h 25min	12h 10min	3h 55min	4h 35min	0h 0min
14/09/2022	7h 0min	3h 55min	9h 40min	1h 50min	3h 5min	1h 15min

L'analyse des tableaux Tableau 5.3 et Tableau 5.4 montre que les valeurs extrêmes de la hauteur d'eau totale et du résidu se produisent principalement en octobre et en septembre, et ce, pour toutes les stations étudiées. On observe également quelques cas de valeurs extrêmes en août pour les stations SM4 et SM3. En revanche, lorsque le cycle saisonnier est enlevé (Figure 5.6 et Figure 5.7) :

- De nouveaux extrêmes apparaissent, particulièrement pendant des mois (janvier, février, mars, novembre) où nous n'observions pas d'extrêmes avec le CS.
- La durée et la quantité des extrêmes observés en octobre et septembre avec le cycle saisonnier, diminuent considérablement.
- La durée et la quantité des extrêmes en août augmentent considérablement en ce qui concerne le résidu de hauteur d'eau et diminue légèrement lorsqu'il s'agit de la hauteur d'eau totale.

Dans beaucoup d'études sur le risque côtier, le niveau de la mer est modélisé comme la somme du niveau marin moyen, de la marée et des surcotes (Brown et al., 2018; Lyddon et al., 2018). Ces résultats mettent en évidence l'impact du cycle saisonnier océanique (et donc du cycle saisonnier des flux de chaleur atmosphériques) sur l'occurrence des extrêmes de hauteur d'eau dans l'estuaire du Wouri. Il a tendance à les amplifier en septembre/octobre, et ceci de manière significative et les atténuer en Août et en Mars lorsqu'on observe le résidu sans marée. Il est à noter qu'Août et Septembre font justement partie des mois où le taux d'inondation répertorié est au plus haut. Donc même s'il est faible par rapport à d'autres facteurs possibles, le cycle saisonnier océanique ne jouera pas en moyenne en faveur d'une diminution des risques d'inondation et est un des facteurs à considérer sur la zone d'étude.

Si on se focalise sur les résidus, on remarque que les extrêmes détectés ont une durée bien plus élevée par rapport aux extrêmes de la hauteur d'eau totale. En effet, ces événements se produisent tout au long du cycle de marée. Cependant, étant donné l'amplitude des marées sur la zone (environ 3 m), la composante de l'évènement se situant à marée basse ne peut pas être considérée comme extrême. On pouvait s'y attendre vu les résultats du chapitre 4, la marée module donc fortement l'amplitude des événements extrêmes océaniques dans l'estuaire.

Dans ce qui suit nous allons nous focaliser sur la composante résidu du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri.

En plus des variations saisonnières et long-terme du niveau marin et des surcotes (variations du forçage atmosphérique), il répond à plusieurs facteurs, notamment les interactions marée-fleuve et les changements géomorphologiques (Batstone et al., 2013; Pawlowicz et al., 2002; Robins et al., 2021).

Ces facteurs modifient en outre la marée, créant ainsi possiblement un décalage temporel entre la marée astronomique prédite et la marée astronomique réelle, décalage qui se retrouvera ensuite dans le résidu (simple soustraction arithmétique entre la hauteur d'eau totale et la marée prédite). Ce phénomène est particulièrement marqué pendant la période des pluies (août, septembre et octobre) et surtout au niveau des stations SM3 et SM4, situées dans la partie aval de l'estuaire sous l'influence du fleuve. Les interactions entre les composantes de la marée et les conditions météorologiques, étudiées dans divers estuaires dans le monde (Feng et al., 2019; Horsburgh and Wilson, 2007; Paul et al., 2016) peuvent introduire des incertitudes significatives dans la planification côtière. Cette combinaison de facteurs peut surestimer le niveau total de l'eau, compliquant ainsi la gestion et la protection des zones côtières. Ces incertitudes appellent à des approches plus intégrées et précises pour évaluer les risques des événements maritimes extrêmes.

2.2. Le Skew Surge et les extrêmes de hauteur d'eau

Beaucoup d'études récentes sur les extrêmes du niveau de la mer introduisent la notion de Skew Surge à la place ou en complémentarité au résidu (Batstone et al., 2013; Criq et al., 2023; Feng et al., 2019; Saint Criq et al., 2022). Par définition, ce dernier est la différence, pour un cycle de marée, entre le maximum de la hauteur d'eau totale mesurée et le maximum de la hauteur d'eau de la marée astronomique prédite. En effet, selon Feng et al. (2021) et Horsburgh and Wilson, (2007) les extrêmes de résidu se produisent le plus souvent en marée descendante et montante qu'en marée de pleine mer, ce que notre analyse précédente a également confirmé. Le skew surge comble cette lacune en détectant plus efficacement les événements extrêmes, étant moins sensible aux variations de phase des marées. C'est pourquoi nous utiliserons ici les séries temporelles du skew surge aux différentes stations marégraphiques.

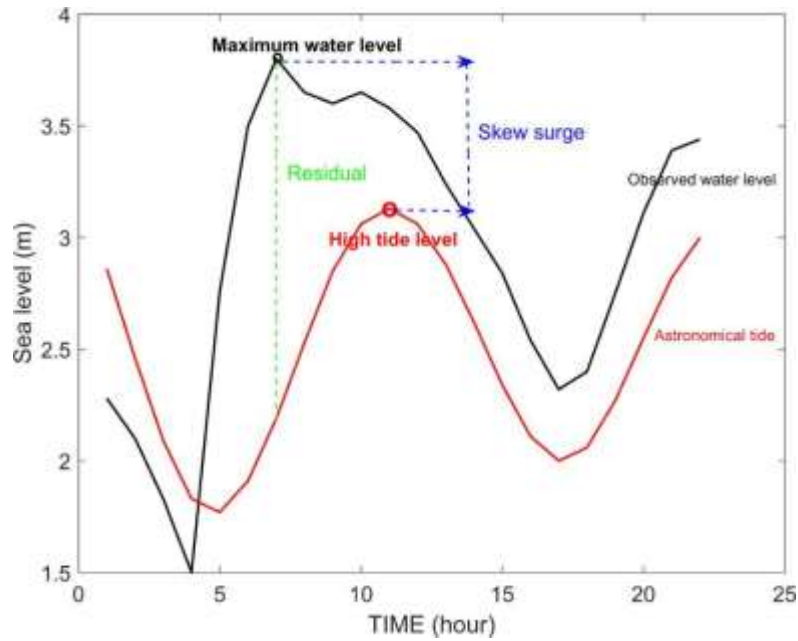


Figure 5.8: Définition du Skew Surge et du résidu (extraite de Feng et al.,2021)

Pour chaque station marégraphique, on calcule ici lors de chaque cycle de marée la différence entre le maximum de hauteur d'eau total (série TSL) et le maximum de la marée astronomique prédite (série AT). Nous obtenons les séries temporelles du skew surge (voir la Figure 5.9 à gauche les pleines mers TSL et AT, et à droite le skew surge).

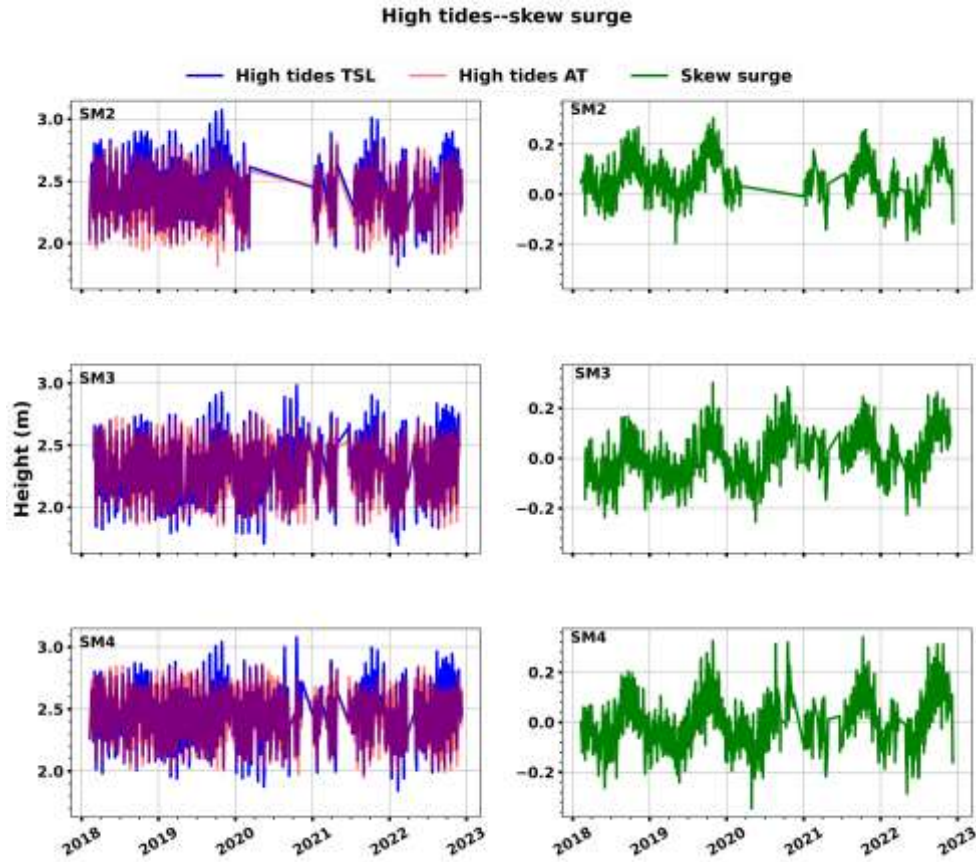


Figure 5.9: hauteur maximale observée(bleu) et la hauteur maximale prédite(rose) et la différence entre les deux appelées skew surge (courbe verte) pour les stations SM2, SM3, SM4

On note sur la Figure 5.9 qu'au niveau des trois stations marégraphiques, le signal de skew-surge présente une variation saisonnière marquée, ce qui est cohérent avec le signal saisonnier du résidu. On distingue dans ce cycle deux pics distincts. Le plus important, déjà noté, est observé entre Septembre et Octobre. Un deuxième, plus petit, se produit entre les mois de février et mars. Cette variabilité saisonnière s'accompagne également d'une variabilité interannuelle assez marquée. Cependant, il convient de noter que ces variations basses fréquences sont influencées par les trous de données présentes dans les séries. La série étant courte, cela peut constituer un biais important.

Nous utilisons ensuite la même méthode que celle employée précédemment pour identifier les extrêmes des séries de skew surge, avec et sans le cycle saisonnier.

Les valeurs seuils de détection obtenus en SM2, SM3 et SM4 sont respectivement de 0.24 m, 0.22 m et 0.25 m avec le cycle saisonnier et de 0.12 m, 0.15 m et 0.16 m sans le cycle saisonnier. La Figure 5.10 présente les séries et les extrêmes obtenues pour toutes les stations. Ceux qui sont communs à toutes les stations sont identifiés par des étoiles bleues.

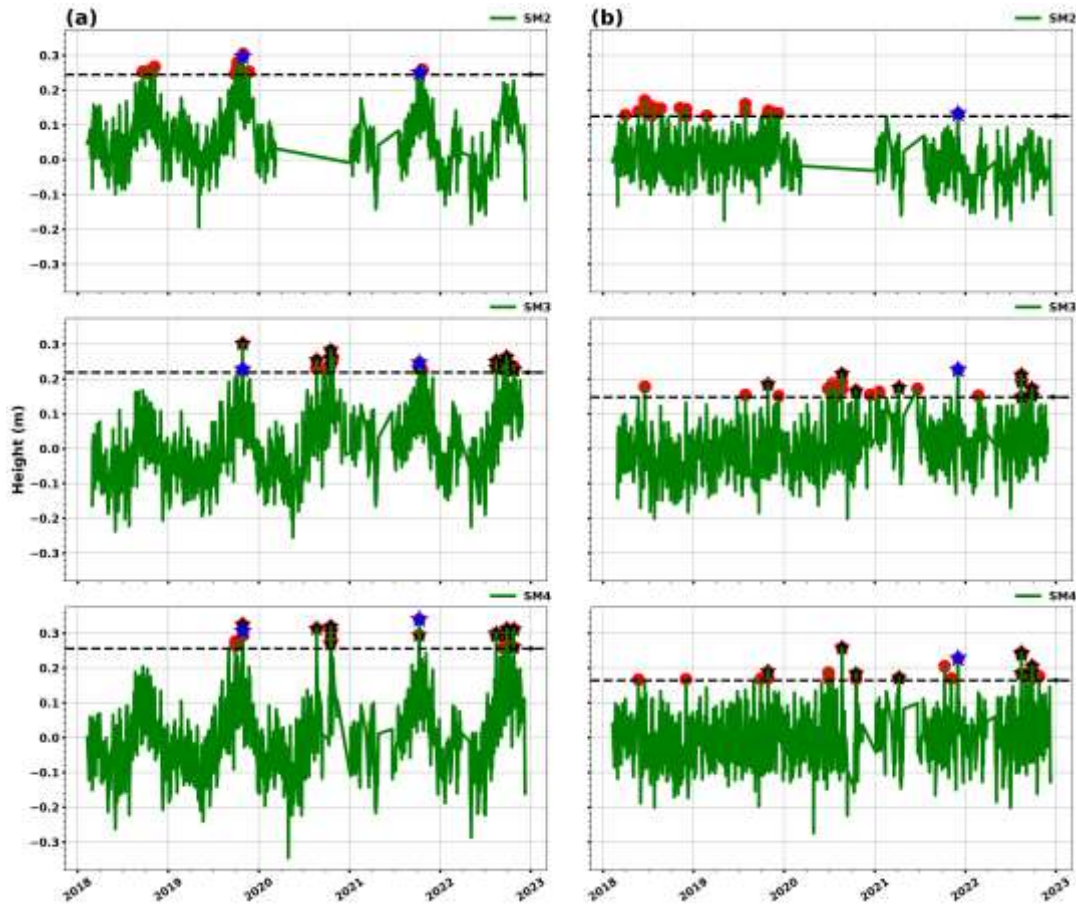


Figure 5.10: Séries temporelles de Skew surge et valeurs extrêmes avec (a) et sans cycle saisonnier(b) pour les 3 stations (étoile noire : extrêmes communs aux stations SM3 et SM4, étoile bleue : extrêmes communs aux stations SM2, SM3, SM4)

Dans la Figure 5.10(a), qui illustre le signal de skew surge avec le cycle saisonnier, on observe comme avec le signal de résidu que les extrêmes de skew surge se produisent principalement en septembre et octobre pour toutes les stations, avec des exceptions notables en août pour les stations SM3 et SM4. Lorsque le signal saisonnier est retiré(b), des extrêmes apparaissent durant des mois où ils n'étaient pas observés auparavant (avril, mai, juin, juillet, novembre, décembre) c'était aussi le cas avec les résidus. Nous répertorions les dates des extrêmes de Skew surge et leur amplitude en Annexe 3.

Ces extrêmes de skew surge contrairement à ceux du résidu correspondent uniquement aux pleines mers, ce qui rend les observations plus représentatives des événements extrêmes susceptibles d'avoir un impact significatif. Dans notre analyse, le skew surge ne sera pas directement utilisé pour définir les événements extrêmes en raison de la courte durée des séries temporelles et des lacunes dans les données, limitant ainsi leur utilité. L'identification des extrêmes de skew surge servira uniquement à repérer les dates d'événements potentiellement significatifs.

Cela nous permettra d'isoler les cas les plus pertinents parmi les extrêmes de hauteur d'eau totale et de résidu.

3. Analyses des évènements extrêmes les plus significatifs et communs aux 3 stations marégraphiques sur la période d'analyse

En utilisant l'information fournie par les séries de skew surge qui nous sert à détecter les extrêmes (voir Annexe A3.1) les plus significatifs en couplant les dates des extrêmes de Skew Surge avec celles des extrêmes de hauteur d'eau totale, nous regardons les caractéristiques correspondantes de l'ensemble des événements détectés (Tableau 5.5), avec et sans cycle saisonnier. Nous en donnons ici la durée, le maximum de hauteur atteint et la moyenne de hauteur d'eau sur la durée de l'événement.

CHAPITRE 5. EVEMENTS EXTREMES DANS L'ESTUAIRE DU WOURI

Tableau 5.5: évènements extrêmes de TSL et caractéristiques des évènements avec et sans cycle saisonnier(cs) (durée journalière, maximum, minimum) ; case noire pas de données à cette date, case grise : pas d'extrême détecté, case noire : pas de données)

Date	SM2						SM3						SM4					
	Avec Cs			Sans cs			Avec cs			Sans cs			Avec cs			Sans Cs		
	Durée	Max	Moy	Durée	Max	Moy	Durée	Max	Moy	Durée	Max	Moy	Durée	Max	Moy	Duree	Max	Mean
31/08/2019	1h 25	2.9	2.84	1h 30	2.84	2.77	4h 10	2.81	2.76	4h 05	2.77	2.72	4h 45	2.94	2.88	4h 20	2.89	2.84
02/09/2019				1h 45	2.83	2.77	2h 35	2.82	2.77	2h 05	2.73	2.69	2h 50	2.95	2.9	2h 00	2.84	2.81
27/09/2019	3h 20	2.9	2.83	1h 45	2.77	2.74	3h 55	2.76	2.73	1h 35	2.67	2.65	4h 20	2.88	2.84	0h 00		
28/09/2019	2h 25	3.0	2.91	2h 35	2.87	2.8	5h 25	2.84	2.79	4h 25	2.75	2.71	5h 50	3.0	2.91	4h 20	2.89	2.83
29/09/2019	2h 25	2.96	2.86	4h 25	2.9	2.78	5h 35	2.91	2.82	4h 45	2.82	2.74	6h 5	3.02	2.93	4h 45	2.91	2.85
30/09/2019	3h 15	3.06	2.93	2h 50	2.93	2.83	4h 45	2.87	2.78	3h 45	2.78	2.71	5h 30	2.99	2.9	3h 20	2.88	2.83
17/10/2019	1h 25	2.8	2.78															
27/10/2019	1h 10	2.97	2.86				5h 30	2.87	2.79	4h 05	2.75	2.7	6h 0	3.01	2.92	3h 45	2.87	2.82
28/10/2019	3h 10	3.08	2.94	2h 20	2.92	2.84	5h 40	2.93	2.81	3h 45	2.81	2.73	6h 10	3.04	2.93	3h 40	2.9	2.84
29/10/2019							4h 40	2.88	2.79	2h 35	2.76	2.72	4h 20	3.01	2.92	2h 20	2.87	2.84
30/10/2019	2h 50	3.01	2.92	2h 15	2.85	2.79	3h 20	2.81	2.75	1h 40	2.69	2.67	3h 55	2.94	2.87	1h 30	2.8	2.78
20/08/2020							5h 10	2.84	2.78	5h 15	2.8	2.74	5h 15	2.93	2.88	4h 55	2.88	2.84
21/08/2020							5h 00	2.93	2.79	4h 55	2.89	2.75	4h 50	3.02	2.90	4h 25	2.97	2.86
16/10/2020							6h 05	2.92	2.83	4h 55	2.79	2.73	6h 05	3.02	2.93	3h 55	2.88	2.83
17/10/2020							6h 25	3.00	2.84	5h 00	2.87	2.75	6h 20	3.08	2.95	4h 25	2.94	2.85
18/10/2020							5h 25	2.94	2.81	3h 20	2.82	2.74	5h 25	3.03	2.91	2h 25	2.89	2.85
08/10/2021	4h 55	3.02	2.88	2h 35	2.87	2.8	5h 50	2.92	2.79	3h 40	2.8	2.71	5h 55	3.01	2.91	2h 45	2.87	2.82

CHAPITRE 5. EVEMENTS EXTREMES DANS L'ESTUAIRE DU WOURI

09/10/2021	3h 5	3.0	2.91	2h 30	2.84	2.79	3h 20	2.91	2.82	2h 35	2.79	2.73	3h 20	3.0	2.94	2h 15	2.86	2.83
14/08/2022							4h 45	2.84	2.76	4h 30	2.8	2.72	5h 25	2.97	2.89	4h 50	2.92	2.85
15/08/2022							2h 35	2.78	2.74	2h 35	2.74	2.7	2h 55	2.91	2.87	2h 35	2.86	2.83
12/09/2022							3h 0	2.8	2.74	1h 50	2.71	2.67	3h 30	2.9	2.84	1h 05	2.79	2.77
13/09/2022	2h 5	2.81	2.79				2h 30	2.8	2.75	1h 50	2.7	2.68	2h 55	2.89	2.85			
14/09/2022							1h 40	2.73	2.71				1h 10	2.81	2.81			
26/09/2022	1h 30	2.81	2.79				3h 50	2.78	2.74	1h 50	2.69	2.67	4h 10	2.9	2.85			
27/09/2022	2h 30	2.88	2.82	1h 20	2.74	2.72	4h 5	2.82	2.75	2h 00	2.73	2.7	4h 35	2.92	2.86	1h 40	2.81	2.79
28/09/2022	2h 10	2.9	2.85	1h 40	2.77	2.74	3h 15	2.79	2.74	1h 40	2.69	2.68	3h 50	2.93	2.85	1h 35	2.82	2.8
24/10/2022	1h 30	2.82	2.79				1h 35	2.73	2.71				2h 15	2.86	2.82			
25/10/2022	2h 10	2.91	2.86	1h 30	2.75	2.73	3h 30	2.81	2.75	1h 45	2.68	2.67	4h 00	2.96	2.88	2h 05	2.82	2.79

- En 2019 : 31 Août, 27-30 Septembre, 17 Octobre, **27-30 Octobre**.
- En 2020 : **20-21 Août**, 16-18 Octobre
- En 2021 : 8-9 Octobre
- En 2022 : 14-15 Août, 12-14 Septembre, 26-28 Septembre, 24-25 Octobre

Dans le cadre de notre analyse, nous examinons en détail deux événements parmi les plus significatifs. Le premier, qui s'est déroulé du 27 au 30 octobre 2019, est marqué par des valeurs extrêmes enregistrées sur l'ensemble des stations, avec une durée particulièrement longue. Le second, survenu du 20 au 21 août 2020, coïncide avec une inondation majeure bien documentée à Douala. Cet épisode est d'ailleurs reconnu comme l'inondation la plus dévastatrice jamais enregistrée dans la ville, ayant causé des dégâts considérables.

3.1. Évènement extrême du 27 au 30 Octobre 2019

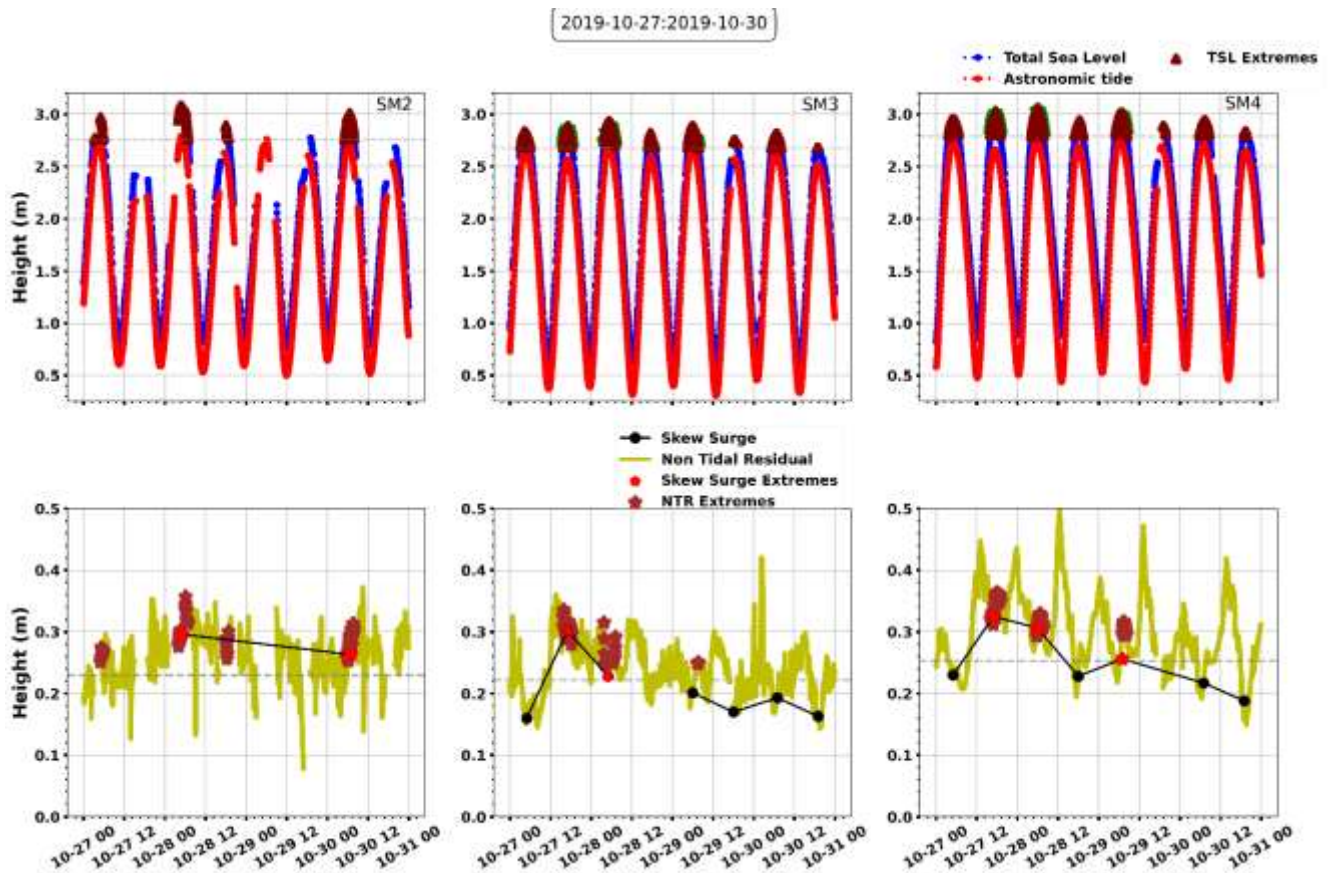


Figure 5.11: En haut) Hauteurs d'eau totale (bleu) et marée prédite (rouge) du 27 au 30 Octobre 2019 aux stations SM2, SM3 et SM4. En bas) Hauteurs des résidus sur la même période. Les triangles marrons représentent les valeurs extrêmes, les ronds noirs représentent le skew surge et en étoile rouge les extrêmes de skew-surge.

La Figure 5.11 montre l'évolution des hauteurs d'eau totale du 27 au 29 Octobre 2019 aux 3 stations marégraphiques, ainsi que la marée prédite associée (en haut) et les séries de skew surge correspondantes (en bas). On observe les niveaux d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri ne sont pas uniformes. En effet, à mesure que l'on remonte l'estuaire, la durée des niveaux d'eau augmente et on observe les valeurs extrêmes maximales en SM2 et en SM4 (voir tableau). On a donc en SM2, les valeurs extrêmes de la TSL atteignent une durée maximale de 3 heures et 10 minutes avec une hauteur de 3.08 m et un SS avec une valeur maximale de 0.29 m. En SM3, la TSL extrême dure jusqu'à 5 heures et 40 minutes avec un pic de 2.81 m, et le SS a un maximum de 0.30 m. Enfin, en SM4, la station la plus en amont, la TSL extrême atteint une durée maximale de 6 heures et 10 minutes avec une hauteur de 3.04 m, tandis que le SS a une valeur maximale de 0.32 m. Cette variabilité spatiale indique que les différentes zones de l'estuaire subissent des impacts variables, influencés par la topographie locale et les conditions hydrodynamiques. De plus, valeurs extrêmes de skew surge coïncident à la fois avec certaines valeurs extrêmes de NTR et de pleines mers. Cela suggère une interaction significative entre les phénomènes de marée astronomique et les conditions météorologiques. Cette variabilité spatiale et cette interaction des extrêmes a déjà été observée dans plusieurs études, telles que celles de Lyddon et al., (2018) et Nederhoff et al., (2021).

En éliminant le cycle saisonnier, on constate une diminution marquée de l'ampleur des événements, avec une réduction significative de la durée des extrêmes, voire leur disparition certains jours, ainsi qu'une baisse de leur intensité. Par conséquent, la durée maximale des extrêmes pour la TSL se réduit à 2h20 en SM2, 4h05 en SM3, et 3h45 en SM4. Concernant l'intensité, les valeurs maximales des extrêmes pour la TSL/SS passent à 2.92/0.14 m en SM2, 2.81/0.19 m en SM3, et 2.84/0.19 m en SM4. Le cycle saisonnier qui a son pic maximum en Octobre aussi a donc tendance à amplifier l'évènement extrême en cette période.

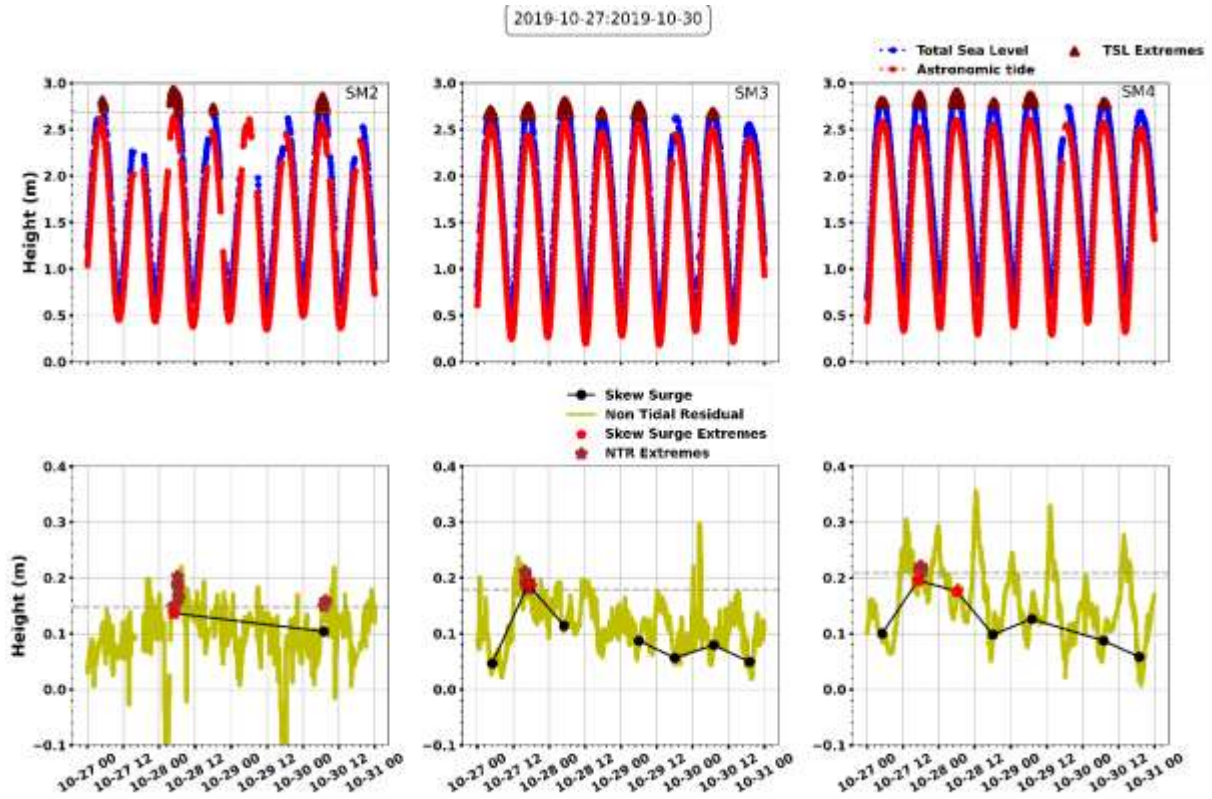


Figure 5.12: En haut) Hauteurs d'eau totale (bleu) et marée prédite (rouge) sans cycle saisonnier du 27 au 29 Octobre 2020 aux stations SM2, SM3 et SM4. En bas) Hauteurs des résidus sur la même période. Les triangles marrons représentent les valeurs extrêmes, les ronds noirs représentent le skew surge et en étoile rouge les extrêmes de skew-surge.

3.2. Événement du 19 au 21 Août 2020

L'évènement du 19 au 21 Août 2020 est le seul évènement qui coïncide avec un des épisodes d'inondation répertorié dans la partie 1 de ce chapitre. Malheureusement, nous ne pouvons l'étudier que sur les stations SM3 et SM4, car les données de la station SM2 sont absentes pour cette période.

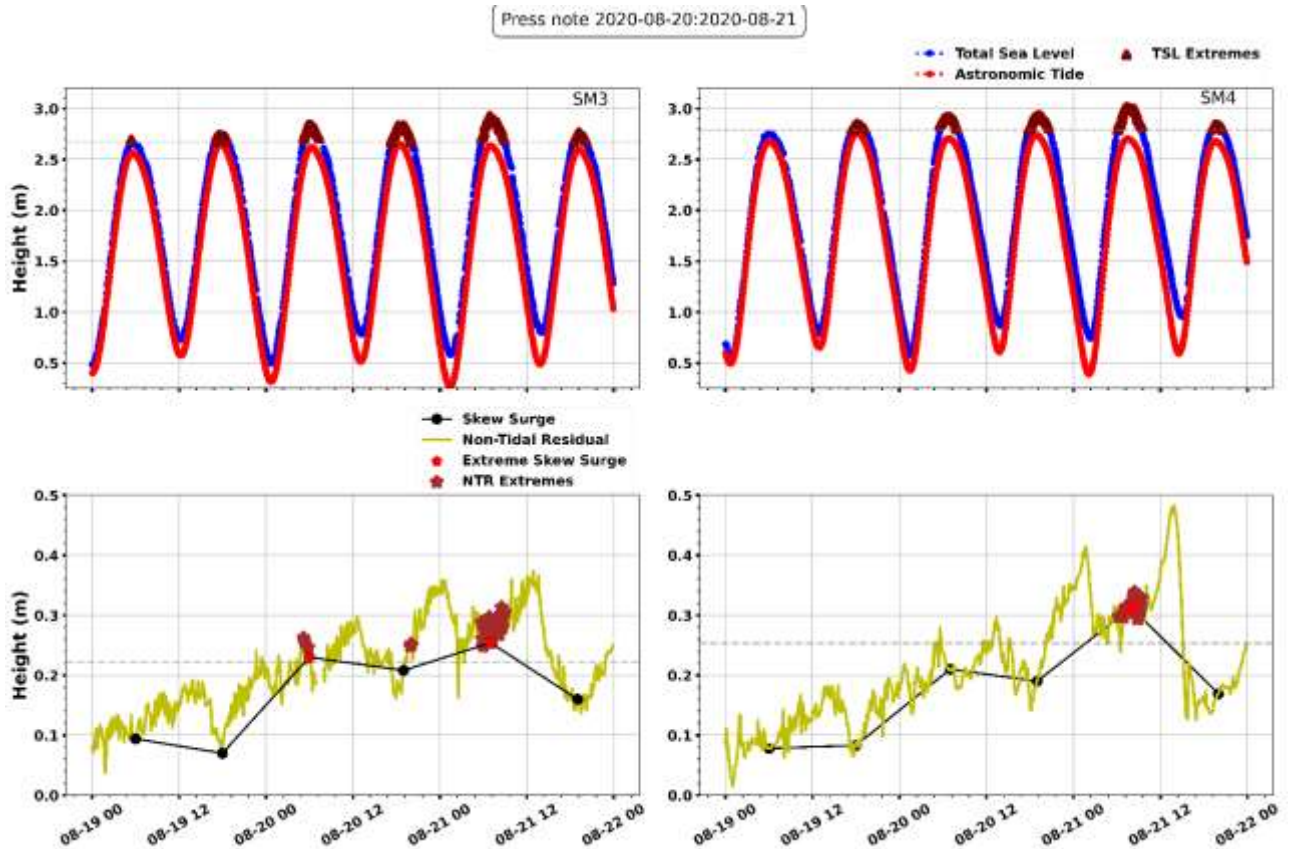


Figure 5.13: En haut) Hauteurs d'eau totale (bleu) et marée prédite (rouge) du 19 au 21 Août 2020 aux stations SM3 et SM4. En bas) Hauteurs des résidus sur la même période. Les triangles marrons représentent les valeurs extrêmes, les ronds noirs représentent le skew surge et en étoile rouge les extrêmes de skew-surge

Cet événement, comme le précédent, montre une variabilité spatiale des extrêmes de niveau d'eau. La durée maximale du TSL est presque identique entre SM3 (5h10) et SM4 (5h15), avec des niveaux maximaux respectifs de 2.93 m et 3.02 m. En ce qui concerne le SS, l'intensité est de 0.25 m pour SM3 et de 0.31 m pour SM4. Pour le NTR, la durée maximale des extrêmes est de 3h10 pour SM3, avec un maximum de 0.31 m, contre 2h40 pour SM4, avec un maximum de 0.34 m. Bien que des résidus allant jusqu'à 0.50 m aient été enregistrés, ceux-ci ont été observés en période de marée basse et ne sont donc pas considérés comme des extrêmes. Comme indiqué précédemment, ces valeurs élevées sont dues à un décalage temporel plus important (~1h30) durant cet événement, probablement causé par les précipitations exceptionnelles à Douala, qui ont affecté l'ensemble du bassin versant.

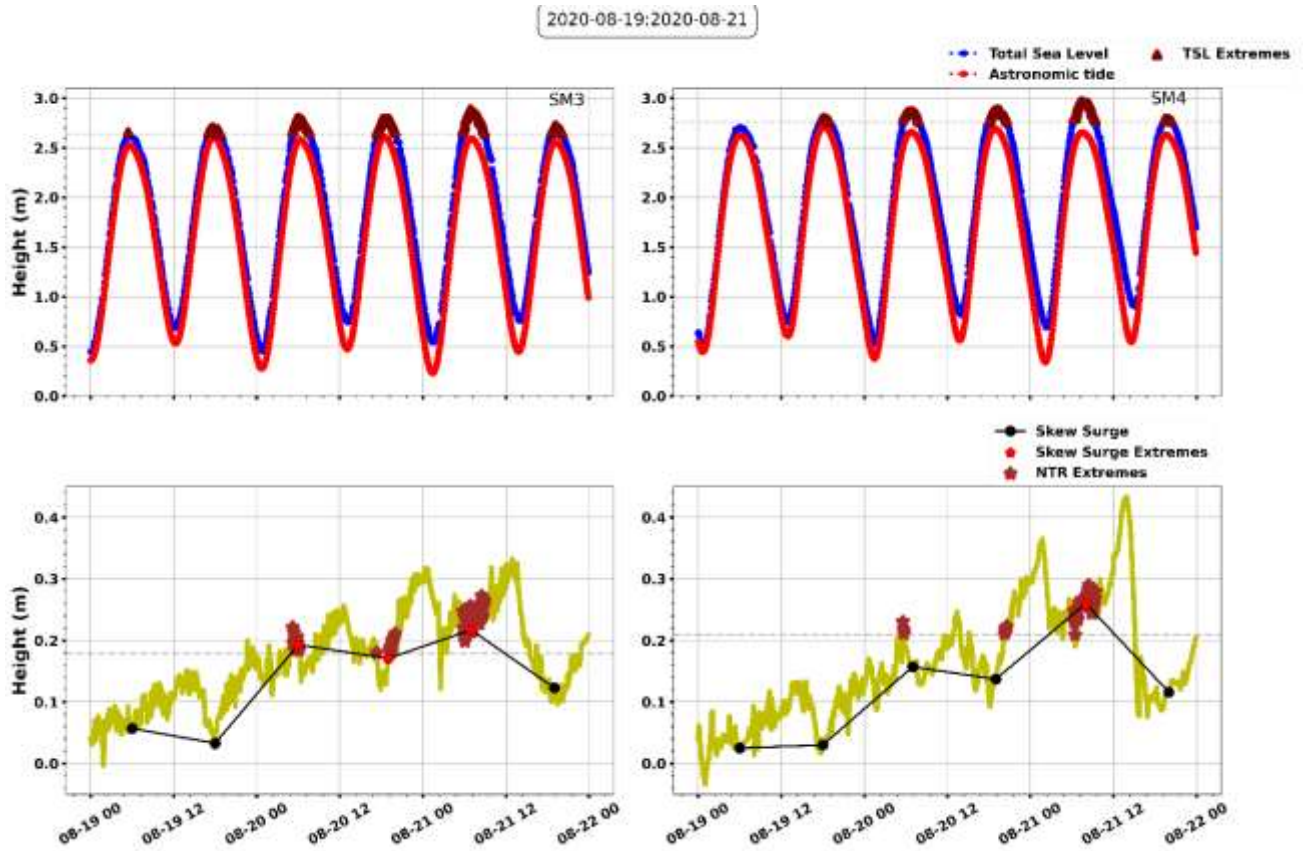


Figure 5.14: En haut) Hauteurs d'eau totale (bleu) et marée prédite (rouge) sans cycle du 19 au 21 Août 2020 aux stations SM3 et SM4. En bas) Hauteurs des résidus sur la même période. Les triangles marrons représentent les valeurs extrêmes, les ronds noirs représentent le skew surge et en étoile rouge les extrêmes de skew-surge

Lorsque le cycle saisonnier est supprimé du signal de hauteur d'eau totale et du résidu, on constate des changements dans les caractéristiques des événements extrêmes. La durée des extrêmes de NTR augmente de manière notable, tandis que celle des extrêmes de TSL diminue légèrement (moins de 20 minutes). Le cycle saisonnier semble avoir un effet modérateur pour cet événement, en réduisant leur durée. Ainsi, lorsque ce cycle est retiré de l'analyse, on observe une augmentation de la durée des extrêmes de NTR, passant à 3h15 en SM3 et 3h05 en SM4. En revanche, la durée des extrêmes de TSL diminue légèrement, atteignant 4h55 en SM4. Parallèlement, lorsque le cycle saisonnier est enlevé, les valeurs maximales pour le couple TSL/SS s'élèvent à 2.89 m / 0.22 m en SM3 et 2.97 m / 0.26 m en SM4.

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons réalisé une étude multifactorielle sur les événements d'inondation dans la ville de Douala et sur les événements extrêmes de hauteur d'eau dans l'estuaire du Wouri et leurs causes. Pour les premiers nous avons utilisé un ensemble d'informations pour réaliser un historique sur la période 1990-2020. Pour les seconds, nous avons utilisé trois types de variables, correspondants à des signaux différents : la hauteur d'eau totale, intégrant l'ensemble des processus océaniques, le résidu de hauteur d'eau, intégrant l'ensemble des processus océaniques sauf la marée, et le skew surge, permettant de mieux s'affranchir du signal de marée. Nous avons utilisé les mesures de trois stations marégraphiques, pour identifier les niveaux d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri sur la période 2018-2022. L'objectif est d'identifier les processus de la dynamique marine estuarienne à prendre en compte pour évaluer et prévenir correctement les risques d'inondation pour les populations de la zone.

Notre étude a révélé les points suivants :

- Les données historiques sur les inondations montrent une tendance à l'augmentation des épisodes entre 2014 et 2017, suivie d'une diminution après 2019. Cependant, il est incertain si ces tendances reflètent des changements réels ou s'expliquent par des variations dans la couverture médiatique. De plus, les données proviennent principalement d'une zone spécifique de l'estuaire du Wouri, limitant leur représentativité. Une enquête plus approfondie auprès des populations et des recherches dédiées seront nécessaires pour mieux comprendre l'évolution des inondations dans cette région.
- Les événements extrêmes suivent un cycle saisonnier distinct et se produisent principalement en septembre et octobre et exceptionnellement en août 2020 et 2022, coïncidant avec la grande saison des pluies qui va de Juin à Novembre, et sont marqués par de fortes surcotes, hautes marées.
- Les plus grandes valeurs de résidus sont observées pendant les marées basses, accentuées par l'augmentation du débit du fleuve Wouri, notamment lors d'événements exceptionnels comme en août 2020. Cette observation est confirmée par les valeurs maximales du résidu enregistrées à la station SM4, où l'asymétrie de la marée est la plus marquée. Lors de l'événement extrême d'août 2020, coïncidant avec une date d'inondation connue, les valeurs maximales du résidu ont également été observées pendant les marées basses. Cela s'explique par l'amplification de l'asymétrie de la marée causée par des pluies extrêmes sans précédent enregistrées ces 20 dernières Iroume et al., (2022).

- Le skew surge a été introduit en complémentarité au signal de hauteur d'eau totale et au résidu pour isoler les valeurs extrêmes pertinentes qui se concentre uniquement sur les pleines mers afin de mieux identifier les surcotes liées aux conditions météorologiques.
- Le cycle saisonnier des niveaux d'eau dans l'estuaire du Wouri joue un rôle important quant à la modulation des événements extrêmes. Il amplifie la durée et l'intensité des extrêmes en Octobre et en Novembre et modère la durée des extrêmes en Octobre tout en intensifiant ces extrêmes.

Pour comprendre et prévoir les événements extrêmes, il est indispensable d'adopter une approche intégrée qui considère les hautes marées, l'augmentation du débit fluvial, les surcotes et le cycle saisonnier. Ces facteurs interagissent de façon complexe (Arns et al., 2020; Feng et al., 2021), rendant essentiel leur analyse conjointe pour une gestion et une prévision améliorées des risques liés aux événements de niveaux d'eau extrêmes. Cette étude exploratoire a des limites importantes en raison de la courte période d'analyse et des lacunes dans les données de hauteur d'eau, ce qui restreint une analyse détaillée des événements extrêmes. Il est important de noter que les informations historiques collectées proviennent principalement d'une zone spécifique de l'estuaire du Wouri, la plus densément peuplée. Cela peut entraîner un manque de représentativité, car les dynamiques d'inondation peuvent varier considérablement d'une zone à l'autre de cet estuaire complexe. Ainsi, en croisant ces informations avec les dates des événements extrêmes dans nos séries de données, nous n'avons trouvé qu'une seule date commune aux deux.

Pour mieux comprendre le phénomène des événements extrêmes et leur répartition géographique, il serait nécessaire d'étendre les enquêtes à d'autres zones côtières du Cameroun, comme Manoka et Cap Cameroun, en plus de la zone du projet Douala Ville durable et des zones mentionnées par les journaux locaux (voir Figure 5.15) La mise en place de stations marégraphiques et météorologiques supplémentaires à Manoka, Cap Cameroun, Kombo Dibo et au large, idéalement en colocalisation avec un point de passage du satellite SWOT, renforcerait considérablement notre capacité d'analyse des événements extrêmes. Ces stations fourniraient des informations sur le vent, la pression atmosphérique, la hauteur d'eau, complétées par des données altimétriques sur la hauteur d'eau, la pression, le vent, la houle et les vagues. L'utilisation d'un ADCP permettrait également de mesurer la houle et les vagues, des paramètres importants pour mieux caractériser les extrêmes et leur propagation dans l'estuaire.

La mise en place d'un modèle hydrodynamique numérique pour simuler les niveaux d'eau dans l'estuaire permettra de comment ces différents facteurs interagissent et contribuent à des niveaux d'eau extrêmes en simulant différents scénarios

Cette approche multi-instruments favorisera une évaluation plus précise des risques liés aux niveaux d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri, et, par conséquent, une gestion plus efficace de ces risques.

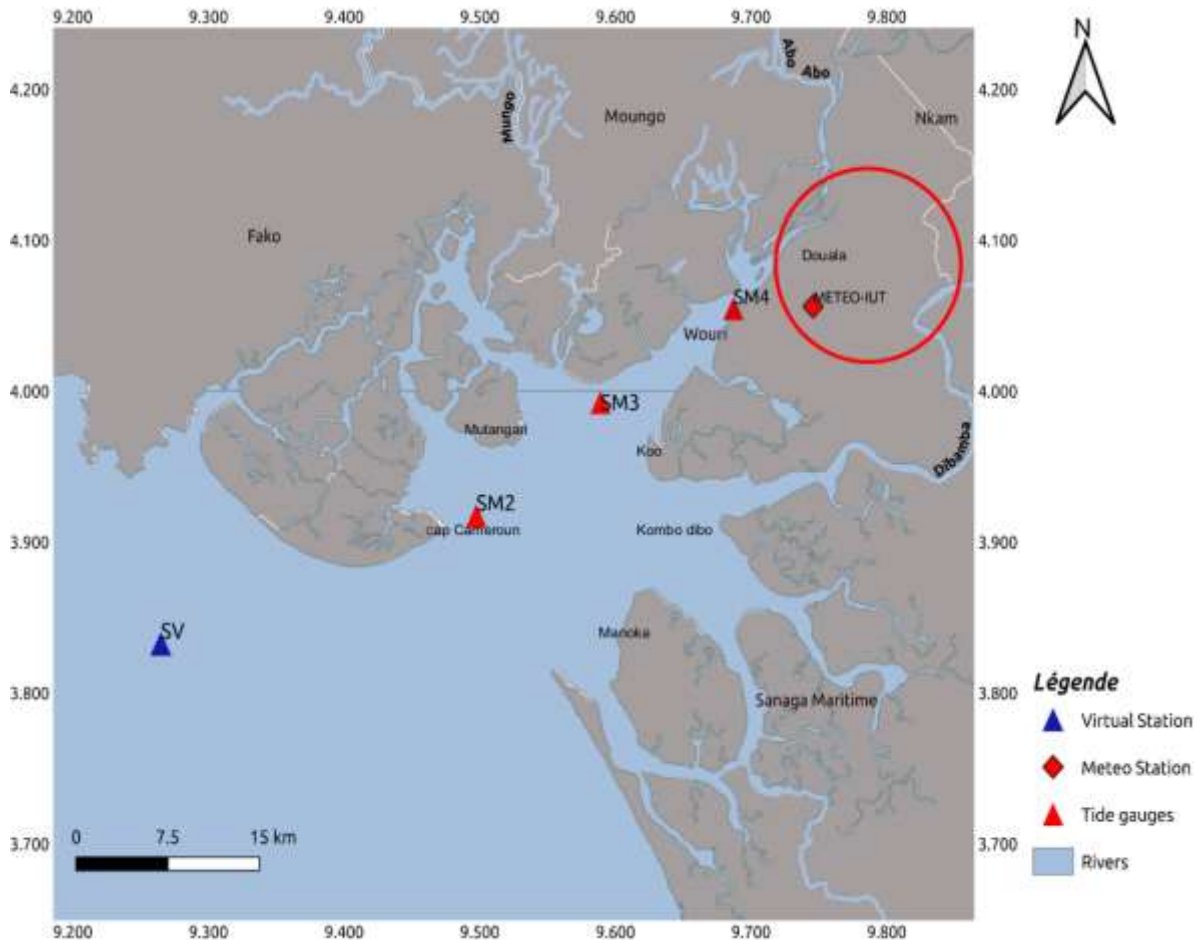


Figure 5.15: Estuaire du Wouri avec les différentes stations de mesure. Cercle rouge zone : du projet Douala vile durable et des informations historiques

CHAPITRE 6: CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

1. Conclusion

Le Golfe de Guinée est une région stratégique en raison de ses vastes ressources naturelles et de son dynamisme économique, englobant des secteurs tels que le pétrole, le gaz, et la pêche. Ces richesses font de cette région océanique un moteur essentiel pour les économies des pays limitrophes. Parmi les zones clés du golfe se trouve l'estuaire du Wouri, situé au Cameroun. Cet estuaire est le principal pôle économique du pays. Il offre un environnement favorable à une biodiversité riche et à des activités locales telles que la pêche, l'agriculture, et l'aquaculture, qui sont essentielles pour la subsistance de nombreuses communautés. Le Golfe de Guinée, en général, et l'estuaire du Wouri, en particulier, sont confrontés à de graves défis environnementaux qui menacent leurs écosystèmes côtiers et leurs populations. Ces régions subissent de multiples problèmes, tels que l'érosion du littoral, la subsidence, les inondations côtières, ainsi que le stress et les dommages causés à la biodiversité. Ces menaces sont encore aggravées par la montée du niveau de la mer. Il est crucial de suivre et de comprendre la variabilité du niveau de la mer dans ces zones particulièrement vulnérables pour anticiper les risques associés. Cela nécessite des observations de diverses natures et une approche intégrée. Dans ce contexte, cette thèse a poursuivi trois objectifs principaux. Le premier était d'explorer le potentiel des avancées récentes en altimétrie spatiale pour observer et étudier les variations du niveau de la mer côtier dans le Golfe de Guinée, en complémentarité des mesures marégraphiques existantes, relativement peu nombreuses. En se concentrant par la suite sur l'estuaire du Wouri, le deuxième était d'y étudier les échelles spatio-temporelles des variations du niveau marin et identifier les facteurs qui y contribuent. Le troisième était d'étudier les événements extrêmes de hauteur d'eau dans l'estuaire du Wouri afin de contribuer à définir le besoin en réseau de surveillance et d'outils nécessaire à la gestion des risques dans la région. Pour atteindre ces objectifs, nous avons utilisé conjointement et de manière complémentaire divers jeux de données : des mesures à la fois de périodes anciennes et récentes de niveaux d'eau provenant des marégraphes, les données altimétriques retraitées issues des traces des missions Jason 1,2,3 (produit côtier expérimental X-TRACK/ALES), des données in situ et de réanalyse de la pression atmosphérique, ainsi que des données de débit de rivières, tant in situ qu'altimétriques, et des données de température issues du modèle NEMO et de la réanalyse OSTIA.

1.1. Un réseau côtier de stations marégraphiques dans le Golfe de Guinée pour compléter les marégraphes

Dans cette section, pour analyser la complémentarité entre les données marégraphiques et altimétriques dans l'étude du niveau de la mer dans le Golfe de Guinée, les marégraphes virtuels sont définis comme le barycentre des 20 points les plus proches de l'intersection entre les traces altimétriques et la côte, à proximité immédiate des stations marégraphiques. Cette approche permet de recueillir des données sur le niveau de la mer comparables aux mesures marégraphiques in situ.

1.1.1. Comparaison entre les données de niveau d'eau des stations virtuelles et celles des stations marégraphiques pour

Pour reprendre la notion de marégraphe altimétrique virtuel développée par Cazenave et al, 2022 et l'adapter à notre objectif et notre zone d'étude, **nous avons commencé, après différents tests, par la redéfinir comme le barycentre des 20 points altimétriques à 20Hz les plus proches de l'intersection entre les traces altimétriques et la côte.** Cette approche permet de ramener les mesures altimétriques à des séries temporelles du niveau de la mer en des points uniques de données, similaires à ce qui est fourni par des marégraphes ses in situ. Cela en facilite grandement l'utilisation.

Afin de validation, les données des marégraphes virtuels ont été comparées aux marégraphes in-situ les plus proches. L'analyse des séries temporelles de hauteur du niveau de la mer (SLA) provenant des deux types de données a révélé une bonne cohérence, avec des corrélations variantes entre 0,58 et 0,78, et des différences quadratiques allant de 5.6 à 8.3 cm, bien que les stations virtuelles tendent à sous-estimer légèrement les niveaux d'eau. **Par ailleurs, les stations virtuelles reproduisent fidèlement la marée astronomique, avec des erreurs inférieures ou égales à 6.5 cm, soit 5.8 % des variations de la marée, une partie de ces écarts étant due aux différences de position entre les marégraphes et les stations virtuelles.** Un autre résultat clé est que **l'analyse combinée des séries temporelles du niveau de la mer dérivées des marégraphes et des stations virtuelles constitue une stratégie efficace pour corriger leurs erreurs respectives, permettant ainsi d'obtenir des estimations plus précises des tendances du niveau de la mer à la côte.** Cette étude démontre l'importance de l'altimétrie pour la surveillance du niveau de la mer le long des côtes, notamment dans des régions peu couvertes par des marégraphes.

1.2. Analyse des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri

L'analyse des variations des hauteurs d'eau dans l'estuaire du Wouri, ainsi que les contributions des différents facteurs influençant ces variations, a été menée sur deux périodes distinctes : une période récente, couvrant les années 2018 à 2022, et une période plus ancienne de 1999 à 2011. Pour cela, une station virtuelle a été établie à la sortie de l'estuaire du Wouri en suivant la méthode de création déjà adoptée. L'analyse conjointe des données des stations virtuelles et in-situ a montré que, plus on s'éloigne de la station virtuelle en entrant dans l'estuaire, plus la cohérence entre les variations du niveau de la mer mesurées par les deux types de mesure diminue. Cette diminution de cohérence se reflète dans une baisse des corrélations, passant de 0.61 à l'entrée de l'estuaire à 0.31 au fond de celui-ci, pour les hauteurs d'eau totales. L'amplitude des variations à la station virtuelle est également légèrement plus faible que celle des marégraphes. **On observe malgré tout une bonne continuité spatiale entre l'ensemble de ce réseau de données, avec un signal qui s'amplifie progressivement de l'intérieur vers l'intérieur de l'estuaire.**

Pour la période ancienne, qui a nécessité la numérisation des données marégraphiques de l'estuaire du Wouri, les séries présentent de nombreuses lacunes. La comparaison des séries de résidus (sans la marée) entre la station virtuelle et les stations marégraphiques a révélé des erreurs de calage dans les données des marégraphes, tant pour la période récente qu'ancienne, ce qui influence directement les corrélations calculées. Là encore, **l'analyse comparative des données altimétriques et marégraphiques a mis en lumière l'importance de l'utilisation combinée de ces deux types de données, car elle permet de remettre en question les deux sources et de corriger les erreurs présentes dans l'une ou l'autre.**

La hauteur d'eau totale a ensuite été décomposée en deux contributeurs : la marée et le résidu, chacun ayant été analysé en détail. **La marée dans cette zone est le facteur prédominant dans les variations du niveau de la mer, contribuant à plus de 96 % de la variabilité.** Après identification des principales ondes de marée dans l'estuaire et leurs caractéristiques, une amplification de l'amplitude et une augmentation de l'asymétrie de la marée ont été observées de l'extérieur vers l'intérieur de l'estuaire. Cela s'explique par les changements géomorphologiques de l'estuaire, la diminution de la profondeur et l'influence du débit des rivières. **L'effet barométrique contribue peu aux variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri (~0.10%). Bien que les autres processus comme le cycle saisonnier, aient une contribution relative faible (~2 %), ils jouent tout de même un rôle important dans la modulation des hauteurs maximales et minimales atteintes par les eaux, avec un impact variable selon la position dans l'estuaire.**

Le signal du résidu présente une variation interannuelle et un cycle saisonnier, avec deux pics principaux : un premier entre février et mars, et un second en octobre. Le pic d'octobre, le plus prononcé, pourrait être lié au débit du fleuve Wouri mais aussi au flux de chaleur net, qui influence également l'asymétrie de la marée. Le pic plus modeste entre février et mars pourrait être associé à la pression atmosphérique, avec un effet barométrique inverse atteignant son maximum à cette période.

1.3. Évènements de hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri

Après avoir analysé la variabilité du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri et les facteurs qui y contribuent, nous nous sommes concentrés sur les hauteurs d'eau extrêmes. Cette région connaît en effet de nombreux cas d'inondations ayant causé des dégâts matériels et, dans certains cas, des pertes en vies humaines. Historiquement reliés aux précipitations, il est crucial d'étudier le rôle possible de la submersion marine dans les cas d'inondation, afin de pouvoir mettre en place des mesures d'adaptation et de prévention efficaces.

Nous avons d'abord procédé à une analyse historique des cas d'inondations à Douala entre 1990 et 2022 tels que répertoriés dans les médias et résultats d'enquête auprès de populations. On observe une augmentation entre 2014 et 2017, suivie d'une diminution après 2019. Toutefois, il reste difficile de savoir si ce résultat reflète des changements réels ou sont influencées par des variations dans la couverture médiatique. De plus, les données étant principalement issues d'une zone spécifique de l'estuaire du Wouri, leur représentativité est limitée. **Ces événements d'inondation ont un cycle saisonnier assez marqué et surviennent le plus souvent en août.** Par la suite, nous avons examiné les données marégraphiques de hauteur d'eau dans l'estuaire du Wouri pour identifier et étudier les événements extrêmes. **Les résultats montrent que les événements extrêmes suivent également un cycle saisonnier marqué, se produisant principalement en septembre et octobre, avec quelques exceptions en août 2020 (correspondant à l'inondation la plus importante de Douala des 20 dernières années) et en août 2022, lorsque des surcotes significatives ont coïncidé avec de hautes marées.** Des valeurs extrêmes du résidu ont été particulièrement observées pendant les marées basses, accentuées par l'augmentation du débit du fleuve Wouri. **L'analyse a également souligné l'importance du cycle saisonnier du niveau de la mer pour ces événements extrêmes, car il module leur intensité, les amplifiant en octobre et novembre, tout en atténuant ceux d'août.**

1.4. Limites de l'étude

Les principales limites de ce travail sont les suivantes :

- **Période d'analyse et lacunes dans les séries de données marégraphiques**

La courte période d'analyse et les lacunes significatives dans les données marégraphiques de hauteur d'eau de la zone d'étude limitent la capacité à fournir une description détaillée des processus à l'origine des variations du niveau de la mer sur toutes les échelles de temps. Les données marégraphiques, tant récentes qu'anciennes, présentent de nombreuses anomalies et problèmes de calage. Bien que nous ayons tenté de les corriger, il est possible que certaines aient persisté. De plus, lors de l'analyse à long terme du niveau de la mer, les séries temporelles des données marégraphiques n'étaient pas suffisamment longues pour permettre un calcul fiable des tendances. Il est donc clairement important de continuer à numériser les données marégraphiques historiques de cette région.

- **Incertitudes liées aux données altimétriques et à la non colocalisation des mesure**

Malgré les progrès de traitement réalisés, les données altimétriques proches des côtes présentent des incertitudes notables. Nous avons observé des différences entre les séries de hauteurs d'eau marégraphiques et altimétriques mais n'avons pas pu conclure complètement sur leur origine. Une partie des différences obtenues sur les estimations de marée a pu être attribuée à la différence de position des observations (traces altimétriques par rapport aux marégraphes).. Mais l'absence de modèle de marée fiable sur la zone d'étude ne permet pas séparer cet effet des erreurs des estimations altimétriques et de quantifier précisément ces dernières.

- **Limitations géographiques des données historiques sur les inondations**

Les informations historiques sur les inondations que nous avons utilisées proviennent principalement d'une zone spécifique de l'estuaire du Wouri, celle qui est la plus densément peuplée. Cette concentration géographique limite la représentativité des données, car les dynamiques d'inondation peuvent varier considérablement dans différentes parties de cet estuaire complexe. En corrélant ces données avec les événements extrêmes identifiés dans nos séries temporelles, nous avons découvert qu'une seule date était commune aux deux ensembles de données.

- **Absence de certains paramètres et limites de la méthodologie**

De plus, cette étude n'a pas intégré l'ensemble des processus qui peuvent également influencer le niveau de la mer, tels que les vents, les courants et les vagues. Ces facteurs peuvent jouer un rôle significatif dans la variabilité du niveau de la mer, ainsi que dans la survenue et l'intensité des événements extrêmes. L'absence de ces éléments dans notre analyse limite la compréhension complète des mécanismes à l'origine des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri et pourrait affecter la précision des conclusions concernant les événements extrêmes. Une autre limite de cette étude réside dans l'utilisation de l'analyse harmonique classique, qui suppose que la marée est stationnaire. Cependant, dans un estuaire, cette hypothèse n'est pas valable, car la marée y est influencée par les interactions complexes avec le fleuve. Ces interactions entraînent des variations spatio-temporelles significatives qui ne sont pas prises en compte par l'analyse harmonique classique.

Malgré ces limitations, cette étude établit une base précieuse pour l'utilisation conjointe des données altimétriques et marégraphiques dans le suivi du niveau de la mer dans les zones côtières moins couvertes par les réseaux de mesure in situ, comme c'est le cas de notre zone d'étude. Elle ouvre la voie à des recherches futures visant à approfondir la compréhension de la variabilité du niveau de la mer et la dynamique des événements extrêmes dans l'estuaire du Wouri. En intégrant les données complémentaires mises en place pour ce travail de thèse (altimétrie et marégraphie), cette étude offre des perspectives pour développer des méthodes améliorées de gestion et de prévention des risques associés à ces défis environnementaux, renforçant ainsi la résilience face aux événements extrêmes et aux changements climatiques dans cette région.

2. Perspectives

Mes travaux de thèse contribuent à la compréhension du suivi et de la variabilité du niveau de la mer dans le Golfe de Guinée, avec un accent particulier sur l'estuaire du Wouri. En combinant les données altimétriques et marégraphiques, cette recherche a non seulement mis en place de nouveaux outils d'observation dans une région peu couverte, mais elle ouvre la voie à de nouvelles perspectives d'étude.

L'analyse réalisée a démontré le potentiel important de l'altimétrie pour la surveillance du niveau de la mer côtier, particulièrement dans les régions où les équipements de mesure sont rares ou inexistant. Cette étude s'est basée sur l'altimétrie classique (LRM). Les nouveaux altimètres à radar à synthèse d'ouverture (SAR) et l'altimétrie à fauchée de SWOT (SARin) amélioreront encore considérablement la couverture côtière et la précision des données. Il reste à étendre cette étude en y intégrant les données de ces nouvelles missions altimétriques. Cependant, il faudra en parallèle améliorer encore les données des missions historiques pour avoir les séries les plus longues possibles, ainsi que le concept de marégraphe virtuel. On pourra tester de nouveaux jeux de données altimétriques côtiers ou encore améliorer l'édition des données à la côte. Par ailleurs, accroître le nombre de stations virtuelles en utilisant d'autres missions altimétriques est essentiel pour offrir une couverture spatiale plus étendue des zones côtières.

Pour une analyse plus détaillée et un suivi de la variabilité du niveau de la mer et des événements extrêmes dans l'estuaire du Wouri, un réseau de données plus complet est indispensable. L'installation de nouveaux équipements tels que des marégraphes plus récents, des stations météorologiques et des capteurs de débit fluvial est cruciale pour obtenir des mesures précises sur les débits, les vagues, la houle et les conditions atmosphériques. En outre, un important travail de numérisation des marégrammes anciens permettra d'obtenir des séries temporelles plus longues, nécessaires pour une analyse approfondie et à long terme de la variabilité du niveau de la mer. L'intelligence artificielle pourrait également jouer un rôle déterminant dans cette démarche. Le développement d'algorithmes d'apprentissage automatique pourrait permettre d'interpoler les données manquantes et d'améliorer la précision des séries temporelles de hauteur d'eau, en offrant une alternative plus précise que les méthodes statistiques classiques. L'extension géographique des enquêtes auprès des populations est également essentielle pour une compréhension complète des événements extrêmes et leurs conséquences.

Il est souhaitable d'étendre les investigations menées à d'autres zones côtières du Cameroun, telles que Manoka et Cap Cameroun, en plus de la zone du projet Douala Ville durable et des zones signalées par les journaux locaux. L'installation de stations marégraphiques et météorologiques supplémentaires dans ces zones, en colocalisation avec les traces des satellites (notamment SWOT), renforcerait considérablement notre capacité d'analyse. Ces stations fourniraient des informations précieuses sur les vents, la pression atmosphérique, la hauteur d'eau, complétées par des données altimétriques sur les vagues et la houle. L'utilisation d'ADCP permettrait également de mesurer ces paramètres cruciaux pour une meilleure caractérisation des événements extrêmes et leur propagation dans l'estuaire.

En parallèle, le développement et la validation d'un modèle numérique haute résolution pour simuler les niveaux d'eau dans l'estuaire du Wouri semble indispensable. Ce modèle devra intégrer divers scénarios pour évaluer les impacts des facteurs naturels et anthropiques sur les niveaux d'eau extrêmes. L'analyse des interactions entre ces différents facteurs permettra de mieux comprendre leur contribution aux événements extrêmes et de prévoir leurs effets sur le niveau de la mer.

En conclusion, une approche intégrée, combinant des mesures de terrain, des données altimétriques avancées et des modélisations numériques, est nécessaire pour une évaluation précise des risques liés aux niveaux d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri. Une telle approche régionale renforcera la résilience des communautés côtières et améliorera la gestion des risques associés aux niveaux d'eau extrêmes dans cette région stratégique. Ces travaux de thèse n'en sont que le début mais s'inscrivent dans cette démarche.

BIBLIOGRAPHIE

- Ablain, M., Legeais, J.F., Prandi, P., Marcos, M., Fenoglio-Marc, L., Dieng, H.B., Benveniste, J., Cazenave, A., 2017. Satellite altimetry-based sea level at global and regional scales, in: Integrative Study of the Mean Sea Level and Its Components. Springer, pp. 9–33.
- Abubakar, B., 2007. Ocean Pollution as a Result of Onshore Offshore Petroleum Activities in the African Gulf of Guinea Region. AGU Spring Meeting Abstracts.
- Adeline Bichet, Arona Diedhiou, 2018. Less frequent and more intense rainfall along the coast of the Gulf of Guinea in West and Central Africa (1981-2014). *Climate Research* 76, 191–201. <https://doi.org/10.3354/CR01537>
- Adesina, R.B., He, Z., Oladejo, H.O., Dada, O.A., Ajibade, H.J., 2024. High-resolution wave modeling of the Southwestern Nigerian coastal shelf: Implications on geomorphic contrasts between barrier-lagoon and mud coasts. *Marine Geology* 470, 107253. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2024.107253>
- Afa, F.D., 1985. The mangroves of the Woury estuary (PhD Thesis). PhD Thesis of Department of Science, University of Yaoundé.
- Allersma, E., Tilmans, W.M.K., 1993. Coastal conditions in West Africa—A review. *Ocean & Coastal Management* 19, 199–240. [https://doi.org/10.1016/0964-5691\(93\)90043-X](https://doi.org/10.1016/0964-5691(93)90043-X)
- Almar, R., Kestenare, E., Reyns, J., Jouanno, J., Anthony, E.J., Laibi, R., Hemer, M., Du Penhoat, Y., Ranasinghe, R., 2015. Response of the Bight of Benin (Gulf of Guinea, West Africa) coastline to anthropogenic and natural forcing, Part1: Wave climate variability and impacts on the longshore sediment transport. *Continental Shelf Research* 110, 48–59. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.09.020>
- Alves, B., Angnuureng, D.B., Morand, P., Almar, R., 2020. A review on coastal erosion and flooding risks and best management practices in West Africa: what has been done and should be done. *J Coast Conserv* 24, 38. <https://doi.org/10.1007/s11852-020-00755-7>
- Aman, A., Tano, R.A., Toualy, E., Silué, F., Addo, K.A., Folorunsho, R., 2019. Physical Forcing Induced Coastal Vulnerability along the Gulf of Guinea. *Journal of Environmental Protection* 10, 1194–1211. <https://doi.org/10.4236/jep.2019.109071>
- Aman, A., Testut, L., Woodworth, P., Aarup, T., Dixon, D., 2007. SEASONAL SEA LEVEL VARIABILITY IN THE GULF OF GUINEA FROM ALTIMETRY AND TIDE GAUGE 14.
- Amenuvor, M., Gao, W., Li, D., Shao, D., 2020. Effects of Dam Regulation on the Hydrological Alteration and Morphological Evolution of the Volta River Delta. *Water* 12, 646. <https://doi.org/10.3390/w12030646>
- Amougou, J.A., Ngoupayou, J.R.N., Djocgoue, P.F., Bell, S.B., 2015. Variabilité climatique et régime hydrologique dans un milieu bioclimatique de transition : cas du bassin fluvial de la Sanaga.

BIBLIOGRAPHIE

- Andersen, O.B., Scharroo, R., 2011. Range and Geophysical Corrections in Coastal Regions: And Implications for Mean Sea Surface Determination, in: Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.), Coastal Altimetry. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 103–145. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_5
- Anthony, E.J., Almar, R., Besset, M., Reyns, J., Laibi, R., Ranasinghe, R., Abessolo Ondo, G., Vacchi, M., 2019. Response of the Bight of Benin (Gulf of Guinea, West Africa) coastline to anthropogenic and natural forcing, Part 2: Sources and patterns of sediment supply, sediment cells, and recent shoreline change. *Continental Shelf Research* 173, 93–103. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.12.006>
- Anthony, E.J., Blivi, A.B., 1999. Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier–lagoon complex, western Bight of Benin. *Marine Geology* 158, 161–176. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00170-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00170-4)
- Arns, A., Wahl, T., Wolff, C., Vafeidis, A.T., Haigh, I.D., Woodworth, P., Niehüser, S., Jensen, J., 2020. Non-linear interaction modulates global extreme sea levels, coastal flood exposure, and impacts. *Nat Commun* 11, 1918. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15752-5>
- Athanasίου, P., van Dongeren, A., Pronk, M., Giardino, A., Voutsoukas, M., Ranasinghe, R., 2024. Global Coastal Characteristics (GCC): a global dataset of geophysical, hydrodynamic, and socioeconomic coastal indicators. *Earth System Science Data* 16, 3433–3452. <https://doi.org/10.5194/essd-16-3433-2024>
- Aubrey, D.G., Speer, P.E., 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I: Observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21, 185–205. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(85\)90096-4](https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90096-4)
- Ayinde, A.S., Yu, H., Wu, K., 2023. Sea level variability and modeling in the Gulf of Guinea using supervised machine learning. *Sci Rep* 13, 21318. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-48624-1>
- Baar, A.W., Braat, L., Parsons, D.R., 2023. Control of river discharge on large-scale estuary morphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 48, 489–503. <https://doi.org/10.1002/esp.5498>
- Bakun, A., 1978. Guinea Current upwelling. *Nature* 271, 147–150. <https://doi.org/10.1038/271147a0>
- Batstone, C., Lawless, M., Tawn, J., Horsburgh, K., Blackman, D., McMillan, A., Worth, D., Laeger, S., Hunt, T., 2013. A UK best-practice approach for extreme sea-level analysis along complex topographic coastlines. *Ocean Engineering, Sea Level Rise and Impacts on Engineering Practice* 71, 28–39. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2013.02.003>
- Beguiría, S., Angulo-Martínez, M., Vicente Serrano, S.M., El Kenawy, A.M., López-Moreno, J.I., 2011. Assessing trends in extreme precipitation events intensity and magnitude using non-stationary peaks-over-threshold analysis: a case study in northeast Spain from 1930 to 2006. <https://doi.org/10.1002/joc.2218>

BIBLIOGRAPHIE

- Benveniste, J., Cazenave, A., Vignudelli, S., Fenoglio-Marc, L., Shah, R., Almar, R., Andersen, O., Birol, F., Bonnefond, P., Bouffard, J., Calafat, F., Cardellach, E., Cipollini, P., Le Cozannet, G., Dufau, C., Fernandes, M.J., Frappart, F., Garrison, J., Gommenginger, C., Han, G., Høyer, J.L., Kourafalou, V., Leuliette, E., Li, Z., Loisel, H., Madsen, K.S., Marcos, M., Melet, A., Meyssignac, B., Pascual, A., Passaro, M., Ribó, S., Scharroo, R., Song, Y.T., Speich, S., Wilkin, J., Woodworth, P., Wöppelmann, G., 2019. Requirements for a Coastal Hazards Observing System. *Frontiers in Marine Science* 6, 348. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00348>
- Biancamaria, S., Frappart, F., Leleu, A.-S., Marieu, V., Blumstein, D., Desjonquères, J.-D., Boy, F., Sottolichio, A., Valle-Levinson, A., 2017. Satellite radar altimetry water elevations performance over a 200 m wide river: Evaluation over the Garonne River. *Advances in Space Research* 59, 128–146. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.10.008>
- Birol, F., Fuller, N., Lyard, F., Cancet, M., Niño, F., Delebecque, C., Fleury, S., Toubanc, F., Melet, A., Saraceno, M., Léger, F., 2017a. Coastal applications from nadir altimetry: Example of the X-TRACK regional products. *Advances in Space Research* 59, 936–953. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005>
- Birol, F., Fuller, N., Lyard, F., Cancet, M., Niño, F., Delebecque, C., Fleury, S., Toubanc, F., Melet, A., Saraceno, M., Léger, F., 2017b. Coastal applications from nadir altimetry: Example of the X-TRACK regional products. *Advances in Space Research* 59, 936–953. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005>
- Birol, F., Léger, F., Passaro, M., Cazenave, A., Niño, F., Calafat, F.M., Shaw, A., Legeais, J.-F., Gouzenes, Y., Schwatke, C., Benveniste, J., 2021. The X-TRACK/ALES multi-mission processing system: New advances in altimetry towards the coast. *Advances in Space Research* 67, 2398–2415. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.049>
- Bogning, S., Frappart, F., Blarel, F., Niño, F., Mahé, G., Bricquet, J.-P., Seyler, F., Onguéné, R., Etamé, J., Paiz, M.-C., Braun, J.-J., 2018. Monitoring Water Levels and Discharges Using Radar Altimetry in an Ungauged River Basin: The Case of the Ogooué. *Remote Sensing* 10, 350. <https://doi.org/10.3390/rs10020350>
- Boko, M., Niang, Isabelle, Nyong, Anthony, Vogel, Coleen, Githeko, Andrew, Medany, Mahmoud, Osman-Elasha, Balgis, Tabo, Ramadjita, Yanda, Pius, Adesina, F., Agoli-Agbo, M., Attaher, S., Bounoua, L., Brooks, N., Dubois, G., Obioh, I., Ogbonna, A., Ouaga, H.N., Vincent, K., Washington, R., Ziervogel, G., Niang, I., Nyong, A., Vogel, C., Githeko, A., Medany, M., Osman-Elasha, B., Tabo, R., Yanda, P., 2007. Coordinating Lead Authors: 36.
- Boon, J.D., Byrne, R.J., 1981. On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. *Marine Geology, Estuary \3- Shelf Interrelationships* 40, 27–48. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90041-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90041-4)
- Bourlès, B., Lumpkin, R., McPhaden, M.J., Hernandez, F., Nobre, P., Campos, E., Yu, L., Planton, S., Busalacchi, A., Moura, A.D., Servain, J., Trotte, J., 2008. THE PIRATA PROGRAM: History, Accomplishments, and Future Directions*. *Bulletin of the American Meteorological Society* 89, 1111–1126. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2462.1>
- Bourles, B., Molinari, R.L., Johns, E., Wilson, W.D., Leaman, K.D., 1999. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989–1991). *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, 1361–1375. <https://doi.org/10.1029/1998JC900025>

BIBLIOGRAPHIE

- Brempong, E., Almar, R., Angnuureng, D., Mattah, P., Jayson-Quashigah, P.-N., Appeaning Addo, K., 2023. FUTURE FLOODING OF THE VOLTA DELTA CAUSED BY SEA LEVEL RISE AND LAND SUBSIDENCE. *Coastal Engineering Proceedings* 142. <https://doi.org/10.9753/icce.v37.management.142>
- Brown, G., 1977. The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 25, 67–74. <https://doi.org/10.1109/TAP.1977.1141536>
- Brown, J.M., Morrissey, K., Knight, P., Prime, T.D., Almeida, L.P., Masselink, G., Bird, C.O., Dodds, D., Plater, A.J., 2018. A coastal vulnerability assessment for planning climate resilient infrastructure. *Ocean & Coastal Management* 163, 101–112. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.06.007>
- Bruckmann, L., Amanejieu, A., Moffo, M.O.Z., Ozer, P., 2019. Analyse géohistorique de l'évolution spatio-temporelle du risque d'inondation et de sa gestion dans la zone urbaine de Douala (Cameroun). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement* 91–113. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.8038>
- Caniaux, G., Giordani, H., Redelsperger, J.-L., Guichard, F., Key, E., Wade, M., 2011. Coupling between the Atlantic Cold Tongue and the West African monsoon in boreal and spring and summer. *Journal of Geophysical Research* 116. <https://doi.org/10.1029/2010JC006570>
- Cardoso, P.G., 2020. Estuaries: Dynamics, Biodiversity, and Impacts, in: Leal Filho, W., Azul, A.M., Brandli, L., Lange Salvia, A., Wall, T. (Eds.), *Life Below Water*. Springer International Publishing, Cham, pp. 1–12. https://doi.org/10.1007/978-3-319-71064-8_17-1
- Carrère, L., Lyard, F., 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophysical Research Letters* 30. <https://doi.org/10.1029/2002GL016473>
- Carrere, L., Lyard, F., Cancet, M., Allain, D., Dabat, M.-L., Fouchet, E., Sahuc, E., Faugere, Y., Dibarboure, G., Picot, N., 2022. A new barotropic tide model for global ocean: FES2022. <https://doi.org/10.24400/527896/A03-2022.3287>
- Carrere, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., 2015. FES 2014, a new tidal model on the global ocean with enhanced accuracy in shallow seas and in the Arctic region. *EGU General Assembly Conference Abstracts* 5481.
- Carrere, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., Roblou, L., 2012. FES 2012: A New Global Tidal Model Taking Advantage of Nearly 20 Years of Altimetry 710, 13.
- Cartwright, D.E., 2000. *Tides: A Scientific History*. Cambridge University Press.
- Cartwright, D.E., 1988. *Tides, Surges and Mean Sea Level—A handbook for engineers and scientists* D. T. Pugh, John Wiley & Sons, Chichester, 1987, 472 pp, £55.50, \$105.00. *Geophysical Journal International* 95, 641. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb06710.x>

BIBLIOGRAPHIE

- Cartwright, D.E., Edden, A.C., 1973. Corrected Tables of Tidal Harmonics. *Geophysical Journal International* 33, 253–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb03420.x>
- Cartwright, D.E., Tayler, R.J., 1971. New Computations of the Tide-generating Potential. *Geophysical Journal International* 23, 45–73. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb01803.x>
- Chelton, D.B., Ries, J.C., Haines, B.J., Fu, L.-L., Callahan, P.S., 2001. Chapter 1 Satellite Altimetry, in: Fu, L.-L., Cazenave, A. (Eds.), *International Geophysics, Satellite Altimetry and Earth Sciences*. Academic Press, pp. 1–ii. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(01\)80146-7](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80146-7)
- Chowdhury, P., Behera, M.R., Reeve, D.E., 2019. Wave climate projections along the Indian coast. *International Journal of Climatology* 39, 4531–4542. <https://doi.org/10.1002/joc.6096>
- Cipollini, P., Calafat, F.M., Jevrejeva, S., Melet, A., Prandi, P., 2017. Monitoring Sea Level in the Coastal Zone with Satellite Altimetry and Tide Gauges, in: Cazenave, A., Champollion, N., Paul, F., Benveniste, J. (Eds.), *Integrative Study of the Mean Sea Level and Its Components, Série de, Space Sciences Series de l'ISSI*. Springer International Publishing, Cham, pp. 35–59. https://doi.org/10.1007/978-3-319-56490-6_3
- Coles, S., 2001. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*, Springer Series in Statistics. Springer, London. <https://doi.org/10.1007/978-1-4471-3675-0>
- Commission, I.O., 2006. Manual on sea level measurement and interpretation. Volume IV - An update to 2006. (Report). UNESCO. <https://doi.org/10.25607/OBP-1398>
- Costanza, R., d'Arge, R., De Groot, R., Farber, S., Grasso, M., Hannon, B., Limburg, K., Naeem, S., O'Neill, R.V., Paruelo, J., 1997. The value of the world's ecosystem services and natural capital. *nature* 387, 253–260.
- Criq, L.S., Gaume, E., Hamdi, Y., Ouarda, T.B.M.J., 2023. Extreme skew surge estimation combining systematic skew surges and historical record sea levels on the English Channel and North Sea coasts. *Journal of Flood Risk Management* 16, 14. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12862>
- Dada, O.A., Almar, R., Oladapo, M.I., 2020. Recent coastal sea-level variations and flooding events in the Nigerian Transgressive Mud coast of Gulf of Guinea. *Journal of African Earth Sciences* 161, 103668. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103668>
- Dahunsi, A.M., Bonou, F., Dada, O.A., Baloitcha, E., 2022. Spatio-Temporal Trend of Past and Future Extreme Wave Climates in the Gulf of Guinea Driven by Climate Change. *Journal of Marine Science and Engineering* 10, 1581. <https://doi.org/10.3390/jmse10111581>
- Dai, A., Qian, T., Trenberth, K.E., Milliman, J.D., 2009. Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2592.1>
- Defeo, O., Elliott, M., 2021. The ‘triple whammy’ of coasts under threat – Why we should be worried! *Marine Pollution Bulletin* 163, 111832. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111832>

BIBLIOGRAPHIE

- Diepkilé, A., Egon, F., Blarel, F., Mougin, E., Frappart, F., 2021. Validation of the altimetry-based water levels from Sentinel-3A and B in the Inner Niger Delta. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 384, 31–35. <https://doi.org/10.5194/piahs-384-31-2021>
- Din, N., Saenger, P., Jules, P.R., Siegfried, D.D., Basco, F., 2008. Logging activities in mangrove forests: A case study of Douala Cameroon. *African Journal of Environmental Science and Technology* 2, 022–030.
- Dongue, S., Frappart, F., Blarel, F., Niño, F., Mahe, G., Seyler, F., Braun, J.-J., Onguéné, R., Etame, J., 2020. ESTIMATING RIVER DISCHARGES IN THE OGOUÉ RIVER BASIN USING SATELLITE ALTIMETRY DATA. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8519574>
- Durand, F., Piecuch, C.G., Becker, M., Papa, F., Raju, S.V., Khan, J.U., Ponte, R.M., 2019. Impact of Continental Freshwater Runoff on Coastal Sea Level. *Surv Geophys* 40, 1437–1466. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09536-w>
- Dürr, H.H., Laruelle, G.G., van Kempen, C.M., Slomp, C.P., Meybeck, M., Middelkoop, H., 2011. Worldwide Typology of Nearshore Coastal Systems: Defining the Estuarine Filter of River Inputs to the Oceans. *Estuaries and Coasts* 34, 441–458. <https://doi.org/10.1007/s12237-011-9381-y>
- Egbert, G.D., Ray, R.D., 2000. Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. *Nature* 405, 775–778. <https://doi.org/10.1038/35015531>
- Ekperusi, A., Suarez, E., 2024. IUCN Red List of Ecosystems, Mangroves of the Gulf of Guinea - South.
- Elliott, M., McLusky, D.S., 2002. The Need for Definitions in Understanding Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 55, 815–827. <https://doi.org/10.1006/ecss.2002.1031>
- Ellison, J.C., Zouh, I., 2012. Vulnerability to Climate Change of Mangroves: Assessment from Cameroon, Central Africa. *Biology* 1, 617–638. <https://doi.org/10.3390/biology1030617>
- Essoh, W.S., Onguene, R., Ndong, B., Nshagali, G., Colmet-Daage, A., Marie, G., Iroume, J., Stieglitz, T., Besack, F., Ewoukem, T.E., Eyango, M.T., Etame, J., Braun, J.J., 2022. Using GIS and Multicriteria Analysis to Map Flood Risk Areas of the Tongo Bassa River Basin (Douala, Cameroon). *coas* 39, 531–543. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-22-00019.1>
- Essombè Edimo, J.-R., 2005. Le développement territorialisé à Douala : fondements et repérage des modalités institutionnelles d’une dynamique nouvelle. *Mondes en développement* 130, 111–130. <https://doi.org/10.3917/med.130.0111>
- Feizel, A., 2014. Evaluation Of Policy And Legal Environment For The Management Of Coastal Zones In Ghana With Special Emphasis On Bukom, A Coastal Suburb Of Accra District. *IOSRJESTFT* 8, 91–101. <https://doi.org/10.9790/2402-0811291101>
- Feng, J., Jiang, W., Li, D., Liu, Q., Wang, H., Liu, K., 2019. Characteristics of tide–surge interaction and its roles in the distribution of surge residuals along the coast of China. *J Oceanogr* 75, 225–234. <https://doi.org/10.1007/s10872-018-0495-8>

BIBLIOGRAPHIE

- Feng, J., Li, Danqing, Li, Delei, Zhang, J., Zhao, L., 2021. Comparison between the skew surge and residual water level along the coastline of China. *Journal of Hydrology* 598, 126299. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126299>
- Fernandes, M.J., Lázaro, C., Ablain, M., Pires, N., 2015. Improved wet path delays for all ESA and reference altimetric missions. *Remote Sensing of Environment* 169, 50–74. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.07.023>
- Ferret, Y., Donato, V., Voineson, G., Pouvreau, N., 2014. Historical sea level data rescue to assess long-term sea level evolution: Saint-Nazaire observatory (Loire estuary, France) since 1821., in: EGU General Assembly Conference Abstracts. p. 4977.
- Fongnzossie, E., Sonwa, D.J., Mbevo, P., Kentatchime, F., Mokam, A., Tatuebu Tagne, C., Rim, L.F.E.A., 2022. Climate Change Vulnerability Assessment in Mangrove-Dependent Communities of Manoka Island, Littoral Region of Cameroon. *The Scientific World Journal* 2022, 7546519. <https://doi.org/10.1155/2022/7546519>
- Foreman, M.G.G., Henry, R.F., Walters, R.A., Ballantyne, V.A., 1993. A finite element model for tides and resonance along the north coast of British Columbia. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 98, 2509–2531. <https://doi.org/10.1029/92JC02470>
- Fossi Fotsi, Y., Brenon, I., Pouvreau, N., Ferret, Y., Latapy, A., Onguene, R., Jombe, D., Etame, J., 2023. Exploring tidal dynamics in the Wouri estuary, Cameroon. *Continental Shelf Research* 259, 104982. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2023.104982>
- Fossi Fotsi, Y., Pouvreau, N., Brenon, I., Onguene, R., Etame, J., 2019. Temporal (1948–2012) and Dynamic Evolution of the Wouri Estuary Coastline within the Gulf of Guinea. *Journal of Marine Science and Engineering* 7, 343. <https://doi.org/10.3390/jmse7100343>
- Frappart, F., Blarel, F., Fayad, I., Bergé-Nguyen, M., Crétaux, J.-F., Shu, S., Schregenerberger, J., Baghdadi, N., 2021. 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, 2196. <https://doi.org/10.3390/rs13112196>
- Friedrichs, C., Madsen, O., 1992. Nonlinear Diffusion of the Tidal Signal in Frictionally Dominated Embayments. *Journal of Geophysical Research* 97, 5637–5650. <https://doi.org/10.1029/92JC00354>
- Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1994. Tidal propagation in strongly convergent channels. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99, 3321–3336. <https://doi.org/10.1029/93JC03219>
- Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27, 521–545. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(88\)90082-0](https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0)
- Gallien, T.W., Kalligeris, N., Delisle, M.-P.C., Tang, B.-X., Lucey, J.T.D., Winters, M.A., 2018. Coastal Flood Modeling Challenges in Defended Urban Backshores. *Geosciences* 8, 450. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120450>

BIBLIOGRAPHIE

George Golitzen, K., Andersen, I., Dione, O., Jarosewich-Holder, M., 2005. The Niger River Basin: A Vision for Sustainable Management (World Bank Publications - Books). The World Bank Group.

Gharineiat, Z., Deng, X., 2020. Spectral Analysis of Satellite Altimeter and Tide Gauge Data around the Northern Australian Coast. *Remote Sensing* 12, 161. <https://doi.org/10.3390/rs12010161>

Ghoms, F., Raj, R., Bonaduce, A., Halo, I., Nyberg, B., Cazenave, A., Rouault, M., Johannessen, O., 2024. Sea level variability in Gulf of Guinea from satellite altimetry. *Scientific Reports* 14, 1–15. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-55170-x>

Giardino, A., Schrijvershof, R., Nederhoff, C.M., de Vroeg, H., Brière, C., Tonnon, P.-K., Caires, S., Walstra, D.J., Sosa, J., van Verseveld, W., Schellekens, J., Sloff, C.J., 2018. A quantitative assessment of human interventions and climate change on the West African sediment budget. *Ocean & Coastal Management*, SI: MSforCEP 156, 249–265. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.11.008>

Gill, A.E., 1982. *Atmosphere—Ocean Dynamics*. Elsevier.

Gill, A.E., Niller, P.P., 1973. The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 20, 141–177. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(73\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0011-7471(73)90049-1)

Godin, G., 1986. The use of nodal corrections in the calculation of harmonic constants. *The International Hydrographic Review*.

Gommenginger, C., Thibaut, P., Fenoglio-Marc, L., Quartly, G., Deng, X., Gómez-Enri, J., Challenor, P., Gao, Y., 2011. Retracking Altimeter Waveforms Near the Coasts, in: Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.), *Coastal Altimetry*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 61–101. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_4

Gordon, A.L., Bosley, K.T., 1991. Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 38, S323–S343. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80015-X](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80015-X)

Gouriou, T., 2012. Evolution des composantes du niveau marin à partir d'observations de marégraphie effectuées depuis la fin du 18ème siècle en Charente-Maritime (phdthesis). Université de La Rochelle.

Gouzenes, Y., Léger, F., Cazenave, A., Birol, F., Bonnefond, P., Passaro, M., Nino, F., Almar, R., Laurain, O., Schwatke, C., Legeais, J.-F., Benveniste, J., 2020. Coastal sea level rise at Senetosa (Corsica) during the Jason altimetry missions. *Ocean Science* 16, 1165–1182. <https://doi.org/10.5194/os-16-1165-2020>

Guo, L., van der Wegen, M., Jay, D.A., Matte, P., Wang, Z.B., Roelvink, D., He, Q., 2015. River-tide dynamics: Exploration of nonstationary and nonlinear tidal behavior in the Yangtze River estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120, 3499–3521. <https://doi.org/10.1002/2014JC010491>

BIBLIOGRAPHIE

Haigh, I.D., Wadey, M.P., Wahl, T., Ozsoy, O., Nicholls, R.J., Brown, J.M., Horsburgh, K., Gouldby, B., 2016. Spatial and temporal analysis of extreme sea level and storm surge events around the coastline of the UK. *Sci Data* 3, 160107. <https://doi.org/10.1038/sdata.2016.107>

Halimi, A., Mailhes, C., Tournet, J.-Y., Thibault, P., Boy, F., 2013. Parameter estimation for peaky altimetric waveforms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 51, 1568–1577. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2205697>

Hamlington, B.D., Gardner, A.S., Ivins, E., Lenaerts, J.T.M., Reager, J.T., Trossman, D.S., Zaron, E.D., Adhikari, S., Arendt, A., Aschwanden, A., Beckley, B.D., Bekaert, D.P.S., Blewitt, G., Caron, L., Chambers, D.P., Chandanpurkar, H.A., Christianson, K., Csatho, B., Cullather, R.I., DeConto, R.M., Fasullo, J.T., Frederikse, T., Freymueller, J.T., Gilford, D.M., Giroto, M., Hammond, W.C., Hock, R., Holschuh, N., Kopp, R.E., Landerer, F., Larour, E., Menemenlis, D., Merrifield, M., Mitrovica, J.X., Nerem, R.S., Nias, I.J., Nieves, V., Nowicki, S., Pangaluru, K., Piecuch, C.G., Ray, R.D., Rounce, D.R., Schlegel, N., Seroussi, H., Shirzaei, M., Sweet, W.V., Velicogna, I., Vinogradova, N., Wahl, T., Wiese, D.N., Willis, M.J., 2020. Understanding of Contemporary Regional Sea-Level Change and the Implications for the Future. *Rev Geophys* 58, e2019RG000672. <https://doi.org/10.1029/2019RG000672>

Hannah, J., 2010. The Difficulties in Using Tide Gauges to Monitor Long-Term Sea Level Change. New Zealand.

Hauser, L., Boni, R., Minderhoud, P.S.J., Teatini, P., Woillez, M.-N., Almar, R., Avornyo, S.Y., Addo, K.A., 2023. A scoping study on coastal vulnerability to relative sea-level rise in the Gulf of Guinea. *AFD Research Papers* 1–42.

Hayes, M.O., 1975. MORPHOLOGY OF SAND ACCUMULATION IN ESTUARIES: AN INTRODUCTION TO THE SYMPOSIUM, in: Cronin, L.E. (Ed.), *Geology and Engineering*. Academic Press, pp. 3–22. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50006-X>

Hayne, G.S., 1980. Radar altimeter mean return wave forms from near-normal-incidence ocean surface scattering (No. NASA-CR-156864).

Helderop, E., Grubestic, T.H., 2019. Social, geomorphic, and climatic factors driving U.S. coastal city vulnerability to storm surge flooding. *Ocean & Coastal Management* 181, 104902. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.104902>

Hemer, M.A., Trenham, C.E., 2016. Evaluation of a CMIP5 derived dynamical global wind wave climate model ensemble. *Ocean Modelling, Waves and coastal, regional and global processes* 103, 190–203. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.10.009>

Hénin, C., Hisard, P., 1987. The North Equatorial Countercurrent observed during the Programme Français Ocean Climat dans l’Atlantique Equatorial Experiment in the Atlantic Ocean, July 1982 to August 1984. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 92, 3751–3758. <https://doi.org/10.1029/JC092iC04p03751>

Horsburgh, K.J., Wilson, C., 2007. Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JC004033>

BIBLIOGRAPHIE

Ideki, O., Lupo, A., 2023. Analysis of Sea surface temperature pattern, variability and their teleconnection with rainfall dynamics over their Gulf of Guinea. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-3559161/v1>

INS, I.N.D.L.S., 2019. ANNUAIRE STATISTIQUE DE LA REGION DU LITTORAL (ANNUAIRE STATISTIQUE DE LA REGION DU LITTORAL). Littoral,Cameroun.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (Ed.), 2023. Cities and Settlements by the Sea, in: 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, Cambridge, pp. 2163–2194. <https://doi.org/10.1017/9781009325844.019>

Iroume, J.Y.-A., Onguéné, R., Djanna Koffi, F., Colmet-Daage, A., Stieglitz, T., Essoh Sone, W., Bogning, S., Olinga Olinga, J.M., Ntchantcho, R., Ntonga, J.-C., Braun, J.-J., Briquet, J.-P., Etame, J., 2022. The 21st August 2020 Flood in Douala (Cameroon): A Major Urban Flood Investigated with 2D HEC-RAS Modeling. *Water* 14, 1768. <https://doi.org/10.3390/w14111768>

Jallow, B.P., Toure, S., Barrow, M.M.K., Mathieu, A.A., 1999. Coastal zone of The Gambia and the Abidjan region in Côte d'Ivoire: sea level rise vulnerability, response strategies, and adaptation options. *Climate Research* 12, 129–136. <https://doi.org/10.3354/cr012129>

Jalón-Rojas, I., Sottolichio, A., Hanquiez, V., Fort, A., Schmidt, S., 2018. To What Extent Multidecadal Changes in Morphology and Fluvial Discharge Impact Tide in a Convergent (Turbid) Tidal River. *Journal of Geophysical Research. Oceans* 123, 3241–3258. <https://doi.org/10.1002/2017JC013466>

Kebede, A.S., Nicholls, R.J., Allan, A., Arto, I., Cazcarro, I., Fernandes, J.A., Hill, C.T., Hutton, C.W., Kay, S., Lázár, A.N., Macadam, I., Palmer, M., Suckall, N., Tompkins, E.L., Vincent, K., Whitehead, P.W., 2018. Applying the global RCP–SSP–SPA scenario framework at sub-national scale: A multi-scale and participatory scenario approach. *Science of The Total Environment* 635, 659–672. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.368>

Kennish, M.J., 2019. Ecology of Estuaries: Anthropogenic Effects. CRC Press, Boca Raton. <https://doi.org/10.1201/9780367811792>

Kone, K.J.-M., Kone, V., Yao, K.A., Anoh, K.P., 2022. Climate Change and Dynamics of the ITCZ on the Hydro-Climatic Regime of the Northern Ecosystems of the Gulf of Guinea: A Case of the Grand-Lahou Lagoon System. *Atmospheric and Climate Sciences* 12, 635–647. <https://doi.org/10.4236/acs.2022.124036>

Kowalewska-Kalkowska, H., Marks, R., 2014. Estuary, Estuarine Hydrodynamics, in: Harff, J., Meschede, M., Petersen, S., Thiede, J. (Eds.), *Encyclopedia of Marine Geosciences*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 1–7. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6644-0_164-1

Kuang, C., Song, H., Gu, J., Zou, Q., Liang, H., Sun, X., Ma, Z., 2019. Responses of tidal modification and nonlinearity to large-scale sequential harbor constructions in the northeastern China. *Continental Shelf Research* 182, 57–72. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.06.001>

BIBLIOGRAPHIE

- Laraque, A., Mahé, G., Orange, D., Marieu, B., 2001. Spatiotemporal variations in hydrological regimes within Central Africa during the XXth century. *Journal of Hydrology* 245, 104–117. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00340-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00340-7)
- Latapy, A., Ferret, Y., Fraboul, C., Pouvreau, N., 2021. ASSESSING LONG-TERM SEA LEVEL EVOLUTION: THE HISTORICAL SEA LEVEL DATA RESCUE APPROACH, in: 9th EuroGOOS International Conference. pp. 154–161.
- Leduc-Leballeur, M., De Coëtlogon, G., Eymard, L., 2013. Air–sea interaction in the Gulf of Guinea at intraseasonal time-scales: wind bursts and coastal precipitation in boreal spring. *Quart J Royal Meteor Soc* 139, 387–400. <https://doi.org/10.1002/qj.1981>
- Lembe, A.-J., 2014. Pêches maritimes et développement durable dans les états côtiers d’Afrique centrale : des dysfonctionnements à l’exploitation durable des ressources halieutiques (These de doctorat). Nantes.
- Lonsdale, J.-A., Leach, C., Parsons, D., Barkwith, A., Manson, S., Elliott, M., 2022. Managing estuaries under a changing climate: A case study of the Humber Estuary, UK. *Environmental Science & Policy* 134, 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2022.04.001>
- Lyard, F.H., Allain, D.J., Cancet, M., Carrère, L., Picot, N., 2021. FES2014 global ocean tide atlas: design and performance. *Ocean Science* 17, 615–649. <https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021>
- Lyddon, C., Brown, J.M., Leonardi, N., Plater, A.J., 2018. Flood Hazard Assessment for a Hyper-Tidal Estuary as a Function of Tide-Surge-Morphology Interaction. *Estuaries and Coasts* 41, 1565–1586. <https://doi.org/10.1007/s12237-018-0384-9>
- Marcos, M., Woodworth, P.L., 2017. Spatiotemporal changes in extreme sea levels along the coasts of the North Atlantic and the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122, 7031–7048. <https://doi.org/10.1002/2017JC013065>
- Marti, F., Cazenave, A., Birol, F., Passaro, M., Léger, F., Niño, F., Almar, R., Benveniste, J., Legeais, J.F., 2021. Altimetry-based sea level trends along the coasts of Western Africa. *Advances in Space Research, 25 Years of Progress in Radar Altimetry* 68, 504–522. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.05.033>
- 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, Ö., Yu, R., Zhou, B. (Eds.), 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*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3–32. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- Mas’ud, A., Wirba, A., Ardila-Rey, J., Albarracín Sánchez, R., Muhammad-Sukki, F., Jaramillo Duque, Á., Bani, N., Munir, A., 2017. Wind Power Potentials in Cameroon and Nigeria: Lessons from South Africa. *Energies* 2017. <https://doi.org/10.3390/en10040443>

BIBLIOGRAPHIE

- Matte, P., Secretan, Y., Morin, J., 2019. Drivers of residual and tidal flow variability in the St. Lawrence fluvial estuary: Influence on tidal wave propagation. *Continental Shelf Research* 174, 158–173. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.12.008>
- Mbevo Fendoung, P., 2019. Vulnérabilité et adaptation des populations de cap Cameroun aux risques naturels, in: *Afrique Atlantique*. EMS, Havre, France.
- Mbevo Fendoung, P., Tchindjang, M., Hubert, A., 2021. The Wouri estuary in Cameroon: an eroding coastline in the Gulf of Guinea. Presented at the IAG Webinar Africa.
- Melet, A., Almar, R., Meyssignac, B., 2016. What dominates sea level at the coast: a case study for the Gulf of Guinea. *Ocean Dynamics* 66, 623–636. <https://doi.org/10.1007/s10236-016-0942-2>
- Melet, A., Meyssignac, B., Almar, R., Le Cozannet, G., 2018. Under-estimated wave contribution to coastal sea-level rise. *Nature Climate Change* 8, 234–239. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0088-y>
- MINDHU, 2012. PLAN DIRECTEUR D'URBANISME DE DOUALA (No. 1), Diagnostic urbain et économique. MINDHU(ministère de l'habitat et du développement urbain), Douala.
- Moftakhari, H., Schubert, J.E., AghaKouchak, A., Matthew, R.A., Sanders, B.F., 2019. Linking statistical and hydrodynamic modeling for compound flood hazard assessment in tidal channels and estuaries. *Advances in Water Resources* 128, 28–38. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2019.04.009>
- Montgomery, D.C., Runger, G.C., 2010. *Applied Statistics and Probability for Engineers*. John Wiley & Sons.
- Morcos, P., 2021. A Transatlantic Approach to Address Growing Maritime Insecurity in the Gulf of Guinea.
- Moreira da Costa, L., Maia, H., Almeida, A., 2022. The Fishes of the Gulf of Guinea Oceanic Islands. https://doi.org/10.1007/978-3-031-06153-0_17
- Morin, S., Kuété, M., 1988. Le littoral Camerounais : problèmes morphologiques. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée* 11, 5–52. <https://doi.org/10.3406/tlga.1988.900>
- Mudelsee, M., 2019. Trend analysis of climate time series: A review of methods. *Earth-Science Reviews* 190, 310–322. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.005>
- Ndongo, B., Mbouendeu, S.L., Tirmou, A.A., Njila, R.N., Dalle, J.D.M., 2015. Tendances pluviométriques et impact de la marée sur le drainage en zone d'estuaire : cas du Wouri au Cameroun. *Afrique Science: Revue Internationale des Sciences et Technologie* 11, 173–182. <https://doi.org/10.4314/afsci.v11i2>
- Nederhoff, K., Saleh, R., Tehranirad, B., Herdman, L., Erikson, L., Barnard, P.L., van der Wegen, M., 2021. Drivers of extreme water levels in a large, urban, high-energy coastal estuary – A case study of the San Francisco Bay. *Coastal Engineering* 170, 103984. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2021.103984>

BIBLIOGRAPHIE

- Nerem, R.S., Beckley, B.D., Fasullo, J.T., Hamlington, B.D., Masters, D., Mitchum, G.T., 2018. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the national academy of sciences* 115, 2022–2025.
- Neumann, B., T, V., Athanasios, Zimmermann, Juliane, J, N., Robert, 2015. Future coastal population growth and exposure to sea-level rise and coastal flooding--a global assessment. *PLOS ONE* 10, 1–34. <https://doi.org/10.1371/JOURNAL.PONE.0118571>
- Nguyen, H.M., Ouillon, S., Vu, V.D., 2022. Sea Level Variation and Trend Analysis by Comparing Mann–Kendall Test and Innovative Trend Analysis in Front of the Red River Delta, Vietnam (1961–2020). *Water* 14, 1709. <https://doi.org/10.3390/w14111709>
- Niang, I., Dansokho, M., Faye, S., Gueye, K., Ndiaye, P., 2010. Impacts of climate change on the Senegalese coastal zones: Examples of the Cap Vert peninsula and Saloum estuary. *Global and Planetary Change, Quaternary and Global Change: Review and Issues Special issue in memory of Hugues FAURE* 72, 294–301. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.01.005>
- Nicolle, A., 2006. Modélisation des marées et des surcotes dans les Pertuis Charentais (phdthesis). Université de La Rochelle.
- Nicolle, A., Karpytchev, M., 2007. Evidence for spatially variable friction from tidal amplification and asymmetry in the Pertuis Breton (France). *Continental Shelf Research* 27, 2346–2356. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.06.005>
- Nlend, B., 2019. Hydrological processes in a hyper-humid coastal area with strong anthropogenic influences (Douala, Cameroon). : A geochemical study of water dynamic from the atmosphere to the subsurface. (phdthesis). Université Bourgogne Franche-Comté ; Université de Douala.
- Normandin, C., Frappart, F., Diepkilé, A., 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 Sensing* 10, 833. <https://doi.org/10.3390/rs10060833>
- Nourdi, N.F., Raphael, O., Grégoire, A.O., Jean Paul, R., Sakaros, B., Thomas, S., Minette, T.E., 2021. Seasonal to decadal scale shoreline changes along the Cameroonian coastline, Bay of Bonny (1986 to 2020). *Regional Studies in Marine Science* 45, 101798. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2021.101798>
- Obligis, E., Desportes, C., Eymard, L., Fernandes, M.J., Lázaro, C., Nunes, A.L., 2011. Tropospheric Corrections for Coastal Altimetry, in: Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.), *Coastal Altimetry*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 147–176. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_6
- Olivry, J.-C., 1986. Fleuves et rivières du Cameroun, Collection “Monographies hydrologiques ORSTOM.” Ministère de l’enseignement supérieur et de la recherche scientifique au Cameroun ; ORSTOM, [Cameroon] : Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- Olivry, J.-C., 1974. REGIME HYDROLOGIQUE DU FLEUVE WOURI ET ESTIMATION DES APPORTS REÇUS PAR L'ESTUAIRE ET LA MANGROVE DU WOURI. Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique au Cameroun; ORSTOM, [Cameroon] : Paris.
- Ondoa, G.A., 2018. Assessment of the Evolution of Cameroon Coastline: An Overview from 1986 to 2015. *Journal of Coastal Research* 81, 122. <https://doi.org/10.2112/SI81-016.1>
- Onguene, R., Pemha, E., Lyard, F., Du-Penhoat, Y., Nkoue, G., Duhaut, T., Njeugna, E., Marsaleix, P., Mbiake, R., Jombe, S., Allain, D., 2014. Overview of Tide Characteristics in Cameroon Coastal Areas Using Recent Observations. *Open Journal of Marine Science* 05, 81. <https://doi.org/10.4236/ojms.2015.51008>
- ORSTM, 1975. Golfe de Guinée : bilan et perspectives de recherches.
- Parker, B.B., 1991. Tidal hydrodynamics. J. Wiley, New York.
- Passaro, M., Cipollini, P., Vignudelli, S., Quartly, G.D., Snaith, H.M., 2014. ALES: A multi-mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry. *Remote Sensing of Environment* 145, 173–189. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.008>
- Passaro, M., Nadzir, Z.A., Quartly, G.D., 2018. Improving the precision of sea level data from satellite altimetry with high-frequency and regional sea state bias corrections. *Remote Sensing of Environment* 218, 245–254. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.09.007>
- Paul, G.C., Ismail, A.I.Md., Rahman, A., Karim, Md.F., Hoque, A., 2016. Development of Tide–Surge Interaction Model for the Coastal Region of Bangladesh. *Estuaries and Coasts* 39, 1582–1599. <https://doi.org/10.1007/s12237-016-0110-4>
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers & Geosciences* 28, 929–937. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4)
- Peter, A.-C., 2007. Variabilité de la température de la couche de mélange océanique en Atlantique équatorial aux échelles saisonnières à interannuelles, à l'aide de simulations numériques (phdthesis). Université Paul Sabatier - Toulouse III.
- Peterson, R.G., Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26, 1–73. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90006-8)
- Phipps, S.J., King, M.A., Roberts, J.L., Zhang, X., 2020. Refining estimates of the commitment to global sea level rise over the next 500 years. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3890256>
- Potter, I.C., Chuwen, B.M., Hoeksema, S.D., Elliott, M., 2010. The concept of an estuary: A definition that incorporates systems which can become closed to the ocean and hypersaline. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 87, 497–500. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2010.01.021>
- Pouvreau, N., 2010. Vers une coordination de l'observation du niveau de la mer en France. *XIèmes Journées Nationales" Génie Civil-Génie Côtier* 22–24.

BIBLIOGRAPHIE

- Pouvreau, N., 2008. Trois cents ans de mesures marégraphiques en France : outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest (phdthesis). Université de La Rochelle.
- Prandle, D., 2009. Estuaries: dynamics, mixing, sedimentation and morphology. Cambridge university press, Cambridge.
- Pytharouli, S., Chaikalis, S., Stiros, S.C., 2018. Uncertainty and bias in electronic tide-gauge records: Evidence from collocated sensors. *Measurement* 125, 496–508. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2018.05.012>
- Ramkumar, Mu., Menier, D., Kumaraswamy, K., 2019. Chapter 1 - Coastal Zone Management During Changing Climate and Rising Sea Level: Transcendence of Institutional, Geographic, and Subject Field Barriers Is the Key, in: Ramkumar, Mu., James, R.A., Menier, D., Kumaraswamy, K. (Eds.), *Coastal Zone Management*. Elsevier, pp. 1–12. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814350-6.00001-X>
- Ray, R.D., Widlansky, M.J., Genz, A.S., Thompson, P.R., 2023. Offsets in tide-gauge reference levels detected by satellite altimetry: ten case studies. *J Geod* 97, 110. <https://doi.org/10.1007/s00190-023-01800-7>
- Richardson, P.L., McKee, T.K., 1984. Average Seasonal Variation of the Atlantic Equatorial Currents from Historical Ship Drifts. *Journal of Physical Oceanography* 14, 1226–1238. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<1226:ASVOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<1226:ASVOTA>2.0.CO;2)
- Richardson, P.L., Philander, S.G.H., 1987. The seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic Ocean: A comparison of ship drift data with results from a general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 92, 715–724. <https://doi.org/10.1029/JC092iC01p00715>
- Robins, P., Lewis, M., Elnahrawi, M., Lyddon, C., Dickson, N., Coulthard, T., 2021. Compound Flooding: Dependence at Sub-daily Scales Between Extreme Storm Surge and Fluvial Flow. *Frontiers in Built Environment* 7. <https://doi.org/10.3389/fbuil.2021.727294>
- Roblou, L., Lamouroux, J., Bouffard, J., Lyard, F., Le Hénaff, M., Lombard, A., Marsaleix, P., De Mey, P., Birol, F., 2011. Post-processing Altimeter Data Towards Coastal Applications and Integration into Coastal Models, in: Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.), *Coastal Altimetry*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 217–246. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_9
- Rose, L., Bhaskaran, P.K., 2017. Tidal asymmetry and characteristics of tides at the head of the Bay of Bengal. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 143, 2735–2740. <https://doi.org/10.1002/qj.3122>
- Saha, F., Tchindjang, M., 2017. Rainfall variability and floods occurrence in the city of Bamenda (Northwest of Cameroon). *Present Environment and Sustainable Development* 11. <https://doi.org/10.1515/pesd-2017-0006>
- Saint Crieg, L., Gaume, E., Hamdi, Y., Ouarda, T.B.M.J., 2022. Extreme Sea Level Estimation Combining Systematic Observed Skew Surges and Historical Record Sea Levels. *Water Resources Research* 58, e2021WR030873. <https://doi.org/10.1029/2021WR030873>

BIBLIOGRAPHIE

- Savenije, H.H.G., Toffolon, M., Haas, J., Veling, E.J.M., 2008. Analytical description of tidal dynamics in convergent estuaries. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JC004408>
- Scheren, P.A., Ibe, A.C., Janssen, F.J., Lemmens, A.M., 2002. Environmental pollution in the Gulf of Guinea – a regional approach. *Marine Pollution Bulletin* 44, 633–641. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(01\)00305-8](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(01)00305-8)
- Schlax, M.G., Chelton, D.B., 1994. Detecting aliased tidal errors in altimeter height measurements. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99, 12603–12612. <https://doi.org/10.1029/94JC00568>
- Schuerch, M., Spencer, T., Temmerman, S., Kirwan, M.L., Wolff, C., Lincke, D., McOwen, C.J., Pickering, M.D., Reef, R., Vafeidis, A.T., Hinkel, J., Nicholls, R.J., Brown, S., 2018. Future response of global coastal wetlands to sea-level rise. *Nature* 561, 231–234. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0476-5>
- Shebalin, P., Baranov, A., 2020. Aftershock Rate Changes at Different Ocean Tide Heights. *Frontiers in Earth Science* 8, 1–18. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.559624>
- Simon, B., 2007. La marée océanique côtière, Collection “Synthèses.” Institut océanographique, Paris.
- Stammer, D., Cazenave, A., Ponte, R.M., Tamisiea, M.E., 2013. Causes for Contemporary Regional Sea Level Changes. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 5, 21–46. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121211-172406>
- Stammer, D., Ray, R.D., Andersen, O.B., Arbic, B.K., Bosch, W., Carrère, L., Cheng, Y., Chinn, D.S., Dushaw, B.D., Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y., Fok, H.S., Green, J. a. M., Griffiths, S., King, M.A., Lapin, V., Lemoine, F.G., Luthcke, S.B., Lyard, F., Morison, J., Müller, M., Padman, L., Richman, J.G., Shriver, J.F., Shum, C.K., Taguchi, E., Yi, Y., 2014. Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models. *Reviews of Geophysics* 52, 243–282. <https://doi.org/10.1002/2014RG000450>
- Taninpong, P., Minsan, W., Thumrongnavasawat, S., Luangdang, K., 2021. Trend Analysis of Sea Level Change in the Gulf of Thailand. *Srinakharinwirot Science Journal* 37, 64–77.
- Tatuebu Tagne, C., Sonwa, D.J., Awono, A., Mama, M.N., Fongnzossie, E., Ngala Mbiybe, R., Essamba À Rim, L.F., Ntja, R.D., 2022. Land Cover and Land Use Changes between 1986 and 2018, and Preliminary Carbon Footprint Implications for Manoka Island (Littoral Region of Cameroon). *Sustainability* 14, 6301. <https://doi.org/10.3390/su14106301>
- Tchindjang, M., 2013. Mapping of natural hazards in Cameroon.
- Teatini, P., Minderhoud, P., Hauser, L., Boni, R., Avornyo, S.Y., Ikuemonisan, F.E., Ohenhen, L., Wade, C.T., Zoccarato, C., Addo, K.A., Ozebo, V.C., Shirzaei, M., Ngom, F.D., Woillez, M.-N., 2023. Into uncharted territories – subsidence along Africa’s Gulf of Guinea coast? (No. EGU23-9845). Presented at the EGU23, Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-9845>

BIBLIOGRAPHIE

Tonye, E., 2013. CARTOGRAPHY OF FLOOD PRONE AREAS AND ASSESSMENT OF FLOODING HOUSING IN DOUALA (CAMEROON).

Toualy, E., Aman, A., Koffi, P., Marin, F., Wango, T., 2015. Ocean swell variability along the northern coast of the Gulf of Guinea. *African Journal of Marine Science* 37, 353–361. <https://doi.org/10.2989/1814232X.2015.1074940>

Tourian, M.J., Sneeuw, N., Bárdossy, A., 2013. A quantile function approach to discharge estimation from satellite altimetry (ENVISAT). *Water Resources Research* 49, 4174–4186. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20348>

Trisos CH, Adelekan IO, Totin ETotin E, Ayanlade A, Efitre J, Gameda A, Kalaba K, Lennard C, Masao C, Mgaya Y, Ngaruiya G, Olago D, Simpson NP, Zakieldeen S, 2023. Chapter 9: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability Contribution of Working Group II to the IPCC Sixth Assessment Report. Cambridge University Press.

Ullmann, A., Pons, F., Moron, V., 2005. Tool Kit Helps Digitize Tide Gauge Records. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 86. <https://doi.org/10.1029/2005EO380004>

United Nations, 2019. World Urbanization Prospects: The 2018 Revision. United Nations. <https://doi.org/10.18356/b9e995fe-en>

Valle-Levinson, A., 2010. Contemporary Issues in Estuarine Physics. Cambridge University Press.

Van Dyke, F., Lamb, R.L., 2020. Biodiversity Conservation and Climate Change, in: Van Dyke, F., Lamb, R.L. (Eds.), *Conservation Biology: Foundations, Concepts, Applications*. Springer International Publishing, Cham, pp. 125–170. https://doi.org/10.1007/978-3-030-39534-6_4

Vaníček, P., 1969. Approximate spectral analysis by least-squares fit: Successive spectral analysis. *Astrophys Space Sci* 4, 387–391. <https://doi.org/10.1007/BF00651344>

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. *Marine Geodesy* 38, 2–21. <https://doi.org/10.1080/01490419.2014.1000471>

Verstraete, J.-M., Park, Y.-H., 1995. Comparison of TOPEX/POSEIDON altimetry and in situ sea level data at Sao Tome Island, Gulf of Guinea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100, 25129–25134. <https://doi.org/10.1029/95JC01960>

Vignudelli, S., Cipollini, P., Roblou, L., Lyard, F., Gasparini, G.P., Manzella, G., Astraldi, M., 2005. Improved satellite altimetry in coastal systems: Case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea). *Geophysical Research Letters* 32, 7. <https://doi.org/10.1029/2005GL022602>

Waffo, U., 2009. Menaces sur la mangrove au Cameroun.

Wahr, J.M., 1985. Deformation induced by polar motion. *J. Geophys. Res.* 90, 9363–9368. <https://doi.org/10.1029/JB090iB11p09363>

BIBLIOGRAPHIE

- Watson, C.S., 2005. Satellite altimeter calibration and validation using GPS buoy technology.
- Welch, P., 1967. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics* 15, 70–73. <https://doi.org/10.1109/TAU.1967.1161901>
- Whitfield, A., Elliott, M., 2011. Ecosystem and Biotic Classifications of Estuaries and Coasts, in: *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. pp. 99–124. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00108-X>
- Woodworth, P.L., Melet, A., Marcos, M., Ray, R.D., Wöppelmann, G., Sasaki, Y.N., Cirano, M., Hibbert, A., Huthnance, J.M., Monserrat, S., Merrifield, M.A., 2019. Forcing Factors Affecting Sea Level Changes at the Coast. *Surv Geophys* 40, 1351–1397. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09531-1>
- Woodworth, Y.P.L., Smith, D.E., 2003. A One Year Comparison of Radar and Bubbler Tide Gauges at Liverpool. *International Hydrographic Review*.
- Wu, Y., He, Y., Lu, C., Zhang, W., Gao, S., 2020. Feedback between channel resilience and tidal dynamics in an intensively dredged tidal river. *Journal of Hydrology* 590, 125367. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125367>
- Zhang, Z., Guo, F., Hu, D., Zhang, D., 2021. An Analytical Solution for Investigating the Characteristics of Tidal Wave and Surge Propagation Associated with Non-Tropical and Tropical Cyclones in the Humen Estuary, Pearl River. *Water* 13, 2375. <https://doi.org/10.3390/w13172375>

ANNEXES

Annexe 1. Tableaux récapitulatifs des mesures analogiques de hauteur d'eau disponibles sur les marégrammes (CHAPITRE 2)

Les données marégraphiques historiques ont été fournies sous forme de marégrammes papier. En analysant ces marégrammes et en évaluant leur état de conservation, nous avons pu déterminer pour chaque année et chaque mois, la quantité de données exploitables pouvant être obtenue par numérisation. Cette évaluation a permis de cataloguer les périodes pour lesquelles les données marégraphiques sont plus ou moins complètes et plus ou moins fiables offrant ainsi une base de données de mesures anciennes exploitables.

Tableau A. 1: Synthèse du nombre de jours enregistrés sur les marégrammes par année et par station (jours lisibles en blanc. Jours illisibles ou absents en rouge ; extrait des travaux de Master de Yves Mimbeu et Djeumeni Lucrèce (2020))

ANNEE	SM2	SM3	SM4
1994			56
1995			337
1996			341
1997	30	28	193
1998	299	309	292
1999	229	363	359
2000	35	340	365
2001	303	322	364
2002	355	314	324
2003	156	274	365
2004	342	263	303
2005	137	167	259
2006	71	66	72
2007			8
2008	290	0	321
2009	78	34	26
2010	71	0	71
2011	123	0	322
2012			36
2013			3
2014	13		45
2015			
2016			2

Tableau A. 2: Récapitulatifs des mesures par mois dans l'année et par station (couleur rouge : marégrammes inexploitable avec plus de 15 courbes. couleur rose:marégramme difficilement exploitables. vert : marégrammes numérisables) (extrait des travaux de Master de Yves Mimbeu et Djeumeni Lucrèce(2020))

ANNÉE	STATIONS	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc	TOTAL MOIS STATION	% Données sur l'année
1994	SM2													0	0.00
	SM3													0	0.00
	SM4											30	26	56	15.34
1995	SM2													0	0.00
	SM3													0	0.00
	SM4	31	28	31	30	31	22	31	18	26	31	27	31	337	92.33
1996	SM2													0	0.00
	SM3													0	0.00
	SM4	31	29	31	30	31	30	31	27	30	19	30	22	341	93.17
1997	SM2							16			1	13		30	8.22
	SM3						7				1	20		28	7.67
	SM4	21	28	28	30	21	3	12		11	31	8		193	52.88
1998	SM2			25	30	31	30	31	31	30	31	30	30	299	81.92
	SM3		3	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	309	84.66
	SM4		10	31	30	31	17	20	31	30	31	30	31	292	80.00
1999	SM2	4	25	25			22		31	30	31	30	31	229	62.74
	SM3	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	29	30	363	99.45
	SM4	31	28	31	30	31	30	26	31	30	31	30	30	359	98.36
2000	SM2	31	29	31	30	31	30		31	30	31	30	31	335	91.53
	SM3	31	29	27	30	21	19	31	31	30	31	29	31	340	92.90
	SM4	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	365	99.73
2001	SM2	31	28		30	31	30	31	31	30	31	30		303	83.01
	SM3	19	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30		322	88.22
	SM4	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	30	364	99.73
2002	SM2	24	28	31	30	31	30	31	31	30	31	27	31	355	97.26
	SM3	31	28	31	30	31	30	31	6	14	21	30	31	314	86.03
	SM4	31	28	31	30	31	30	31	6	14	31	30	31	324	88.77
2003	SM2	28	4	23	30	13			26	30	2			156	42.74
	SM3	31	28	31	30	31	30	31	31	29	2			274	75.07
	SM4	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	365	100.00
2004	SM2	17	29	25	26	31	30	31	31	30	31	30	31	342	93.44
	SM3	17	13	5	30	31	30	10	19	16	31	30	31	263	71.86
	SM4	31	29	31	30	31	26	31	31	15	5	12	31	303	82.79
2005	SM2	25								29	31	30	19	134	36.71

ANNÉE	STATIONS	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc	TOTAL MOIS STATION	% Données sur l'année
2006	SM3	31	1	9	15				1	30	31	30	19	167	45.75
	SM4	26	23	31	30	12	15	11	7	30	31	12	31	259	70.96
	SM2	1	28	31	9	2								71	19.45
	SM3	1	22	31	9	3								66	18.08
2007	SM4	7	27	31	9							18		92	25.21
	SM2													0	0.00
	SM3													0	0.00
2008	SM4			8										8	2.19
	SM2		21	23	30	31	30	31	20	30	31	26	17	290	79.23
	SM3													0	0.00
2009	SM4		15	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	321	87.70
	SM2	8	11		18		7	21	11	2				78	21.37
	SM3										2	30	2	34	9.32
2010	SM4	26												26	7.12
	SM2										10	30	31	71	19.45
	SM3													0	0.00
2011	SM4										10	30	31	71	19.45
	SM2	31	28	31	5	5	5		8	1	9			123	33.70
	SM3													0	0.00
2012	SM4	31	28	27	30	19	16	31	30	30	30	30	26	322	88.43
														0	0.00
														0	0.00
2013	SM4	4	26	6										36	9.84
	SM2													0	0.00
	SM3													0	0.00
2014	SM4			3										3	0.82
	SM2	8				5								13	3.56
	SM3													0	0.00
2016	SM4	1				6	30	8						45	12.33
	SM2													0	0.00
	SM3													0	0.00
	SM4								2					2	0.55

Annexe 2. Caractéristiques de la marée et évolution possible dans le temps (CHAPITRE 4)

A2.1. Amplitudes et phases des 10 principales ondes de marée pour les séries de données récentes et anciennes

Tableau A. 3 : Amplitude (Amp) et phase des 10 principales composantes de marée pour la station virtuelle (2002-2021) et les stations marégraphiques SM2, SM3, SM4, comparées sur les périodes ancienne (anc) et récente (rec)

Amp (cm)	VS	SM2		SM3		SM4		Phase (°)	VS	SM2		SM3		SM4	
	2002-2021	Anc	rec	Anc	rec	Anc	Réc		2002-2021	Anc	rec	Anc	rec	Anc	Réc
M2	57.27	70.00	70.77	77.19	77.00	78.88	80.19	M2	100.47	147.12	148.90	159.47	161.25	170.96	173.66
S2	20.68	23.07	22.86	24.69	24.40	24.34	24.47	S2	131.83	182.38	186.09	199.65	202.54	114.31	219.58
N2	11.84	13.59	13.64	14.90	14.32	14.90	14.10	N2	98.31	145.28	145.28	158.93	161.96	172.06	177.61
K1	11.92	13.46	14.14	13.98	14.06	13.96	13.95	K1	351.76	18.24	18.77	25.65	26.78	33.43	34.68
M4	3.89	3.90	3.98	7.79	7.22	9.05	9.66	M4	334.75	91.92	98.27	153.70	163.96	182.03	200.14
K2	5.63	6.28	1.69	6.67	3.83	5.85	6.36	K2	125.38	176.30	180.36	195.54	197.27	212.4	214.15
L2	1.66	2.78	2.07	6.50	4.78	6.25	6.30	L2	115.31	134.00	148.88	145.81	150.83	156.91	159.9
MS4	1.95	1.89	6.29	4.74	6.56	5.45	6.18	MS4	60.23	166.48	162.02	124.60	222.16	242.07	259.06
MU2	2.36	1.80	3.04	3.64	4.30	5.72	5.47	MU2	69.41	176.62	193.93	229.44	234.24	239.58	255.10
P1	3.48	3.69	4.00	3.33	3.66	3.18	3.42	P1	342.51	12.39	15.12	17.59	19.64	25.22	27.15

A2.2. Test de sensibilité sur la quantité de données pour une analyse harmonique

Plusieurs tests sont effectués pour déterminer si les différences observées dans les ondes de marée au fil des années résultent d'une véritable évolution des marées au cours du temps ou si elles sont simplement attribuables à une répartition inégale des séries de données, marquée par de nombreuses lacunes. Ces tests permettent de distinguer les variations naturelles des marées d'éventuels biais introduits par l'irrégularité des données.

A2.2.1 Analyse harmonique sur des séries où on a supprimé des données

- Aléatoirement

En supprimant aléatoirement les données, les différences complexes entre les ondes de marées obtenues avec les données initiales et celles où l'on a supprimé aléatoirement des données sont de l'ordre du millimètres sur la période de 2019 pour toutes les stations. Le Tableau A. 4 présente les valeurs pour le cas des stations SM2 et SM3.

Tableau A. 4: Amplitude et phase obtenus avec les données de 2019 et les données de 2019 dans lesquelles on a supprimé aléatoirement des valeurs (case grise) et la différence entre les deux pour les stations SM3 et SM4

Ondes	Amplitude avec données manquantes		Amplitude avec données initiale		Phase avec données manquantes		Phase avec données initiale		Différence (cm)	
	SM2	SM3	SM2	SM3	SM2	SM3	SM2	SM3	SM2	SM3
M2	70.34	76.3	70.33	76.27	148.73	148.73	148.73	161.09	0.01	0.02
S2	22.55	24.11	22.47	24.06	185.98	185.98	186.01	202.1	0.08	0.05
N2	13.44	13.95	13.37	13.94	143.14	143.14	143.01	158.82	0.06	0.02
K1	13.88	13.77	13.91	13.75	17.85	17.85	17.82	26.32	-0.04	0.02
M4	4.13	7.21	4.15	7.21	97.38	97.38	97.93	163.8	-0.02	0.0
K2	6.31	6.45	6.31	6.45	181.46	181.46	181.43	199.11	-0.0	-0.01
L2	3.43	4.94	3.42	4.92	151.88	151.88	151.76	157.14	0.0	0.02
MS4	2.17	4.74	2.19	4.69	158.41	158.41	158.03	221.69	-0.02	0.05
mu2	1.69	3.64	1.71	3.69	191.52	191.52	191.19	233.49	-0.01	-0.05
P1	3.8	3.6	3.78	3.59	16.69	16.69	16.87	21.24	0.02	0.01

- **Sur une période précise**

Nous réalisons une analyse harmonique sur des séries de données contenant différents pourcentages de valeurs manquantes. Ensuite, nous comparons les résultats de cette analyse avec ceux obtenus à partir des données initiales, en calculant les différences complexes. Le Tableau A. 5 présente les résultats obtenus pour les 3 stations marégraphiques.

Tableau A. 5: Différences complexes entre les ondes de marée obtenues à partir des données complètes et celles dérivées des ensembles de données avec divers pourcentages de valeurs manquantes pour les stations SM2, SM3 et SM4

%	10			30			60			70		80		
	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM2	SM3	SM4
M2	0.0	0.00	0.0	0.2	0.45	-0.34	-0.23	0.38	-1.38	-1.15	-0.37	-1.15	-0.35	-3.18
S2	0.0	0.00	0.0	0.18	0.25	0.07	0.48	0.67	-0.03	-0.60	-1.07	-0.76	-0.82	-3.82
N2	0.0	0.00	0.0	-0.02	0.07	-0.08	-0.34	0.43	-0.39	-0.27	0.46	0.02	1.0	-0.54
K1	0.0	0.00	0.0	-0.09	-0.10	-1.17	-0.97	-1.96	-2.48	-0.49	-1.84	-0.33	-1.14	-2.72
M4	0.0	0.00	0.0	0.14	0.04	0.36	0.71	0.48	0.81	0.50	0.42	0.48	0.69	0.47
K2	0.0	0.00	0.0	-0.21	-0.06	-0.46	-0.30	0.12	-0.50	-0.54	-0.39	-0.55	-0.24	-0.80
L2	0.0	0.00	0.0	0.16	0.21	0.77	-0.03	0.43	0.66	-1.80	-3.17	-1.82	-3.20	-4.64
MS4	0.0	0.00	0.0	0.13	0.05	0.18	0.59	0.35	0.48	0.91	1.38	1.02	0.99	1.28
MU2	0.0	0.00	0.0	-0.04	0.07	0.17	-0.54	-0.24	-0.21	0.06	-1.78	0.15	-1.56	-5.04
P1	0.0	0.00	0.0	-0.00	0.10	0.51	0.28	0.01	0.16	0.39	0.16	0.41	0.25	0.04

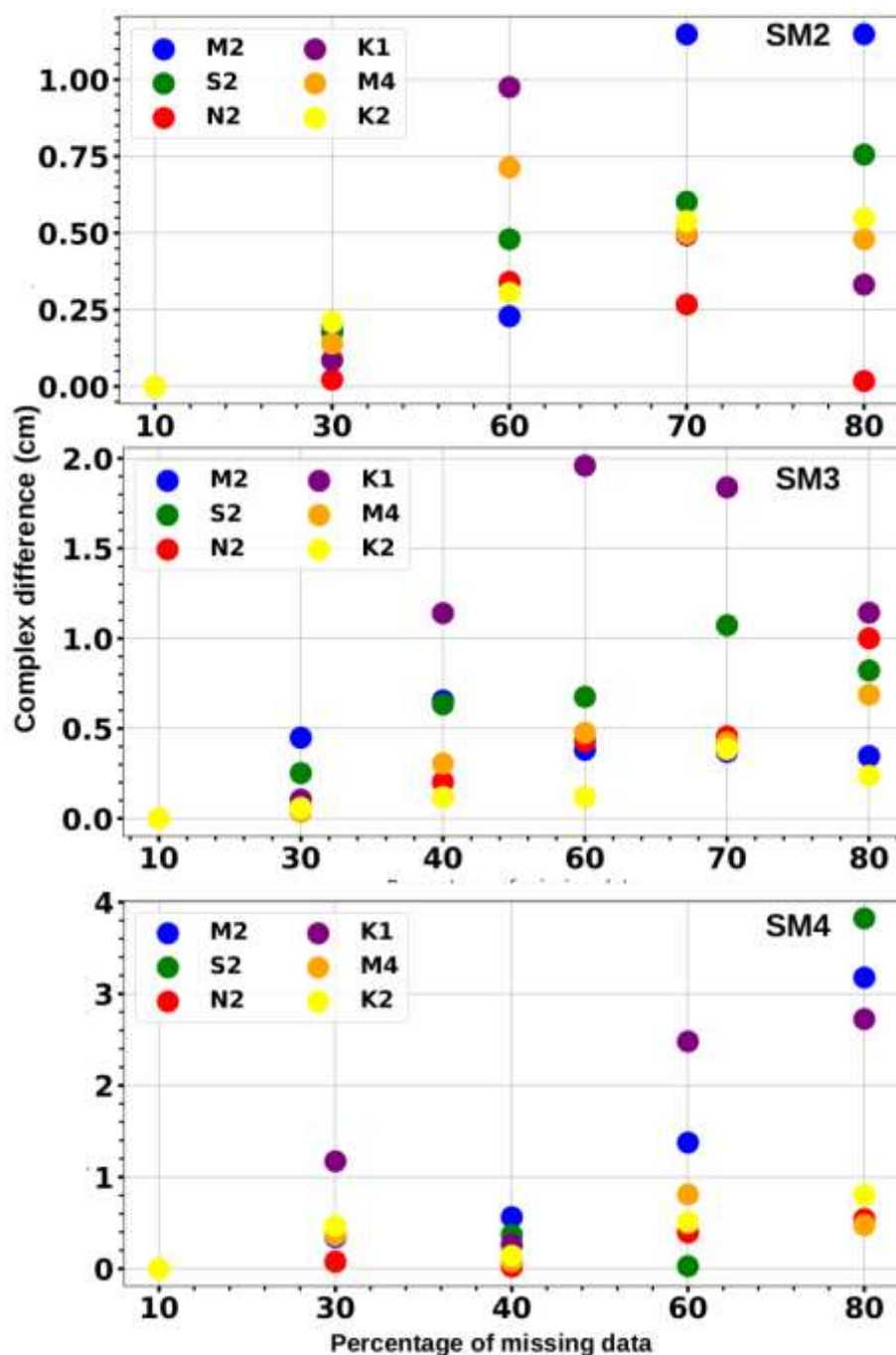


Figure A. 1: Différence complexe en fonction du Pourcentage des données manquantes pour les stations SM2, SM3, SM4

La Figure A. 1 illustre la représentation graphique de ces différences complexes. Les différences complexes observées aux stations SM2 et SM3 augmentent progressivement avec le pourcentage de données manquantes, mais elles restent inférieures à 2 cm. En revanche, les données de la station SM4 sont plus sensibles à la variation de la quantité de données manquantes, avec des différences pouvant atteindre près de 5 cm pour les constituants MU2 et L2 lorsque 80 % des données sont manquantes.

A2.2.2 Analyse harmonique sur des séries avec des jours communs

Pour ce test, nous utilisons les deux années les plus complètes de chaque période : 2002 pour la période ancienne et 2019 pour la période récente. Nous identifions et sélectionnons les jours où des données sont disponibles pour les deux années afin d'assurer un échantillonnage homogène pour notre analyse harmonique. Ensuite, nous comparons les résultats de cette analyse avec ceux obtenus lorsque l'analyse harmonique est effectuée sans harmoniser les dates entre les deux années.

- Différence complexe entre les ondes de marée dérivées des séries de 2002 et de 2019

Tableau A. 6: Caractéristiques des principales constituants de marée et différence complexe entre 2002 et 2019 pour les données initiales en SM2, SM3, SM4

Ondes	Amp 2002			Phase 2002			Amp 2019			Phase 2019			Différence(cm)		
	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4
M2	70.21	77.17	82.12	146.19	158.41	169.89	70.33	76.27	79.32	148.73	161.09	173.95	-0.12	0.9	2.8
S2	23.25	24.69	25.0	182.21	198.54	213.22	22.47	24.06	23.85	186.01	202.1	219.71	0.78	0.63	1.15
N2	14.26	14.9	14.92	143.48	157.85	171.03	13.37	13.94	13.41	143.01	158.82	174.78	0.89	0.97	1.5
K1	13.61	13.98	14.17	18.19	25.08	32.84	13.91	13.75	13.57	17.82	26.32	34.63	-0.31	0.23	0.6
M4	3.88	7.77	10.13	88.75	151.69	179.93	4.15	7.21	9.68	97.93	163.8	201.03	-0.27	0.57	0.45
K2	6.73	6.66	6.08	176.24	194.47	211.23	6.31	6.45	6.1	181.43	199.11	217.56	0.43	0.2	-0.02
L2	4.53	6.51	7.99	136.26	144.72	155.92	3.42	4.92	6.35	151.76	157.14	169.04	1.1	1.6	1.64
MS4	1.79	4.75	6.07	152.22	211.55	239.92	2.19	4.69	6.15	158.03	221.69	258.95	-0.41	0.06	-0.08
mu2	2.05	3.64	5.61	170.91	219.72	238.48	1.71	3.69	6.29	191.19	233.49	255.11	0.35	-0.05	-0.68
P1	3.86	3.32	3.5	10.69	16.87	24.93	3.78	3.59	3.32	16.87	21.24	29.77	0.07	-0.27	0.18

- Différence complexe entre les ondes de marée dérivées des séries de 2002 et de 2019 aux dates communes

Tableau A. 7: Caractéristiques des principaux constituants de marée et différence complexe entre 2002 et 2019 pour les dates communes en SM2

Ondes	Amplitude 2002			Phase 2002			Amplitude 2019			Phase 2019			Différence (cm)		
	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4	SM2	SM3	SM4
M2	70.33	77.15	83.14	146.29	158.53	169.59	70.53	76.34	80.29	148.96	161.16	173.94	-0.2	0.81	2.85
S2	23.17	24.69	25.34	182.31	198.72	213.61	22.54	23.98	24.26	186.23	202.17	220.18	0.63	0.7	1.08
N2	14.28	14.9	14.69	143.08	157.23	170.77	13.37	13.78	13.57	143.41	158.43	174.02	0.91	1.12	1.12
K1	13.59	14.0	15.21	17.87	25.19	32.36	13.8	13.65	14.76	17.53	26.35	34.57	-0.2	0.35	0.45
M4	3.86	7.77	10.09	89.4	152.23	179.6	4.03	7.19	9.37	96.3	163.52	198.96	-0.16	0.58	0.72
K2	6.68	6.5	6.39	175.96	193.66	213.53	6.41	6.35	6.19	181.33	198.95	220.41	0.27	0.15	0.19
L2	4.57	6.47	7.62	135.75	145.9	156.14	3.38	4.95	6.34	150.04	157.91	170.48	1.18	1.52	1.28
MS4	1.74	4.72	6.04	152.09	211.42	239.65	2.16	4.66	6.11	159.98	222.25	259.39	-0.42	0.06	-0.06
MU2	2.09	3.67	5.51	169.35	220.69	238.6	1.69	3.55	6.28	187.41	233.05	252.76	0.4	0.11	-0.77
P1	3.84	3.26	4.64	10.3	17.93	29.72	3.72	3.44	4.51	16.41	21.88	31.28	0.12	-0.18	0.13

Annexe 3. Niveau d'eau extrême dans l'estuaire du Wouri (CHAPITRE 5)

A3.1. Tableau récapitulatif des dates de skew-surge extrêmes et de leur intensité

Tableau A. 8: Dates des extrêmes de skew surge avec et sans cycle saisonnier (CS) et leurs valeurs associées pour les stations SM2, SM3, SM4(case noire absence de données et case verte pas d'extrême détecté)

Dates	SM4		SM3		SM2	
	Avec CS	Sans CS	Avec CS	Sans CS	Avec CS	Sans CS
01/04/2018						0.129
24/05/2018				0.152		0.14
18/06/2018				0.167		0.152
19/06/2018						0.155
16/07/2018						0.14
18/07/2018						0.128
21/08/2018						0.149
20/09/2018					0.253	
23/09/2018					0.237	
23/10/2018					0.235	
01/12/2018		0.169				
02/12/2018						0.138
28/07/2019						0.139
29/07/2019				0.155		0.159
31/08/2019		0.161				
02/09/2019	0.255					
27/09/2019					0.234	
28/09/2019	0.276	0.172			0.246	
29/09/2019	0.271	0.167				
30/09/2019	0.264				0.252	
07/10/2019					0.28	
08/10/2019					0.248	
17/10/2019					0.23	
24/10/2019					0.246	
27/10/2019	0.325	0.195	0.302	0.188		
28/10/2019	0.306	0.176	0.228		0.296	0.137
29/10/2019	0.256					
30/10/2019					0.263	
22/11/2019					0.253	0.137
10/12/2019						0.136
26/06/2020				0.167		
27/06/2020		0.187				
29/06/2020		0.172				
14/07/2020				0.188		
30/07/2020				0.15		
31/07/2020				0.171		
20/08/2020			0.23	0.182		

21/08/2020	0.313	0.26	0.254	0.217		
29/09/2020			0.224			
16/10/2020	0.287	0.174	0.25			
17/10/2020	0.319	0.189	0.275	0.161		
18/10/2020	0.287					
25/10/2020			0.261			
12/12/2020				0.157		
08/04/2021		0.174		0.177		
01/10/2021					0.238	
08/10/2021	0.295	0.165	0.233			
09/10/2021	0.311	0.181	0.247		0.25	
20/10/2021			0.224		0.233	
02/12/2021		0.215		0.23		0.135
21/02/2022				0.153		
14/08/2022	0.299	0.217	0.251	0.182		
15/08/2022			0.233	0.196		
30/08/2022		0.178				
12/09/2022	0.258					
13/09/2022	0.254		0.227			
14/09/2022			0.24	0.151		
26/09/2022	0.296	0.192	0.254	0.165		
27/09/2022	0.284	0.18	0.244	0.155		
28/09/2022	0.278	0.174				
24/10/2022	0.26		0.231			
25/10/2022	0.311	0.181	0.228			

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	ii
RESUME	v
ABSTRACT	vii
SOMMAIRE	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiv
LISTE DES FIGURES	xvi
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE 1: PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE ET GÉNÉRALITÉS	4

1. Présentation générale du Golfe de Guinée et importance de sa zone côtière pour l'Afrique de l'Ouest.	5
1.1. Situation géographique et caractéristiques physiques.....	5
1.2. Enjeux de la zone d'étude	6
2. Présentation de l'estuaire du Wouri	8
2.1. Généralités sur les estuaires	8
2.2. Estuaire du Wouri	11
2.2.1. Situation géographique et caractéristiques géomorphologiques.....	11
2.2.2. Climat local et son évolution	13
2.2.3. Enjeux de la zone.....	14
3. La dynamique océanique dans le Golfe de Guinée	19
3.1. Le forçage atmosphérique	19
3.1.1. Les vents	19
3.1.2. Les précipitations.....	21
3.2. Les courants	23
3.3. La marée.....	24
3.3.1. Généralités.....	24
3.3.2. La marée dans le Golfe de Guinée et focus sur l'estuaire du Wouri	26

TABLE DES MATIERES

3.4.	Houle et vague	28
3.5.	Facteur hydrologique : le débit des rivières	29
4.	Variabilité régionale du niveau de la mer	31
4.1.	Variabilité du niveau de la mer à la côte.....	31
4.2.	Variabilité interannuelle et long terme du niveau de la mer	32
4.3.	Variabilité saisonnière du niveau de la mer	33
4.4.	Évènements extrêmes.....	34
5.	Conclusion.....	34
 CHAPITRE 2: DONNÉES ET MÉTHODES.....		36
1.	Données.....	37
1.1.	Les marégraphes	37
1.1.1.	Les instruments de mesure	37
1.1.2.	Données marégraphiques le long du littoral Ouest Africain	39
1.1.3.	Données marégraphiques dans l'estuaire du Wouri	39
1.1.4.	Données marégraphiques numériques	42
1.2.	Altimétrie spatiale	43
1.2.1.	Généralités sur l'altimétrie spatiale	43
1.2.2.	Problématique de l'altimétrie côtière	49
1.3.	Modèles et autres types de données	54
1.3.1.	Le modèle FES	54
1.3.2.	Données météorologiques.....	55
1.3.3.	Données de débit	55
1.3.4.	Mesures in situ.....	55
1.3.5.	Données dérivées de l'altimétrie	56
1.4.	Synthèse des données utilisées dans cette étude	57
2.	Méthodes	61
2.1.	Calcul des tendances	61
2.2.	Analyse spectrale	61
2.3.	Analyse harmonique de la hauteur d'eau	62
2.4.	Caractérisation de l'asymétrie de la marée	62
2.5.	Détection des hauteurs extrêmes.....	63
2.6.	Reconstruction et de validation des hauteurs d'eau marégraphiques	65
2.6.1.	Numérisation des données analogiques	65
2.6.1.a.	Mise en cohérence des séries de hauteur d'eau	66
2.6.1.b.	Cas des données analogiques	66

TABLE DES MATIERES

2.6.1.c. Cas des données numériques.....	68
2.6.2. Étude des résidus instantanées.....	69
2.6.2.a. Cas des marégraphes analogiques.....	69
2.6.3. Cas des marégraphes numériques.....	70
2.6.4. Méthode du Buddy checking.....	72

CHAPITRE 3: UN RESEAU DE MAREGRAPHES ALTIMETRIQUES VIRTUELS LE LONG DE LA COTE OUEST-AFRICAINE..... 73

1. CONTEXTE.....	73
2. Résumé de l'article en français	74
3. Article: Virtual coastal altimetry tide gauges along the West African coast	75

CHAPITRE 4: VARIATIONS DES HAUTEURS DE MER DANS L'ESTUAIRE DU WOURI : CARACTERISTIQUES ET PROCESSUS DYNAMIQUES 86

1. Construction d'un réseau multi-données de mesures de hauteur d'eau	88
1.1. Données utilisées pour l'étude	88
1.2. Comparaison des séries de hauteur d'eau	91
1.3. Comparaison des séries de hauteur d'eau sans marée : résidu.....	95
1.4. Analyse des données de hauteur d'eau après correction.....	100
2. Composantes des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri	102
2.1. Variations hautes fréquences	102
2.1.1. Analyse spectrale.....	102
2.2. Caractéristiques de la marée sur la zone d'étude	105
2.2.1. Ondes de marée principales.....	105
2.2.2. Différence de la marée entre la période ancienne et la période récente	107
2.2.3. Évolution de la marée du large de l'estuaire vers l'intérieur.....	109
2.3. Reconstruction des séries de hauteur de la marée.....	112
2.4. Variations des hauteurs d'eau sans la marée (résidu)	113
2.4.1. Analyse spectrale.....	115
2.4.2. Variations saisonnières et leurs fluctuations interannuelles	117
2.4.3. Impact des variations de pression atmosphérique	119
2.4.4. Contribution relative de la marée et du baromètre inverse dans les variations de hauteur d'eau	124
2.5. Autres facteurs de variabilité du niveau de la mer	126

TABLE DES MATIERES

2.5.1.	Impact du débit fluvial.....	126
2.5.2.	L'effet stérique	129
CHAPITRE 5: ÉVENEMENTS EXTREMES DANS L'ESTUAIRE DU WOURI.....		133
1.	Historique des évènements d'inondation dans la ville de Douala.....	135
1.1.	Projet Douala Ville Durable.....	135
1.2.	Construction d'un historique des inondations.....	136
1.3.	Analyse de l'historique d'inondation.....	140
2.	Caractérisation des hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri	144
2.1.	Extrêmes des séries de hauteur d'eau totale et du résidu sans marée	144
2.2.	Le Skew Surge et les extrêmes de hauteur d'eau	151
3.	Analyses des évènements extrêmes les plus significatifs et communs aux 3 stations marégraphiques sur la période d'analyse.....	155
3.1.	Évènement extrême du 27 au 30 Octobre 2019	158
3.2.	Évènement du 19 au 21 Août 2020	160
CHAPITRE 6: CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES		166
1.	Conclusion.....	166
1.1.	Un réseau côtier de stations marégraphiques dans le Golfe de Guinée pour compléter les marégraphes.....	167
1.1.1.	Comparaison entre les données de niveau d'eau des stations virtuelles et celles des stations marégraphiques pour	167
1.2.	Analyse des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri	168
1.3.	Évènements de hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri	169
1.4.	Limites de l'étude	170
2.	Perspectives.....	172
BIBLIOGRAPHIE		I
ANNEXES		XIX
Annexe 1.	Tableaux récapitulatifs des mesures analogiques de hauteur d'eau disponibles sur les marégrammes (CHAPITRE 2)	XIX
Annexe 2.	Caractéristiques de la marée et évolution possible dans le temps (CHAPITRE 4)	XXII

TABLE DES MATIERES

A2.1. Amplitudes et phases des 10 principales ondes de marée pour les séries de données récentes et anciennes	XXII
A2.2. Test de sensibilité sur la quantité de données pour une analyse harmonique	XXII
A2.2.1 Analyse harmonique sur des séries où on a supprimé des données.....	XXIII
A2.2.2 Analyse harmonique sur des séries avec des jours communs.....	XXVI
Annexe 3. Niveau d'eau extrême dans l'estuaire du Wouri (Chapitre 5)	XXVIII
A3.1. Tableau récapitulatif des dates de skew-surge extrêmes et de leur intensité	XXVIII
TABLE DES MATIERES.....	XXX

Titre : Variations du niveau de la mer dans le Golfe de Guinée et risques littoraux : focus sur l'estuaire du Wouri

Mots clés : Niveau de la mer, Golfe de Guinée, estuaire du wouri, station altimétrique virtuelle, marégraphe, marée

Résumé : Résumé

Les zones côtières du Golfe de Guinée, essentielles sur le plan écologique et socio-économique pour les populations d'Afrique, sont particulièrement exposées aux menaces telles que les inondations, les submersions marines, l'érosion côtière et la subsidence. Ces problématiques sont accentuées par les activités humaines et le changement climatique, et notamment l'élévation du niveau de la mer. Par conséquent, il est crucial de comprendre et surveiller les variations du niveau marin côtier de cette région densément peuplée et vulnérable. Toutefois, ces objectifs sont complexes de par le nombre limité de stations de mesure in-situ dans le Golfe de Guinée. L'altimétrie satellitaire, avec plus de 30 ans de données sur les variations du niveau de la mer, offre une perspective à ce problème. Bien qu'initialement fiable uniquement à plus de 20-30 km des côtes en raison des interférences terrestres et difficultés de traitement, grâce à des progrès récents, cette technique commence à fournir des données précises sur le niveau de la mer à proximité immédiate des côtes, entre 0 et 20 km. Cette avancée nous a permis de développer et valider un réseau de "stations virtuelles" le long de la côte du Golfe de Guinée, générant des séries temporelles longues et continues des variations du niveau de la mer en accord général (corrélation > 0.5) avec celles des données des marégraphes disponibles. Nous en avons dérivé les constituants des ondes de marée principales. Comparés aux marégraphes, le signal de marée côtier dérivé de l'altimétrie est légèrement sous estimé, mais les différences ne dépassent pas 6.5 cm, représentant moins de 6 % du signal total. Nous avons montré que ce réseau de marégraphes virtuels est une alternative aux mesures in-situ où ces dernières ne sont pas disponibles. Nous nous sommes ensuite focalisé sur le cas de l'estuaire du Wouri en utilisant la complémentarité entre une station virtuelle altimétrique située juste au large de l'estuaire et le réseau de marégraphes situé à l'intérieur. Pour ce faire, une partie des données de ce dernier a été numérisée et validée. Nous avons analysé les processus dynamiques à l'origine des variations de hauteur de la mer observées. La marée est le facteur prédominant, contribuant à plus de 96 % des variations du niveau de la mer locale. L'étude de l'ensemble de données altimétrie-marégraphie met en évidence une amplification et un déplacement de la marée à mesure que l'on pénètre dans l'estuaire. Nous avons montré que d'autres facteurs que la marée, comme l'effet barométrique inverse, le débit des rivières et le signal saisonnier, bien qu'ayant une contribution moindre, influencent de manière significative les hauteurs maximales et minimales des eaux dans l'estuaire du Wouri. En outre, le signal des résidus sans marée présente une variabilité interannuelle et saisonnière marquée. Ce dernier est caractérisé par un cycle semi-annuel avec des maxima en octobre (pic majeur) et entre février et mars (secondaire). Nous avons ensuite étudié les événements de hauteurs d'eau extrêmes dans l'estuaire du Wouri et leur possible rôle dans les inondations répertoriées à Douala. Les événements extrêmes suivent un cycle saisonnier prononcé, et ont principalement lieu en septembre et octobre, coïncidant avec la grande saison des pluies. Ils apparaissent modulés par le cycle saisonnier de hauteur de la mer qui amplifie ou atténue les hauteurs d'eau extrêmes observées selon la période de l'année. Nous avons étudié en détail deux événements exceptionnels, en d'Août 2020 et 2022. Le premier correspond à l'inondation la plus importante jamais enregistrée à Douala. Pour aller plus loin, il faudrait des données in-situ complémentaires et un modèle numérique local.

Mots clés : niveau de la mer, Golfe de Guinée, estuaire du Wouri, station altimétrique virtuelle, marégraphe, marée.

Title: Sea Level Changes in the Gulf of Guinea and Coastal Hazards: Focus on the Wouri Estuary

Key words: sea level, gulf of guinea, wouri estuary, virtual altimetric station, tide gauge, tide

Abstract: The coastal zones of the Gulf of Guinea, which are ecologically and socio-economically essential for the populations of West Africa, are particularly exposed to threats such as flooding, marine submersion, coastal erosion, and subsidence. These issues are exacerbated by human activities and climate change, particularly sea-level rise. Therefore, it is crucial to understand and monitor the variations in coastal sea levels in this densely populated and vulnerable region. However, achieving these objectives is challenging due to the limited number of in-situ measurement stations in the Gulf of Guinea. Satellite altimetry, with over 30 years of data on sea level variations, provides a solution to this problem. Although initially reliable only beyond 20-30 km from the coast due to land interference and processing difficulties, recent advances have enabled this technique to provide accurate sea level data in close proximity to the coast, between 0 and 20 km. This progress has allowed us to develop and validate a network of "virtual stations" along the Gulf of Guinea coast, generating long and continuous time series of sea level variations that generally correlate (correlation > 0.5) with available tide gauge data. From these, we derived the constituents of the main tidal waves. Compared to tide gauges, the coastal tidal signal derived from altimetry is slightly underestimated, but the differences do not exceed 6.5 cm, representing less than 6% of the total signal. We have shown that this network of virtual tide gauges is an alternative to in-situ measurements where these are not available. We then focused on the case of the Wouri estuary using the complementarity between a virtual altimetric station located just offshore of the estuary and the network of tide gauges located inside. To do this, some of the data from the latter was digitized and validated. We analyzed the dynamic processes responsible for the observed sea level variations. The tide is the predominant factor, contributing more than 96% of the local sea level variations. The study of the combined altimetry-tide gauge dataset highlights an amplification and shift of the tide as one moves into the estuary. We have shown that other factors besides the tide, such as the inverse barometric effect, river discharge, and the seasonal signal, although having a lesser contribution, significantly influence the maximum and minimum water heights in the Wouri estuary. Additionally, the non-tidal residual signal exhibits marked interannual and seasonal variability. The latter is characterized by a semi-annual cycle with maxima in October (major peak) and between February and March (secondary). We then studied extreme water level events in the Wouri estuary and their possible role in the documented flooding in Douala. Extreme events follow a pronounced seasonal cycle, occurring mainly in September and October, coinciding with the major rainy season. They appear modulated by the seasonal sea level cycle, which amplifies or attenuates the observed extreme water levels depending on the time of year. We studied in detail two exceptional events in August 2020 and 2022. The first corresponds to the most significant flood ever recorded in Douala. To go further, additional in-situ data and a local numerical model would be required.

Keywords: sea level, Gulf of Guinea, Wouri estuary, virtual altimetric station, tide gauge, tide.