Dynamique morpho-sédimentaire de l'estuaire du Wouri, Cameroun

Yannick Fossi Fotsi

▶ **To cite this version:**

Yannick Fossi Fotsi. Dynamique morpho-sédimentaire de l'estuaire du Wouri, Cameroun. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle; Université de Douala, 2022. Français. NNT : 2022LAROS012 . tel-03858540

HAL Id: tel-03858540
https://theses.hal.science/tel-03858540

Submitted on 17 Nov 2022

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

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

UNIVERSITÉ DE LA ROCHELLE

ÉCOLE DOCTORALE
EUCLIDE

UMR LIttoral Environnement et Sociétés

THÈSE

présentée par :

Yannick FOSSI FOTSI

le 10 février 2022
pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de La Rochelle

Discipline : Terre, Enveloppes fluides

Dynamique Morpho-sédimentaire de l'estuaire du Wouri, Cameroun

---

JURY:

Aldo SOTTOLICHIO	Professeur, Université de Bordeaux, Rapporteur
Sylvain OUILLON	Directeur de recherches, IRD/LEGOS, Hanoi, Rapporteur
Mélanie BECKER	Directeur de recherches, CNRS/LIENSs, Université de la Rochelle, Examinateur
Gaël ANDRE	Ingénieur de Recherche, Shom, Examinateur
Guillaume MARIE	Professeur, Université du Québec à Rimouski, Examinateur
Nicolas POUVREAU	Ingénieur de Recherche, Shom, Invité
Raphaël ONGUENE	Ingénieur de Recherche, Université de Douala, Invité
Isabelle BRENON	Maître de Conférences, Université de La Rochelle, Co Directeur de thèse
Jacques ETAME	Professeur, Université de Douala, Co Directeur de thèse

UNIVERSITÉ DE LA ROCHELLE

ÉCOLE DOCTORALE
EUCLIDE

UMR LIttoral Environnement et Sociétés

THÈSE

présentée par :

Yannick FOSSI FOTSI

le 10 février 2022
pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de La Rochelle

Discipline : Terre, Enveloppes fluides

Dynamique Morpho-sédimentaire de l'estuaire du Wouri, Cameroun

---

JURY:

Aldo SOTTOLICHIO	Professeur, Université de Bordeaux, Rapporteur
Sylvain OUILLON	Directeur de recherches, IRD/LEGOS, Hanoi, Rapporteur
Mélanie BECKER	Directeur de recherches, CNRS/LIENSs, Université de la Rochelle, Examinateur
Gaël ANDRE	Ingénieur de Recherche, Shom, Examinateur
Guillaume MARIE	Professeur, Université du Québec à Rimouski, Examinateur
Nicolas POUVREAU	Ingénieur de Recherche, Shom, Invité
Raphaël ONGUENE	Ingénieur de Recherche, Université de Douala, Invité
Isabelle BRENON	Maître de Conférences, Université de La Rochelle, Co Directeur de thèse
Jacques ETAME	Professeur, Université de Douala, Co Directeur de thèse

« Dans un environnement qui change,
il n'y a pas
de plus grand risque
que de rester immobile »

- **Jacques Chirac**

Remerciements

Cette belle aventure qu'est la thèse a commencé avec un séjour de 5 mois au Shom (Brest), afin de profiter de l'expertise de reconstruction du niveau de la mer. Arrivé au Shom, le projet de thèse initié a été bien construit et complété avec la dynamique sédimentaire. Après 3 ans et quelques mois, il a muri, s'est développé sur certains aspects, jusqu'à en arriver à ce manuscrit qui retrace une histoire de l'ensemble de mes travaux. C'est avec beaucoup d'émotion et de nostalgie que je fais la rétrospective de ces années, riche en expériences, en enseignements et en rencontres

Ce travail n'aurait pu se faire seul et constitue à plusieurs titres, un réel travail d'équipe. Elle a commencé avec la recherche du financement qui n'était pas gagné à la base. C'est la raison de mon remerciement au Service d'action Culturel de l'Ambassade de France au Cameroun (SCAC) et La Rochelle Université pour avoir financé ce projet. Cette thèse de doctorat en cotutelle entre l'Université de la Rochelle et l'Université de Douala en partenariat avec le Shom et le PAD a été un travail de collaboration donc je remercie l'accueil et l'accompagnement de toutes ces institutions. Entre la structure et le doctorant, une thèse de doctorat c'est un encadrement.

Je remercie **Isabelle Brenon** pour avoir accepté de diriger cette thèse. En Mars 2017, quand j'arrive pour la première fois au laboratoire LIENSs de l'Université de La Rochelle pour une présentation de mon projet de thèse, Isabelle a très vite fixé le cap : donner les grandes orientations de recherche du financement, défini un plan de travail et établit des collaborations. C'est la meilleure directrice qu'un thésard puisse rêver d'avoir !! Je la remercie pour son enthousiasme et sa force qui m'ont toujours été bénéfiques lors de mes coups de mou 😉, sans oublier le temps passé sur mon manuscrit à corriger mes fautes d'orthographe. Enfin, Isabelle, je veux aussi te remercier pour ton amitié. J'espère qu'on aura l'opportunité de continuer à travailler ensemble sur pleins d'autres projets et en particulier, l'estuaire du Wouri afin d'élargir ainsi tes connaissances sur le Cameroun^^. Avec ses fonctions administratives de Directeur de l'IUT de l'Université de Douala, on ne s'est pas souvent vu mais **Jacques Etame** a bien co-dirigée cette thèse. Je le remercie pour ses conseils toujours pragmatiques et avisés, il a toujours cru en moi et à mon projet de thèse. Il est un homme qui aime la science et adore soutenir les jeunes dans leurs projets de vie.

Merci, **Raphael Onguene**, toute cette belle aventure a commencé avec toi. Tu as su comment me guider, m'initier et m'accompagner dans la Recherche pendant toutes ces années. Merci également à **Nicolas Pouvreau**, qui est l'un des initiateurs de cette thèse. Il a été responsable de la mise en place d'un partenariat de collaboration entre l'Université de Douala et le Shom. Arrivé en France, tu m'as aidé à trouver mes marques, à construire et réaliser mon projet de thèse. A chaque fois que j'ai eu besoin de ton aide, tu as su être là, ta disponibilité et ta bienveillance m'ont vraiment porté au cours de cette thèse, merci infiniment !

A vous quatre, mes directeurs et encadrants, merci pour la liberté de recherche que vous m'avez donné pour explorer mon sujet et aller dans la direction que je voulais.

Mes remerciements s'adressent également à l'ensemble des membres du jury. Merci à **Sylvain Ouillon** et **Aldo Sottolichio**, pour le temps qu'ils ont consacré à la relecture et à l'évaluation de mes travaux.

Je remercie également **Gaël André**, **Guillaume Marie** et **Mélanie Becker** d'avoir accepté de faire partir de mon jury de thèse en tant qu'examinateur et examinatrice. Je suis également très reconnaissant pour les échanges très enrichissants que nous avons pu avoir lors de ma soutenance.

Je remercie également du fond du cœur **Yann Ferret,** qui a fait partie de l'encadrement "indirect" de cette thèse. Je le remercie pour mon accueil au Shom et le temps qu'il a consacré à mes travaux. Merci de m'avoir permis de me familiariser avec la numérisation, et pour les idées et conseils. **Laurence Murillo** (ma deuxième directrice de thèse), merci beaucoup pour ta gentillesse, ta disponibilité permanente et pour les nombreux encouragements que tu m'as prodigués, sans oublier mon repas d'avant soutenance qui m'a permis de tenir debout jusqu'à la fin des discussions. **Alexa Latapy**, je te remercie pour avoir toujours été présente depuis mon arrivée au Shom et même après mon départ pour la Rochelle Université. Rappelle-toi de ces meilleurs moments de digitalisations qui ont parfois meublé nos deux thèses. Ta présence à ma soutenance de thèse m'a fait très plaisir. Merci **Jean Rémy Huguet** pour ton appui précieux sur l'outil de modélisation numérique (TELEMAC) et pour nos échanges toujours dans la bonne humeur.

Je tiens à adresser mes plus sincères remerciements au Port Autonome de Douala (Cameroun). Particulièrement à **Georges Menye** (Directeur du Dragage et de la logistique maritime) qui a mis à notre disposition un bateau, tout l'équipement et l'équipage nécessaires pour le bon déroulement de nos missions de mesures de terrain dans l'estuaire du Wouri. Je remercie **Dieudonné Jombe** pour sa grande disponibilité, ses conseils, son soutien et le temps consacré pour m'accompagner dans mes mesures de terrain pendant cette thèse ; depuis mon master 2, il m'a « guidé » et initié à la dynamique sédimentaire. Ayant travaillé longuement dans les archives, merci à **Thierry Gendrier**, **Matthieu, Bastien, Jonathan, Genevier et al.**, de m'avoir guidé à l'utilisation de ces documents anciens. Merci aussi à toi **Yves Mimbeu** pour avoir participé à travers un stage de 6 mois à mes travaux de thèse, en numérisant quelques marégrammes et en m'accompagnant sur le terrain, pour les campagnes de mesure.

Comme vous avez pu vous rendre compte, pendant cette thèse, j'ai eu l'opportunité de travailler avec les structures du Shom, LIENSs et La Rochelle Université, à cet égard, je remercie l'ensemble du département HOM du Shom et en particulier le département Marée-Courants dirigé par Vincent Donato, pour leur accueil, leur confiance, leur soutien et leur intérêt pour mes travaux. Que de beaux et bons souvenirs à Brest, merci pour tous tes conseils **Emilie.** Merci, aussi pour ton accueil chez toi et **Martial** quand j'étais de nouveau de passage en mission à Brest. Merci beaucoup à vous deux. Au Shom, j'ai fait également de belle rencontre que je remercie énormément : Florent, Fabien, Bazile, Solène, Marie, Jean-Baptiste Robin–Chanteloup (stagiaire), Stephanie Desmare (toujours souriante). J'ai eu la chance d'enseigner en tant qu'enseignant vacataire et ATER à La Rochelle Université. Merci aux collègues du département sciences de La Terre qui m'ont accueilli au sein de l'équipe enseignante : Aurélie, Eric, François, Hervé, Mikael, Nathalie, Vivien. Je tiens aussi à remercier **Olivier de Viron** et **Valérie Balu** respectivement Directeur du LIENSs qui m'ont accueilli et conseillé pendant trois ans au sein du laboratoire LIENSs. C'est grâce à vous que j'ai pu concilier avec bonheur recherche théorique et appliquée pendant cette thèse.

Merci évidemment aux ami(e)s **Vincent, Raphael, Amélie, Camille, Méry, Laura, Marc, Yann-Treden, Charlotte, Margot, clémence, Clément et Anaïs** du LIENSs qui m'ont accompagné pendant

toutes ces années ! Votre soutien a été très précieux lors de la convalescence de ma péritonite. La bande Koh-Lanata, Raphael, Amélie et Camille on se serra bien marée ! Merci à vous qui m'aviez fait découvrir les magnifiques paysages pyrénéens. Raphael mon co-bureau 144, grâce à toi, je peux dire haut et fort que je suis un vrai débutant au ski. Amélie, je te fais un petit clin d'œil en pensant à cette soirée de retour sur la piste de ski quand je ne tenais plus debout « vive le chasse neige ». Mon ami Vincent, merci de m'avoir accueilli chez toi quand je cherchais un logement après mon retour du Cameroun. Claire, enfin !!! je n'entendrais plus cette fameuse question récurrente « quand est-ce que tu soutiens cette thèse ?», bien qu'angoissante en périodes fréquentes de doutes, m'a permis de ne jamais dévier de mon objectif final. Dimitri, le maitre de conf., connaissant tous les bons plans. Merci pour tes précieux conseils et surtout pour ce morceau de pain du RU 😊, qui m'accompagné le jour ma soutenance.

Au-delà de ceux avec qui j'ai directement travaillé, je remercie l'ensemble des chercheurs, techniciens, stagiaires et visiteurs que j'ai eu à croiser dans les couloirs du LIENSs. Lorsque je me retrouvais bloqué, après trop de temps passé devant mon écran, sur un code qui semblait flou, ou sur une méthode de traitement qui ne donnait rien, je ne restais pas en zombi à mon bureau. Hop, un petit tour dans les bureaux ou en salle café, là nous échangions sur ce qui bloquait, et un nouvel angle d'approche devenait souvent évident ! Avec les missions et conférences, bienvenue les tracas administratifs... Merci à Laetitia, tu as toujours été là pour moi, malgré mes venues dans ton bureau pour une signature de dernières minutes. Une pensée pour tous ceux que je connaissais avant la thèse et qui sont toujours là : mes ami(e)s de l'Université de Douala, Bravo, Abessolo, Constantin, Simon. Aussi, les copains de la JEAI-RELIFOME, je vous dis merci.

Et bien sûr, je suis reconnaissant envers ma famille qui a toujours été là pour moi. Papa et maman merci de m'avoir toujours encouragé à faire de longues études. Merci pour tout votre soutien moral et financier. Je dis merci à mes frères et sœurs, cousins et cousines pour leurs prières à mon endroit. Votre amour et votre soutien ont été des moteurs durant l'ensemble de mes études. Une thèse, elle s'écrit en tout lieu et la famille au quotidien, se retrouve impliquée. Pendant ces années de thèse, Meaux a été le lieu par excellence de véritables ressources d'Energie et de renouvellement d'idées. Un grand merci à ce beau couple que forment Jocelin et Gaelle (couple Fotsing), qui m'a toujours accueilli avec beaucoup d'amour. Cette thèse est aussi la vôtre car les empreintes de Meaux sont en mémoire dans cette thèse. Yannick et Chloé (couple Fokou), comment puis-je vous dire que votre union dont j'ai été honoré d'être le témoin de mariage à marquer d'une forte empreinte cette thèse. Merci de m'avoir accompagné jusqu'au bout. Votre présence à ma soutenance m'a vraiment honoré une fois de plus. Ma tata Clarisse chérie, tu sais que cette thèse est aussi la tienne car tout ce beau parcourt a été le fruit de ton soutien inconditionnel, pour ceci j'aimerais te la dédier.

Pour finir, j'aimerais remercier la vie (**Dieu tout puissant**). Comme j'aime bien le dire, « la vie est une succession d'étapes ». Aujourd'hui, que je suis docteur, un énorme **MERCI** à toutes les personnes qui m'ont accompagné et soutenu pendant cette thèse et sur l'ensemble de mon parcours m'amenant à passer cette étape importante de ma vie. D'avance, je m'excuse si j'ai oublié de citer ou de remercier quelqu'un ; il est dur de se remémorer toutes ces années de thèse sans aucun oubli. Bonne lecture à tous, en espérant que ce sujet vous passionnera autant qu'il m'a passionné.

Table des matières

Introduction générale 1

Chapitre 1 Généralités sur les processus hydrodynamique et hydrosédimentaire des estuaires 5

1.1 Définition d'un estuaire 6

1.2 Classification des estuaires 7

1.3 Processus hydrodynamiques 16

1.4 Dynamiques des sédiments 21

Chapitre 2 Description de la zone d'étude 36

2.1 Situation géographique 37

2.2 Topographie 37

2.3 Hydrographie et Hydrologie 38

2.4 Courantologie 40

2.5 Aspects Géologiques 41

2.6 Hydroclimatologie et Condition océanographique 43

Chapitre 3 Instrumentation et modélisation numérique : outils pour une étude multi-échelles 53

3.1 Introduction 54

3.2 Instrumentation et acquisition de données historiques et actuelles 54

3.3 Modélisation numérique 3D 69

3.4 SEDI-3D MUD 73

Chapitre 4 Evolution récente de l'estuaire du Wouri : hauteurs d'eau et trait de côte 79

4.1 Evolution récente des composantes du niveau de la mer 80

4.2 Evolution géomorphologique récente 95

Chapitre 5 Hydrodynamique des marées dans l'estuaire du Wouri 124

5.1 La propagation de la marée 125

5.2 Utilisation du modèle hydrodynamique dans la compréhension de la dynamique des marées dans un estuaire tropical dragué (estuaire du Wouri, Cameroun) 125

5.3 Courants de marée dans l'estuaire du Wouri 169

5.4 Circulation résiduelle 173

5.5 Synthèse 175

Chapitre 6 Distribution des salinités et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire du Wouri 177

6.1 Distribution saisonnière *in situ* des salinités et turbidités 178

6.2 Distribution spatio temporelle des salinités et des sédiments fins 184

6.3 Synthèse 204

Conclusion générale et perspectives 206

Bibliographie 211

Annexes 225

Liste des figures

Figure 1. 2: Représentation schématique d'un estuaire d'après Dalrymple et al. (1992a); Dyer (1995), Pritchard (1967). 6
Figure 1. 3: Classification des estuaires en fonction de leurs caractéristiques géomorphologique (A-A': zone de coupe transversale) (Nebra Costas, 2016)). 8
Figure 1. 4: Les différents types d'estuaires selon la classification de Le Floch (1961). 9
Figure 1. 5: Classification des estuaires basée sur la structure verticale de la salinité (D'après Valle-Levinson (2011) dans Nebra (2015)). 11
Figure 1. 6: Diagramme de classification des estuaires (redessiné d'après Hansen et Rattray, 1966) en fonction des paramètres non dimensionnels de stratification et de circulation. Les points noirs représentent des exemples d'estuaires tel que la Gironde (Allen, 1972) et la seine Avoine (1981). 13
Figure 1. 7: Classification des estuaires basée sur le bilan hydrique (redessiné à partir de Valle-Levinson, 2010). 14
Figure 1. 8: Schéma représentatif de la propagation de la marée c dans (cas 1) un estuaire dominé par des variations de hauteurs d'eau h dans un chenal de largeur b, caractérisé par une dominance du flot avec propagation rapide de la pleine mer et (cas2) un estuaire dominé par les variations de hauteur d'eau sur la largeur de l'estuaire comprenant un chenal étroit et des zones peu profondes. Ces variations engendrent une dominance du jusant (Daprès Valle-Levinson (2011) dans Orseau (2016)). 18
Figure 1. 9: Circulation résiduelle de densité dans un estuaire. Les vitesses résiduelles sont calculées suivant l'écoulement du flot (Sf), l'écoulement du jusant (Sj) et une durée d'intégration (T), suivant la formule : Vr= (Sf-Sj)/T (d'après Allen et al., 1972). 19
Figure 1. 10: Distribution de l'énergie au sein d'un estuaire « à marée » selon la classification de Dalrymple et al., 1992 (d'après Dalrymple et al., 1992). 21
Figure 1. 11: Schéma des différentes origines du matériel en suspension au sein des estuaires (Eisma, 1993). 22
Figure 1. 12: Cycle des matières en suspension en estuaire (D'après Maggi (2005); Verney et al. (2006)). 23
Figure 1. 13: Schéma conceptuel de l'évolution du diamètre des flocs en fonction de la contrainte de cisaillement et de la concentration en MES (D'après Dyer 1990, vérifié in situ par Manning et al, 2002. 29
Figure 1. 14: Expériences de Thorn (1981) dans la Severn, où l'on voit la continuité des domaines de la floculation (ou chute accélérée) et de l'entravement. 29
Figure 1. 15: Transport des sédiments cohésifs en estuaire, d'après Van Leussen (1988). 34
Figure 1. 16: Schéma de la formation de la zone de turbidité maximale induite par la circulation résiduelle (A), l'asymétrie de la marée (B) et propagation de l'onde de marée (d'après Allen et al. (1980), Dyer, 1986 dans Druine (2018)). 35

Figure 2. 1: Localisation de L'estuaire du Wouri au Cameroun, à environ 25km du Golfe de Guinée dans l'océan Atlantique du Nord. 37

Figure 2. 2: Topographie en mètre de l'estuaire de Douala exprimée en mètre (source: données SWBD) (Onguéné, 2014). 38
Figure 2. 3: Réseau hydrographique de l'estuaire du Wouri (Kouandji, 2015) 39
Figure 2. 4: Schématisation de la circulation zonale en Atlantique équatorial (d'après Schott et al, (1999)). 40
Figure 2. 5: Schéma des courants de surface, courants littoraux déduits dans le Golfe de Guinée pour les périodes de novembre à mars (a) et de Juin à septembre (b) (adapté de Bertail, 1981). 40
Figure 2. 6: Esquisse géologique du bassin de Douala d'après Hourq (1955), Salard-Sheboldaeff (1981) et Regnoult (1986) dans Emvoutou (2018). 42
Figure 2. 7: Diagramme ombrothermique de Douala (Les données météorologiques sont échelonnées de 1951 à 2016 (1971-2016) pour les précipitations (températures). 43
Figure 2. 8: Evolution inter-annuelle des précipitations (mm) à Douala (1951 à 2016). 45
Figure 2. 9: Températures moyennes mensuelles (°C) à Douala (1971-2016). 45
Figure 2. 10: Evolution inter-annuelle des températures (°C) à Douala (1971 à 2016). 46
Figure 2. 11: Estuaire du Wouri ; photo mangrove de Douala bordant les rives du Wouri, illustrant le mur végétal infranchissable. 48
Figure 2. 12: Évolution de la population de Douala en 1984 et 2030 (source des données : BUCREP, Atlas Socio). 49
Figure 2. 13: carte d'évolution spatiale de Douala 1916-2015. 50

Figure 3. 1: Inventaire des mesures de hauteur d'eau historiques de l'estuaire du Wouri (Cameroun) avec les appareils de mesure. En bleu les archives conservées au SHOM et en rose celles se trouvant au PAD. 56
Figure 3. 2: Schéma représentant les étapes de numérisation de données de hauteur d'eau. .. 59
Figure 3. 3: Distribution annuelle des marégrammes par station de mesure 60
Figure 3. 4: Aperçu des séries temporelles avec la différence entre la série initiale et la série corrigée. 61
Figure 3. 5: Résidus des hauteurs d'eau aux station P2 (a), P3 (b) et P4 (c), présentant quelques anomalies encerclées en couleur marron. 64
Figure 3. 6: présentation des anomalies du 06 janvier (a) due à la numérisation d'une autre courbe à cette date et du 17 – 24 mai (b) due à un décalage vertical du marégraphe (ailleurs noté par l'observateur sur le marégramme papier) 64
Figure 3. 7: Résidus sur les hauteurs de PM (MHW) et BM (MLW) dans l'estuaire du Wouri. 65
Figure 3. 8: Inventaire de levés bathymétrique de l'estuaire du Wouri (Cameroun) présentant Les archives du SHOM (en bleu) et du PAD (en rose), recensés couvrent une période de 63 ans incluant au moins 16 ans de mesures bathymétriques 66
Figure 3. 9: Exemple de carte présentant les écritures de sonde (E) et le dessin topographique (D) d'une mission hydrographique dans la partie amont de l'estuaire du Wouri (Douala) en 1948. 67

Figure 3. 10: Schéma représentant les étapes de numérisation de minutes bathymétrique 69
Figure 3. 11: Positionnement des couches avec différentes méthodes de transformation 73
Figure 3. 12: Maillage triangulaire 2D 76
Figure 3. 13: Bathymétrie du modèle (profondeur en m). 77
Figure 3. 14: Vue d'ensemble des conditions limites 78

Figure 4. 1: Présentation de l'estuaire du Wouri avec ces quatre stations de mesures dont deux observatoires sont représentés (P2, P4). 81
Figure 4. 2: Extractions des PM (pointillés rouges) et BM (pointillés vertes) des données horaires de l'année 2011 à la station P4 84
Figure 4. 3: Fluctuations mensuelles moyennes du niveau moyen de la mer (MSL) aux trois stations P2, P3 et P4 dans l'estuaire du Wouri. 86
Figure 4. 4: Fluctuations mensuelles moyens annuels s des pleines mers (MHW), des niveaux moyens de mi- marée (MTL) et des basses mers (MLW), à trois stations (P2, P3, P4) dans l'estuaire du Wouri. 86
Figure 4. 5: Anomalies positives et négatives détectées dans les moyennes annuelles du niveau de la mer calculé par rapport à la série entre 2002 et 2019 des stations (P2, P3, P4) dans l'estuaire du Wouri. 88
Figure 4. 6: Niveaux moyens annuels et tendance linéaire de pleines mers (MHW), et des niveaux moyens de mi- marée (MTL) et des basses mers (MLW), et de à trois stations (P2, P3, P4) dans l'estuaire du Wouri. 89
Figure 4. 7: (a) Marée moyenne annuelle (MTR) et (b) variation saisonnière de la moyenne mensuelle de l'amplitude des marées aux trois stations de mesure (P1, P2, P3) dans l'estuaire du Wouri en 2002, 2011, 2018 et 2019. 90
Figure 4. 8: Evolution des composantes de marée principales (M2, S2, N2, K1, O1, M4) à trois stations (P2, P3, P4) dans l'estuaire du Wouri. 91
Figure 4. 9: Variation saisonnière des amplitudes M2 et M4 et rapport aM2/aM4 par analyse harmonique segmentée et analyse harmonique améliorée aux trois stations P2, P3 et P4 dans l'estuaire du Wouri pour les années 2002, 2011, 2018 et 2019. 92
Figure 4. 10: Relation entre la distance vers la terre et le taux du niveau de la mer pour les MTR et MTL dans l'estuaire du Wouri. 94
Figure 4. 11: MNT (b) réalisés dans l'estuaire du Wouri de 1948 (ou 1949, 1950) à partir de la mosaïque des minutes bathymétriques (a). 96
Figure 4. 12: MNT (b) réalisés dans l'estuaire du Wouri de 1996 à partir de la Mosaïque des images RADARS sur le Golfe de Guinée issue des scènes ERS-1, ERS-2 (1996 – 1999) (SHOM). 96
Figure 4. 13: Différentiel bathymétrique de l'estuaire du Wouri, en jaune – rouge les zones ayant subi un engraissement des fonds et en vert les secteurs en abaissement. 96
Figure 4. 14: Profils bathymétriques (transversale) réalisés dans l'estuaire du Wouri à partir des levés bathymétriques de 1948 et 1996 97
Figure 4. 15: Profils bathymétriques (longitudinal) réalisés dans l'estuaire du Wouri à partir des levés bathymétriques de 1948 et 1996 97

Figure 5. 1: Vitesse de courant instantanées (m/s) de surface (a) et de profondeur (b), 3 heures après la marée basse (1) et 3 heures après la marée haute (2) en période d'étiage. 169
Figure 5. 2: Vitesse de courant instantanées (m/s) de surface (a) et de profondeur (b), 3 heures après la marée basse (1) et 3 heures après la marée haute (2) en période de crue. 170
Figure 5. 3: Elévation de la surface libre (graphiques du haut) et vitesse de courant le long de l'estuaire, en vive-eau, en période d'étiage (graphiques de gauche) et en période de crue (graphiques de droite 172
Figure 5. 4: Elévation de la surface libre (graphiques du haut) et vitesse de courant le long de l'estuaire, en morte-eau, en période de crue (graphiques de gauche) et en période de crue (graphiques de droite) 172
Figure 5. 5: Vitesse de courant résiduelle aux cinq stations P0, P1, P2, P3, P4 et P5 dans l'estuaire du Wouri en morte-eau (noir) et vive-eau (rouge) en période d'étiage. Pour des raisons de lisibilité, les échelles ne sont pas les mêmes pour les vitesses résiduelles aux différents points. 174
Figure 5. 6: Vitesse de courant résiduelle aux cinq station P0, P1, P2, P3, P4 et P5 dans l'estuaire du Wouri en morte-eau (noir) et vive-eau (rouge) en période de crue. Pour des raisons de lisibilité, les échelles ne sont pas les mêmes pour les vitesses résiduelles aux différents points. 175
Figure 5. 7: Résumé des principales modifications des caractéristiques de la marée sous influence tidale dans l'estuaire du Wouri au cours de l'année 2019. 176

Figure 6. 1: Carte de localisation de l'estuaire du Wouri montrant les deux stations de mesures des sondes multi-paramètres (P.3 et P.5) et présentation de la transmission des données de la sonde YSI à l'ordinateur portable. 180
Figure 6. 2: Exemple d'identification des donnés fausses dans l'étape de nettoyage des données de turbidité des stations amont (noir) et aval (rouge) de l'estuaire du Wouri en période d'étiage. (a) Série temporelle des données brutes. La ligne bleue en pointillés. 181
Figure 6. 3: (A) Dispositif expérimental d'inter-calibration des sondes de turbidité au laboratoire. (B) Turbidité (NTU) mesurée par la sonde YSI en fonction de la concentration de MES (gl−1). 181
Figure 6. 4: Séries chronologiques des niveaux de hauteurs de marée, illustrant les marées de vive et morte eau (a et b), de turbidité, présentant des pics de valeurs de turbidité de vive et morte eau (c) et de salinité (d) aux deux stations de mesure (Amont et aval) à l'estuaire du Wouri en période d'étiage, de petite et grande crue. 182
Figure 6. 5: Variation de la Turbidité présentant ces valeurs maximales en marée montante (bleu) et descendante (verte), hauteur d'eau et salinité en fonction d'un cycle de marée observé en une journée pendant les mortes (a) et vives eaux (b) à la station de mesure amont de l'estuaire (noir) en période d'étiage (a1, b1), petite crue (a2, b2) et grande crue (a3, b3). 183
Figure 6. 6: Variation de la Turbidité présentant ces valeurs maximales en marée descendante (bleu) et descendante (verte), hauteur d'eau et salinité en fonction d'un cycle de marée observé en une journée pendant les mortes (a) et vives eaux (b) à la station de mesures aval de l'estuaire (rouge) en période d'étiage (a1, b1), petite crue (a2, b2) et grande crue (a3, b3). 184

Figure 6. 7: Transect longitudinal d'analyse des distributions de la salinité et dynamique sédimentaire dans l'estuaire du Wouri. 185
Figure 6. 8: Distributions de la salinité de surface et de fond pendant les morte et vive-eau en période d'étiage dans l'estuaire du Wouri. 187
Figure 6. 9: Distributions de la salinité surface et de fond pendant les morte et vive-eau en période de crue dans l'estuaire du Wouri. 188
Figure 6. 10: Distribution de la salinité le long du chenal sous la condition de faibles débits (étiage) en morte-eau et vive-eau 189
Figure 6. 11: Distribution de la salinité le long du chenal sous la condition des forts débits (crue) en morte-eau et vive-eau 189
Figure 6. 12: Limite de référence (trait noir) et limites de l'intrusion saline en étiage et en crue pour différentes conditions de marée. 191
Figure 6. 13: Comparaison entre la concentration de MES de surface mesurée et prédite aux deux stations de mesure P3 et P5 en période d'étiage (du 17 jan. – 02 fév.) et de crue (04 – 20 Août) de l'année 2019. 192
Figure 6. 14: Distribution spatiale de la concentration des sédiments en suspension (SPM) selon les conditions de marée en morte-eau et vive-eau (g/l) en période de débit moyen (Petite crue) 194
Figure 6. 15: Distribution spatiale de la concentration des sédiments en suspension (SPM) (g/l) en période d'étiage. 195
Figure 6. 16: Distribution de la concentration en sédiments en suspension (PM, PM+1, PM+3 et PM+5) en période d'étiage. 196
Figure 6. 17: Distribution de la concentration en sédiments en suspension (BM, BM+1, BM+3 et BM+5) en période d'étiage 196
Figure 6. 18: Distribution spatiale de la concentration des sédiments en suspension (SPM) (g/l) en période de crue. 198
Figure 6. 19: Distribution de la concentration en sédiments en suspension (BM, BM+1, BM+3 et BM+5) en période de crue. 199
Figure 6. 20: Distribution de la concentration en sédiments en suspension (PM, PM+1, PM+3 et PM+5) en période de crue. 199
Figure 6. 21: Evolution des surfaces libres, vitesses de courant, concentration en MES et du dépôt au stations P3 et P5 en période d'étiage sur un cycle de morte-eau – vive-eau. 201
Figure 6. 22: Evolution des surfaces libres, vitesses de courant, concentration en MES et du dépôt au stations P3 et P5 en période de crue sur un cycle de morte-eau – vive-eau. 201
Figure 6. 23: Flux cumulés de la zone d'embouchure, de la partie intermédiaire (P3) à la partie amont (P4) de l'estuaire en période d'étiage. 202
Figure 6. 24: Flux cumulés de la zone d'embouchure, de la partie intermédiaire (P3) à la partie amont (P4) de l'estuaire en période de crue. 203
Figure 6. 25: Position correspondant aux flux cumulés calculés – Rouge : zone d'embouchure, – violète : P3, verte : P5 (amont) 203

Liste des tableaux

Tableau 1. 1- Classification des estuaires en fonction de l'amplitude des marées. 8

Tableau 1. 2- Classification des estuaires d'après la propagation de la marée (Dyer, 1995). . 10

Tableau 1. 3- Résumé des classifications des estuaires. 15

Tableau 2. 1- Le réseau hydrographique de l'estuaire du Wouri. 39

Tableau 3. 1- Détails des documents de mesures marégraphiques et bathymétriques historiques inventoriés et récupérés dans les différentes archives. 55

Tableau 3. 2- Descriptif des paramètres de mailles pour le modèle. 76

Tableau 4. 1- Disponibilité mensuelle des mesures de hauteur d'eau issues des marégrammes papiers pour les stations P2, P3 et P4 de l'année 2002 (en nombre de jours). 82

Tableau 4. 2- série des données annuelles de hauteur d'eau pour les stations et années sélectionnées pour l'analyse des variations du niveau de la mer[1]. 83

Tableau 5. 1- Déphasage entre les maximuns et minimums de surface libre et les étales de flot et jusant. 173

Tableau 6. 1- Différences de salinité ΔS (fond-surface) à l'embouchure et à P5 en étiage et en crue, pour différentes conditions de marée 186

Tableau 6. 2- Limite de l'intrusion saline en étiage et en crue, pour différentes conditions de marée 190

Liste des photos

Photo 2. 1- Douala (vu du ciel) au pied du Mont Cameroun © Google map 2016 (Kialeu, 2016) 44

Photo 2. 2- Fort usage de la mangrove dans les zones côtières. (Cliché : Mbevo, 2014)..... 51

Photo 2. 3- Présentation de quelques activités économique dans l'estuaire du Wouri, A (Port autonome de Douala) et extraction de sable (B), pêche (C) et Exploitation de bois (D). 52

Introduction générale

Comme toutes les régions côtières, le littoral estuarien du Wouri (Cameroun) est un milieu complexe et diversifié, gouverné par des phénomènes atmosphériques, marins et terrestres. Cette diversité résulte des changements naturels, de l'activité de l'Homme et de la diversité même des ressources. Les zones côtières comptent parmi les écosystèmes les plus productifs de la biosphère et offrent des attributs spécifiques dont le développement socio-économique peut tirer profit ou inversement mettre en danger. Leur vulnérabilité est à la mesure de leur potentiel. En effet, ces milieux sont souvent soumis à une exploitation anarchique, voir destructive, pouvant entraîner la rupture des équilibres écologiques.

Selon Neumann et al. (2015), la population dans les zones côtières passe de 625 millions en 2000 à environ 900 millions (880-950 millions) en 2030, puis à plus de 1 milliard d'habitants en 2060 (1-1,4 milliards). Les environnements côtiers offrent une variété de fonctions économiques, résidentielles et récréatives importantes qui dépendent toutes de leurs caractéristiques physiques. Compte tenu de la pression accrue exercée sur les régions côtières en raison des effets du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer, il est possible de développer les programmes actuels de gestion des côtes et d'améliorer notre compréhension des processus complexes qui les régissent afin de protéger cette ressource vitale pour les générations futures (Reeve et al., 2018). La taille des communautés côtières est appelée à augmenter de façon spectaculaire, faisant de l'érosion et du recul des côtes un facteur social et économique important (Brooks, 2010). Compte tenu de l'importance de la zone côtière pour la société dans son ensemble et des menaces auxquelles elle est confrontée, de nombreux travaux seront nécessaires pour déterminer la manière la plus efficace de gérer et de protéger cette ressource vitale. De plus, l'adaptation des régions côtières représente un plus grand défi pour les pays en voie de développement, à cause de leurs ressources économiques limitées. C'est le cas de l'estuaire du Wouri, qui abrite la plus grande ville économique du Cameroun, Douala, poumon économique de l'Afrique centrale. Passée en un peu plus d'un siècle, d'une cité portuaire à une mégalopole d'environ 2 à 3 millions d'habitants, la ville a enregistré une expansion fulgurante avec l'agrandissement du port et la multiplication des industries le long de l'estuaire du Wouri. Cependant, cette expansion s'est accompagnée de nuisances à l'environnement dont les conséquences différées apparaissent aujourd'hui. On peut noter :

- l'érosion intense (10m/an) combinée à la montée vertigineuse du niveau des eaux marines (inondation), obligeant des milliers d'habitants à abandonner leur lieu de vie,

ce qui est accentué par l'action de destruction des mangroves (Parry and Cox, 2007; Tchindjang and Fendoung, 2019) ;

- l'envasement rapide du chenal de navigation, car selon Jombe Seppo (2003); Komba et al. (2019) et SOGREAH (2006), la quantité de sédiments dragués est croissante et dépassent largement les prévisions des études antérieures ;
- une intrusion saline très prononcée en zones de très faible altitude et de petites îles (Olivry, 1974).

Au rythme des pressions auxquelles est soumis le littoral estuarien du Wouri (opérations de dragage et d'immersion, nécessaires au maintien et au développement des activités maritimes, pollutions marines et terrestres qui se retrouvent transportées par les fleuves, surpêche et surexploitation des ressources, etc.), les demandes en ressources vont crescendos. Fort de ces constats, la nécessité de réponse à ces problématiques représente une contrainte très forte des autorités pour l'ingénierie maritime, l'habitat et l'aménagement du littoral estuarien camerounais. Aujourd'hui, la grande majorité des études déjà effectuée, porte sur le lien direct entre l'accélération de la croissance démographique de la ville de Douala avec la forte destruction ou la pollution des zones de mangrove (Adolphe et al., 2009; Ajonina et al., 2015; Din et al., 2008; Ellison and Zouh, 2012; Mbevo Fendoung et al., 2018; Mbusnum et al., 2020; Ngo-Massou et al., 2014; Olivry, 1974; Van Campo and Bengo, 2004).

La dynamique des estuaires influencés par une source sédimentaire de zone fluviale adjacente est étudiée dans différentes régions du monde (Beck, 2005; Cheng et al., 2009; Cooper, 1993; Do et al., 2020; Dunn et al., 2015; Orseau et al., 2021; Toublanc et al., 2014; van Maanen and Sottolichio, 2018; Zhu et al., 2021).En Afrique subsaharienne et particulièrement au Cameroun, il existe encore très peu de recherches sur la dynamique côtière à l'exception de celle de Abessolo Ondoa (2020); Joseph (2016) et Onguene (2015). Dans leurs travaux, les auteurs montrent l'importance de la mesure de terrain et de modélisation dans la description complète des effets complexes et locaux des variations du niveau de la mer et de circulation océanique à l'évaluation des risques côtiers. Cependant, la plupart des paramètres océaniques disponible au stade actuel de la recherche dans l'estuaire du Wouri proviennent des modèles globaux, avec une faible résolution spatiale qui rendent difficilement compte des processus côtiers régionaux. Une caractérisation plus approfondie et actualisée de la dynamique du littoral estuarien du Wouri est donc nécessaire afin de mieux anticiper les changements liés au développement des activités responsables des pressions subites.

C’est dans cette optique que nos travaux portent sur, l'exploitation, la diffusion et la pérennisation des mesures historiques couvrant le 20ème siècle et conservées au Service hydrographique du Port autonome de Douala (PAD) et au SHOM. Ces données sont essentielles pour connaître les évolutions à long terme du niveau de la mer, améliorer notre compréhension des processus en jeu dans les changements morphologiques des fonds et du littoral estuarien du Wouri, appréhender les effets du changement climatique et ses effets sur la dynamique sédimentaire, sur la remontée saline et pour déterminer les liens éventuels avec l'activité anthropique.

Ces données sont d'autant plus importantes que les observations localisées le long de l'équateur sont aujourd'hui quasi-inexistantes.

Comme l’ont souligné Arthurton et al. (1994), Latapy (2020), Capo et al. (2006a), Wu et al. (2019), Zhang et al. (2019), comprendre les processus d’évolution de la côte, le mode de circulation, le transport et le devenir des sédiments fins est essentiel pour prédire leur impact sur les écosystèmes et l’environnement des activités humaines, mais aussi l’impact des changements morphologique et climatique.

Le littoral estuarien du Wouri est principalement contrôlé par les saisons, qui impacte fortement les apports fluviaux, et les conditions de marée. Les interactions entre ces processus impliquent des mécanismes physiques agissant à différentes échelles de temps. Pour cette raison, il est nécessaire de s’intéresser aux tendances à long et court terme. La combinaison des mesures in-situ et de la modélisation numérique vise à caractériser l’influence de différents forçages externes, tels que la marée, le courant résiduel au large, le débit, sur la dynamique de la matière en suspension grâce aux données bathymétriques, topographiques et des mesures marégraphiques historiques et données (hauteur d’eau, salinité, turbidité) *in-situ* récentes, associées à la modélisation numérique, les objectifs de ce travail reposent ainsi sur les points suivants :

- Acquérir des mesures in-situ pertinentes, servant non seulement à développer/valider les précédentes approches, mais à connaître aussi les processus sédimentaires (dont la dynamique de la MES) et l’influence des forçages dynamiques à différentes échelles de temps (cycle de marée et période de débits).
- Inventorier, digitaliser, contrôler l’ensemble des documents marégraphiques et bathymétriques à notre disposition afin de reconstituer les séries des mesures de hauteur de la mer et de trait de côte pour obtenir une estimation plus précise des tendances d’évolution long à court-terme.

- Analyser le signal des mesures de hauteur de la mer pour étudier les changements dans les composantes de la marée et évaluer leur influence sur la dynamique du littoral estuarien du Wouri.
- Analyser spatio-temporellement l'évolution du littoral estuarien du Wouri et proposer des hypothèses sur les processus influençant leurs dynamiques.
- Développer et mettre en place un modèle hydrodynamique et sédimentaire (TELEMAC 2D, 3D) permettant de caractériser la marée et le mode de circulation de l'estuaire.

La structure de ce manuscrit est divisée en six chapitres :

Chapitre. 1 – État de l'art sur l'ensemble des connaissances actuelles des processus hydrodynamique et hydro sédimentaire des estuaires.

Chapitre. 2 – Description de la zone d'études : l'estuaire du Wouri avec la synthèse des différentes caractéristiques (sédimentologique, hydrodynamique, etc.) établie à partir d'études antérieures.

Chapitre. 3 – Matériels et méthodes : protocoles établis et instrumentation utilisée. La particularité de cette approche est l'utilisation de données historiques tant bathymétriques qu'hydrographiques qui permettent d'apprécier l'évolution du littoral estuarien du Wouri depuis les 70 dernières années. Comparer aux mesures actuelles, le traitement de données historique a demandé un travail supplémentaire pour la numériser, homogénéiser et valider ces données pour évaluer la dynamique des littoraux.

Chapitre. 4 – L'élévation récente des hauteurs d'eau et l'érosion côtière : Analyse des tendances d'évolution des variations spatio-temporelle du niveau de la mer et des variation morphologiques du littoral estuarien du Wouri.

Chapitre. 5 – Hydrodynamique de la marée dans l'estuaire du Wouri : analyse des caractéristiques hydrodynamiques de l'estuaire. Ce chapitre présentera la déformation du signal de marée dans l'estuaire, ainsi que les courants de marée qui en résultent. Il décrira également, la saisonnalité des débits sur l'asymétrie de la marée.

Chapitre. 6 – Mode de circulation et dynamique de transport des sédiments fins dans l'estuaire du Wouri. Ce chapitre décrira la saisonnalité de l'intrusion saline, les mécanismes de mélange et de stratification des eaux qui interviennent dans l'estuaire et s'attardera également à présenter la dynamique des sédiments fins et les forçages qui gouvernent leur dynamique.

1

Généralités sur les processus hydrodynamique et hydro-sédimentaire des estuaires

1.1 Définition d'un estuaire 6

1.2 Classification des estuaires 7

1.2.1 Classification basée sur la géomorphologie de l'estuaire 7

1.2.2 Classification basée sur la marée 8

1.3 Processus hydrodynamiques 16

1.3.1 Propagation de l'onde de marée dans l'estuaire et effet du débit 16

1.3.2 Le débit fluvial 19

1.3.3 Synthèse de l'influence des processus hydrodynamiques 20

1.4 Dynamiques des sédiments 21

1.1 Définition d'un estuaire

Le terme estuaire est dérivé du mot latin "aestus" qui signifie marée ou mouvement d'oscillation, et plus spécifiquement du mot "aestuarium" qui signifie marais ou canal (McLusky and Elliot, 2004) . La définition la plus largement acceptée d'un estuaire a été proposée par Cameron et Pritchard (1963). Selon cette définition, un estuaire est « une masse d'eau confinée ayant une connexion libre avec la mer ouverte et à l'intérieur duquel l'eau de mer est diluée d'une façon mesurable avec de l'eau douce issue du drainage du bassin versant ». Cette définition, qui tient compte des processus physiques, chimiques, biologiques et sédimentaires (Figure 1.1) a subi plusieurs modifications. De Dalrymple et al. (1992); Fairbridge (1980); Perillo, (1995) à certainement la plus satisfaisante d'un point de vue hydrodynamique, Dyer (1995) inspiré de Pritchard (1967) définit l'estuaire comme : « *une masse d'eau confinée ayant une connexion libre avec la mer ouverte, se prolongeant dans la rivière jusqu'à la limite de l'influence tidale, à l'intérieur de laquelle l'eau de mer est diluée d'une façon mesurable avec de l'eau douce issue du drainage du bassin versant ».*

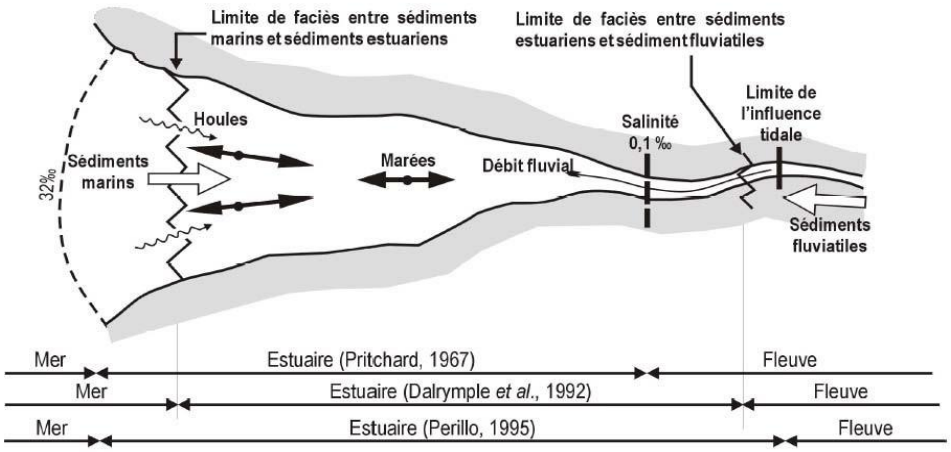


Figure 1. 1: Représentation schématique d'un estuaire d'après Dalrymple et al. (1992a); Dyer (1995), Pritchard (1967).

Cette approche du milieu estuarien souligne sa complexité. Perillo (1995) recense 40 définitions différentes : un estuaire reste dépendant de la perspective étudiée, les estuaires sont le plus souvent définis en fonction de leurs caractéristiques hydrodynamiques. Certains aspects du milieu estuarien ne sont pas pris en compte dans ces définitions, par exemple la morphologie du substrat. En raison de leur importance socioéconomique, une des principales caractéristiques des estuaires est la pression anthropique, qui modifie la vision actuelle du milieu estuarien, sans que cet aspect soit pris en compte dans les définitions proposées.

1.2 Classification des estuaires

Les classifications de milieux estuariens, ont été proposées en se basant sur différents critères tels que la géomorphologie, la salinité ou des forçages hydrodynamiques incluant la marée et le débit.

1.2.1 Classification basée sur la géomorphologie de l'estuaire

D'après Pritchard (1952), les estuaires peuvent être classés sur la base de critères géomorphologiques. Cette classification distingue les estuaires en quatre groupes (Figure 1.2) :

1. les estuaires de plaine côtière : Formés par l'ennoiement d'anciennes vallées fluviales dues à l'augmentation du niveau marin amorcé il y a 15 000 ans. Ces estuaires sont larges (quelques km), peu profonds (≈10m), caractérisés par un chenal central plus profond et par un ratio largeur/profondeur élevé. Ils se rencontrent surtout aux latitudes tempérées (estuaires des côtes américaines tel celui de la baie de Chesapeake, estuaire des grands fleuves européens de façon générale).

2. les fjords : associés aux hautes latitudes, ils ont été formés par l'érosion glaciaire. Ils sont généralement profonds (plusieurs centaines de mètres), étroits (plusieurs centaines de mètres) et caractérisés par un ratio largeur/profondeur bas. La connexion à l'océan est marquée par la présence d'un palier peu profond souvent assimilé à une moraine d'un glacier actif ou éteint. On rencontre ce type de système le long des côtes norvégiennes, des côtes américaines (estuaire du Puget Sound, fjord du Saguenay),

3. les estuaires à barre sédimentaire : La forte sédimentation ayant lieu dans ces estuaires et le déferlement des vagues conduit à la formation d'une barre sédimentaire. Dans d'autres cas, il peut s'agir d'ancienne baie refermée par une flèche sableuse créée par la dérive littorale. Dans cette catégorie la morphologie de l'estuaire est très variable et sera fonction des taux de sédimentation, des houles et des crues qui peuvent éroder partiellement la barre formée. Ce type de système est plutôt caractéristique des zones tropicales ou de certaines zones à sédimentation active (estuaire du Rhône, par exemple et son cône d'accrétion sous-marin).

4. les estuaires formés par la tectonique : Dans de rares cas, l'activité sismique à proximité de l'océan peut générer la formation de failles et l'enfoncement d'une partie de la croute terrestre qui donnera naissance à un estuaire (Baie de San Fransisco).

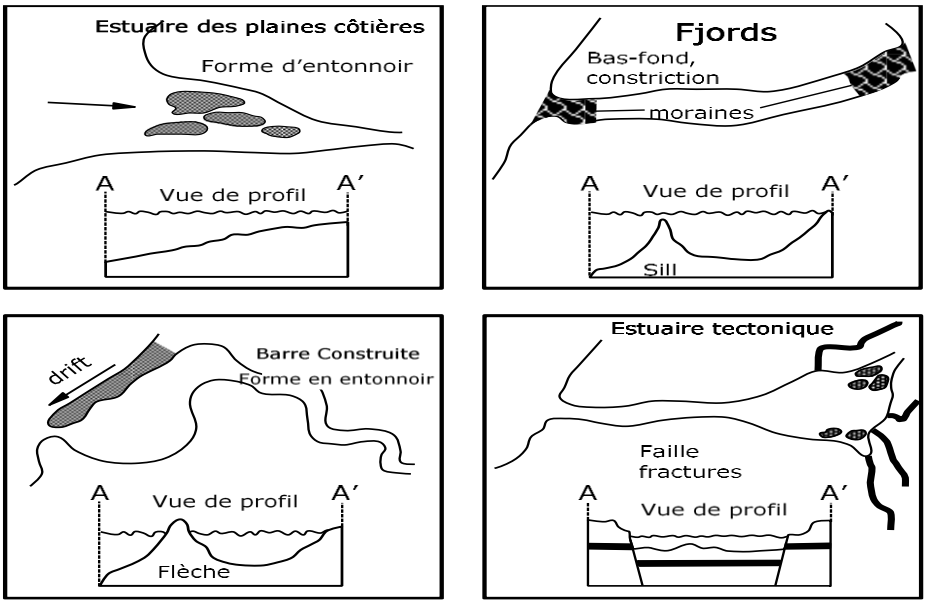


Figure 1. 2: Classification des estuaires en fonction de leurs caractéristiques géomorphologique (A-A': zone de coupe transversale) (Nebra Costas, 2016)).

1.2.2 Classification basée sur la marée

1.2.2.1 Le marnage

En fonction des variations de l'amplitude du marnage observé à l'embouchure, et suivant la classification proposée par Davies (1964), Hayes (1975) classe les estuaires comme dans le tableau 1.1 :

Tableau 1. 1- Classification des estuaires en fonction de l'amplitude des marées.

Type	Marnage (m)	Caractéristique	Exemple
Estuaires Micro-tidal	< 2	Généralement très stratifiés en débits élevés	Baie de Tampa, Baie d'Apalachicola, Mississippi (USA), Limfjord, Isefjord (Danemark)
Estuaires Méso-tidal	2 - 4	Majoritairement mixte à partiellement mixte	Mae Klong (Thaïlande), Mékong (Vietnam), Lalang (Indonésie), Columbia (États-Unis)
Estuaire Macro-tidal	4 - 6	Généralement bien mixte	Tamise, Mersey, Tees (Royaume-Uni), Escaut (Pays-Bas), Delaware (USA), Pungue (Mozambique)
Estuaire Méga-tidal	> 6	Généralement bien mixte	Seine, Somme (France), Severn (Royaume-Uni), baie de Fundy (Canada)

1.2.2.2 La propagation de la marée

Les interactions entre la marée et la morphologie de l'estuaire entrainent une déformation plus ou moins importante de l'onde incidente. Par conséquent, le marnage et les vitesses du courant de marée observées tout au long de l'estuaire sont dépendants des caractéristiques physiques des estuaires. Deux effets sont à prendre en compte : la convergence des berges du fleuve et la friction. Dans le cas d'une friction nulle, la conservation de l'énergie implique une augmentation du niveau d'eau due à la convergence, qui compresse l'onde de marée latéralement. A l'inverse, lorsque la friction est importante, la dissipation d'énergie associée provoque une diminution du marnage de l'aval vers l'amont. Le Floch (1961), Nichols et Biggs (1985) ont ainsi défini trois types d'estuaire (Figure 1.3 et tableau 1.2).

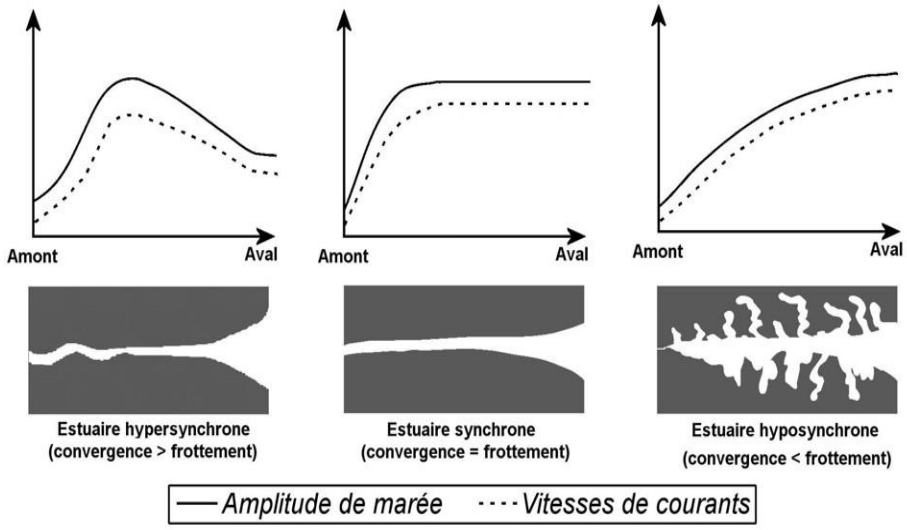


Figure 1. 3: Les différents types d'estuaires selon la classification de Le Floch (1961).

Dans le cas d'un canal sans réflexion, avec un fond régulier horizontal et une largeur B diminuant exponentiellement de l'aval vers l'amont, tel que :

$$B = \lambda e^{-\beta x} \tag{1.1}$$

Le Floch (1961) définit pour cette classification un coefficient de convergence critique β_{crit}, tel que :

$$\beta_{crit} = \frac{k}{2\sqrt{gH}} \tag{1.2}$$

Ou λ est la largeur de l'estuaire à l'embouchure, x est la distance depuis l'embouchure, k est le coefficient de frottement (supposé linéaire), H est la hauteur et g est l'accélération de la pesanteur.

Tableau 1. 2- Classification des estuaires d'après la propagation de la marée (Dyer, 1995).

Type	Caractéristique	Raison	Exemple
Estuaires hypersynchrones	L'amplitude de marée et les courants associés augmentent brusquement dans l'embouchure avant de diminuer vers l'amont	Convergence > friction ($\beta > \beta_{crit.}$)	Escaut (Pays-Bas), Seine (France), Humber, Tamise (Royaume-Uni)
Estuaires synchrones	L'amplitude de marée et les courants associés restent constants longitudinalement	Convergence = friction ($\beta = \beta_{crit.}$)	Elbe (Allemagne), Delaware (Royaume-Uni), Limpopo, Maputo (Mozambique)
Estuaire hyposynchrones	L'amplitude de la marée et les courants associés diminuent vers l'amont	Convergence < friction ($\beta < \beta_{crit.}$)	Mékong (Vietnam), Voie navigable de Rotterdam (Pays-Bas), Incomati, Pungue (Mozambique)

La seconde classification, établie par Le Floch (1961), définit trois types d'estuaires selon l'évolution du marnage et de la vitesse des courants le long de l'estuaire (Figure 1.4). Pour chacun des groupes, après une certaine distance de l'embouchure, le marnage et la vitesse des courants diminuent. Ces groupes sont les suivants : (i) hypersynchrone (marnage et vitesse du courant augmentent) ; (ii) synchrone (marnage et vitesse du courant sont constants) et (iii) hyposynchrone (marnage et vitesse du courant diminuent).

1.2.2.3 Classification basée sur la structure verticale de la salinité

Cette classification est basée sur la stratification de la colonne d'eau (Figure. 1.4). Elle s'appuie sur le rapport entre les effets de flottabilité induits par le débit du fleuve et le mélange induit par la marée pour classer l'estuaire selon les groupes suivants (W. Cameron and Pritchard, 1963; Dyer et al., 1998; Pritchard, 1952b). :

1. les estuaires à « coin salé » l'estuaire du Mississipi et de la Vellar (USA), Mékong (Vietnam – en saison de crue): Estuaires associés à un débit élevé et un marnage faible créant une colonne d'eau stratifiée durant le flot avec deux masses d'eau au comportement distinct. Ces estuaires sont caractérisés par une pycnocline marquée et un écoulement principalement orienté vers l'aval sur la majeure partie de la colonne d'eau. À proximité du fond, la masse d'eau salée progresse très lentement vers l'amont durant le flot. Le mélange y est essentiellement vertical et s'observe uniquement à l'interface des deux couches. Ce mélange n'est malgré tout pas suffisant pour modifier les salinités des masses d'eau.

2. les estuaires très stratifiés : La stratification est similaire à celles des estuaires à « coin salé », mais est ici moins persistante durant le cycle de marée. La pycnocline est également bien définie, mais le gradient vertical de salinité est plus faible. L'écoulement moyen est caractérisé par un écoulement des eaux vers la mer en surface et une remontée d'eau salée sur le fond. Ce dernier est relativement atténué par le faible mélange des eaux.
3. les estuaires partiellement mélangés l'estuaire de Columbia (États-Unis), Mersey (Royaume-Uni): Estuaires caractérisés par un marnage moyen élevé et un débit moyen à faible. La stratification est faible en raison du mélange turbulent qui opère via les courants de marée. Il en résulte une circulation gravitationnelle caractérisée par un écoulement d'eau douce en surface orienté vers l'aval et un afflux d'eau salée sur le fond orienté vers l'amont. À l'interface de ces deux couches, le gradient vertical de salinité est maximal et la vitesse d'écoulement est quasi nulle. …
4. les estuaires bien mélangés : Estuaires caractérisés par des forts courants de marée associés à de faibles débits conduisant à un mélange uniforme sur toute la colonne d'eau (estuaire Incomati, Pungue (Mozambique) et Mékong (Vietnam)). L'écoulement vertical est unidirectionnel, mais peut varier sur une même section de l'estuaire si ce dernier est très large et peu profond.

Il est important de noter que cette classification est variable dans le temps et l'espace pour un même estuaire. En effet, à l'échelle annuelle, les variations de pluviométrie engendreront des débits plus ou moins faibles pouvant déplacer l'estuaire d'une catégorie à l'autre. Ces changements peuvent également se produire à l'échelle d'un cycle vives-eaux/mortes-eaux, mais aussi à l'échelle spatiale lorsque l'on s'éloigne de l'embouchure.

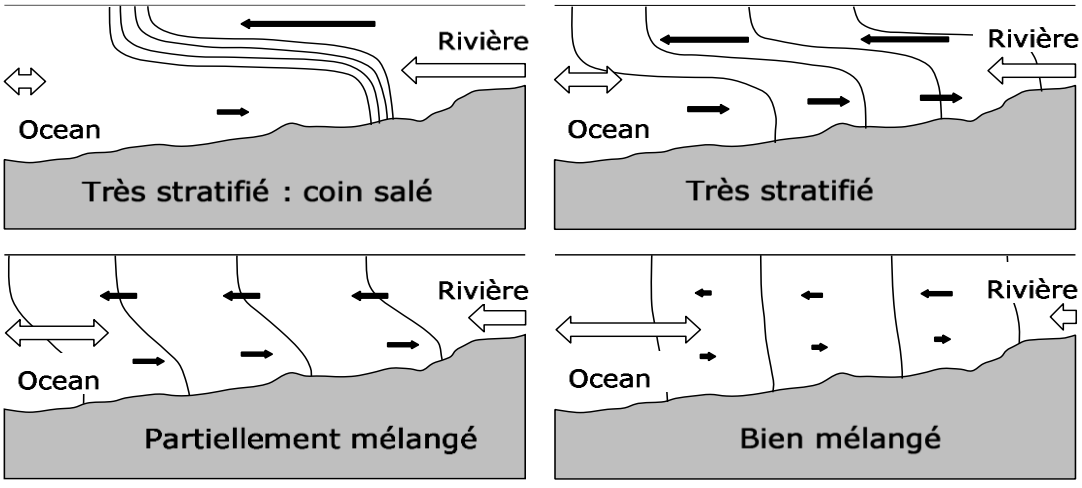


Figure 1. 4: Classification des estuaires basée sur la structure verticale de la salinité (D'après Valle-Levinson (2011) dans Nebra (2015)).

1.2.2.4 Classification basée sur les forçages hydrodynamiques

En ce qui concerne l'hydrodynamique estuarienne, l'une des classifications les plus acceptées est le diagramme proposé par Hansen et Rattray (1966). Cette classification est basée sur deux paramètres hydrodynamiques (la stratification et la circulation) ; en particulier, en traçant la stratification en fonction de la circulation estuarienne (Figure 1.5). Ces deux paramètres se réfèrent à la moyenne des marées (les salinités sont d'abord moyennées sur un ou plusieurs cycles de marée complets) et à la moyenne de la section transversale de la circulation (pour lisser la circulation latérale). Le paramètre de stratification est le rapport entre la différence de salinité entre la surface et le fond (δS) et la salinité moyenne en coupe transversale (S0). La circulation est simplement le rapport entre la vitesse nette du flux de surface (us) et le flux d'eau douce moyenné en section (Uf). Hansen et Rattray (1966) ont constaté que la plupart des estuaires pouvaient être regroupés en quatre grandes régions sur leur diagramme (Figure 1.5).

- Les estuaires de type 1 sont des lagunes ou des estuaires à barres ; les estuaires de sous-type 1a sont verticalement mixtes ou légèrement stratifiés, tandis que les estuaires de sous-type 1b présentent une stratification verticale "appréciable". Les deux sous-types (1a et 1b) ont une faible circulation gravitaire et sont principalement dominés par des processus diffusifs. En termes généraux, les estuaires de type 1 décrivent des estuaires bien mélangés avec des flux nets vers la mer (outflows) et aucune structure verticale.
- Le type 2 comprend la plupart des estuaires tempérés ; ces systèmes sont caractérisés par une circulation gravitationnelle et longitudinale raisonnablement bien développée, avec une contribution des processus advectifs et diffusifs au transfert de sel vers la terre. Là encore, ce type est subdivisé en sous-types analogues, comme le type 1, les estuaires bien mélangés ou faiblement stratifiés (sous-type 2a) et les estuaires stratifiés (sous-type 2b). Les estuaires du sous-type 2a sont bien mélangés ou faiblement stratifiés, tandis que ceux du sous-type 2b sont fortement stratifiés.
- Le type 3 se distingue du type 2, principalement par la prédominance de l'advection (circulation gravitationnelle bien développée) qui représente plus de 99 % du transfert de sel en amont. Ce type d'estuaires correspond aux fjords (bassins profonds avec un fort écoulement de surface et de très faibles débits moyens en profondeur). Les estuaires de sous-type 3a sont modérément stratifiés et les estuaires de sous-type 3b sont fortement stratifiés.
- Dans les estuaires de type 4 (biseau salé ou fortement stratifiés), la stratification est encore plus importante que dans les estuaires de type 3 ; lorsque le flux d'eau douce

passe d'une couche épaisse (en amont) à une couche de surface étroite (près de l'embouchure du fleuve), l'eau salée s'écoule sous la couche d'eau douce et passe d'une couche mince en amont à une couche profonde en aval (à l'embouchure du fleuve). Le mélange vertical est limité et la circulation gravitationnelle est faible ou inexistante. L'influence entre les couches est faible et limitée à une fine couche de contact appelée pycnocline, où le transfert de sel par les processus d'advection et de diffusion est limité.

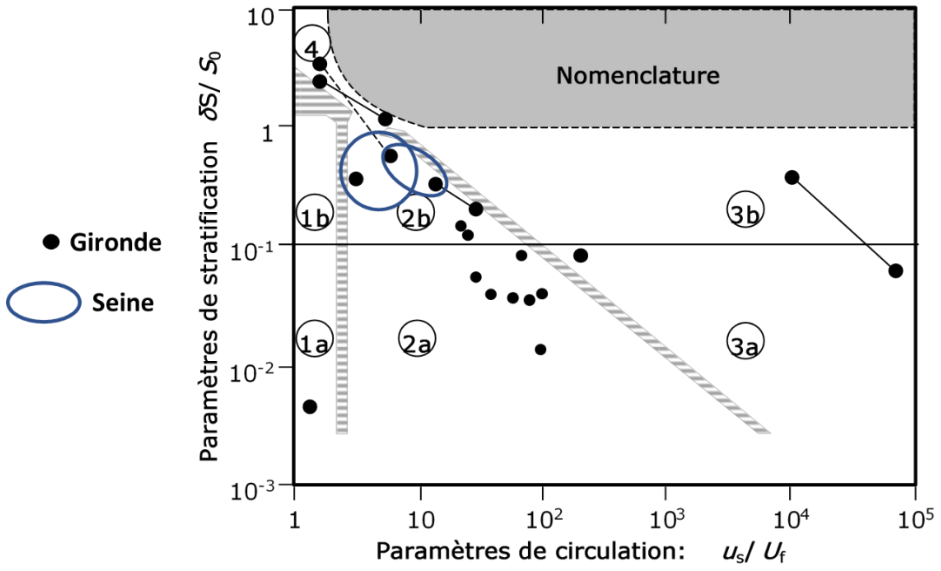


Figure 1. 5: Diagramme de classification des estuaires (redessiné d'après Hansen et Rattray, 1966) en fonction des paramètres non dimensionnels de stratification et de circulation. Les points noirs représentent des exemples d'estuaires tel que la Gironde (Allen, 1972) et la seine Avoine (1981).

1.2.2.5 Classification basée sur le budget en eau dans l'estuaire

Enfin, il existe une classification basée sur le bilan hydrique. Les estuaires peuvent être classés comme positifs, inverses ou négatifs et à faible débit (Valle-Levinson, 2010) (Figure 1.6). Les estuaires positifs sont ceux dans lesquels les apports d'eau douce provenant du drainage des terres et de la pluie dépassent les pertes d'eau douce dues à l'évaporation ; ces estuaires présentent un gradient de densité longitudinal bien établi, avec un écoulement net de surface vers le large dû à l'apport d'eau douce. Les estuaires négatifs se trouvent généralement dans les régions arides où le débit des cours d'eau dans le système est faible, car les pertes d'eau douce par évaporation dépassent les apports d'eau douce. C'est pour cette raison qu'ils sont appelés négatifs, car le gradient longitudinal de densité et de salinité augmente vers la terre.

Le taux de renouvellement de l'eau dans les estuaires négatifs est très faible ; ils sont donc sujets à des problèmes de qualité de l'eau. Les estuaires à faible débit sont également présents dans les régions arides, mais l'influence du débit fluvial y est faible (de l'ordre de quelques m^3s^{-1}).

Pendant les périodes sèches, les processus d'évaporation peuvent provoquer une zone de salinité maximale ou un "bouchon de sel" dans l'estuaire. Au large du bouchon de sel, la salinité diminue, comme dans les estuaires négatifs, tandis qu'en amont du bouchon, la salinité diminue comme dans les estuaires positifs. Le bouchon de sel (zone de densité maximale) agit comme une barrière évitant l'intrusion marine vers la terre et le déversement fluvial vers la mer ; pour cette raison, les estuaires à faible débit sont également sujets à des problèmes de qualité de l'eau.

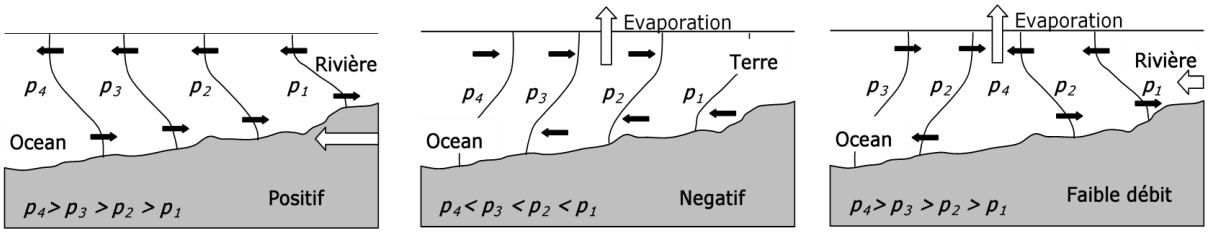


Figure 1. 6: Classification des estuaires basée sur le bilan hydrique (redessiné à partir de Valle-Levinson, 2010).

Les définitions et classifications ci-dessus confirment la grande variété des types d'estuaires et la difficulté de définir et de classifier les estuaires (tableau 1.3).

Tableau 1. 3- Résumé des classifications des estuaires.

CRITERES DE CLASSIFICATION	
Géomorphologique (Cameron and Pritchard, 1963)	Estuaires de plaine côtière Fjords Estuaires à barres sédimentaire Estuaires d'origine tectonique
Stratification de la colonne d'eau (Pritchard, 1955 ; Cameroun et Pritchard, 1963)	Biseau salé Fortement stratifié Faiblement stratifié Mélange vertical
Amplitude des marées (hayes, 1975 ; McLusky et Elliot, 2004)	Microtidal : marnage inférieur 2mètres Mésotidal : marnage compris entre 2 et 4 mètres Macrotidal : marnage compris entre 4 et 6 mètres Mégatidal : Marnage supérieur à 6mètres
Hydrodynamique estuarienne : Stratification et circulation (Hansen et Rattray, 1996)	**Type 1 : lagunes ou estuaires à barres** Sous-type 1a : verticalement mixte ou légèrement stratifié Sous-type 1b : l'estuaire présentent une stratification verticale stratification verticale **Type 2 : gravitationnel et longitudinal raisonnablement bien développé et longitudinale, avec contribution des processus adventifs et diffusifs au transfert de sel vers la terre** Sous-type 2a : Estuaire bien mélangé ou faiblement stratifié Sous-type 2b : Estuaire stratifié **Type 3 : fjords (bassins profonds avec un fort écoulement de surface de surface et de très petits débits moyens en profondeur)** Sous-type 3a : Estuaire modérément stratifié Sous-type 3b : Estuaire fortement stratifiée **Type 4 : biseau salé ou fortement stratifié*.**
Bilan hydrique (Valle-Levinson, 2010)	Positif : les apports d'eau douce sont supérieurs aux pertes d'eau douce. (gradient de densité longitudinal bien établi) Inverse ou négatif : les pertes d'eau douce par l'évaporation sont supérieures aux apports d'eau douce Faible débit : faible influence du débit fluvial.

1.3 Processus hydrodynamiques

1.3.1 Propagation de l'onde de marée dans l'estuaire et effet du débit

1.3.1.1 Rappels sur la marée océanique

Selon le Service hydrographique et océanographique de la marine (SHOM), la marée océanique se définit comme « la variation du niveau de la mer due à l'action gravitationnelle de la Lune et du Soleil » et dont la mesure est rapportée à un niveau de référence qui est généralement le zéro hydrographique Z_H (ou zéro des cartes marines proche du niveau des plus basses mers astronomiques) (Simon, 2007). Basée sur l'importance relative des composantes diurne et semi-diurne, une classification à quatre types a été établie pour décrire les marées observées à travers le monde :

(i) type semi-diurne (2 pleines mer (PM) et 2 basses mer (BM) /j et un marnage peu variable durant un jour lunaire - Brest, Cayenne, etc.);

(ii) type semi-diurne à inégalité diurne (similaire type (i), mais la variation du marnage est significative - San Diego);

(iii) type diurne (1 PM et 1 BM /j - Golfe du Mexique);

(iv) type mixte (durant une lunaison la marée est de type (i), puis est de type (iii) - Qui-Nhon). La répartition de ces différents types de marée souligne une prédominance du type semi-diurne dans l'océan Atlantique et l'apparition d'autres types lorsque cette composante semi-diurne diminue (Simon, 2007).

L'amplitude de la marée, ou marnage, est associée en France à un coefficient de marée, permettant de séparer les périodes de morte-eau, les périodes de vive-eau, et les périodes de marée moyenne. Le SHOM définit ainsi les valeurs suivantes.

- Marées extraordinaires de vives eaux d'équinoxe : coefficient maximal de 120
- Marées de vives-eaux moyennes : 95
- Marées moyennes : 70
- Marées de mortes-eaux moyennes : 45
- Marées de mortes-eaux les plus faibles : 20

1.3.1.2 La marée en estuaire

Lorsque l'onde de marée atteint l'embouchure d'un estuaire, elle se propage vers l'amont. Plusieurs facteurs peuvent conduire à une modification son amplitude :

1. La déformation par petits fonds : La célérité de l'onde de marée dans un estuaire non stratifié varie plus en eau peu profonde en raison de la prédominance de la hauteur de

l'onde par rapport à la profondeur moyenne (Eq. (1.3)). Ainsi, en se propageant dans l'estuaire, le sommet de l'onde de marée avance plus vite que le creux, créant un flot plus court et un jusant plus long où les vitesses sont plus élevées durant le flot.

$$C = \sqrt{g(H + h)} \tag{1.3}$$

Le calcul de la célérité de l'onde c (ms^{-1}) comprend la constante d'accélération de la pesanteur g ($m.s^{-2}$), la profondeur moyenne H (m) et la hauteur de l'onde en fonction du temps h (m).

2. Le frottement sur le fond : Ce processus a pour effet de ralentir le mouvement de l'eau à proximité du fond. Ainsi, lorsque l'on progresse vers l'amont le retard observé pour les basses mers est plus important que celui des pleines mers. Combiné au processus précédent, on obtient une asymétrie de l'onde de marée caractérisée par une dominance du flot (Dyer, 1989).

3. La convergence des berges : La diminution de la section, généralement observée en progressant vers l'amont, engendre une amplification du marnage.

La combinaison de ces facteurs conduit donc à une déformation de l'onde de marée lors de sa propagation dans l'estuaire. Dans certains cas, cela se traduit par l'augmentation de l'amplitude des ondes quarts-diurnes conduisant à une asymétrie de l'onde (Speer and Aubrey, 1985). Dans les estuaires peu profonds, cette asymétrie se caractérise par une dominance du flot avec un flot plus court que le jusant (Figure 1.7). Les courants sont ainsi plus élevés durant le flot et peuvent contribuer à l'accumulation de sédiments dans l'estuaire (Friedrichs, 1995). A l'inverse, une dominance de jusant peut se produire dans les estuaires possédant un chenal profond bordées de zones intertidales peu profondes (Boon III and Byrne, 1981; Friedrichs and Aubrey, 1988a). Ce phénomène se caractérise par un jusant court et intense (Figure 1.7).

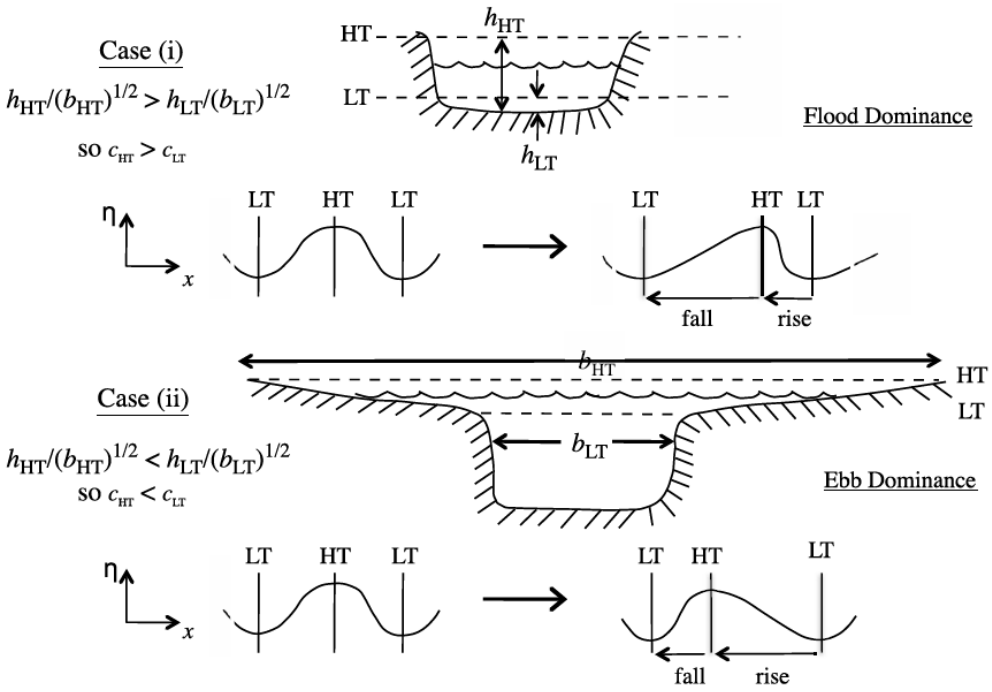


Figure 1. 7: Schéma représentatif de la propagation de la marée c dans (cas 1) un estuaire dominé par des variations de hauteurs d'eau h dans un chenal de largeur b, caractérisé par une dominance du flot avec propagation rapide de la pleine mer et (cas2) un estuaire dominé par les variations de hauteur d'eau sur la largeur de l'estuaire comprenant un chenal étroit et des zones peu profondes. Ces variations engendrent une dominance du jusant (Daprès Valle-Levinson (2011) dans Orseau (2016)).

L'analyse spectrale du frottement de l'onde de marée sur le fond lors de sa propagation permet de discriminer les composantes responsables de l'asymétrie. Pour un régime diurne, cette dernière est très bien représentée en superposant uniquement les ondes M_2 et M_4 (Boon III and Byrne, 1981; Friedrichs and Aubrey, 1988b; Speer and Aubrey, 1985). Pour caractériser l'asymétrie, Speer et Aubrey (1985) ont calculé l'écart de phase entre ces deux harmoniques permettant de déterminer si l'estuaire est dominé par le flot ou le jusant. Lorsque l'écart est compris entre 0 et 180°, l'estuaire est dominé par le flot et entre 180 et 360° il est dominé par le jusant. Ces mêmes travaux ont également démontré que le ratio des amplitudes de M_4 et M_2 traduit le degré de l'asymétrie. Plus ce ratio est élevé, plus l'asymétrie est marquée. Friedrichs et Aubrey (1988b) ont également confirmé ces observations et souligne (i) l'importance du chenal peu profond qui ralentit la propagation de la basse mer, caractéristique d'une dominance de flot, et (ii) le rôle des zones intertidales aux abords du chenal qui représentent un volume d'eau suffisamment important pour ralentir la progression de la pleine mer, induisant une dominance du jusant.

1.3.2 Le débit fluvial

Dans un estuaire, les apports fluviaux sont formés d'eaux douces et les apports marins sont salés. En conséquence, compte tenu des propriétés des effluents et de leurs écoulements spécifiques, des effets d'interfaces sont à considérer :

Le mélange des eaux de surfaces et des eaux de mer crée dans l'estuaire des phénomènes complexes physiques, chimiques et biologiques. Le mélange entre l'eau douce et l'eau salée forme les courants résiduels (Vr = 0) (Allen et al., 1972; Pritchard, 1956, 1952b; Simmons, 1955) qui représentent moins de 10% de l'amplitude des courants de marée mais jouent un rôle important dans le transport des sédiments.

Si on tient compte de l'organisation des écoulements via l'évolution de la composante longitudinale du vecteur des vitesses selon la verticale ascendante, des scénarios de mélanges en deux parties peuvent être déduits (Figure 1.8) :

- Une composante de la vitesse correspondant aux courants fluviaux et dirigés toujours vers l'aval selon une répartition « d'allure parabolique » sur la verticale,
- Une composante de la vitesse proportionnelle au gradient de salinité. Cette composante est dirigée vers l'aval en surface et ce jusqu'à une profondeur de l'ordre de 40% en dessous de la surface libre où elle s'annule et se dirige ensuite vers l'amont jusqu'à s'annuler par la suite au fond.

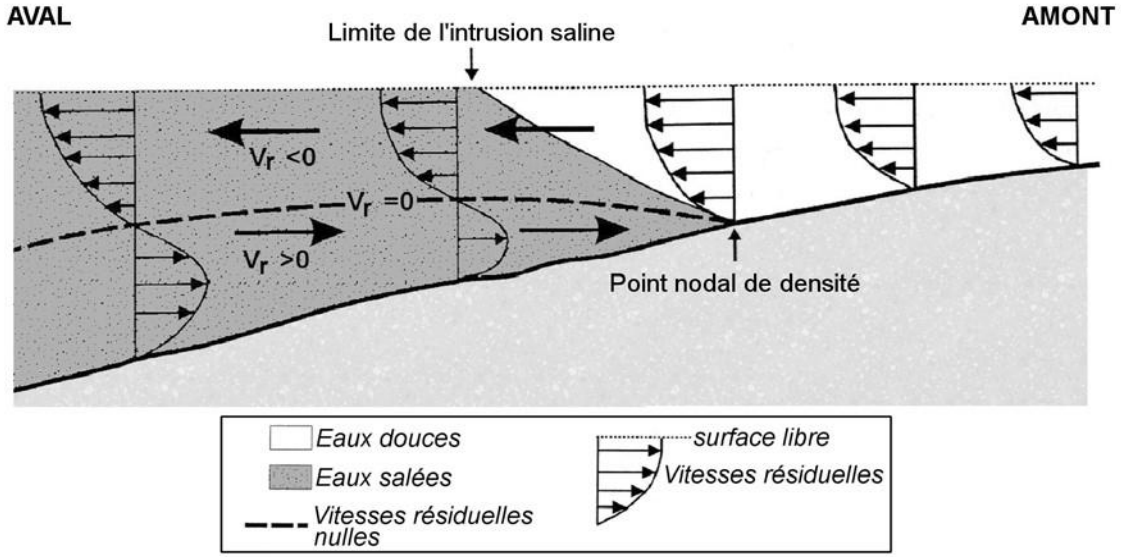


Figure 1. 8: Circulation résiduelle de densité dans un estuaire. Les vitesses résiduelles sont calculées suivant l'écoulement du flot (Sf), l'écoulement du jusant (Sj) et une durée d'intégration (T), suivant la formule : Vr= (Sf-Sj)/T (d'après Allen et al., 1972).

La résultante de ces deux composantes est toujours dirigée vers l'aval à la surface mais peut être dirigée vers l'amont au fond. Le point nodal de densité est défini comme le lieu où les vitesses résiduelles au fond sont nulles. L'intensité du mélange des eaux dans l'estuaire est une fonction :

- De l'irrégularité des sections transversales et de leur variation suivant l'axe longitudinal. Ceci comprend la notion de zones « d'eaux mortes » ou « stagnantes » ;
- De la rugosité du fond ;
- Du degré de convection différentielle (lié aux deux points précédents) et par la suite du degré de diffusion. En effet, le mouvement du fluide se fait selon deux composantes de la vitesse : Le transport (convection) et le mélange dû à la turbulence (diffusion). La différence de densité entre l'eau douce et l'eau salée crée ce qu'on appelle une stratification qui joue en limitant la diffusion turbulente qui à son tour tend à détruire la stratification. Cette influence est exprimée par le nombre adimensionnel de Richardson *Ri* qui est le rapport entre l'énergie potentielle et l'énergie turbulente (Eq. 1.4) :

$$R_i = \frac{g\left(\frac{\delta\rho}{\delta z}\right)}{\rho\frac{\delta u}{\delta z}} \tag{1.4}$$

Avec $(\frac{\delta\rho}{\delta z})$ le gradient de la masse volumique, ρ est la masse volumique du fluide, $\delta u/\delta z$ est le gradient vertical de la vitesse horizontale ;

- De l'énergie de la marée orientant l'intensité des courants ;
- De l'importance du débit fluvial.

1.3.3 Synthèse de l'influence des processus hydrodynamiques

L'influence respective des processus hydrodynamiques a été synthétisée par Dalrymple et al. (1992b), différentes typologies d'estuaires ont été considérés dans cette étude ; la Figure 1.9 présente le cas d'un estuaire à marée.

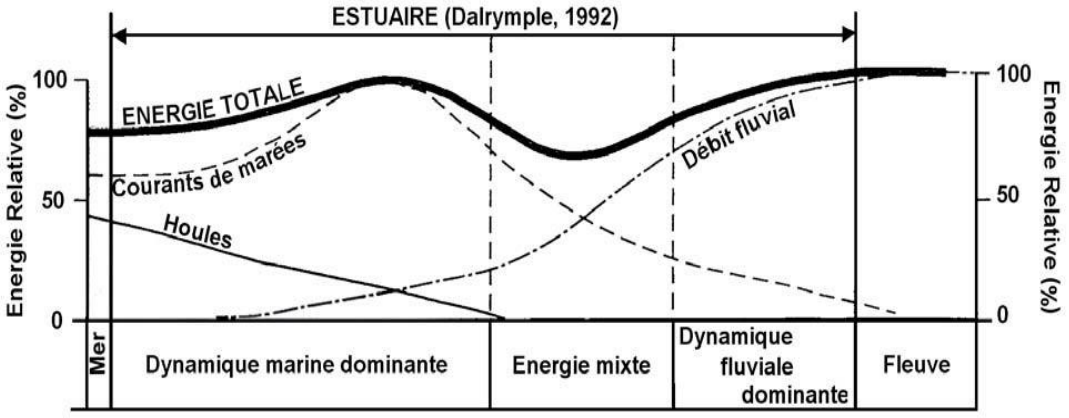


Figure 1. 9: Distribution de l'énergie au sein d'un estuaire « à marée » selon la classification de Dalrymple et al., 1992 (d'après Dalrymple et al., 1992).

Bien que schématique, cette figure résume le rôle respectif des processus hydrodynamiques en domaine estuarien.

1.4 Dynamiques des sédiments

1.4.1 Origine et caractéristiques

L'estuaire en référence des définitions précédente est un espace ouvert à la mer, au fleuve et à l'atmosphère. Cette ouverture permet l'échange d'eau et de sédiments entre ces milieux. L'origine des sédiments dépend toujours de l'emplacement de l'estuaire, des conditions climatiques et des activités anthropiques se déroulant près de l'estuaire. Les activités anthropiques (dragages, piégeage dans les bassins, navigations, activités industrielles, …) peuvent être à l'origine de la plupart des apports sédimentaires dans l'estuaire et peuvent modifier la quantité des apports en sables et en vases. Selon l'estuaire, il y a toujours une ou plusieurs sources sédimentaires dominantes. Pour les estuaires à débit fluvial élevé, les apports sédimentaires proviennent essentiellement du fleuve. Les estuaires mélangés sont dominés par les sédiments fluviaux en amont de l'estuaire et par les sédiments maritimes en aval. Les courants de marée contrôlent une grande partie du transport sédimentaire. Les sources atmosphériques sont généralement négligeables, sauf le transport de sables par actions éoliennes.

La détermination de l'origine des sédiments dans un estuaire dans le cas de sources multiples est complexe. Cela nécessite une analyse isotopique ou l'étude de la composition des matières en suspension (MES).

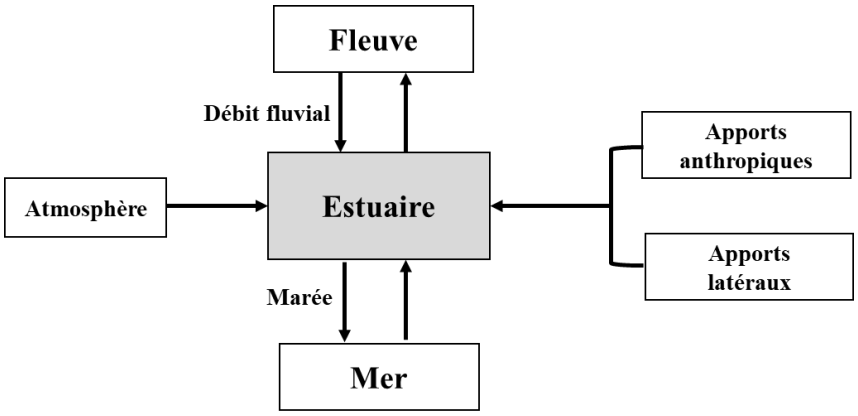


Figure 1. 10: Schéma des différentes origines du matériel en suspension au sein des estuaires (Eisma, 1993).

Les sédiments peuvent être cohésifs ou non cohésifs. La cohésion des sédiments est principalement liée à la présence des argiles. Les sédiments non cohésifs sont constitués de particules grossières (taille des particules supérieure à 63 µm) de natures minéralogiques variées. Dans ce cas, on n'observe pas d'interactions physico-chimiques entre ces particules.

Les sédiments cohésifs sont composés de limons, sables fins (taille des particules comprise entre 2 µm et 63 µm) et d'argile (taille des particules inférieure à 2 µm) (Eisma and Li, 1993). La nature cohésive de ces sédiments résulte des forces attractives entre les particules fines aboutissant à leur rassemblement en flocs de diamètre de 0,5 à 1,5 mm et de vitesses de chute de 10 à 100 000 fois plus grande que celle des particules individuelles. Ces flocs se comportent comme un fluide, mais présentent en général un comportement rhéologique non newtonien. Leur formation permet ainsi de favoriser la décantation des particules et de limiter la remise en suspension liée à la turbulence de l'écoulement près du fond (Krone et al., 1962). Différents degrés de cohésion ont été établis par Mehta et Li (1996) en fonction de la taille des particules. Ainsi, les argiles vont être considérées comme très cohésives alors que les silts moyens à grossiers seront caractérisés par une cohésion négligeable. Paramètre majeur dans l'analyse de la dynamique estuarienne, les MES sont à la source de nombreuses problématiques (transport de contaminants, limitation de la production primaire, problématique d'érosion/d'envasement des fonds) (Prandle, 2009) faisant des estuaires un écosystème très étudié. Dans les estuaires, la dynamique des sédiments fins est régie par les quatre processus suivants : (i) le transport, (ii) le dépôt (iii) la consolidation et (iv) l'érosion (Figure. 1.10). La suite de cette section sera orientée autour de ces processus.

1.4.2 Cycle estuarien des matières en suspension

Selon Nichols et Biggs (1985), la dynamique sédimentaire des estuaires est contrôlée par quatre processus dominants : érosion, transport, dépôt et consolidation. Dans le cas de sédiments cohésifs, le seul mode de transport est le transport en suspension. La vitesse de déplacement du sédiment est alors assimilée à la vitesse de déplacement de l'eau. La concentration des MES suit une relation d'advection/dispersion, les échanges avec le fond représentant les termes sources et puits (Eq. 1.5). La Figure 1.11 présente les différentes phases du cycle de MES observées en estuaire. Les différents processus impliqués seront détaillés dans les paragraphes suivants.

L'équation d'advection dispersion suivie par les sédiments en suspension est la suivante.

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \underbrace{U\frac{\partial C}{\partial x} + V\frac{\partial C}{\partial y}}_{Advection} = \underbrace{K_x\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y\frac{\partial^2 C}{\partial y^2}}_{Dispersion} - \underbrace{F_d}_{Flux\ de\ dépôt} + \underbrace{F_e}_{Flux\ d'érosion} \qquad (1.5)$$

τ_{cd} : Contrainte critique de dépôt
τ_{ce} : Contrainte critique d'érosion ($\tau_{ce1} < \tau_{ce1} < \tau_{ce1}$)

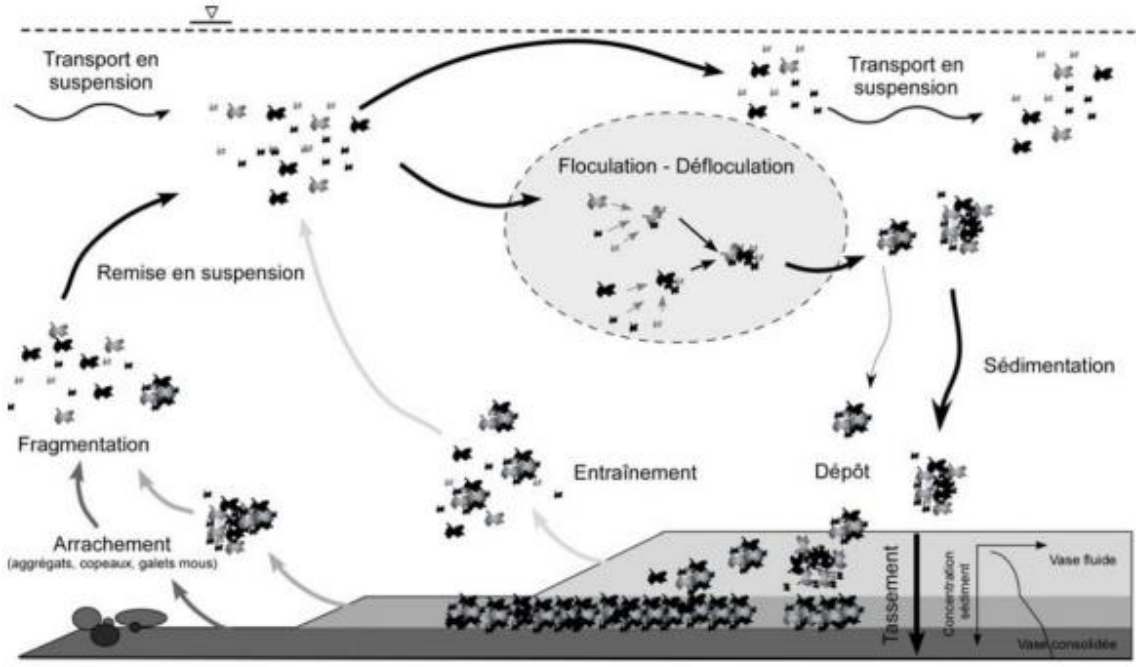


Figure 1. 11: Cycle des matières en suspension en estuaire (D'après Maggi (2005); Verney et al. (2006)).

1.4.3 Transport en suspension

Selon l'intensité du transport observé, la concentration en MES variera dans le temps et l'espace. Les principaux forçages sont les courants de marée, le débit et les vagues qui peuvent induire une remise en suspension conséquente dans les eaux peu profondes. Les variations d'intensité des courants de marée engendrent la plus forte variabilité avec une alternance de périodes favorables au dépôt (déchet) et à la remise en suspension (revif) (Fettweis et al., 1998). Cet équilibre entre ces deux phases pourra être perturbé par l'action du débit qui peut accentuer l'érosion lors des crues ou favoriser les dépôts en étiage.

La détermination des flux instantanés de sédiments fins *F* repose sur la même méthode que celle utilisée pour la salinité avec la relation établie par Dyer (1986) (Eq. (1.6)).

$$F = \int_0^h ucdz \tag{1.6}$$

Le calcul du flux instantané **F** inclut, les variations de la vitesse du courant u (m s^{-1}) et de la concentration en MES c (kg.m^{-3}) avec la profondeur ʒ. En déterminant la moyenne du flux instantané (Eq. (1.7)) sur un cycle de marée et pour une section de l'estuaire, on obtient la décomposition suivante basée sur les travaux de Dyer (1974) :

$$[F] = [U][A][C] + U'[A][C] + [U]A'[C] + U'A'[C] + [U][A]C' + U'[A]C' + [u]A'C' + U'A'C' \tag{1.7}$$

avec, la vitesse moyenne sur la section U (m.s^{-1}), la surface de la section A (m^2) et la concentration moyenne en MES sur la profondeur C (kg.m^{-3}). Les crochets dénotent une moyenne sur la marée et les primes les écarts à la moyenne sur la marée.

1.4.4 Dépôt

D'après Krone (1962), le flux de dépôt dépend de la concentration en MES et de la vitesse de chute des particules, représentant la tendance au dépôt dans la colonne d'eau, et du rapport entre la contrainte de cisaillement sur le fond et la contrainte critique de dépôt, représentant la probabilité du dépôt (Eq (1.8)).

$$\begin{cases} F_d = W_s C\left(1 - \dfrac{\tau_b}{\tau_{cd}}\right) & si\ \tau_b \leq \tau_{cd} \\ F_d = 0 & si\ \tau_b > \tau_{cd} \end{cases} \tag{1.8}$$

Où *Ws* est la vitesse de chute, *C* est la concentration de MES, τ_b est la contrainte de cisaillement au fond, et τ_{cd} est la contrainte critique de dépôt.

1.4.5 Vitesse de chute

La vitesse de chute est une caractéristique importante des sédiments en suspension dans un cours d'eau (Eq. 1.9 - 1.19). Elle dépend de plusieurs paramètres dont la taille et la forme des particules, la densité, de la concentration en sédiments, du régime de l'écoulement ainsi que de la salinité et de la présence de matières organiques.

Les sédiments non-cohésifs dans un cours d'eau sont soumis :

- à la force de gravité (poids propre du sédiment) et la force d'Archimède (poids apparent du sédiment) :

$$P = \frac{\pi}{6}(\rho - \rho_s)gD^3 \tag{1.9}$$

- aux forces de frottement (traînée hydrodynamique) :

$$F = \frac{1}{2}\rho C_D\left(\pi\frac{D^2}{4}\right)V^2 \tag{1.10}$$

Avec ρ : la densité de l'eau,

ρ_S : la densité des sédiments,

g : accélération de la pesanteur,

D : diamètre équivalent des sédiments,

C_D : coefficient de trainée,

V : composante moyenne du vecteur vitesse représentative de l'écoulement loin de l'obstacle pour un grain supposé fixe.

Au cours de la chute en condition d'équilibre, ces forces se compensent. Les sédiments atteignent la vitesse limite de chute, *Ws.* Celle-ci est fonction du régime d'écoulement entre les particules ou associé à une particule.

Dans une logique d'un système bien identifié (grain unique par exemple) on définit le nombre de Reynolds particulaire sans dimension :

$$R_e = \frac{VD}{\nu} \tag{1.11}$$

Avec, ν la viscosité cinématique du fluide,

D, la dimension caractéristique du système considéré,
V, la composante moyenne du vecteur vitesse représentative de l'écoulement loin de l'obstacle pour un système supposé fixe.

Avec s est la densité relative des grains par rapport à l'eau (Le Hir, 2008).

$$s = \frac{\rho_s}{\rho} \tag{1.12}$$

Si D m ≤ 100 µm, Re 1 < (écoulement laminaire) : on peut retenir pour exprimer la vitesse limite de chute l'expression du coefficient de trainée par la loi de Stokes.

$$W_s = \frac{(s-1)gD^2}{18v} \tag{1.13}$$

Si 100 ≤ D ≤ 1000 : on peut retenir pour exprimer la vitesse limite de chute l'expression du coefficient de trainée par la loi de Zanke (Zanke, 1977).

$$W_s = \frac{10v}{D}\left(\left(1 + \frac{0.01(s-1)gD^8}{v^2}\right)^{0.5} - 1\right) \tag{1.14}$$

Si D m ≥1000µm, Re 1000 > (écoulement turbulent) : on peut retenir pour exprimer la vitesse limite de chute l'expression du coefficient de trainée par la loi de Van Rijn L.c. (1989) (Zanke, 1977).

$$W_s = 1.1[(s-1)gD]^{0.5} \tag{1.15}$$

Dans le cas de particules cohésives faisant l'objet de cette étude, les forces ne s'appliquent pas sur la particule individuelle, mais sur l'ensemble des particules formant un floc.

Soulsby (1997), propose une formule empirique ajustée pour le sable naturel pour le calcul de la vitesse limite de chute et qui s'applique sur une large gamme de diamètre :

$$W_s = \frac{v}{D}[(10.36^2 + 1.049D_*^3)^{0.5} - 10.36] \tag{1.16}$$

Avec

$$D_* = D\left[\frac{(s-1)g}{v^2}\right]^{\frac{1}{3}} \tag{1.17}$$

et *s* est la densité relative des grains par rapport à l'eau

$$s = \frac{\rho_s}{\rho} \tag{18}$$

Kynch (1952) suppose que la vitesse de chute des particules rigides en sédimentation libre ne dépend que de la concentration des particules en suspension. Elle est une fonction décroissante de la concentration en solide. Les particules de même dimension, de même forme et de même masse volumique sont équitombantes et leur concentration est uniforme pour chaque niveau de la colonne de sédimentation.

Ainsi, à partir d'essais en éprouvette, Kynch trace dans le diagramme (h, t) les droites d'isoconcentration correspondant aux niveaux où la concentration a une valeur C donnée, et à leur déplacement dans le temps. La pente de ces droites est donnée par la relation :

$$\frac{dh}{dt} = v(C) \tag{1.19}$$

Avec v(C) la vitesse de déplacement d'un plan de concentration constante (C), par rapport à l'éprouvette (Hernando, 2012). Certains auteurs ont tenté d'établir une relation empirique entre la vitesse de tassement d'une suspension et la vitesse limite en faisant intervenir la porosité du système (Pane and Schiffman, 1997; Pedroni, 2011).

1.4.6 Floculation

La floculation est un processus physico-chimique aboutissant à l'agglomération des particules présentes dans un liquide qui accélère la sédimentation par rapport à celle des particules primaires. Au cours du processus de sédimentation des flocs, leur taille est croissante.

L'existence du processus de floculation marque une distinction entre le mode de dépôt des sédiments cohésifs et celui des sédiments non cohésifs (Hir et al., 2010). Selon la proportion de vase présente dans un système sédimentaire, les sédiments présentent un comportement cohésif ou non cohésif et seront alors caractérisés par une loi de chute différente (Capo et al., 2006a). Ce processus transforme les particules élémentaires en flocs dont les caractéristiques (densité, tailles et vitesse de chute) ne ressemblent pas à celles des particules qui les composent (Gratiot, 2010).

L'étude de ce phénomène et sa modélisation a fait le sujet d'études par de nombreux auteurs (Dyer and Manning, 1999; Migniot, 1968; Van Leussen, 1994). Afin de comprendre le processus de floculation, la théorie DLVO considère que les particules sont soumises uniquement à deux types d'interactions : les forces attractives de Van Der Waals et la répulsion électrostatique (Berlamont et al., 1993).

1.4.6.1 Forces de Van Der Waals

Ce sont des interactions colloïdales qui ne touchent que les particules fines. Ces forces résultent d'une attraction entre deux dipôles permanents (**Force de Keesom**), un dipôle permanent et un dipôle induit (**Force de Debye**), ou entre deux dipôles induits (**Force de London**). En effet, un dipôle permanent apparaît dans une molécule dissymétrique, il est dû à la différence d'électronégativité entre les atomes de la molécule. Une molécule sans différence d'électronégativité peut aussi acquérir un moment électrique induit non-permanent lorsqu'elle se trouve dans un champ électrique créé simplement par l'approche d'un dipôle permanent. Toutes ces forces induisent les forces de Van Der Waals qui tendent généralement à rapprocher les particules (Eq. 1.20). Elles peuvent exister entres atomes, molécules ou ions (McQuarrie, 1997).

$$F_d = \frac{k\mu_1^2\mu_2^2}{r^7} + \frac{k'\alpha\mu^2}{r^7} + \frac{k"\alpha_1\alpha_2}{r^7} \qquad (1.20)$$

Avec : μ, les moments dipolaires des molécules considérées,

α , les polarisabilités électroniques désignant l'aptitude d'un élément apolaire à se polariser en présence d'un champ.

1.4.6.2 Interactions interparticulaires

Ce sont des forces de natures électrostatiques. Elles proviennent des forces d'attraction ou de répulsions d'une molécule avec la molécule voisine. Toutes les molécules sont soumises à des attractions intermoléculaires, bien que dans certains cas, ces attractions sont très faibles. L'intensité de ces forces influe sur l'état de la matière (solide, liquide ou gaz). Ces interactions dépendent de la taille des particules, de leurs formes et de la concentrations volumique solide dans la solution, ainsi que de l'état des particules (au repos ou en écoulement) (Hunter, 1993; Struble and Schultz, 1993). La prédominance entre les forces de Van Der Waals et les forces électrochimiques dépend de la distance entre les particules.

Le processus de floculation est fortement dépendant de la température, de l'activité turbulente, de la concentration de la phase solide et de la nature chimique des éléments en présence et de leur taille. L'évolution de la taille des flocs en fonction de la concentration et de la turbulence est montrée par Dyer (1989) (Figure 1.12)

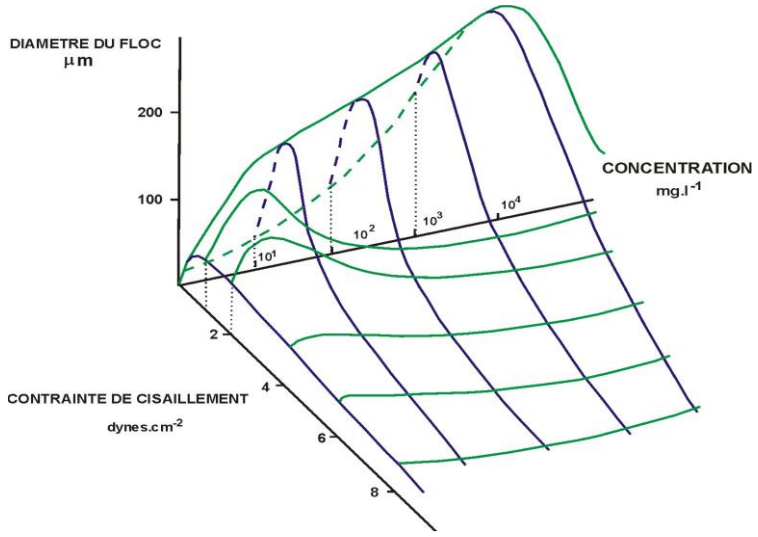


Figure 1. 12: Schéma conceptuel de l'évolution du diamètre des flocs en fonction de la contrainte de cisaillement et de la concentration en MES (D'après Dyer 1990, vérifié in situ par Manning et al, 2002.

Dans leurs travaux de Gratiot (2000); Migniot (1982) et Thorn (1982) ont étudié l'influence de la concentration sur le phénomène de floculation et par la suite sur la vitesse de chute des sédiments et ont parlé de concentration critique d'entravement. La Figure 1-13 montre les expériences de (Thorn, 1982) dans la Severn où l'on voit la continuité des domaines de la floculation (ou chute accélérée) et de l'entravement.

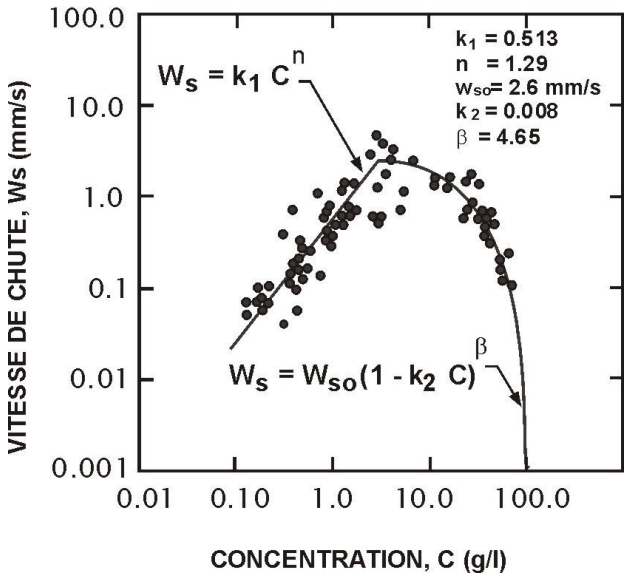


Figure 1. 13: Expériences de Thorn (1981) dans la Severn, où l'on voit la continuité des domaines de la floculation (ou chute accélérée) et de l'entravement.

1.4.7 Consolidation

Une fois les sédiments déposés et s'ils ne sont pas remis en suspension rapidement, un phénomène de consolidation a lieu. La couche de sédiments déposés peut alors passer par plusieurs phases, son comportement évoluant d'un état liquide vers un état solide en passant par un état plastique (Migniot, 1980).

La première phase de consolidation provoque le passage de l'état liquide à l'état plastique. Les sédiments déposés, sous l'action de leur propre poids, vont naturellement expulser l'eau présente entre les particules. Lors de la deuxième phase de consolidation, on assiste à un phénomène de compression, diminuant encore la teneur en eau de la couche sédimentaire et réduisant l'espace entre les particules. La couche sédimentaire devient plus structurée et plus dense, son état devient solide. La dernière phase de tassement aboutit à un sol consolidé, très dense dans lequel les particules tendent vers un arrangement optimal.

Plus la vase est consolidée et plus la teneur en eau diminue, augmentant sa densité et sa rigidité. L'érodabilité du sol est alors plus faible et la tension critique d'érosion est augmentée.

Deux types d'approches peuvent être considérés pour représenter les phénomènes de tassement : une approche hydrodynamique, basée sur une loi de sédimentation et une approche de mécanique des sols, basée sur une loi de consolidation. Dans les deux cas, les théories établies ne prennent pas en compte les mouvements horizontaux dans le sédiment. Cette implication ne permet donc pas de prendre en compte des processus de fluidisation du fond sédimentaire par les vagues (Teisson et al., 1993).

1.4.8 Sédimentation

Kynch (1952) applique l'équation de continuité à la phase solide, en considérant que la vitesse de sédimentation ne dépend que de la concentration locale en sédiments C_s.

$$\frac{\partial C_s}{\partial t} + V(C_s)\frac{\partial C_s}{\partial z} = 0 \tag{1.21}$$

Avec :

$$V(C_s) = V_s + C_s\frac{\partial V_s}{\partial C_s} \tag{1.22}$$

1.4.8.1 Consolidation

Contrairement à la loi de sédimentation, l'équation de continuité est ici appliquée à l'eau interstitielle, via l'utilisation de deux paramètres (Eq. 1.23) : *e*, l'indice des vides, et *Ws*, la vitesse verticale moyenne du fluide :

$$\frac{\partial e}{\partial t} + \frac{\partial W_m}{\partial \xi} = 0 \tag{1.23}$$

Ou ξ correspond à l'épaisseur de sédiment sec, telle que :

$$dz = d\xi(1 + e) \tag{1.24}$$

La vitesse moyenne verticale du fluide *Wm* est considérée comme vérifiant la loi de Darcy :

$$W_m = -\frac{1}{\rho g}\frac{k}{1+e}\frac{\partial v}{\partial \xi} \tag{1.25}$$

K représentant la perméabilité et *v* l'excès de pression interstitielle, exprimé en fonction de la contrainte totale σ et de la contrainte effective σ' :

$$v = \sigma - \sigma' - P_0 \tag{1.26}$$

Ou P_0 est la pression hydrostatique, dépendante de la profondeur et de la densité du fluide.

En appliquant ces différentes équations et en faisant l'hypothèse d'un cas incompressible, Gibson et al. (1967) obtient la loi suivante :

$$\frac{\partial e}{\partial t} - \frac{\rho_s - \rho}{\rho}\frac{d}{de}\left(\frac{k}{1+e}\right) + \frac{1}{\rho g}\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{k}{1+e}\frac{d\sigma'}{de}\frac{\partial e}{\partial \xi}\right) \tag{1.27}$$

Les équations sont dépendantes de la bonne détermination des relations constitutives (Alexis et al., 1993) liant d'une part, la vitesse de sédimentation avec la concentration locale en sédiments (loi de Gibson). Ces relations sont différentes en fonction du type de vase considéré et sont le plus souvent déterminées expérimentalement (Alexis et al., 1993; Le Hir and Karlikow, 1993).

Teisson et al. (1993) indiquent que le modèle de sédimentation est le plus adapté pour des suspensions alors que le modèle de consolidation est plus approprié à des mélanges plus denses. Plusieurs études ont souligné les similitudes entre ces deux théories (Alexis et al., 1993; Berlamont et al., 1993; Pane and Schiffman, 1997), en exprimant notamment la vitesse de sédimentation en fonction de la perméabilité et de la contrainte effective.

1.4.9 Érosion

On parle d'érosion lorsque les contraintes induites par les forçages hydrodynamiques excèdent la capacité de résistance à l'érosion du sédiment constituant le fond. Cette résistance, représentée par la contrainte critique d'érosion, va dépendre de plusieurs facteurs incluant l'activité biologique, la granulométrie du sédiment, sa densité, sa consolidation, mais également la fraction sableuse dans le cas de sédiments mixtes. L'érosion des sédiments établie initialement par la relation de Partheniades (1965) a évolué vers la formulation suivante prenant en compte le temps et la profondeur de l'érosion dans le sédiment (Sanford and Maa, 2001) :

$$E(z,t) = e(z)\left(\frac{\tau(t)}{\tau_{ce}(z)} - 1\right)\beta \quad , \text{si } \tau > \tau_{ce}(z) \tag{1.28}$$

$$E(z,t) = 0, \qquad \text{si } \tau < \tau_{ce}(z) \tag{1.29}$$

avec le taux d'érosion caractéristique du sédiment observé $e(z)$ (kg.m^2.s^{-1}), la contrainte exercée par l'écoulement $\tau(t)$ (N.m^{-2}), la contrainte critique d'érosion $\tau_{ce}(z)$ (N.m^{-2}) augmentant avec la profondeur du sédiment z et la constante empirique β, généralement égale à 1 (Winterwerp and Van Kesteren, 2004).

Pour une vase fluide la loi d'érosion sera différente et peut s'exprimer selon la formule établie par Parchure et Mehta (1985) :

$$ME\exp(\alpha\sqrt{\tau_b - \tau_{ce}}\,, \qquad \text{si } (\tau > \tau_{ce}) \tag{1.30}$$

Pour ces deux lois d'érosion (Eq. 1.28 – 1.30), la détermination du taux d'érosion reste complexe et varie avec la concentration du fond durant la période d'érosion. Sa valeur généralement constante est caractéristique des propriétés du sédiment et varie généralement entre 0,005 et 0,015 kg.m^{-2}.s^{-1} (Ariathurai and Krone, 1976). Néanmoins, des études plus récentes ont utilisé des valeurs plus faibles atteignant 0,00003 kg.m^{-2}.s^{-1}(Uncles and Stephens, 1993a).

Mehta (1991) donne des indicateurs de tension critique d'érosion en fonction de l'état de consolidation du sol, et donc du type d'érosion rencontré. En présence de vases très consolidées, la tension sur le fond nécessaire pour arracher des blocs de vase est supérieure à 1 N.m^{-2}. Le détachement d'agrégats peut être observé pour des tensions sur le fond compris entre 0,1 et 1 N.m^{-2}. Enfin, des valeurs de τ inférieures à 0,1 N.m^{-2} peuvent suffire à remobiliser la crème de vase déposée.

1.4.9.1 Formation et dynamique de la zone de turbidité maximale (Bouchon vaseux)

Formation typique des milieux estuariens, la zone de Turbidité Maximale (TM) correspond à une zone d'accumulation de sédiments fins et où la turbidité est supérieure à toutes les autres zones de l'estuaire. Cette zone est particulièrement marquée pour les estuaires partiellement et bien mélangés (Dyer, 1989) et est caractérisée par un gradient longitudinal de turbidité en forme de cloche. Généralement localisée aux environs de la limite amont de l'intrusion saline (Geyer, 1993; Uncles and Stephens, 1993a; Wolanski and Chappell, 1996), sa concentration peut varier de l'ordre de 0,01 $kg.m^{-3}$ à 10 $kg.m^{-3}$ (Officer, 1981). Ce phénomène ne dépend pas que des apports continentaux et démontre également son existence avec des apports océaniques suggérant que sa formation dépendrait de la quantité de sédiments introduits et des forçages hydrodynamiques (Festa and Hansen, 1978). Selon l'intensité de ces derniers, la position de la zone de TM décrira une forte variabilité interannuelle (Allen et al., 1980a; Doxaran et al., 2009; Fettweis et al., 1998; Geyer et al., 2001; Grabemann et al., 1997a). En période de crue et pour des marnages élevés, la zone de TM pourra être évacuée en mer (Castaing and Allen, 1981; Uncles and Stephens, 1993a). En revanche, en période d'étiage, la zone de TM progressera vers l'amont (Dyer et al., 1998; Grabemann et al., 1997). Le temps de résidence de la zone TM sera donc variable selon les estuaires. Pour des estuaires macrotidaux il peut atteindre plusieurs mois (Burchard and Baumert, 1998; Doxaran et al., 2009) alors que pour des estuaires microtidaux le temps de résidence se chiffre en jours (Uncles, 2002). La zone de TM est générée par la combinaison des processus suivants (Officer, 1981) :

1. **L'asymétrie de la marée (Figure 1.14)** : l'onde de marée qui se déforme lors de sa propagation dans l'estuaire peut générer une asymétrie caractérisée par des durées de flot inférieures à celles du jusant. Les courants qui en découlent traduisent des courants de flot plus forts et donc possédant un potentiel de remise en suspension plus important (Figure 1.14). Cela se traduit également par une durée d'étale de pleine mer plus longue favorisant le dépôt des sédiments (Postma, 1967). Ce processus est prédominant dans la formation d'une zone de TM dans un estuaire macrotidal (Castaing and Allen, 1981), en raison des forts courants qui transportent les sédiments vers l'amont, principalement durant les vives-eaux (Geyer et al., 2001; Wolanski, 1995). Burchard and Baumert (1998) estime que les processus liés aux courants de marée sont les principaux facteurs responsables de la formation d'une zone de TM. Dans des proportions moindres, le gradient longitudinal de densité peut modifier la structure de la zone (Brenon, 1997) et limiter l'évacuation des matières en suspension (Sottolichio, 1999).

2. La circulation gravitationnelle (Figure 1.15) : induite par la stratification de densité des eaux, cette circulation se caractérise par un courant orienté vers l'amont dans la couche inférieure de la colonne d'eau et vers l'aval dans la couche supérieure dans la colonne d'eau. Les sédiments remis en suspension sont ainsi piégés dans la couche d'eau la plus dense et déplacés jusqu'au point nodal où le courant nul permet leur accumulation (Allen et al., 1980a; Simmons, 1955). Au-delà de ce point, les vitesses seront orientées vers l'aval sur toute la colonne d'eau. Une partie des sédiments sera alors reprise dans la couche supérieure pour être évacuée et alimentée le cycle (Castaing and Allen, 1981). La stratification de densité joue également un rôle majeur dans l'atténuation de la turbulence favorisant le dépôt des sédiments et leur piégeage dans la couche de fond à proximité de la limite amont de l'intrusion saline (Geyer, 1993; Uncles and Stephens, 1993a).

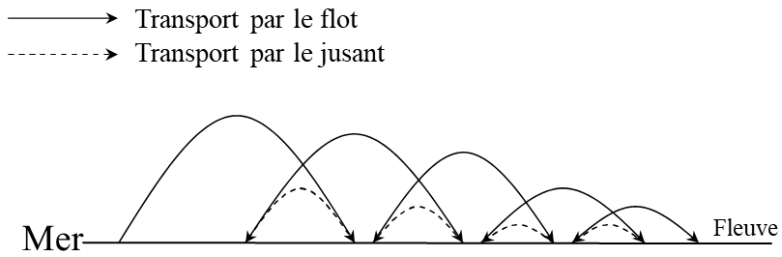


Figure 1. 14: Transport des sédiments cohésifs en estuaire, d'après Van Leussen (1988).

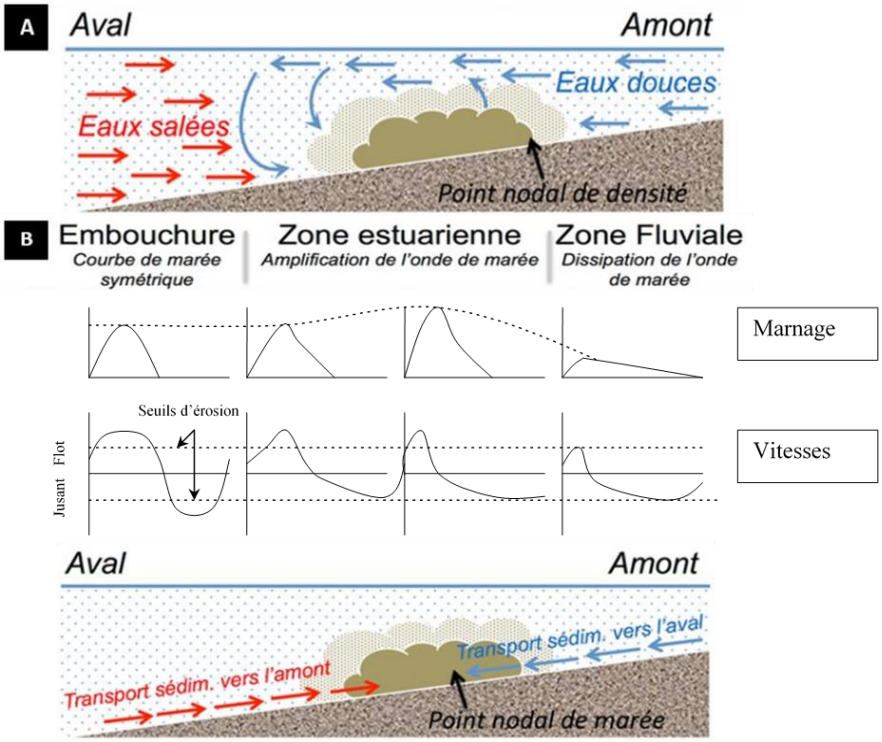


Figure 1. 15: Schéma de la formation de la zone de turbidité maximale induite par la circulation résiduelle (A), l'asymétrie de la marée (B) et propagation de l'onde de marée (d'après Allen et al. (1980), Dyer, 1986 dans Druine (2018)).

3. La remise en suspension : Ce processus intervient durant le cycle de marée où l'augmentation de la vitesse du courant au flot et au jusant permet une remise en suspension des sédiments qui alimentera la zone de turbidité maximale. La concentration de la zone de TM pourra dépendre des différences observées entre le flot et le jusant (Burchard and Baumert, 1998).

Entre différents estuaires, il est important de noter que la topographie ou la forme de l'embouchure n'influence pas la formation de la zone de TM (Burchard and Baumert, 1998; Grabemann et al., 1997a) conférant un caractère générique à ces zones avec des similarités de comportement selon les variations du débit et du marnage (Mitchell, 2013a).

2

Description de la zone d'étude

2.1 Situation géographique 37
2.2 Topographie 37
2.3 Hydrographie et Hydrologie 38
2.3.1 Hydrographie 38
2.3.2 Hydrologie 39
2.4 Courantologie 40
2.5 Aspects Géologiques 41
2.6 Hydroclimatologie et Condition océanographique 43
2.6.1 Hydroclimatologie 43
2.6.2 Conditions Océanographiques 46
2.6.3 Flore et faune 47
2.6.4 Les facteurs internes à l'estuaire du Wouri 48

2.1 Situation géographique

L'estuaire hypersynchrone du Wouri (Fossi Fotsi et al., 2019a) encore appelé estuaire du Cameroun couvre une superficie de 1 200 km2 et constitue une vaste zone humide de 30 km de long et presque autant de large, ouverte sur l'océan Atlantique (Ndongo et al., 2015). Situé à 4°0′1″ de latitude nord et 9°37′15″ de longitude est, il occupe le cœur du bassin sédimentaire de Douala (19 000 km2 dont 7 000 km^2 émergés), centré sur un ancien synclinal à mylonites panafricaines, et dont l'axe est le lieu d'écoulement du Wouri inférieur (Morin and Kuété, 1988). L'estuaire abrite le port autonome de Douala (PAD), le plus grand port du pays et l'un des plus importants d'Afrique centrale. Limitée au nord par Douala et au sud par Souellaba, cette zone géographique est drainée par trois fleuves côtiers : la Dibamba, le Wouri et le Mungo (Figure 2.1).

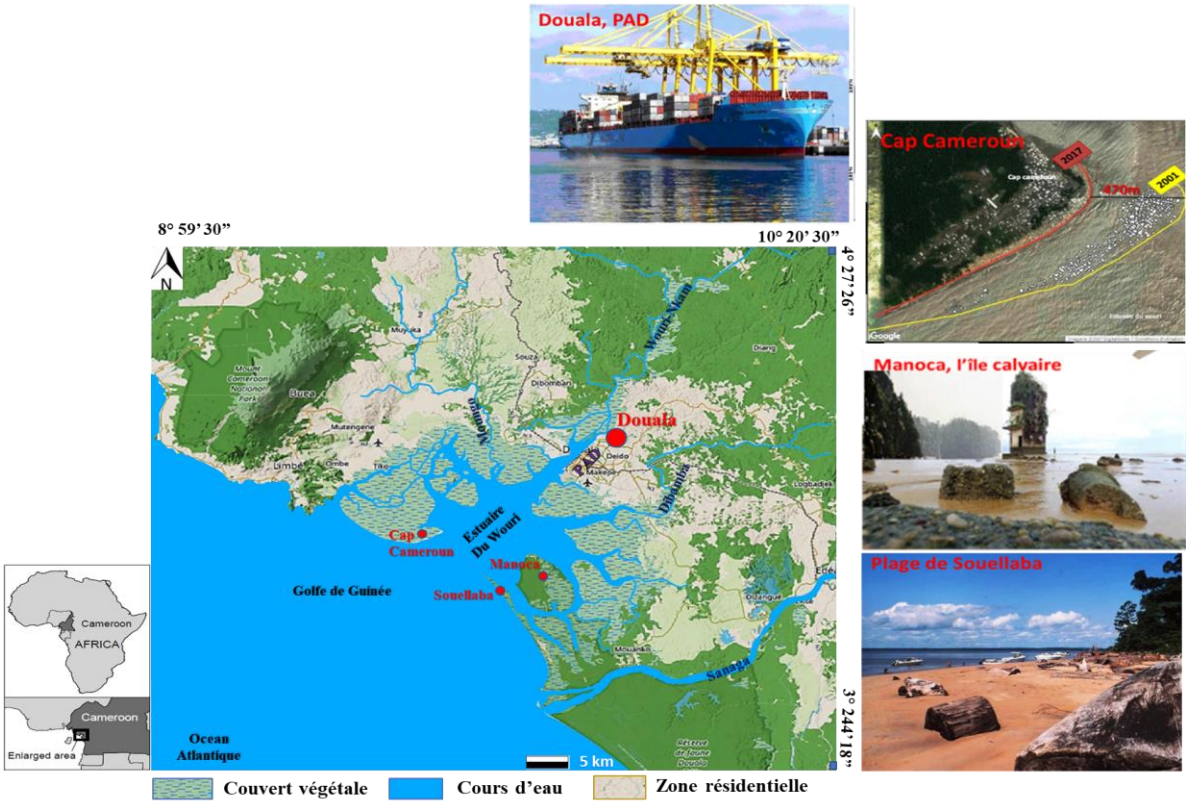


Figure 2. 1: Localisation de L'estuaire du Wouri au Cameroun, à environ 25km du Golfe de Guinée dans l'océan Atlantique du Nord.

2.2 Topographie

La Région du Littoral estuarien du Wouri (Cameroun) est caractérisée par une courte façade maritime en arc de cercle (Figure 2.2). Elle est formée d'une succession de plaines

sédimentaires. L'estuaire du Wouri est caractérisé par une très faible altitude (Onguene, 2015).

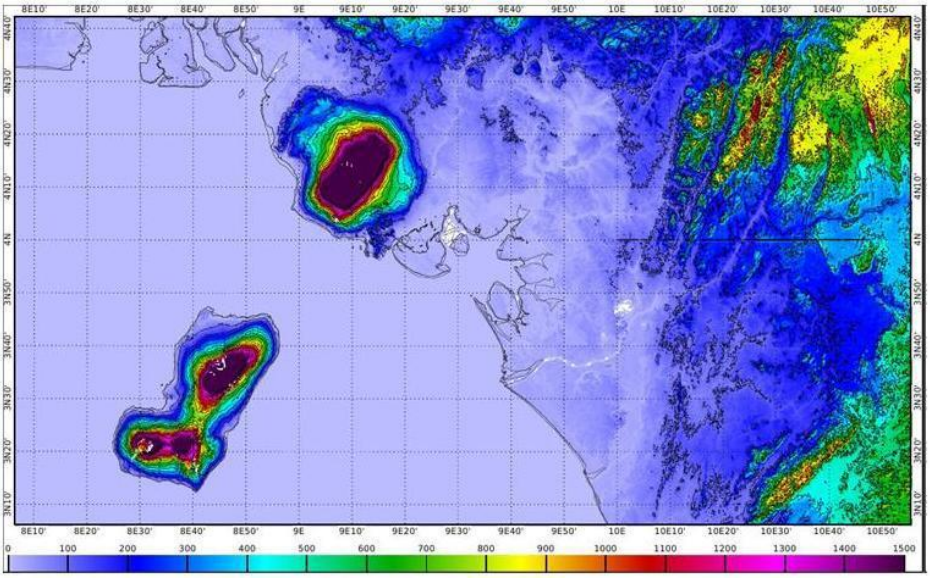


Figure 2. 2: Topographie en mètre de l'estuaire de Douala exprimée en mètre (source: données SWBD) (Onguéné, 2014).

2.3 Hydrographie et Hydrologie

2.3.1 Hydrographie

L'estuaire du Wouri est un vaste complexe laguno-lacustre constituant l'embouchure commune des trois principaux cours d'eau du bassin atlantique : Mungo au Nord, Wouri au Nord - Est et Dibamba au Sud – Est (Figure 2.3).

- Le Mungo s'écoule des monts Roumpi et grossit en recevant les rivières qui descendent du mont Koupé et du plateau Bakossi. Il est long de 150 km. Son orientation est N-S.
- Le Wouri représente de nos jours l'élément majeur de l'estuaire du Wouri en charriant des sédiments fins issus du socle cristalophyllien (Morin and Mainet, 1984). Il porte le nom de Nkam dans son cours supérieur et prend sa source sur les plateaux Bamiléké. Il reçoit deux affluents principaux : sur sa rive droite la Dibombé qui descend des monts Nlonako à Nkongsamba et sur sa rive gauche le Makombé qui arrose la partie occidentale du plateau de Ndikiniméki. Sa direction générale est NE-SW. Il est long de 250 km.
- La Dibamba est un petit cours d'eau d'environ 150 km de long et est située à l'Est de l'estuaire. Elle prend sa source sur les monts Banen au Sud-Ouest de Ndikiniméki.

L'estuaire du Wouri, et les embouchures des fleuves Sanaga et Nyong forment les bouches du Cameroun (Olivry, 1986). Cet estuaire, présente des apports représentés dans le tableau 2.1.

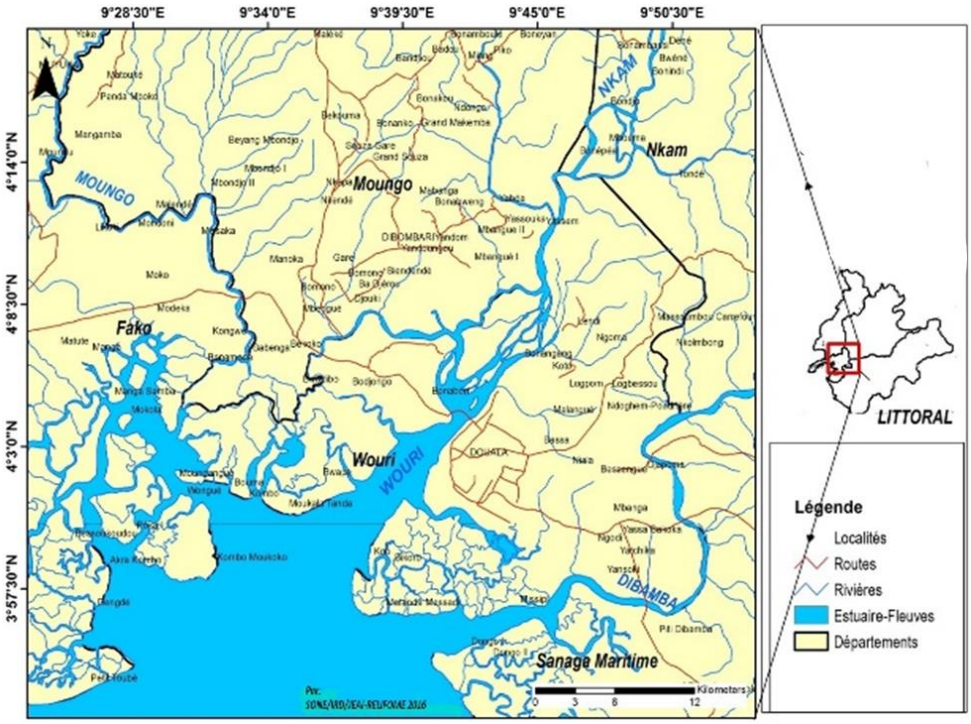


Figure 2. 3: Réseau hydrographique de l'estuaire du Wouri (Kouandji, 2015)

Tableau 2. 1- Le réseau hydrographique de l'estuaire du Wouri.

Principaux fleuves	Longueur (km)	Budget Sedimentaire Kg/an	Débit moyen (annuelle) m^3/s	Total des solides dessous (TSD) (µg/l)
Moungo	150	2 420	1,0*109	78,10
Wouri	250	82 000	-	43,58
Dibamba	150	2 400	-	28,40
Sanaga	890	135 000	2,8*109	96,26

2.3.2 Hydrologie

Le Wouri représente le cours d'eau le plus important quant à l'alimentation en eau douce de l'estuaire. De plus la comparaison des bassins versants permet d'admettre que les apports d'eau par unité de temps dans la Dibamba pourraient être 4 à 5 fois plus faibles que ceux du Wouri, soit un module annuel de 60 à 80 m/s environ.

Olivry (1986) estime en moyenne les apports d'eaux fluviales dans l'estuaire et les bouches du Cameroun à 34 milliards de mètre cube par an.

2.4 Courantologie

La circulation océanique dans l'ensemble de la zone considérée est extrêmement complexe, stratifiée en profondeur et encore mal connue.

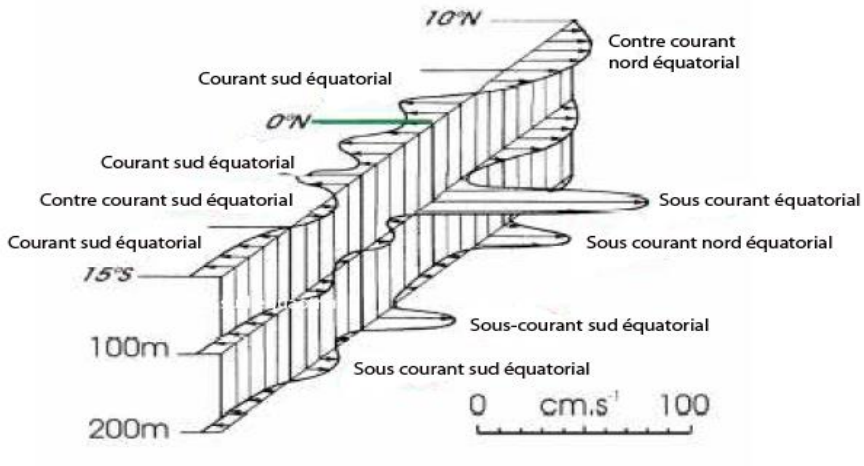


Figure 2. 4: Schématisation de la circulation zonale en Atlantique équatorial (d'après Schott et al, (1999)).

Toutefois, deux grands courants influencent la circulation océanique côtière dans la zone : le courant de Guinée au Nord dans le Golfe de Guinée, et le courant de Benguela au Sud approximativement jusqu'au Cap Lopez, à partir duquel il s'éloigne des côtes (Figure 2.4).

L'upwelling du Benguela détermine une zone de forte productivité biologique et des ressources halieutiques importantes. Cet upwelling s'avère toutefois irrégulier et connait d'importantes variations interannuelles conditionnant la distribution des populations de petits pélagiques exploitées par la pêche industrielle. La figure 2.5, présente des courants de surface dans le Golfe de Guinée en 1981.

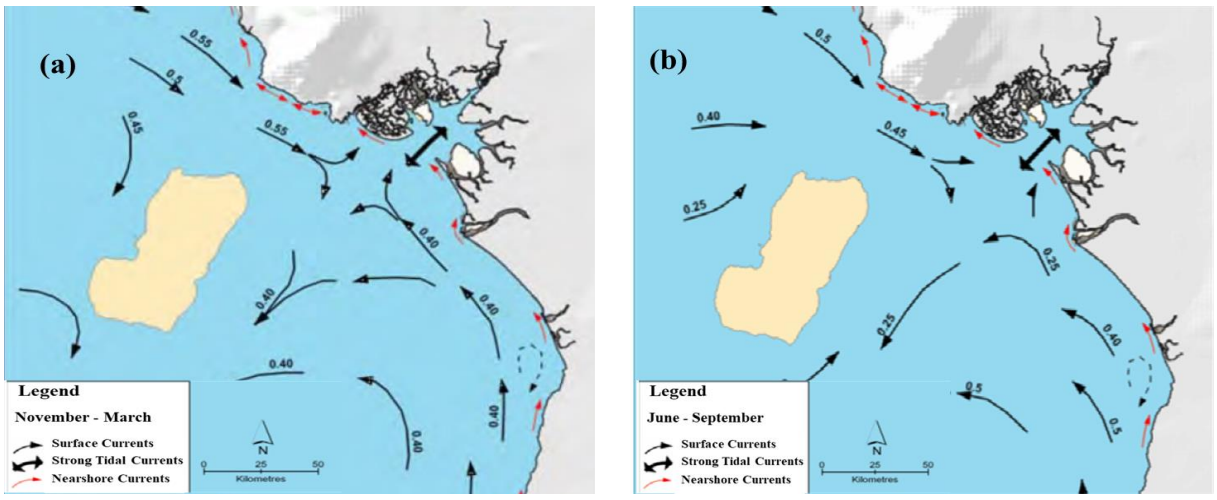


Figure 2. 5: Schéma des courants de surface, courants littoraux déduits dans le Golfe de Guinée pour les périodes de novembre à mars (a) et de Juin à septembre (b) (adapté de Bertail, 1981).

2.5 Aspects Géologiques

2.5.1 Les bassins sédimentaires

L'estuaire du Wouri, appartient au sous-bassin sédimentaire côtier de Douala (7 200 km^2) qui repose sur le bassin de Douala - Rio-del-Rey (entre les latitudes 2^0 et 5^0 nord).

Le bassin de Douala - Rio-del-Rey a la forme d'un triangle isocèle dont le sommet est centré à Yabassi et ses côtés mesurent 150 km. La hauteur du triangle correspond à la largeur maximum du bassin (50 à 60 km). Le relief a conservé les empreintes des phénomènes tectoniques cassantes qui ont découpé la zone de flexion en marches d'escaliers. L'isobathe 200 m au large de Douala est sensiblement à la même distance de la côte (40 km) qu'au large de Kribi-Campo. Par contre, au large du bassin de Rio-del-Rey, cette isobathe s'étend jusqu'à 80 km de la plage. Le plateau continental y est deux fois plus large qu'au sud-est du Mont Cameroun.

Leurs origines et structures sont associées à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud lors de l'éclatement du Gondwanaland (Tamfu et al., 1995). La phase de sédimentation dans le bassin sédimentaire côtier de Douala est constituée de séquences posant en discordance le socle précambrien, et allant des formations crétacées aux alluvions récentes de l'estuaire du Wouri. Selon Mvondo (2010), trois unités principales composent le bassin sédimentaire (Figure 2.6) :

- Le Crétacé supérieur (appelé localement la Formation de Logbaba) a une épaisseur allant de 400 à 2 000 m. Cette unité est composée de bas en haut par des grès et des argiles, parfois avec des intercalations de sables ou de rares occurrences de calcaires et de schistes fossiles. Manga (2008) a attribué la formation de grès du Crétacé inférieur (formation basale de Moundeck) à cette unité.
- L'unité intermédiaire correspond aux formations du Paléocène à l'Éocène moyens appelés localement les Formations de Nkappa. Cette unité est composée de marnes, schistes et grès calcaires, d'une épaisseur variant de 300 à 500 m dans la partie supérieure et 1 000 m dans la partie inférieure.
- L'unité supérieure est caractérisée par :
    - Des sédiments d'âge Eocène à Oligocène (appelé la Formation de Souellaba) dont l'épaisseur varie de 400 à 600 m et sont composés de schistes, sables, sables argileux, sables et graviers, grès et marnes
    - Des sédiments d'âge miocène (Formation Matanda) comprennent des schistes d'une épaisseur maximale de 1 000 m.

- Des sédiments du Pliocène au Pléistocène (appelés localement la Formation de Wouri) comprennent diverses roches sédimentaires volcaniques et continentales de 500 m épaisseur.
- Des roches volcaniques du Miocène sont constituées de basaltes, de scories et de clastes volcaniques recouvrant le socle et le bassin sédimentaire de la région du Mont Cameroun (Njike Ngaha, 2004).

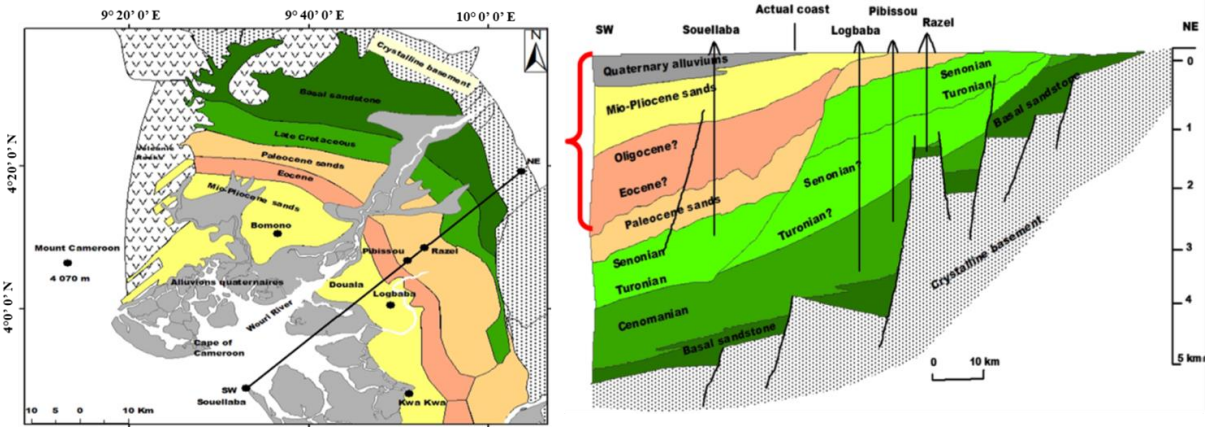


Figure 2. 6: Esquisse géologique du bassin de Douala d'après Hourq (1955), Salard- Sheboldaeff (1981) et Regnoult (1986) dans Emvoutou (2018).

2.5.2 Dynamique sédimentaire

Les dépôts sédimentaires érigent des cordons littoraux dont l'origine est soit marine (effet des courants de Benguela et du Golfe de Guinée), soit volcanique (Mont Cameroun). La progression des cordons littoraux et des flèches sableuses parallèlement à la côte (Pointe de Souelaba), et diverses pointes entre Idenau et Bamusso est causée par :

- la prédominance du courant de Benguela sur celui du Golfe de Guinée qui circule de l'ouest à l'est,
- la faible amplitude de marée (2 mètres en moyenne),
- la faible charge de matériaux détritiques grossiers des fleuves qui drainent un arrière-pays boisé,
- l'édification de ces constructions littorales a tendance à régulariser le profil de la côte.

L'érosion est significative le long de la côte volcanique du Cameroun. Les observations indiquent un déplacement de la ligne de côte vers le continent dans la province du Sud-Ouest. *Les estuaires* de sables fins en progression vers le sud jusqu'à la rivière Mémé. Cette évolution du littoral dépend aussi de la quantité et de la vitesse des apports alluvionnaires. Le tableau 2.1 donne les décharges des principaux cours d'eau côtière du Cameroun. Lorsque la décharge fluviale est grande alors que l'écoulement du fleuve est lent, les vagues dispersent facilement

les alluvions sur la côte latérale, créant ainsi des plages. Entre le fleuve Akwa yafe et Limbe, les courants côtiers peuvent s'opposer. Ce phénomène peut provoquer l'étalement des plages ou causer l'érosion comme à Bamusso. La portion de la côte entre Kribi et Campo est composée de roches cristallines formant parfois des falaises sur la côte ou se présentant sous forme d'affleurements isolés dans la mer. Cette partie rocheuse est caractérisée par l'absence de dépôts importants de sable et de boue.

2.6 Hydroclimatologie et Condition océanographique

2.6.1 Hydroclimatologie

L'estuaire du Wouri est soumis à un climat équatorial côtier à deux saisons, caractérisé par une longue saison humide de mai à novembre et une courte saison sèche de décembre à février (Ndongo et al., 2015). Les observations climatologiques et pluviométriques présentées ici sont des valeurs moyennes mensuelles pour une période de douze années (1951 - 2016) provenant de la direction de la météorologie sise à Bonanjo, Douala (Nlend, 2019). Elles permettent de préciser le régime climatique de la région étudiée.

2.6.1.1 Les precipitations et temperatures

La ville de Douala, située le long de l'estuaire du Wouri est le centre urbain le plus arrosé après Monrovia (Liberia) en Afrique de l'Ouest. Elle reçoit exactement en moyenne 3 854,3 mm de pluie par an (écart-type = 464,4 mm ; données météorologiques de 1951-2016).

Selon le diagramme ombrothermique présenté à la Figure 2.7 la mégalopole de Douala connaît une longue saison des pluies de mars à novembre, et une saison humide moins importante de décembre à février. Le régime pluviométrique observé à Douala est unimodal.

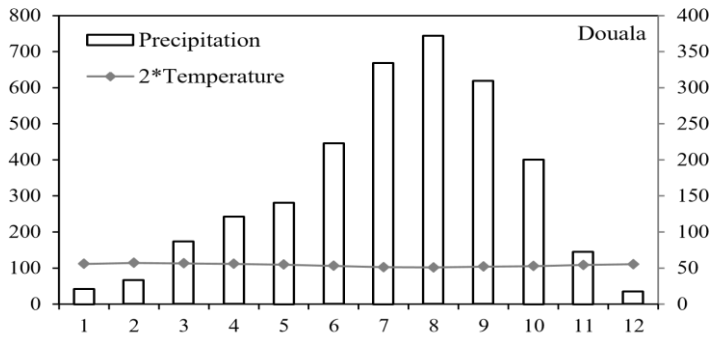


Figure 2. 7: Diagramme ombrothermique de Douala (Les données météorologiques sont échelonnées de 1951 à 2016 (1971-2016) pour les précipitations (températures).

Le Mont Cameroun (~ 4 000 m ; ~70 km au sud-ouest de Douala) situé à quelques kilomètres de l'estuaire, constitue un obstacle aux vents de sud-ouest précités et induit des ascendances orographiques d'un air extrêmement chaud, humide et donc instable.

La spécificité du climat de Douala est liée à : (i) des températures de la surface de la mer qui restent suffisamment élevées pendant l'été dans le golfe du Biafra favorisant la convection atmosphérique ; (ii) la forme concave de la côte camerounaise à Douala, perpendiculaire aux vents de mousson de sud-ouest et (iii) l'influence du mont Cameroun (Photo 2.1).

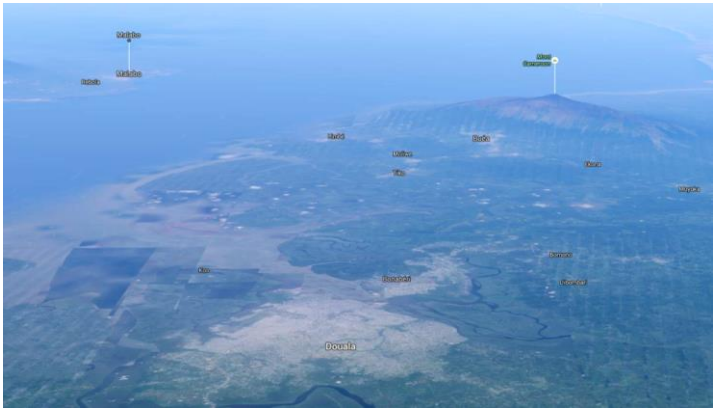


Photo 2. 1- Douala (vu du ciel) au pied du Mont Cameroun © Google map 2016 (Kialeu, 2016)

La spécificité de la distribution des précipitations se traduit également par une occurrence importante des pluies pendant la nuit (Tsalefac et al., 2003). Selon Vondou et al. (2018), cela pourrait être dû à la propagation des systèmes convectifs qui sont générés sur le continent, au cours de l'après-midi. Cependant, il pourrait également être associé au renforcement de la convergence sur la mer et la côte, la nuit, en raison du remplacement des brises de mer par des brises de terre (Leduc-Leballeur, 2012).

2.6.1.1.1 Précipitations inter-annuelles

L'évolution inter-annuelle des précipitations entre 1951 et 2016 (Figure 2.8) montre une forte variation avec une tendance générale à la baisse. On observe une phase humide (moyenne de 4 157,6 mm) de 1951 à 1981 caractérisée par des précipitations supérieures à la moyenne interannuelle (3 854 mm) et une phase moins humide ou " déficitaire " de 1982 à 2016 (moyenne de 3 570,5 mm), marquant une longue période avec des précipitations inférieures à la valeur moyenne interannuelle.

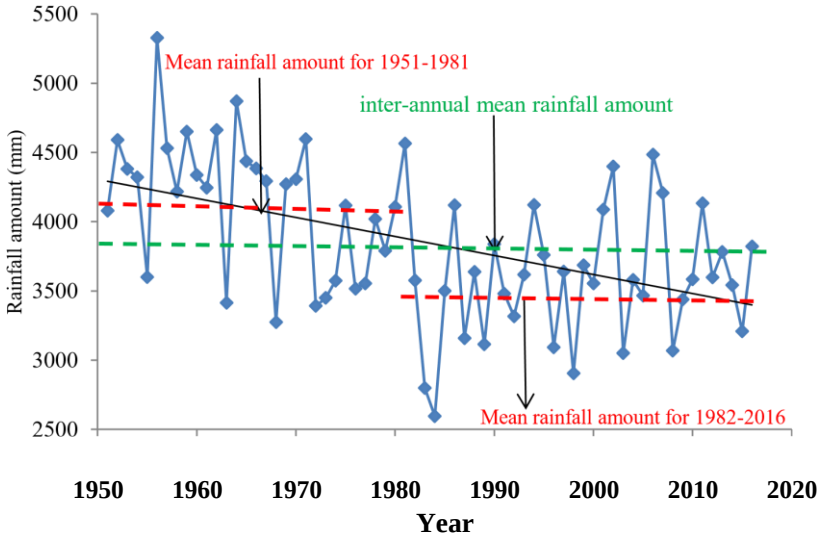


Figure 2. 8: Evolution inter-annuelle des précipitations (mm) à Douala (1951 à 2016) (d'après Nlend, 2019).

2.6.1.2 Températures

La distribution mensuelle des températures est relativement uniforme à Douala. La moyenne annuelle sur 44 ans est de 27°C (écart-type = 0,3), avec un minimum de 25,4°C en août et un maximum de 28,6°C en février (Figure 2.9) ; soit une amplitude thermique de 3,2°C en moyenne.

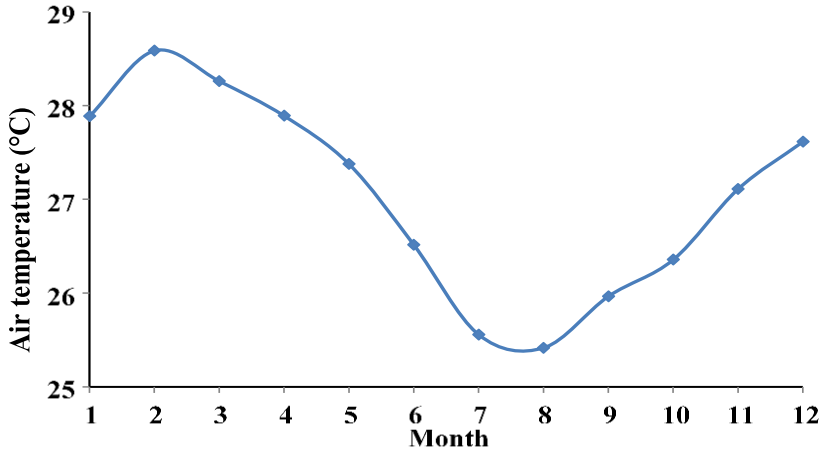


Figure 2. 9: Températures moyennes mensuelles (°C) à Douala (1971-2016) (d'après Nlend, 2019).

Entre 1971 et 2016, on observe une légère augmentation des températures moyennes annuelles (Figure 2.10) correspondant à environ +0,02°C/an.

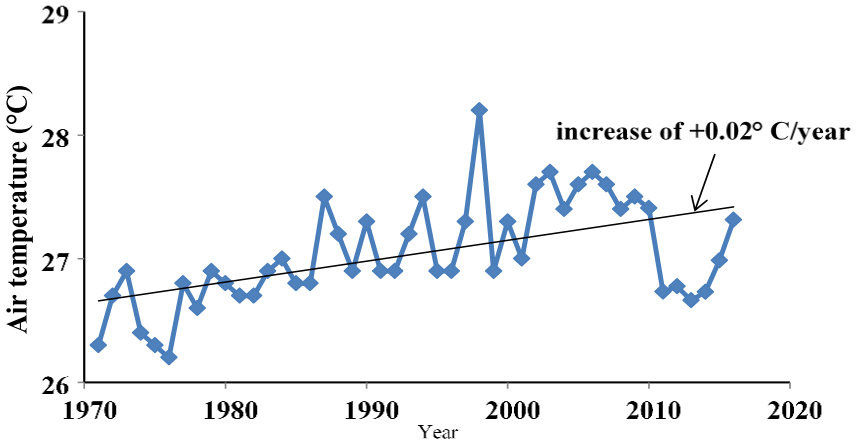


Figure 2. 10: Evolution inter-annuelle des températures (°C) à Douala (1971 à 2016) (d'après Nlend, 2019).

2.6.1.3 Humidité relative

L'abondance des précipitations dans la région implique une forte nébulosité qui maintient une humidité constamment élevée. La variation mensuelle de l'humidité est parallèle à celle des précipitations et est anti-corrélée à celle des températures. Les valeurs moyennes mensuelles varient entre 79% et 90% pendant la saison des pluies (mars à novembre) et entre 77% et 81% pendant la saison moins humide (décembre à février), avec une humidité relative annuelle moyenne de 85% (données météorologiques de 1971 à 2009).

2.6.1.4 Évaporation / évapotranspiration

Les données d'évaporation obtenues au centre météorologique de Douala sont échelonnées de 1992 à 2016. Elles montrent qu'une forte évaporation a lieu en moyenne en février (58,3 mm) tandis que le taux le plus faible est observé en août (27 mm). Cette variation mensuelle de l'évaporation est donc similaire à celle des températures. Le taux d'évaporation annuel (et l'évapotranspiration réelle) est toujours inférieur à 600 (et 1 000 mm). Ces taux nettement inférieurs à la quantité de pluie indiquent une fois de plus le caractère hyper humide de Douala et le fait que ces derniers paramètres doivent avoir une faible influence sur l'hydrologie globale de la région d'étude.

2.6.2 Conditions Océanographiques

2.6.2.1 Température de l'eau et salinité

Les eaux de surface de la zone côtière du Cameroun sont chaudes toute l'année, ce qui n'est pas le cas des eaux côtières des autres pays de l'Afrique de l'Ouest (Côte d'Ivoire, Ghana, Togo, Bénin, etc.) qui sont caractérisées par un upwelling saisonnier. Les températures de surface restent toujours supérieures à 24°C. Cette couche d'eau chaude a une épaisseur de 20 à 30 m (Crosnier, 1964), selon la localisation et la saison. Elle repose sur une couche d'eau moins

chaude dont la température varie entre 18 et 20°C. Il y a une thermocline entre les deux couches d'eau et qui joue un rôle important dans la dynamique des organismes vivants. Les eaux côtières du Wouri sont généralement caractérisées par une basse salinité, due à la forte pluviométrie et au réseau hydrographique dense. Baltzer and Lafond (1971) a enregistré des pointes de salinité de 20 $^{0}/_{00}$ à 15 km du port de Douala pendant la saison sèche et moins de 12 $^{0}/_{00}$ pendant la saison pluvieuse.

2.6.2.2 Hydrodynamique

Les marées dans l'estuaire du Wouri sont de type semi-diurne à égalité diurne (Olivry, 1986). A l'échelle mensuelle le cycle de marée présente un caractère bimodal d'inégales hauteurs, entre la pleine et la nouvelle lune, excepté les mois de juin et juillet à faible amplitude pour lesquelles on observe une tendance à l'équilibre entre la pleine et la nouvelle lune. En générale, le marnage dans l'estuaire du Wouri varie de 0,5 à 1,2 m en mortes eaux et de 2 à 2,9 voire 3 m en vives eaux ce qui fait de l'estuaire du Wouri un estuaire micro-tidal en morte eaux et méso-tidal en vives eaux (Fossi Fotsi, 2014a; Onguene et al., 2014). La propagation des vagues et des marées de reflux est énorme, mais peu connue. Morin and Kuété (1988) et Olivry (1986) les estiment à 10 millions de m^3 pour le fleuve Dibamba et 50 m^3 pour le Wouri. Les courants sont ceux des marées et sont parfois violents : 1 à 1,5 m/s pour le flux et jusqu'à 2,6 m/s pour le reflux. Le courant du fleuve perturbe ce système déjà instable en submergeant les complexes estuariens. Selon les observations faites par Chaubert and Garraud (1977), les houles sont de sud - sud-ouest et d'origine lointaine. Leur originalité résulte du double obstacle constitué par l'île de Bioko et de l'élargissement du plateau continental au niveau de Rio-de-Rey.

2.6.3 Flore et faune

2.6.3.1 Flore

La végétation littorale à l'estuaire du Wouri est une mangrove de palétuviers composée de Rhizophoras pouvant atteindre 40 m de hauteur et d'avicennia qui colonise les espaces intertidaux des terrains de sédimentation fine (Figure 2.11). Ces terrains ont la particularité de subir, chaque jour et de manière alternative, par le seul jeu des marées, des périodes d'immersion et d'émersion. Ce sont des lieux de contact entre les masses d'eau douces et les masses d'eau salées, ce qui a des conséquences en matière de sédimentation du Wouri.

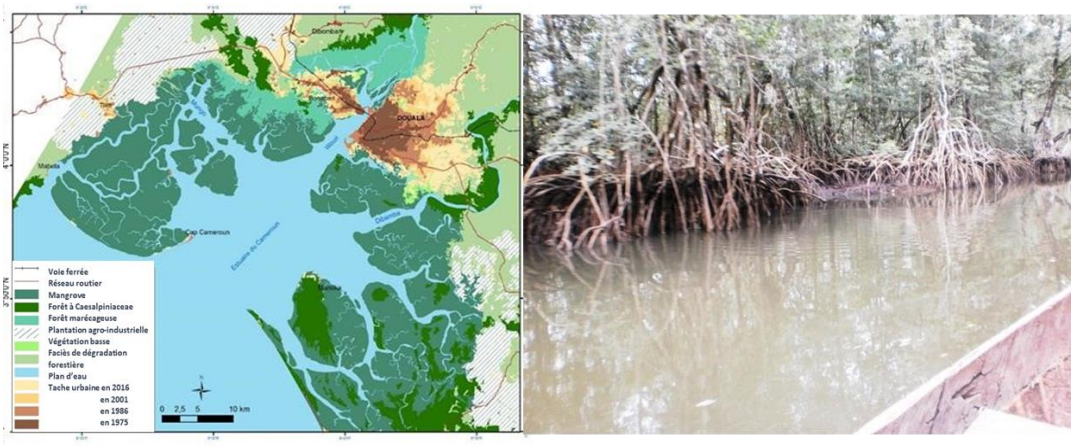


Figure 2. 11: Estuaire du Wouri ; photo mangrove de Douala bordant les rives du Wouri, illustrant le mur végétal infranchissable.

La superficie totale de la mangrove dans l'estuaire du Wouri est de 60 000 ha. Elle est d'une grande importance pour les avantages environnementaux qu'elle procure. Elle permet d'atténuer les crues (une étude récente estime que 0.4 hectare de zone humide peut stocker plus de 600 m^3 d'eau de crue). De même, elle constitue une barrière de protection côtière contre le vent, les vagues et l'avancée des marées grâce à ses racines qui maintiennent en place les sédiments issus de l'érosion en amont. Au regard de leur fonctionnalité, la destruction actuelle de la mangrove pourrait affecter de manière significative des modes d'érosion côtière et la dynamique sédimentaire dans l'estuaire du Wouri.

2.6.3.2 Faune

Dans l'ensemble de la forêt littorale, la faune est très riche et diversifiée. Dans la côte nord et sud on distingue les mammifères représentés par des céphalophus (*Cephalophus callpigus),* des bovidés, etc. Les primates comprennent des singes de la famille des cercopithécidées et colobidées avec plus de 20 espèces, etc. (Cameroon, 2010). La biodiversité est préservée par la présence de la réserve Douala-Edéa. La faune marine est essentiellement constituée de faune pélagique et de la macrofaune benthique. Au moins cinq espèces de tortues marines ont été retrouvées sur les côtes Camerounaises (Fretey, 2001). On compte 27 familles et 232 espèces de poissons (MINEPDED, 2015).

2.6.4 Les facteurs internes à l'estuaire du Wouri

2.6.4.1 La croissance démographique

La ville de Douala a connu une croissance démographique fulgurante entre 1984 et 2015. Chef-lieu de la Région du Littoral, capitale régionale et capitale économique du Cameroun, Douala abrite une population importante et représente à elle seule 76,0 % de la population totale de la

région (BUCREP, 2005). La population de cette métropole est progressivement passée de 0,25 million en 1984 pour atteindre 1,8 million en 2000, puis 2,94 millions en 2015. Une projection sur 2030 situe le seuil de la population de Douala à 4,2 millions d'habitants (Figure 1.12).

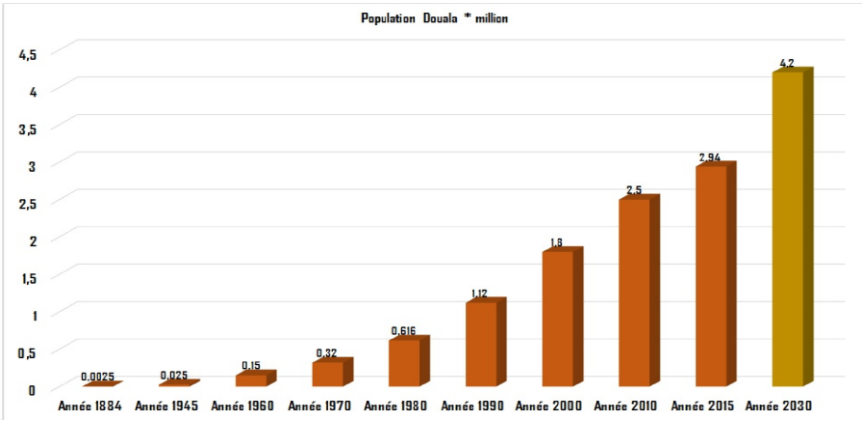


Figure 2. 12: Évolution de la population de Douala en 1984 et 2030 (source des données : BUCREP, Atlas Socio).

Cette croissance démographique a donc des répercussions sur Cap Cameroun, Manoca, Souellaba, ... En effet, ces localités constituent le principal point de ravitaillement de la ville de Douala en produit halieutique, à près de 65 % (Mbevo Fendoung et al., 2017). Cette croissance démographique urbaine touche cependant tout le littoral estuarien du Wouri et le Cameroun. Suivant (Tchindjang and Fendoung, 2019), le taux d'urbanisation au Cameroun est passé de 28,5% en 1976 contre et 39,0% en 1987 ; 47,2 en 1997, 48,8% en 2005 et 52% en 2010 avec 2 villes millionnaires et 17 villes d'au moins 100 000 habitants.

2.6.4.2 L'expansion urbaine à Douala

La ville de Douala a connu une extension remarquable entre 1916 et 2016 (Mbevo Fendoung, 2019). Ceci s'est fait au détriment des espaces de mangrove, ce qui entame leur fonction de protection du littoral. Dès lors, en guise d'une délimitation inspirée de (Dzalla, 2013), on constate et au travers les images satellites, que l'extension spatiale de la ville de Douala s'est faite de façon assez anarchique. Dans un contexte de vulnérabilité naturelle aussi prononcée, une telle urbanisation apparaît comme amplificatrice des inondations et de l'érosion côtière. Depuis 1959, Douala dispose d'un plan directeur de référence : le Plan Dorian. Un autre a vu le jour en 2012 : le Plan Directeur de l'Urbanisation « horizon 2025 » (PDU). Ce dernier présente de fortes améliorations, mais le véritable problème se situe au niveau de son applicabilité. La libre cour accordée aux populations a fait en sorte que des habitats anarchiques

se sont multipliés. L'imperméabilisation des sols qui en découle accentue ainsi le ruissellement superficiel, (infiltration limitée), accroît la vitesse d'écoulement et les hauteurs d'eau.

Les mangroves urbaines et péri urbaines à Douala subissent une pression considérable suite à cette urbanisation galopante. Dans la ville de Douala par exemple, les mangroves du Bois de Singes ont été complètement dévastées au profit de la ville (Eric, 2012). En général, l'aire urbaine s'accroît d'année en année (figure 1.13), sans que les investissements infrastructurels suivent le même rythme. La croissance de la population s'accompagne de la conquête des espaces environnants.

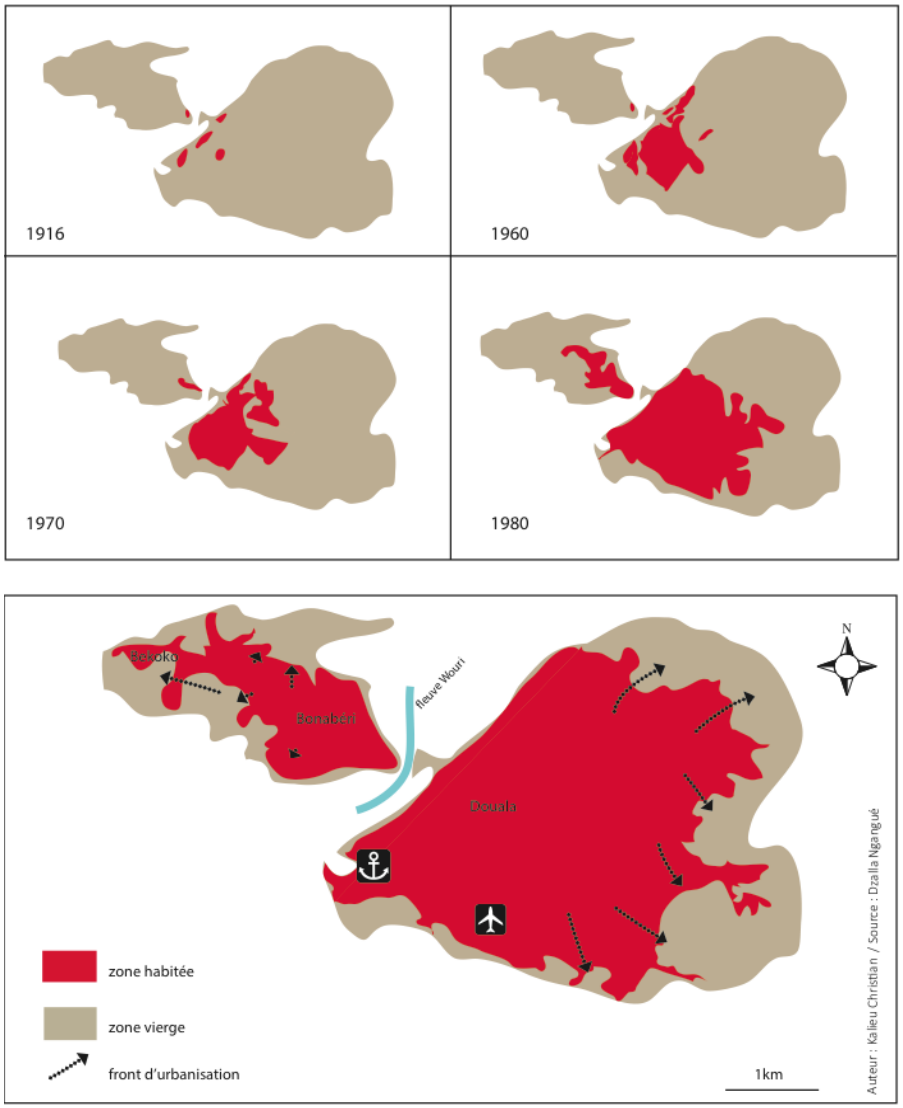


Figure 2. 13: carte d'évolution spatiale de Douala 1916-2015.

Cette pression urbaine se ressent aussi au niveau des mangroves à Cap Cameroun. L'augmentation de la demande en poisson accroit le nombre de pécheurs dans la localité. Ces

derniers exercent une pression sur la mangrove qui à elle seule couvre déjà plus de 80 % des besoins énergétiques domestiques de ces populations (Planche photo 2.2).

Photo 2. 2- Fort usage de la mangrove dans les zones côtières. (Cliché : Mbevo, 2014)

- **La pêche** : Le fumage des produits de pêche (poissons, écrevisses…) est très consommateur de bois. C'est l'une des raisons qui expliquent la forte pression humaine sur les mangroves de Cap Cameroun.
- **La construction des logements** : En effet, la quasi-totalité des maisons qu'on retrouve à Cap Cameroun sont faites en matériaux provisoires (en bois), et donc très consommateur en mangrove.
- **L'énergie domestique** : Près de 80 % de l'énergie domestique utilisée dans les zones côtières au Cameroun est constituée de bois de mangrove. Comme l'illustre la photo ci-dessus, le bois est le point de départ de la transformation de plusieurs produits culinaires.
- **L'agriculture** : Il est clair que l'activité agricole s'accompagne d'une destruction de la mangrove, surtout dans les pays en développement où elle se pratique encore de façon extensive.

2.6.4.3 Exploitation du sable

L'exploitation de sable est une des activités importantes dans la mangrove et autour des grandes agglomérations Douala, Tiko, Edéa etc. Les carrières de sable sont visibles dans tout l'estuaire du Cameroun, en particulier tout autour de la ville de Douala. A Youpwe seulement, il est extrait près de 4 tonnes de sable par jour, de manière artisanale. Il est difficile de connaître exactement le nombre de carrières de sable autour de Douala, mais dans les sites de grande extraction tels que la Baie de Modeka, Youpwè, Bonabéri, Akwa Nord au niveau de la mangrove fluviatile du Wouri et autres, on peut estimer la production journalière dans toute la zone à plus de 100 camions (environ 300 m^3 de sable). Tout comme les perches de palétuviers exportées au

Nigeria, le sable de l'estuaire du Cameroun est actuellement exporté et en très grande quantité en Guinée Equatoriale pour les constructions.

Photo 2. 3- Présentation de quelques activités économique dans l'estuaire du Wouri, A (Port autonome de Douala) et extraction de sable (B), pêche (C) et Exploitation de bois (D).

2.6.4.4 L'aménagement portuaire et dragage du chenal de navigation

Le PAD, situé au cœur du golfe de Guinée, plus précisément à 50 km de la mer est aujourd'hui le poumon économique du Cameroun et de l'Afrique centrale. En réponse à la croissance démographique et au problème d'ensablement et d'envasement de son chenal enregistrée, le port a effectué des travaux d'agrandissement, de dragage, d'approfondissement et d'entretiens réguliers de son chenal de navigation, le long de 50 km pas assez profond (Jombe Seppo, 2003).

En somme, ces facteurs internes liées aux différentes activités industrielles, de loisir et de tourisme liées à la mer et au fleuve Wouri exercent un forçage sur le milieu naturel, avec pour conséquence une modification souvent irréversible de certaines variables hydrodynamiques par le jeu de l'érosion/dépôt, ou encore des caractéristiques morphologiques de l'estuaire (forme de l'estuaire, géométrie du fond).

3

Instrumentation et modélisation numérique : outils pour une étude multi-échelles

3.1 Introduction 54

3.2 Instrumentation et acquisition de données historiques et actuelles 54

3.2.1 Données historiques 54

3.3 Modélisation numérique 3D 69

3.3.1 TELEMAC 3D : description 70

3.4 SEDI-3D MUD 73

3.4.1 Choix des paramètres 75

3.4.2 Configuration préliminaire du modèle 75

3.1 Introduction

Ce chapitre présente les outils exploités pour traiter et analyser les : archives marégraphiques et bathymétriques anciennes, ceux utilisés pour l'acquisition des données sur le terrain et ceux employés pour la modélisation numérique. L'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire de l'estuaire du Wouri n'ayant pas encore fait l'objet d'étude, la combinaison de ces deux approches a permis de réaliser une étude complète de l'évolution des masses d'eau et de sédiments fins.

Dans un premier temps, un inventaire des mesures historiques et prélèvements effectués sur le terrain est détaillé, puis le modèle numérique est présenté.

3.2 Instrumentation et acquisition de données historiques et actuelles

Cette étude a abouti à la reconstitution de données marégraphiques et bathymétriques afin de s'appuyer sur une nouvelle base de connaissances la plus exhaustive sur le littoral et l'environnement estuarien du Wouri. L'acquisition des données de terrain (sonde de la marque YSI) en complément des données marégraphiques et bathymétriques du Port Autonome de Douala (PAD), permettra de valider le modèle hydrodynamique et hydro-sédimentaire.

3.2.1 Données historiques

Globalement, les mesures de niveau d'eau ont été conservées dans les archives du SHOM à Brest, du SHD à Vincennes et du PAD. Ces mesures se présentent sous deux formes :

- des registres de marée : tableaux où étaient relevés à pas de temps régulier (en général toutes les 15 minutes), la hauteur d'eau sur la ou les échelles de marée du site étudié.
- des marégrammes : document papier où le signal de marée est retranscrit sur une période comprise entre 1 semaine et 1 mois. Ces mesures étaient faites à partir d'un marégraphe.

Le Tableau 3.1 recense l'ensemble des mesures de hauteur d'eau, minutes bathymétriques réalisées et utilisées au cours de cette étude dans l'estuaire du Wouri. Ce tableau révèle une grande hétérogénéité dans les mesures avec de nombreuses lacunes. En réalité, les mesures retrouvées au Shom à Brest coïncident majoritairement aux dates des levés hydrographiques. Ces mesures étaient ainsi réalisées dans le but de réduire les sondes de la marée. Les investigations réalisées dans les archives du SHD à Vincennes et au PAD ont révélé que des mesures avaient bien été faites. Par exemple, les amers utilisés par les hydrographes du SHOM ont été retrouvées à la position indiquée dans une campagne de terrain au cours de cette thèse.

Aussi, certaines observations qui semblaient être en continues, n'ont pas été retrouvées dans les archives. Il est possible que ces mesures aient été disséminées dans d'autres centres d'archives (mais vu les inventaires réalisés il est difficile d'établir avec certitude le site d'accueil) mais il est également probable qu'ils aient été perdus ou détruits au cours du temps. Le Service Hydrographique du PAD ayant été déplacé d'un lieu à un autre.

Tableau 3. 1- Détails des documents de mesures marégraphiques et bathymétriques historiques inventoriés et récupérés dans les différentes archives.

Site	Type d'archivage	Région	numéro/levé BDBS
SHOM	Topographie	Port de Douala	S1920_
	Topographie	Port de Douala	S1920_
	Topographie	Port de Douala	S1920_
	Construction de sondes	Port de Douala	S1920_
	Ecriture de sondes	Port de Douala	S1920_
	Définitive	Estuaire du Cameroun	S1949_013
	Construction de topographie	Estuaire du Cameroun	S1949_013
	Construction de sondes	Estuaire du Cameroun	S1949_013
	Construction de sondes	Estuaire du Cameroun	S1949_013
	Construction de sondes	Estuaire du Cameroun	S1949_013
	Construction de sondes	Estuaire du Cameroun	S1949_013
	Construction de sondes	Estuaire du Cameroun	S1949_013
	Construction de sondes	Estuaire du Cameroun	S1949_013
	Ecriture de sondes	Estuaire du Cameroun	S1949_013
	Feuille de courants	Embouchure du Nauri	S1949_013
	Feuille de Marée (2)	Manoca	S1949_013
	Feuille de Marée (2)	Pointe Cameroun	S1949_013
	Définitive	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Ecriture de sondes	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Ligne de vérification	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Projection de construction de triangulation	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Projection de construction de sondes	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Projection de construction de sondes	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Projection de construction de sondes	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Projection de construction de sondes	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Projection de construction de sondes	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Ecriture de sondes	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Choix sondes	Embouchure du Cameroun	S1950_019
	Feuille de Marée	Manoca	S1950_019
	Feuille de Marée	Manoca	S1950_019
	Feuille de Marée	Douala	S1950_019
	Feuille de Marée	Pointe Cameroun	S1950_019
	Projection de construction de sondes	Dibamba	S1951_012
	Projection de construction de sondes	Dibamba	S1951_012
	Projection de construction de sondes	Dibamba	S1951_012
	Ecriture de sondes	Dibamba	S1951_012
	Feuille de Marée	Manoca Yansouki	S1951_012
	Ecriture de sondes	Chenal du Wouri	S1955_019
	Ecriture de sondes	Chenal du Wouri	S1955_019
	Ecriture de sondes	Chenal du Wouri	S1955_019
	Spatiocarte	Douala	S1998_032
	Spatiocarte	Douala	S1998_032
	Spatiocarte	Douala	S1998_032
	Spatiocarte	Douala	S2005_055
	Spatiocarte	Douala	S2005_055
PAD	Marégramme papier	Estuaire du Cameroun	1983_2021

3.2.1.1 Inventaire des documents marégraphiques

La reconstitution de séries marégraphiques, commence par la recherche et l'inventaire des documents existants portant sur l'observation du niveau marin. Au cours du temps, ces documents historiques ont été disséminés et ne sont donc pas forcément concentrés en un lieu unique. Dans les centres d'archives, les inventaires des documents, s'ils existent, sont rarement en version numérique ou en ligne. De plus, comme les intitulés des documents peuvent être imprécis, il a été nécessaire de se rendre dans plusieurs centres d'archives afin de consulter les documents potentiellement intéressants pour l'étude et d'expertiser la teneur exacte.

Les centres d'archives identifiés comme possédant des documents en lien avec des mesures marégraphiques du PAD sont les archives du SHOM à Brest (en bleu), et les archives du Service Hydrographique du PAD (en rose) (Figure 3.1).

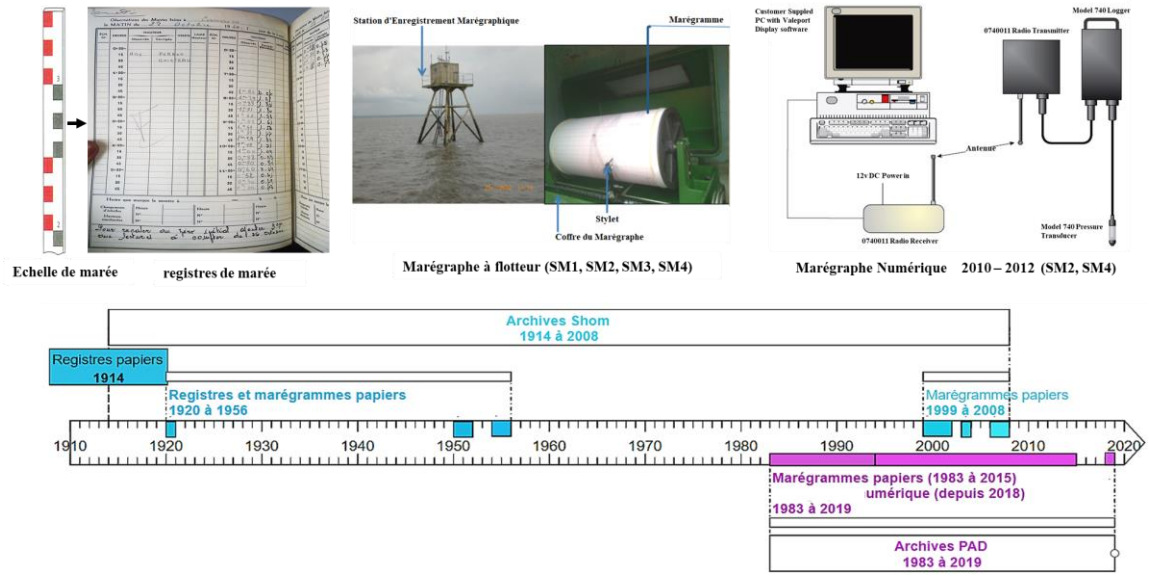


Figure 3. 1: Inventaire des mesures de hauteur d'eau historiques de l'estuaire du Wouri (Cameroun) avec les appareils de mesure. En bleu les archives conservées au SHOM et en rose celles se trouvant au PAD.

L'inventaire des mesures de hauteurs d'eau depuis les années 1914 à 2020 présente les mesures sous trois formes :

- des registres de marée : tableaux où étaient relevés à pas de temps régulier (en général toutes les 15 minutes), la hauteur d'eau ;
- des marégrammes : document papier où le signal de marée est retranscrit sur une période comprise entre 1 semaine et 1 mois. Ces mesures étaient faites à partir d'un marégraphe mécanique à flotteur ;

- des fichiers numériques, présentant des valeurs de hauteur d'eau issue du marégraphe numérique.

Cet inventaire révèle une hétérogénéité dans les mesures avec de nombreuses lacunes en lien avec la diversité de Gouvernance de l'Etat du Cameroun avant 1960 (date d'indépendance) et la probabilité des documents disséminés dans d'autres centres d'archives (en Allemagne par exemple), perdus ou détruits au cours du temps.

3.2.1.2 Métadonnées : informations relatives aux mesures, aux repères de marée et aux infrastructures portuaires

Aujourd'hui, les marégraphes du PAD sont rattachés au Zéro NGC (Nivellement Général du Cameroun), à 1,417 m au-dessus de la ligne de référence qui correspond au niveau moyen des marées. Historiquement, ce port a connu une gestion avec plusieurs pays.

Avant la première guerre mondiale, les activités du port étaient contrôlées par les allemands, sous l'autorité du gouverneur J. Von Puttkamer car le Cameroun était sous protectorat allemand (1884-1916). En 1921, la France a hérité d'un mandat de la Société des Nations sur une partie du Cameroun. Elle reprend, le contrôle du port de Douala aux Allemands. La deuxième guerre mondiale qui commence en 1939 obligera la France à suspendre le nouveau plan d'amélioration du port dont les études avaient été lancées en 1937. En 1950, la création d'un service spécial des Ports et Voies Navigables du Cameroun voit le jour, ce qui implique l'acquisition de mesures de hauteurs d'eau pour la navigation. Après son indépendance en 1961, le Cameroun va reprendre le contrôle du Port.

En 1980, le Port de Douala étend son domaine (de 400 à 1000 hectares) et triple sa capacité car sa position centrale au cœur de l'Afrique Centrale en fait un lieu d'échange par excellence. En 1983, le port s'équipe de quatre stations de mesures de hauteurs d'eau en continu pour assurer son activité première qu'est la navigation.

Les documents concernant les mesures ont été retrouvés essentiellement dans les archives de la Marine (SHOM) à Brest, au SHD Vincennes, Paris et au Service Hydrographique du Port de Douala. Ces documents apportent de nombreux renseignements, tels que :

- **Le type d'appareil utilisé** par exemple « *en 1955 pendant la mission de MANNEVY, la marée était enregistrée en permanence à Douala sur un marégraphe Brillie installé par le port :« zéro du marégraphe au zéro des sondes* »**.** *Une échelle a été installé à Manoca et la marée observée pendant trois journée complètes. Le repère Brie 1948 n'ayant pas*

été retrouvé (emplacement très encombré), le zéro de réduction des sondes a été adopté par concordance avec Douala à 0.24m au-dessus du zéro de l'échelle[1]*».*

- **La référence verticale** utilisée pour la mesure. *Olivier Parvillers, l'ingénieur principal des études et techniques d'arment, dans une NOTE-EXPRESS, souligne que la conservation du zéro hydrographique depuis les précédentes levées (années 1950) n'a pas été assurée correctement. Les repères de nivellement ont été détruits et les nivellements réalisés lors du passage de la mission montrent des imprécisions dans le réseau de nivellement encore en place. La mission a créé en juin 2004 un nouvel observatoire dans la base marine camerounaise à Douala.*

  En conséquence de quoi, je vous demande de bien vouloir :

  Préciser la cote du zéro hydrographique au port de Douala, qui serait situé sous le repère de tirants d'air du nouvel observatoire de la base navale à 3.564m, d'après les mesures de nivellement réalisées par la mission en juin 2004[2]*.*

- **La subdivision de l'estuaire en zone, fonction des variations de marée :**

  Zone I. Depuis Douala jusqu'à la bouée 16, marée de Douala ;

  Zone II. Depuis la bouée 16 jusqu'à la bouée 8, marée intermédiaire entre Douala et Manoca (½ Douala, ½ Manoca) ;

  Zone III. De la bouée 8 à la bouée Base, marée de Manoca ;

  Zone IV. Au-delà de la bouée Base, on a adopté une marée théorique déduite de la marée à Manoca par application des corrections indiquées par M. LE Fur à la suite de ses observations à la pointe Cameroun (coefficient de réduction 0.87, même heure de pleine-mer en avance de 20mn à la pointe Cameroun)[3]*.*

Les nombreux échanges postaux inventoriés ont permis d'apporter des informations complémentaires sur la vie portuaire de Douala et sur le contexte de l'époque, tels que les agrandissements du port, des changements de hauteur de quais, des doléances des habitants, des changements dans les signaux de marée ou parfois des premières études réalisées sur les courants, les marées et même sur les phénomènes d'érosion déjà observés dans la région de Manoca.

3.2.1.3 Traitement des données marégraphiques

Deux types de support des mesures de hauteurs de la mer ont été retrouvés : des marégrammes et des registres de marée pour les plus anciennes A ce jour il n'existe pas de logiciel de

[1] . Archives du Shom, Brest
[2] . Archives du Shom, Brest
[3] . Archives du Shom, Brest

digitalisation automatisée des registres de marée. Le fait que les données soient retranscrites de manière manuscrite ne permet pas une reconnaissance aisée. Nous avons été dans l'obligation de faire une numérisation manuelle pour les registres papiers.

3.2.1.3.1 Les marégrammes et NUNIEAU

D'après l'inventaire des données, les archives retrouvées couvrent une période d'enregistrement continue dans l'estuaire du Wouri (1983 – 2015). L'ensemble des marégrammes papiers a été scanné, soit environ 1 km de documents au total. Une fois les documents en format numérique, l'extraction du signal de marée a été réalisée à l'aide du logiciel NUNIEAU *(NUmérisation des NIveaux d'EAU* développé par le CETE Méditerranée (Pons, 2008).

Les courbes de hauteur d'eau sont souvent tracées sur une feuille quadrillée avec un crayon d'une couleur différente de la feuille. NUNIEAU permet en théorie d'automatiser le processus de digitalisation. En se basant sur un algorithme de reconnaissance des couleurs, on peut extraire le signal de la courbe du reste de la feuille. Une fois ce signal extrait, en ayant défini les origines ainsi que les échelles de temps et de hauteur, ce signal papier peut être converti en une donnée numérique. L'expérience a montré que l'automatisation de cette action était plus complexe que prévue car l'algorithme détecte le signal mais détecte également le quadrillage autour. Le travail de tri post-digitalisation entre le signal à conserver et celui à rejeter prend plus de temps que de numériser "manuellement" les courbes de marées (Figure 3.2).

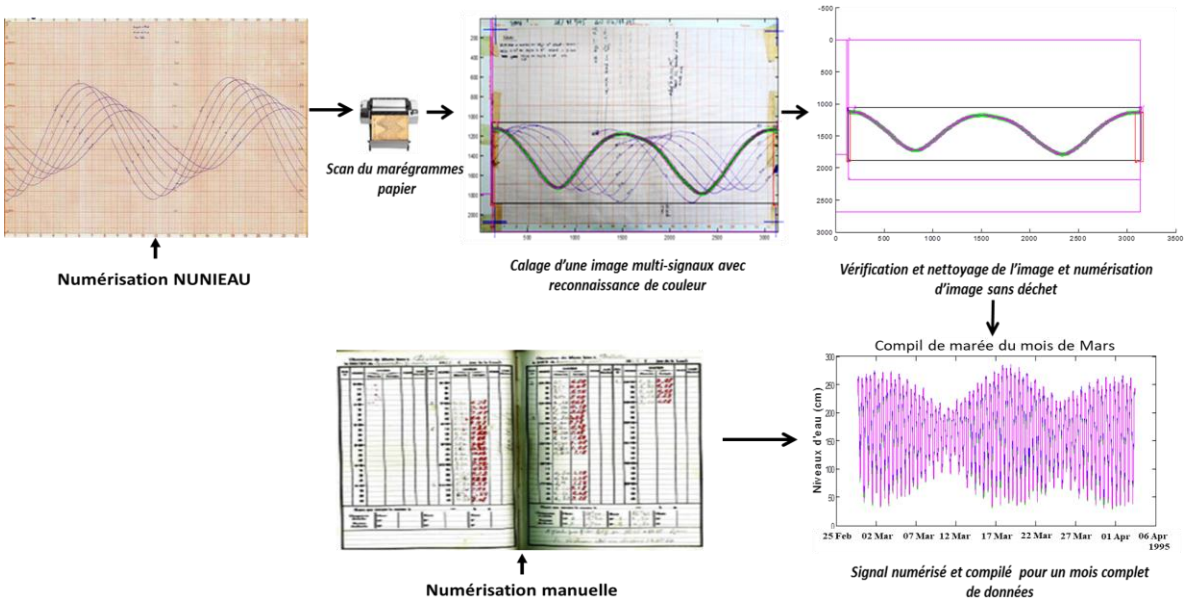


Figure 3. 2: Schéma représentant les étapes de numérisation de données de hauteur d'eau.

Le grand nombre de documents marégraphiques à digitaliser des trois stations fonctionnelles, additionnés aux documents bathymétriques de l'estuaire du Wouri, impliquait une durée d'exécution trop longue. Il a donc été nécessaire de définir des priorités dans la digitalisation des marégrammes. Le choix a été fait de se concentrer essentiellement sur les marégrammes de l'année 2002. En effet l'année 2002 est la plus complète et la plus dense en mesures pour les 3 stations marégraphiques (Figure 3.3).

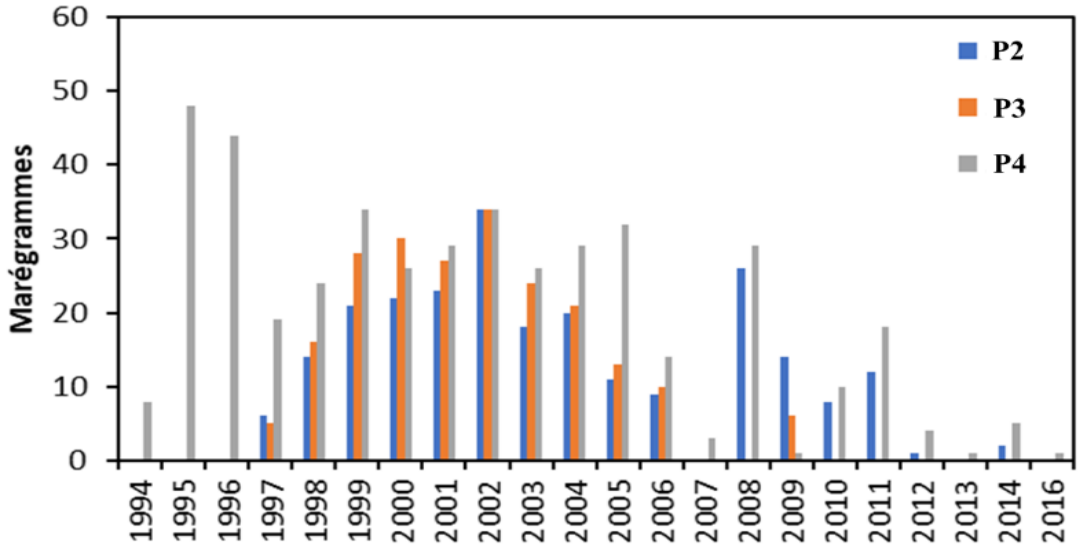


Figure 3. 3: Distribution annuelle des marégrammes par station de mesure

Les marégrammes définis comme prioritaires ont été digitalisés et ont permis d'extraire plus de 1000 courbes journalières.

3.2.1.3.2 Corrections à appliquer aux mesures des séries marégraphiques de l'estuaire du Wouri

3.2.1.3.2.1 Mise en cohérence

A l'issue de la digitalisation de ces données, ces dernières doivent être validées. Celle-ci consiste à s'assurer de l'homogénéisation en temps (TU), des mesures et de la cohérence verticale (exprimée selon le zéro hydrographique) de la série reconstruite.

3.2.1.3.2.2 Homogénéisation en temps des mesures

Nos mesures provenant toutes de la même époque d'un même type de marégraphe et d'une même période (1999-2005, nous pouvons conclure qu'elles sont dans le même référentiel temporel (UTC)).

3.2.1.3.2.3 Homogénéisation verticale des mesures

L'homogénéisation verticale consiste à appliquer les éventuelles corrections de décalage de hauteur rapportée sur le marégramme à partir des commentaires relevés par les hydrographes

(Figure 3.4). Ces étapes passées, il est important de valider nos données en mesurant le degré de fiabilité

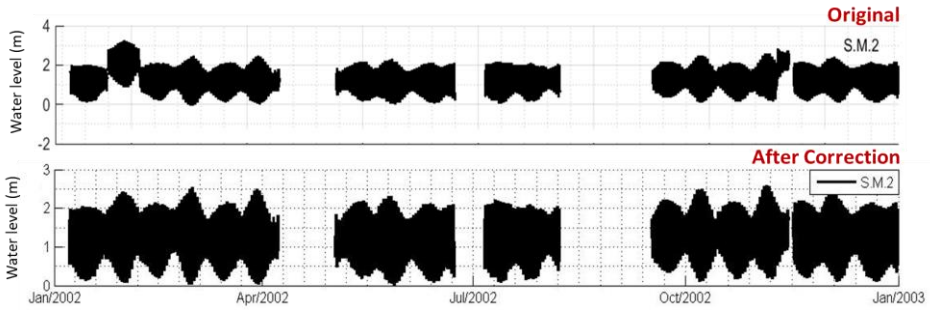


Figure 3. 4: Aperçu des séries temporelles avec la différence entre la série initiale et la série corrigée.

3.2.1.4 Analyse harmonique de la marée

Afin d'étudier les composantes du niveau de la mer, un programme d'analyse harmonique est nécessaire. De nombreux logiciels et programmes existent à travers le monde et se basent essentiellement sur la décomposition du potentiel de la force de marée mise au point par Doodson (1921). Les différences entre ces logiciels résultent essentiellement de la définition des composantes harmoniques et dans le nombre d'ondes élémentaires prises en compte dans l'analyse. Parmi ces programmes, T-TIDE et S-TIDE ont été utilisés dans le cadre de cette étude.

3.2.1.4.1 Analyse harmonique classique (CHA)

Le niveau de la mer est composé d'éléments provenant de différentes sources (Fang, 1986; Foreman, 1977; Godin, 1972; Pawlowicz et al., 2002) :

$$\zeta(t) = \zeta_0(t) + \sum_{k=1}^{I}\{\{f_k(t)A_k(t)\cos[V_k + u_k(t) - g_k(t)]\} + R(t) = \zeta_0(t) + \sum_{i=1}^{N_{NR}}\{\{f_i(t)A_i(t)\cos[V_i + u_i(t) - g_i(t)]\} + R(t) + \sum_{j=1}^{N_R}\{f_j(t)A_j(t)\cos[V_j + u_j(t) - g_j(t)]\} + \sum_{n=1}^{N_I} f_n(t)\,A_n\cos[V_n + u_n(t) - g_n]\} \quad (3.1)$$

où ζ(t) est le niveau total de la mer à l'instant t ; ζ_0 est le niveau moyen de la mer ; A et g sont respectivement l'amplitude et le retard de phase (heure UTC, identique ci-dessous) ; f et u sont respectivement les corrections nodales de l'amplitude et du retard de phase ; V est l'argument astronomique ; R est la composante non tidale ; K est le nombre de constituants tidaux ; N_{NR} est le nombre de constituants de non-référence ; N_R est le nombre de constituants de référence ; et N_I est le nombre de constituants à déduire du jème constituant de référence.

L'amplitude et le décalage de phase de chaque constituant de marée, peuvent être résolus en analysant une série chronologique d'observations du niveau de la mer à un point spécifique à l'aide de l'analyse harmonique classique (CHA).

Avec différentes hypothèses et conditions, la CHA dans cette étude est effectuée à l'aide de l'outils T_TIDE (Pawlowicz et al., 2002).

3.2.1.4.2 Analyse harmonique segmentée

À la suite de Devlin et al. (2018), M. G. G. Foreman et al. (1995), Kang et al. (1995), Müller et al. (2014), Wang et al. (2020), les observations du niveau de la mer sont divisées en segments bimensuels par mois civil. La CHA avec des corrections nodales et d'inférence est appliquée à chaque segment mensuel pour obtenir les paramètres harmoniques de marée discrets (c'est-à-dire l'amplitude et le décalage de phase). Puis l'amplitude et le décalage de phase sont interpolés à l'aide d'une interpolation spline cubique pour obtenir les amplitudes et les décalages de phase variant dans le temps. Cette méthodologie est appelée analyse harmonique segmentée (SHA). En réponse à l'ajustement de Kang et al. (1995), nous avons effectué une analyse bimensuelle (durée des observations supérieure à 26 jours).

3.2.1.4.3 Analyse harmonique améliorée (EHA)

En combinant CHA avec un schéma de points indépendants et une interpolation par spline cubique, Jin et al. (2018) ont développé l'EHA pour obtenir directement les paramètres harmoniques du niveau moyen de la mer et de la marée variant dans le temps. En revanche, les paramètres harmoniques sont supposés être constants dans CHA et constants au sein des deux mois dans SHA. Une boîte à outils MATLAB, S_TIDE, a été publiée pour réaliser EHA par Pan et al. (2018). Dans cette étude, les corrections des arguments nodaux et astronomiques sont intégrées dans l'ajustement par les moindres carrés, conformément à Foreman et al. (2009); en outre, les paramètres harmoniques des constituants mineurs de la marée sont supposés constants et calculés avec les paramètres harmoniques variant dans le temps des constituants principaux de la marée pour résoudre davantage de constituants et conserver la stabilité des calculs. Le niveau de la mer dans EHA est le suivant :

$$\zeta(t) = \zeta_0(t) + \sum_{i=1}^{I}\{f_i(t)A_i(t)\cos[V_i + u_i(t) - g_i(t)]\} + \sum_{j=1}^{J}\{\{f_i(t)A_j(t)\cos[V_j + u_j(t) - g_j(t)]\} \quad (3.2)$$

Où I est le nombre de constituants de marée principaux avec des paramètres harmoniques variant dans le temps ; J est le nombre de constituants de marée mineurs avec des paramètres harmoniques constants ; et le niveau moyen de la mer et la composante non marémotrice sont inclus dans ζ0(t).

Comme Jin et al. (2018) et Pan et al. (2018), le schéma de points indépendants et l'interpolation par spline cubique sont utilisés pour résoudre conjointement les paramètres harmoniques variables dans le temps et constants, qui ne sont pas présentés ici par souci de brièveté. Comme

mentionné dans Pan et al. (2018), les paramètres harmoniques variant dans le temps obtenu à l'aide de l'EHA avec différents nombres de points indépendants représentent des fluctuations sur différentes échelles de temps. Dans cette étude, six points indépendants sont utilisés pour obtenir la variabilité saisonnière des principaux constituants de la marée.

3.2.1.5 Validation des données

Une fois les données homogénéisées en temps et rapportées à la même référence verticale, la dernière phase de traitement consiste à vérifier et valider la série. Afin de vérifier la qualité des données numérisées, plusieurs méthodes sont proposées, développées parmi lesquelles, le «Buddy Checking». Elle consiste à étudier la corrélation entre les mesures nouvellement numérisées et celles d'une station de référence. Pour valider la qualité de nos séries de mesures, nous avons étudié les résidus.

3.2.1.5.1 Etude des résidus

Les résidus correspondent aux différences entre les hauteurs d'eau observées (h_{obs}) en un point et celles prédites (h_{pred}) à la même période. Il est possible de distinguer les résidus instantanés, qui sont le résultat d'une simple soustraction entre h_{obs} et h_{pred} à un instant t, et les résidus de PM (ou BM), qui correspondent aux différences des heures et des hauteurs atteintes par les PM (ou BM) observées et prédites (Ferret, 2016; Latapy, 2020b).

3.2.1.5.2 Résidus instantanés

Après avoir réalisé une analyse harmonique (CHA) des données brutes de chaque station, un contrôle des résidus jour après jour a été effectué. Le contrôle journalier nous a permis d'identifier dans les courbes de résidus la présence d'amplitude anormale (Figure 3.5).

En effet, sur les différentes courbes des pics sont observés dans les résidus. Ces pics impliquent une différence entre les valeurs observées et les valeurs prédites, plus ou moins grandes selon la taille du pic. Il est donc probable que cela corresponde à des erreurs de lissage ou de retranscription des courbes de marée observée. L'amplitude des résidus donnant une bonne précision de la mesure varie dans l'ordre de +/- 25 cm (Ferret, 2016). En se basant sur cette indication, nous avons détecté des valeurs supérieures à 25 cm comme présenté sur la figure (3.5).

Après l'indentification des pics, nous procédons à la comparaison des courbes concerné avec le marégramme du jour ; ceci afin d'identifier l'origine du pic.

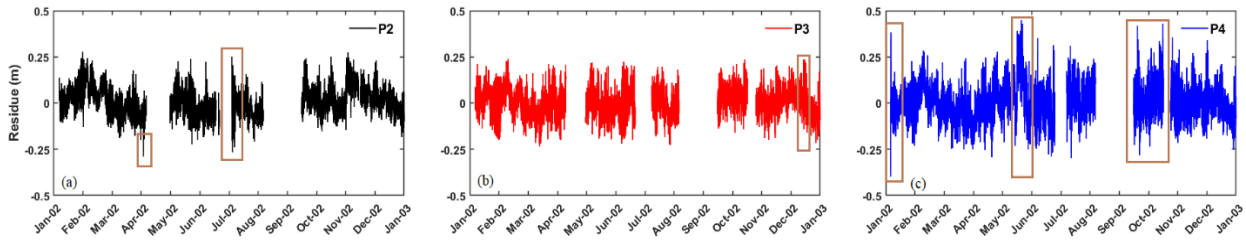


Figure 3. 5: Résidus des hauteurs d'eau aux station P2 (a), P3 (b) et P4 (c), présentant quelques anomalies encerclées en couleur marron.

Cependant, la présence d'un pic ou de valeurs anormales dans les résidus ne correspond pas systématiquement à une erreur. La présence d'un pic peut être liée à un évènement réellement enregistré par le marégraphe (seiche, tempête, etc.). C'est pourquoi il est impératif de vérifier si le pic détecté correspond véritablement à une erreur où à un phénomène naturel.

L'examen jour par jour des pics anormaux identifiés sur chaque série en les comparant avec les marégrammes correspondant nous a permis de corriger tous les pics dus aux erreurs de numérisation. Les figures 3.5 a et b présente un zoom sur quelques erreurs.

En général elles étaient dues aux :

- traits de courbes confondues avec d'autres ;
- courbes de marée numérisées à des dates qui ne l'est correspondaient pas ;
- décalages mal reportés par l'observateur à l'exemple la figure 3.6-b ou le saut observé est dû à un décalage de +26 cm noté par l'observateur alors qu'il s'agit vraisemblablement de moins 25 cm

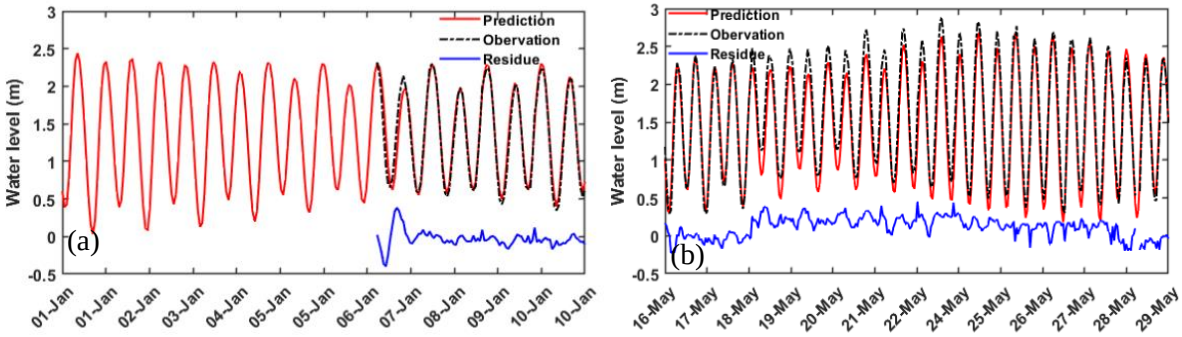


Figure 3. 6: présentation des anomalies du 06 janvier (a) due à la numérisation d'une autre courbe à cette date du 17 – 24 mai, (b) due à un décalage vertical du marégraphe (ailleurs noté par l'observateur sur le marégramme papier)

Pour d'avantage affiner la qualité de nos données, nous avons aussi étudié la qualité des résidus.

3.2.1.5.3 Résidus des PM/BM

Les résidus instantanés sont considérés comme très sensibles aux décalages en temps des observations (Ferret, 2016) car faisant ressortir de nombreuses surcotes/décotes artificielles qui

sont uniquement liées aux écarts de temps. Pour cette raison nous avons étudié les résidus de hauteurs de PM/BM (Observation/Prédiction) grâce à 3255 PM/BM (P2), 4689 (P3) et 5198 (P4) extrait de la série annuelle.

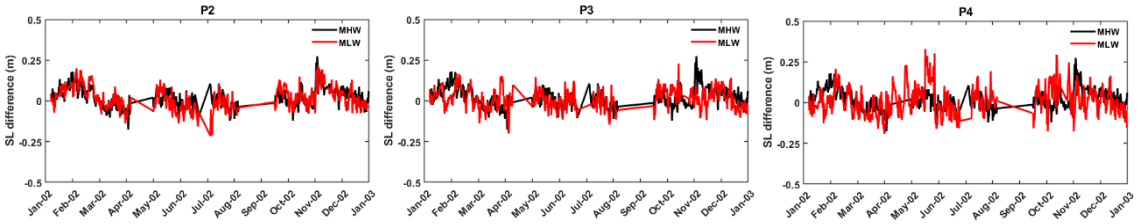


Figure 3. 7: Résidus sur les hauteurs de PM (MHW) et BM (MLW) dans l'estuaire du Wouri.

La moyenne des résidus de PM/BM enregistrés aux stations P2, P3 et P4 est de 1.7cm avec des valeurs moins importantes (entre 18cm et + 27cm). La médiane est de 1.9cm et l'écart type de 6 cm : les PM/BM ne sont pas trop dispersés. Néanmoins, une très forte dispersion est observée sur l'ensemble des résidus ; mais les valeurs sont cohérentes avec celles obtenues dans le cadre des précédentes reconstructions à Brest (Pouvreau, 2008), Saint-Nazaire (Ferret, 2016), du littoral charentais (Gouriou, 2012) et Dunkerque (Latapy, 2020b). A noter que les prédictions de marée ne prennent pas en compte les phénomènes météorologiques, ce qui peut expliquer les écarts observés.

La série est donc considérée comme homogène et va pouvoir être utilisée et exploitée.

3.2.1.6 Numérisation et traitement des levés bathymétriques

3.2.1.6.1 Inventaire des levés bathymétriques

L'inventaire des données disponibles pour reconstituer les variations des fonds et l'évolution historique du littoral estuarien du Wouri a été réalisé dans les archives du SHOM et au Service Hydrographique du Port de Douala (Figure 3.8). A la suite de cet inventaire, nous avons répertorié quatre sources potentielles de données. Le recensement et l'évaluation de la qualité des données ont permis de choisir les données les plus adéquates pour répondre à notre problématique, d'analyse de l'évolution de la position du trait de côte et de comprendre l'évolution des fonds dans l'estuaire du Wouri. Révélées par notre inventaire, ces données disponibles à l'échelle locale se répartissent donc en quatre catégories : minutes bathymétrique et topographique, carte marine, spatiocartes et relevé multifaisceaux.

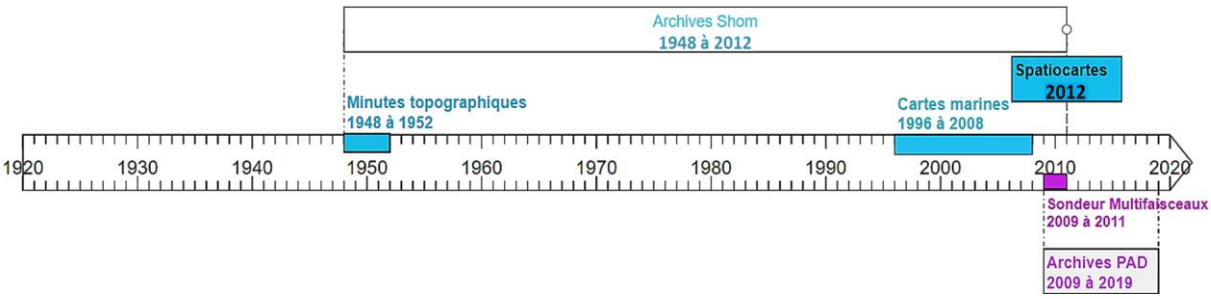


Figure 3. 8: Inventaire de levés bathymétrique de l'estuaire du Wouri (Cameroun) présentant Les archives du SHOM (en bleu) et du PAD (en rose), recensés couvrent une période de 63 ans incluant au moins 16 ans de mesures bathymétriques

En général, les archives du SHOM contiennent une vingtaine de cartes locales grande et moyenne échelle portant sur l'estuaire du Wouri. Elles sont éditées de 1945 à 1996 à des échelles variable (du 1/10000 au 1/101 000). Ils résultent pour l'essentiel de plusieurs campagnes de levés hydrographiques effectuées par les ingénieurs hydrographes ou les officiers du Service Hydrographique de la Marine française. Comme pour les cartes régionales, les informations fournies sur l'origine des données cartographiées ont été croisées avec les rapports établis par les chefs de mission et publiés dans les Annales Hydrographiques[4][5]. Cela donne une idée de la date exacte des levés, de leur échelle ainsi que des moyens de mesure et de localisation utilisés qui sont autant d'éléments permettant d'apprécier les conditions d'élaboration des cartes ou de juger de la fiabilité des informations cartographiées et d'en tenir compte dans l'exploitation des résultats.

En ce qui concerne l'aspect technique des levés (Afrique Occidentale Française), le positionnement des objets s'appuyait sur un canevas géodésique local basé sur la triangulation d'un réseau de signaux en mer (balises, bouées) ou de signaux côtiers à terre (maison, particularités du paysage, arbres, signaux en madriers, etc.). Les instruments de positionnement utilisés étaient l'astrolabe (Faye, 2010; Lebail, 1911), le cercle hydrographique (Tromeur, 1946) le théodolite ou le niveau de précision. Les mesures de profondeurs étaient effectuées exclusivement au plomb-poisson pour les levés anciens (Lebail, 1911; Tromeur, 1946).

Toutes les sondes sont rapportées au niveau local de la plus basse mer. Sur les cartes à grande échelle est représenté, autant que l'échelle le permet, tout ce « qui couvre et découvre » pendant les basses mers, en d'autres termes, tout ce qui est compris entre le niveau de

[4] . Annales Hydrographiques 1950
[5] . Annales Hydrographiques 1955

réduction des sondes et la « laisse de hautes mers » (Service Hydrographique de la Marine, 1914 ; 1949). La codification des détails hydrographiques et topographiques (réseau hydrographique, aménagements, morphologie du terrain, etc.) représentés sur les cartes se faisait conformément aux conventions édictées dans les dispositions générales. « Signes conventionnels et abréviations adoptés au dépôt des cartes et plans de la Marine » pour les documents du 19e jusqu'aux années 1940 et l'ouvrage 1D « Symboles et abréviations figurant sur les cartes marines françaises » pour les cartes plus récentes (carte marine). Ces ouvrages indiquent la signification de tous les figurés conventionnels adoptés pour représenter les objets et les contours de la côte. De plus sur les cartes, surtout les plus anciennes (19e – début 20e siècle), un système de hachures et d'estompage des niveaux de gris donne une perspective aérienne des objets et permet de figurer en élévation les éléments remarquables de la topographie littorale comme les falaises, les dunes, etc. sans oublier les amers particulièrement utiles pour le géoréférencement des cartes. Cette représentation en perspective permet de distinguer le pied et le haut de dune ou de falaise. Ces éléments donnent à ces documents anciens un graphisme très soigné. Par exemple, sur le Port de Douala, l'édition de la minute définitive 035_B_0373 carte N° S1947_010 de 1948 contient un dessin de la ville de Douala, vue du large au droit du quartier de de Bonabéri et au Gauche, Akwa (Figure 3.9).

Ces rigueurs apportées au système géodésique, à la définition du zéro hydrographique et aux opérations de sondages pour chaque mission a permis de comparer ces données d'une époque à l'autre.

Figure 3. 9: Exemple de carte présentant les écritures de sonde (E) et le dessin topographique (D) d'une mission hydrographique dans la partie amont de l'estuaire du Wouri (Douala) en 1948.

3.2.1.6.2 Numérisation des données historiques

3.2.1.6.2.1 Minutes hydrographiques (écriture de sondes et dessin topographique)

Les levés hydrographiques se présentant sous forme de minutes de sondes offrent l'avantage de réduire avantageusement la marge d'erreur par rapport aux sondes sélectionnées sur les cartes marines en fournissant une densité de point beaucoup plus importante (Aernouts and Hequette, 2004). Ces minutes de sonde ont été numérisées en utilisant le logiciel ScanBathy (Créach et al., 2016). Ce logiciel permet de géoréférencer la minute dans le système géodésique historique et de digitaliser les points de sonde retranscrits sur la carte. L'export des données est sous forme de fichier de points, indiquant pour chaque coordonnée géographique la valeur de bathymétrie associée (par rapport au zéro hydrographique). Les données sont par la suite, converties dans le système géodésique actuel (ici WGS84, UTM 32N). Les levés les plus anciens (1947 - 1952) étaient référencés dans un système géodésique local. Il s'agissait notamment de réseaux points exprimés en projection Gauss Laborde AEF, Gauss Krüger et en UTM 32 (Clarke 1880). Par la suite, les données ont été interpolées afin d'obtenir des modèles numériques de terrain (MNT) correspondant à une grille de 50 m de résolution (Figure 3.10). Les MNT ont été réalisés sous le logiciel Surfer Golden Software suivant la méthode d'interpolation du Krigging (ou Krigeage en français). Le Krigeage s'adapte bien aux données avec une répartition spatiale irrégulière et respecte la topographie du site d'étude (Bertin, 2005; Gratton, 2002; Latapy, 2020b; Maron and Rihouey, 2003). Pour chaque fichier de données, un variogramme est calculé, permettant d'évaluer la variabilité entre les points de données en fonction de la distance (Maron and Rihouey, 2003). Cette méthode prend également en compte le caractère anisotrope des données. En effet, selon les directions, les variogrammes peuvent avoir des formes différentes.

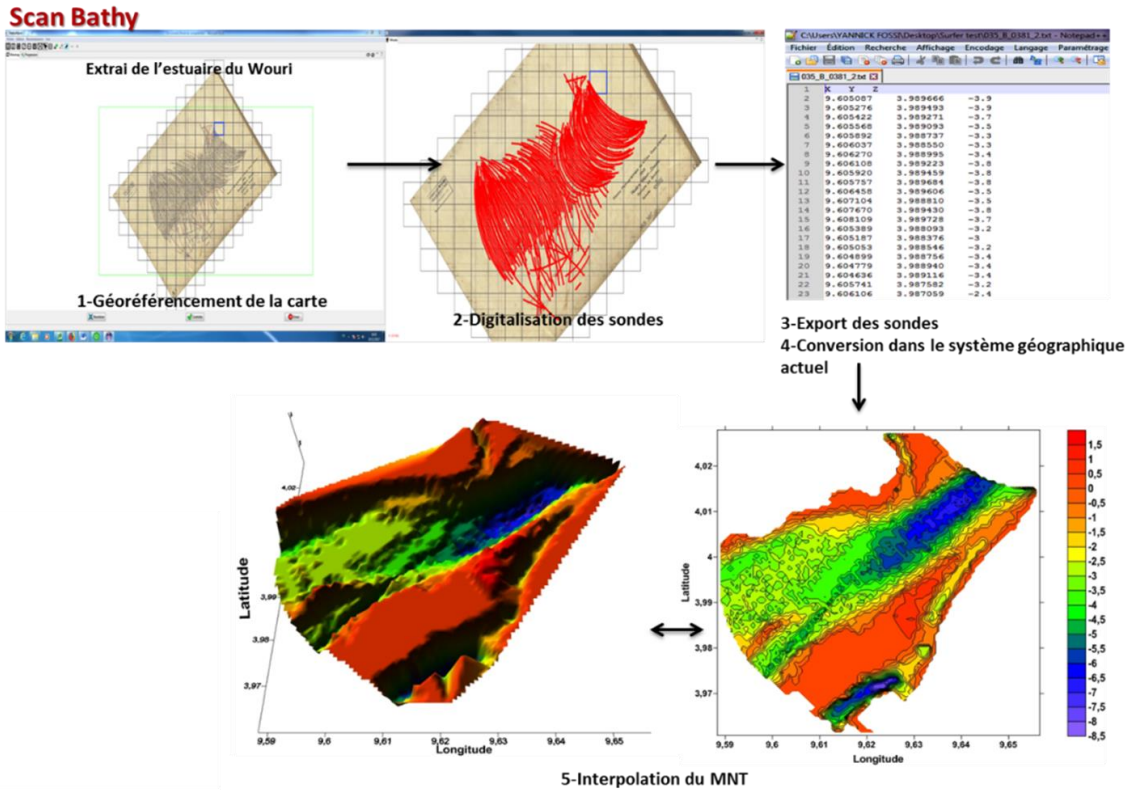


Figure 3. 10: Schéma représentant les étapes de numérisation de minutes bathymétrique

Dans cette étude, un différentiel bathymétrique entre les données de 1947 – 1952 et 1996 (données numériques du Shom issue d'une image radar) a été fait. La fiabilité de la différentielle obtenue est d'après le calcul de l'erreur maximale verticale (MVE) basée sur l'erreur instrumentale du sondage (Zerr), l'erreur de positionnement du navire (XYerr) et également l'erreur de digitalisation (Digiterr). Pour le levé de 1947-1952 par exemple, le positionnement du navire était précis à ± 15 m (XYerr), le logiciel ScanBathy permet de numériser chaque sonde avec une erreur horizontale de ± 4 m (Digiterr). En considérant la pente maximale des bancs (3%), l'erreur maximale horizontale (MHE) induit une erreur verticale de 0.9 m. Ajoutée au Zerr (plomb de sonde), l'erreur maximale verticale résultante entre 1947 – 1952 et 1996 est de ± 1.9 m (MVE). Ces erreurs horizontales et verticales sont habituelles dans les données historiques.

3.3 Modélisation numérique 3D

Un modèle hydro-sédimentaire 3D de l'estuaire du Wouri a été mis en place, pour différentes simulations correspondant à différent scénarios de marées, de débit fluvial, de régime de vents, etc…

Dans la réalité, il est parfois difficile d'isoler les processus à partir de l'analyse de terrain, et ainsi de les étudier plus spécifiquement. De même, l'instrumentation présente des limites en

termes de couverture spatiale sur l'estuaire. La modélisation dans cette étude permettra donc d'évaluer la réponse du système en tout point à des simulations numériques (étiage, petite crue et grande crue).

Le module TELEMAC-3D (Hervouet, 2007) a été choisi pour modéliser l'estuaire. Les paragraphes suivants constituent une description ainsi que les paramétrisations choisies de TELEMAC 3D.

3.3.1 TELEMAC3D : description

3.3.1.1 Introduction

TELEMAC3D est le module qui calcule les champs d'écoulement 3D et la profondeur de l'eau. Il résout également le transport de plusieurs traceurs. Il s'agit de traceurs actifs, ceux qui modifient la densité de l'eau et/ou agissent sur l'écoulement lui-même (comme la température et la salinité), et de traceurs passifs, ceux qui n'affectent pas l'écoulement et sont simplement transportés. Il convient de noter que plusieurs aspects de la théorie qui sous-tend TELEMAC3D, en particulier ceux relatifs aux paramètres physiques et à la configuration numérique, sont similaires, voire identiques, à ceux utilisés dans TELEMAC2D, la seule différence concerne la prise en compte des composantes verticales.

3.3.1.2 Version hydrostatique 3D

TELEMAC3D résout les équations tridimensionnelles de Navier-Stokes avec une surface libre changeant dans le temps. Il utilise également l'hypothèse que le fluide est incompressible de sorte qu'il y a une variation négligeable de la densité dans les équations de conservation de la masse. L'hypothèse de la pression hydrostatique stipule que la pression à une profondeur donnée est la somme de la pression de l'air à la surface du fluide plus le poids de la masse d'eau sus-jacente. Elle suppose l'approximation de Boussinesq pour la quantité de mouvement, c'est-à-dire que les variations de densité ne sont prises en compte que comme forces de flottaison. On obtient ainsi les équations tridimensionnelles décrites dans les équations 3.3 à 3.7.

$$\frac{\partial_u}{\partial_x} + \frac{\partial_v}{\partial_y} + \frac{\partial_w}{\partial_z} = 0 \tag{3.3}$$

$$\frac{\partial_u}{\partial_t} + u\frac{\partial_u}{\partial_x} + v\frac{\partial_u}{\partial_y} + w\frac{\partial_u}{\partial_z} = -g\frac{\partial_z}{\partial_x} + v\Delta(u) + S_x \tag{3.4}$$

$$\frac{\partial_u}{\partial_t} + u\frac{\partial_u}{\partial_x} + v\frac{\partial_u}{\partial_y} + w\frac{\partial_u}{\partial_z} = -g\frac{\partial_z}{\partial_x} + v\Delta(v) + S_y \tag{3.5}$$

$$p = p_{atm} + \rho_0 g(Z - z) + \rho_0 g \int_z^Z \frac{\partial_\rho}{\rho_0} d'_z \tag{3.6}$$

$$\frac{\partial T}{\partial_t} + u\frac{\partial T}{\partial_x} + v\frac{\partial T}{\partial_y} + w\frac{\partial T}{\partial_z} = div(vgradT) + S_T \tag{3.7}$$

x, y et z sont les coordonnées spatiales tridimensionnelles et Sx, Sy et ST sont les termes sources pour le fluide et les traceurs.

Les termes sources incluent des processus tels que le vent, la force de Coriolis, la friction du fond.

Les équations sont résolues en trois étapes fractionnées. La première étape consiste à trouver les composantes de la vitesse d'advection en résolvant uniquement les termes d'advection dans les équations de la quantité de mouvement. La deuxième étape utilise ces composantes de vitesse advectées pour calculer de nouvelles composantes de vitesse en prenant en compte les termes de diffusion et les termes sources dans les équations de quantité de mouvement. Ces deux solutions permettent de calculer un champ de vitesse intermédiaire. L'étape finale calcule la profondeur de l'eau à partir de l'intégration verticale des équations de continuité et de quantité de mouvement en incluant uniquement les termes de continuité de pression (puisque tous les autres termes sont pris en compte dans les deux étapes précédentes). Les équations 2D résultants s'écrivent comme suit :

$$\frac{\partial h}{\partial_t} + u\frac{\partial (Uh)}{\partial_x} + v\frac{\partial (Vh)}{\partial_y} = 0 \tag{3.8}$$

$$\frac{\partial U}{\partial_t} = g\frac{\partial Z}{\partial_x} \tag{3.9}$$

$$\frac{\partial V}{\partial_t} = g\frac{\partial Z}{\partial_y} \tag{3.10}$$

Les majuscules U et V désignent les variables bidimensionnelles des vitesses intégrées verticalement. Ces équations sont résolues par le code des bibliothèques TELEMAC2D et permettent de calculer la vitesse et la profondeur de l'eau moyennées verticalement. Cette profondeur d'eau moyenne verticalement peut être utilisée pour recalculer la surface libre et les élévations aux différents points de maillage dans les couches du modèle 3D. Enfin, le calcul des composantes u et v de la vitesse est réalisé par une combinaison des équations reliant les vitesses, tandis que la composante verticale, w, est calculée à l'aide de l'équation de continuité.

3.3.1.2.1 Version 3D non hydrostatique

Lorsqu'on ne considère pas l'hypothèse hydrostatique, les équations de Navier Stokes tridimensionnelles sont résolues avec une équation supplémentaire pour la composante verticale, w, semblable à celles des composantes horizontales (voir équations 3.11 à 3.14).

$$\frac{\partial_u}{\partial_x} + \frac{\partial_v}{\partial_y} + \frac{\partial_w}{\partial_z} = 0 \tag{3.11}$$

$$\frac{\partial_u}{\partial_t} + u\frac{\partial_u}{\partial_x} + v\frac{\partial_u}{\partial_y} + w\frac{\partial_u}{\partial_z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial_\rho}{\partial_x} + v\Delta(u) + S_x \tag{3.12}$$

$$\frac{\partial_v}{\partial_t} + u\frac{\partial_v}{\partial_x} + v\frac{\partial_v}{\partial_y} + w\frac{\partial_v}{\partial_z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial_\rho}{\partial_x} + v\Delta(v) + S_y \tag{3.13}$$

$$\frac{\partial T}{\partial_t} + u\frac{\partial T}{\partial_x} + v\frac{\partial T}{\partial_y} + w\frac{\partial T}{\partial_z} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial_\rho}{\partial_x} + g + v\Delta(w) + S_z \tag{3.14}$$

Afin de partager autant que possible un tronc commun avec les solutions qui ont utilisé l'hypothèse de la pression hydrostatique, la pression est divisée en pression hydrostatique et un terme de pression dynamique supplémentaire décrit dans l'équation 3.15.

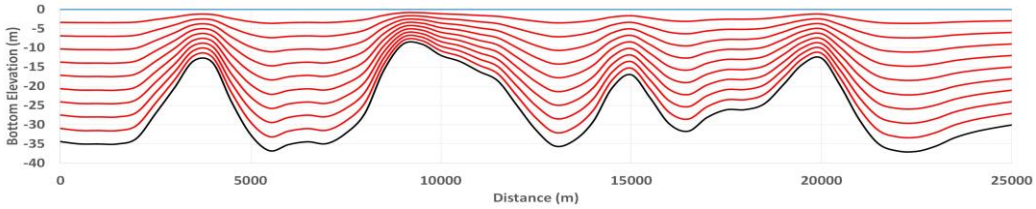
$$p = p_{atm} + \rho_0 g(Z - z) + \rho_0 g \int_z^Z \frac{\partial_\rho}{\rho_0}\delta_z + p_d \tag{3.15}$$

Le code TELEMAC3D résout ensuite une étape hydrostatique (la même que celle décrite précédemment), les seules différences se situant au niveau de l'étape de continuité, dans laquelle le gradient de pression dynamique modifie le champ de vitesse afin de fournir une divergence nulle de la vitesse, et au niveau du calcul de la surface libre.

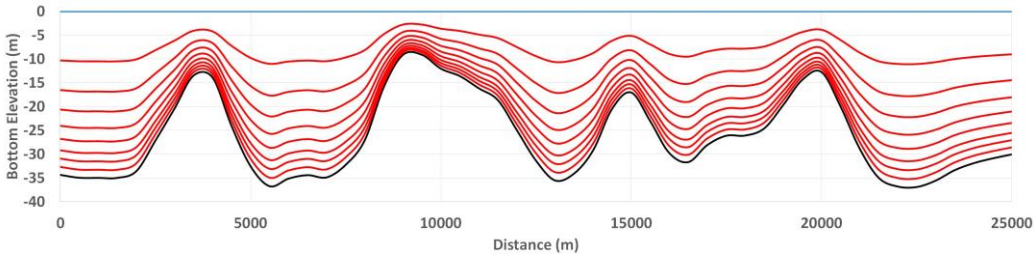
3.3.1.2.2 Transformation du maillage vertical

Le maillage 3D est créé en spécifiant un certain nombre de couches de géométrie 2D. Chaque couche consiste en un maillage triangulaire exactement identique au maillage utilisé dans le modèle TELEMAC2D. Les éléments entre deux couches sont joints ensemble pour créer une structure 3D prismatique ou tétraédrique, selon les préférences de l'utilisateur. Les couches sont positionnées de manière à ce que la première couche corresponde à l'élévation inférieure du modèle et que la dernière couche corresponde à la surface libre. Les couches intermédiaires sont ensuite espacées en fonction de la profondeur de l'eau et peuvent être définies de plusieurs

façons. La première méthode consiste à avoir les couches également espacées sur toute la profondeur. Par exemple, un modèle composé de cinq couches sera structuré comme une couche de fond avec les quatre autres couches espacées à 25% de la profondeur de l'eau. La deuxième méthode consiste à fixer l'emplacement de chaque couche en fonction de la profondeur de l'eau. Cela se fait en modifiant la sous-routine de transformation du maillage dans le code. Cette méthode est utile par exemple pour affiner les couches plus proches du lit afin de déterminer les flux de vitesse près du lit. Un exemple montrant la différence entre la disposition des couches verticales à l'aide des deux méthodes est présenté à la figure 3.11.



(a) Couches également espacées



(b) Couches à des proportions de profondeur spécifiées

Figure 3. 11: Positionnement des couches avec différentes méthodes de transformation

3.4 SEDI-3D MUD

Le transport de sédiments cohésifs se produit dans l'eau par la combinaison de l'advection et de la diffusion. Dans SEDI-3D (Clee, 2020; Smolders et al., 2019), une équation d'advection-diffusion 3D est résolue en considérant les particules de sédiments cohésifs se déplaçant à la même vitesse que le fluide :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U_j \frac{\partial C}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\frac{\nu_t}{\sigma_t}\frac{\partial C}{\partial x_i} + w_s C \delta_{i3}\right) \tag{3.16}$$

Dans cette équation, U est la vitesse moyenne de l'écoulement (m/s), t est le temps (s), xj représente les composantes du vecteur de coordonnées (m), v_t est la viscosité tourbillonnaire (m^2/s), σ_t est le nombre de Prandtl-Schmidt turbulent, c'est la concentration de sédiments (g/L ou kg/m^3), w est la vitesse moyenne de sédimentation représentative (m/s), et δ_{ij} est le delta de Kronecker.

A l'interface entre la colonne d'eau et la couche du lit, les processus d'érosion se produisent en raison du mouvement de cisaillement de l'écoulement. Le flux d'érosion est calculé avec la

formule de Partheniades et est le produit d'un taux d'érosion multiplié par un facteur de probabilité en fonction de la contrainte de cisaillement dépassant une contrainte critique de cisaillement d'érosion :

$$E = \begin{cases} M\left(\frac{\tau_b}{\tau_{ce}} - 1\right) & si\ \tau_b > \tau_{ce} \\ 0 \end{cases} \quad (3.17)$$

Avec M la constante d'érosion de Krone Partheniades (kg/m²/s), b la contrainte de cisaillement du lit et ce la contrainte de cisaillement critique du lit pour l'érosion. L'érosion ne se produit donc que lorsque la contrainte de cisaillement du lit est supérieure à la contrainte de cisaillement critique pour l'érosion fixée par l'utilisateur. La constante d'érosion M détermine l'intensité de l'érosion.

Une valeur plus grande signifiera une érosion plus importante si l'érosion se produit. La contrainte de cisaillement du lit est donnée par

$$\tau_b = \rho w u_* |u_*| \quad (3.18)$$

Avec ρw la densité de l'eau et u_* la vitesse de frottement. Dans SEDI 3D, une loi de frottement quadratique est utilisée avec un coefficient de frottement C_D pour calculer τ_b dans un régime rugueux.

Après le calcul de cette contrainte de cisaillement, la vitesse de cisaillement est calculée et est ensuite imposée au fond comme une condition limite pour résoudre les équations de conservation de la quantité de mouvement de l'écoulement. La loi de dépôt empirique de Krone est implémentée dans SEDI 3D pour estimer le dépôt de sédiments. Ici, le flux de dépôt de dépôt est approximé par le produit de la concentration locale de sédiments locaux avec la vitesse de sédimentation, multipliée par une probabilité de dépôt :

$$E = \begin{cases} w_s C\left(1 - \frac{\tau_b}{\tau_{cd}}\right) & si\ \tau_b < \tau_{cd} \\ 0 \end{cases} \quad (3.19)$$

Où τ_{cd} est la contrainte de critique de dépôt de boue, w_s est la vitesse de sédimentation (m/s), et C est la concentration de sédiments en suspension (g/L) ou (kg/m³). Si la contrainte critique du fond est inférieure à la contrainte critique du fond pour le dépôt, les sédiments se déposent. Dans cette étude, le choix a été fait de modéliser le dépôt D comme un flux indépendant de la contrainte de cisaillement, suivant (Sanford and Halka, 1993; Smith, 2002). Ceci est aussi en

accord avec des applications récentes dans le domaine de la modélisation des sédiments cohésifs ; applications récentes dans le transport de sédiments cohésifs en mode lingue (Le Hir et al., 2011; Dirk S. van Maren et al., 2015). Pour ce faire, on fixe τcd à une grande valeur de 1000 Pa. La formule pour le flux de dépôt, équation alors se simplifie en :

$$D = w_s C \tag{3.20}$$

L'évolution du lit dans SEDI 3D est calculée via l'équation d'Exner :

$$(1 - \lambda)\frac{\partial_{zb}}{\partial_t} + (E - D) = 0 \tag{3.21}$$

Où est la porosité du lit et z_b est le niveau du lit.

3.4.1 Choix des paramètres

Dans cette version de SEDI-3D (V7P2r1) seule une fraction de sédiments cohésifs peut être modélisée. En se basant sur les travaux de Lee et al. (2011), van Maren et al. (2015), Winterwerp (2002), un diamètre caractéristique des particules de vase de 50 µm et une vitesse de décantation de 0,5 mm/s a été choisie. La densité des sédiments a été fixée à 2650 kg/m^3. La floculation et la décantation entravée n'ont pas été prises en compte. Une seule couche du lit a été choisie et cette couche de lit est initialement vide. Si de la vase se dépose dans cette couche, la densité de la couche de vase a été fixée à 500 kg/m. La contrainte de cisaillement critique pour l'érosion a été fixée à 0,06 Pa et le coefficient d'érosion à 5,0E 4 kg/m^2/s a été fixé à 1,0E 4 kg/m^2 /s. Ces deux derniers paramètres sont paramètres d'étalonnage.

3.4.2 Configuration préliminaire du modèle

3.4.2.1 Maillage

Le maillage non structuré a été généré à l'aide du logiciel BlueKenue (Alan, 2020). Pour commencer, le vecteur de patio-carte (S201201300) de l'estuaire du Wouri et de l'île de Bioko (Afrique) a été utilisé comme contour. Le contour comprend les côtes du Golfe de Guinée ainsi que certaines des plus grandes îles présentes près du littoral.

La structure du maillage triangulaire observée, se compose de trois zones de raffinement : une grille grossière, une grille intermédiaire et une grille fine. La grille grossière a une résolution de 1 à 2 km. La grille intermédiaire a une résolution de 200 à 300 m et couvre les zones proches des côtes. La grille fine a une résolution de 10m et couvre les zones très étroites (chenaux). Le maillage généré est illustré à la Figure 3.12 et ses propriétés géométriques sont présentées au Tableau 3.2.

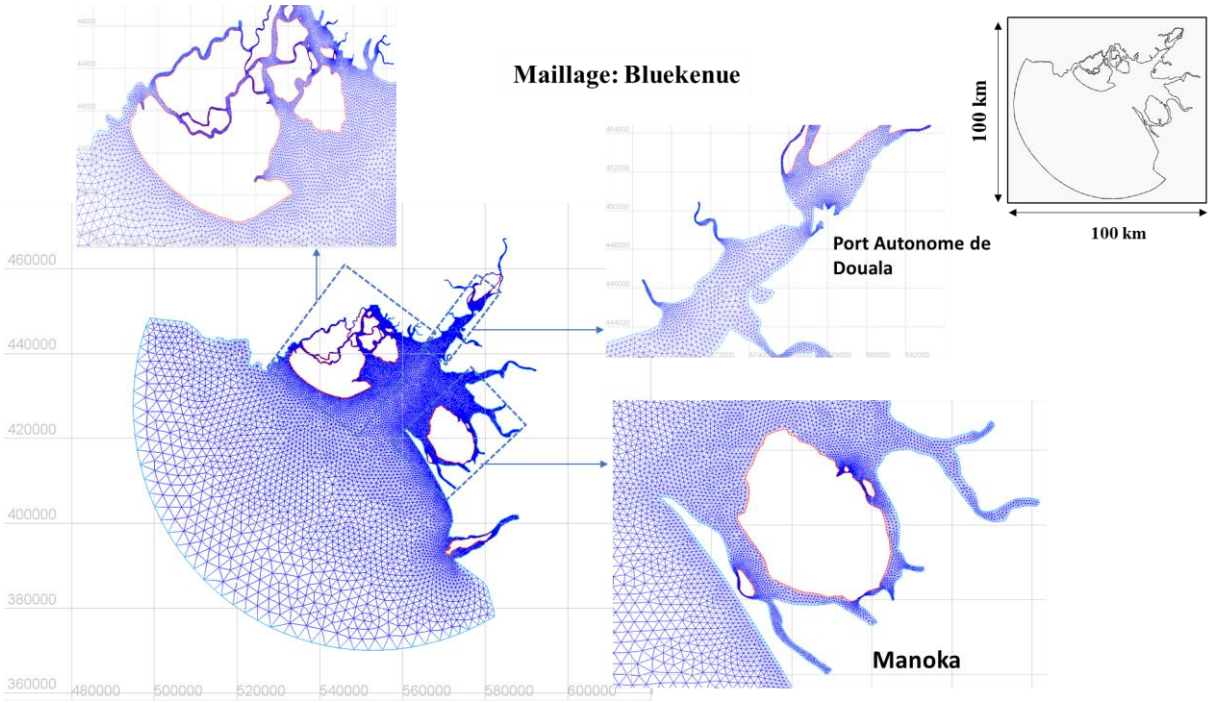


Figure 3. 12: Maillage triangulaire 2D

Tableau 3. 2- Descriptif des paramètres de mailles pour le modèle.

Géométrie du maillage	
Nombre de nœuds	32539
Nombre d'éléments	55869
Surface des éléments (Min - Max)	250m^2 - 5km2

3.4.2.2 Bathymétrie

Les données de bathymétrie ont été obtenues par le traitement des scènes radar ERS (1996 – 1999) (comm. pers. V. Koutitonski) et complétées par les minutes bathymétriques et carte marine ancienne (1958 – 1956) des archives du SHOM de l'estuaire du Wouri. Les données de profondeur du fleuve Dibamba ont été réalisées par l'IUT de Douala (comm. pers. R. Onguene). Les données ont été mappées sur le maillage à l'aide d'un algorithme d'interpolation inverse (voir Figure 3.13). Aucune donnée de profondeur et de volume d'eau n'est disponible dans les mangroves, pourtant très importantes dans le stockage des masses d'eau et de sédiments. En conséquence, leur impact sur la circulation générale n'est pas pris en compte dans cette étude.

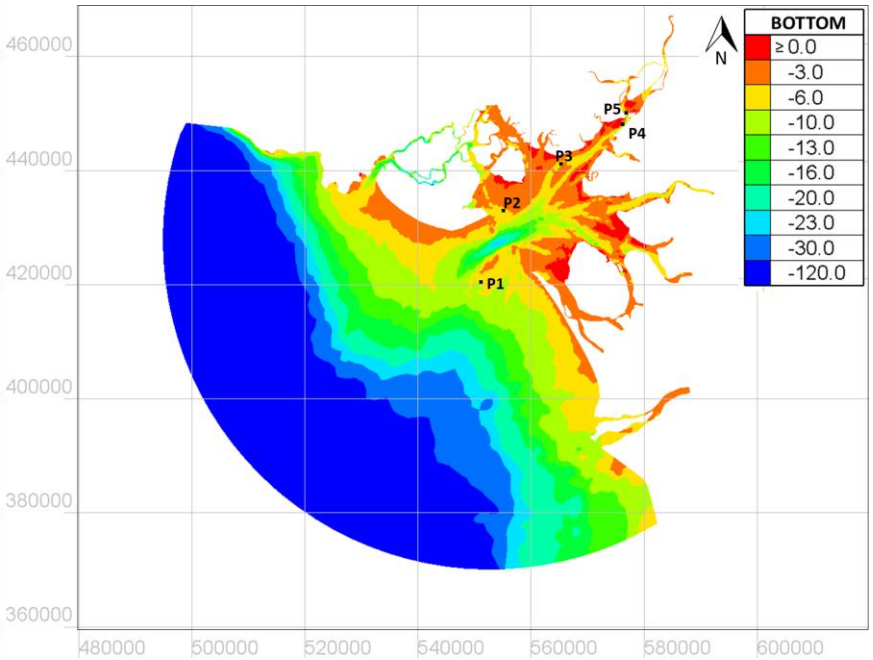


Figure 3. 13: Bathymétrie du modèle (profondeur en m).

3.4.2.3 Conditions limites

Le modèle contient deux types de frontières ouvertes qui sont la frontière amont représentant les rivières Moungo, Woui-Nkam, Dibamba et Sanaga et la frontière aval représentant la zone maritime. Il y a également des frontières fermées représentant les principales côtes de l'estuaire du Wouri et plusieurs grandes îles situées dans le domaine (Figure 3.14).

Le modèle est forcé avec les données de débits climatologiques des fleuves tributaires de l'estuaire du Wouri (1930 - 1980) très bien corrélés avec les précipitations mensuelles de 2019. Les précipitations sont négligées, même pendant la saison des pluies, en raison du manque de données fiables. Les marées sont fournies par l'atlas global des marées FES2014 (Lyard et al., 2006) sous forme d'amplitudes et phases complexes des élévations relatives de la surface de la mer pour les 18 composantes principales harmoniques de la marée : 13 primaires (M2, S2, N2, K2, L2, Mu2, 2N2, Nu2, K1, O1, P1, J1, et Q1), 2 longues périodes (Mf et Mm) et 3 non linéaires (M4, MS4 et M6).

Les conditions limites sur le fond, prises en compte sous forme de rugosité, sont présentées dans le chapitre V (papier concernant l'utilisation du modèle numérique).

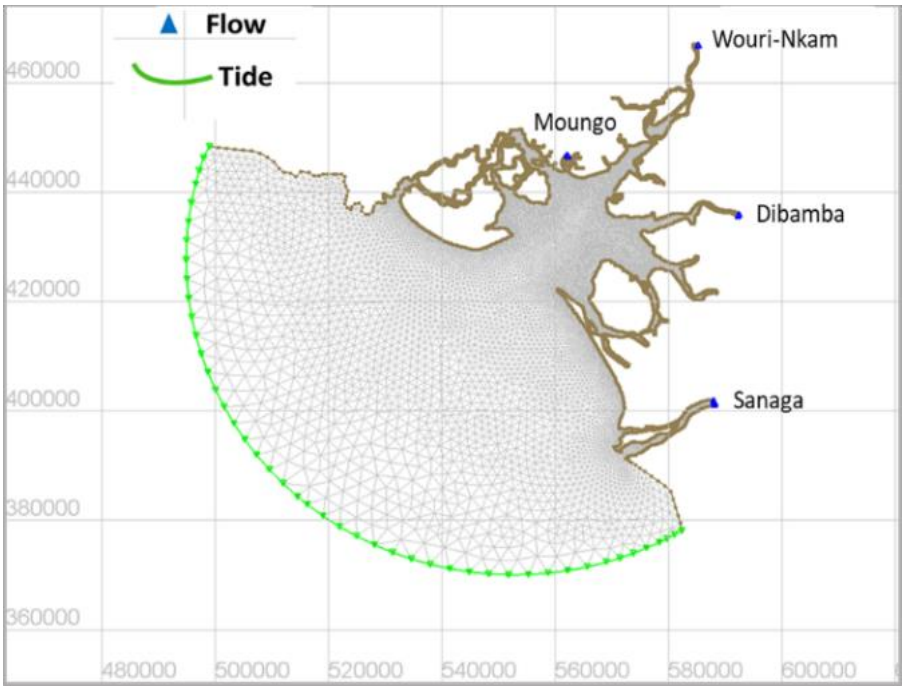


Figure 3. 14: Vue d'ensemble des conditions limites

3.4.2.4 Conditions initiales

TELEMAC présente plusieurs options pour définir les conditions initiales dans le domaine. La première option consiste à fixer la profondeur de l'eau à zéro (c'est-à-dire que tout le domaine est sec) ou l'élévation à zéro. La deuxième option exige que la profondeur de l'eau ou l'élévation soit fixée à une valeur spécifique prescrite par l'utilisateur. La troisième option consiste à prescrire les conditions initiales à partir d'une base de données prédéfinie (la même que celle utilisée pour les conditions aux limites). L'inconvénient de l'une ou l'autre des deux premières options est qu'elle nécessite un temps de simulation pour que les conditions de marée atteignent l'équilibre. Les bases de données modernes sont capables de prescrire les conditions d'équilibre avec une précision suffisante. Cependant, la calibration du modèle aux conditions locales est toujours nécessaire. Pour cette recherche, les conditions initiales pour l'élévation et la vitesse de la surface libre ont été définies par l'atlas global des marées FES2014 (Lyard et al., 2006) en données globales de Copernicus (CMEMS, http://marine.copernicus.eu/) pour les courants résiduels.

4

Evolution récente de l'estuaire du Wouri : hauteurs d'eau et géomorphologie

4.1 Evolution récente des composantes du niveau de la mer 80

4.1.1 Introduction 80

4.1.2 Données 82

4.1.3 Visualisation des tendances et analyse des changements de niveau d'eau 83

4.1.4 Résultats 85

4.1.5 Synthèse 93

4.2 Evolution géomorphologique récente 95

4.2.1 Evolution morphologique des fonds (1948 – 1996) de l'estuaire du Wouri 95

4.2.2 Evolution temporelle (1948-2012) et dynamique du littoral de l'estuaire du Wouri dans le Golfe de Guinée 99

4.1 Evolution récente des composantes du niveau de la mer

Nous présentons dans cette section l'analyse des composantes du niveau de la mer comprenant l'évolution des niveaux moyens, les hauteurs extrêmes et des principaux constituants des marées. Cette analyse s'appuie sur les mesures de trois marégraphes dans l'estuaire du Wouri ; celles reconstruites (cf chapitre matériel et méthode, section 1.4) pour 2002 et celles fournies directement au format numérique par le Service Hydrographique du GPD pour 2011, 2018 et 2019. Les principaux constituants des marées (M2, S2, K1, O1, M4) sont calculés à partir d'une analyse harmonique pour chacun des observatoires.

Ce travail est exploratoire et ne répond pas à tous les standards scientifiques internationaux en usage pour travailler sur les mesures de hauteurs d'eau (Douglas, 2001; Ferret, 2016; Nandy and Bandyopadhyay, 2011; Pugh et al., 2021; Santamaria-Aguilar et al., 2017). Néanmoins, la rareté des mesures *in situ* de hauteur de la mer disponibles dans l'estuaire du Wouri les rend précieuses et donc essentiels à analyser afin de proposer des pistes de recherche pour de futures études. D'autre part, ce travail novateur doit être une source de motivation et d'engagement pour le Port Autonome de Douala de poursuivre les observations sur les 3 sites en maintenant des appareils fonctionnels et en assurant leur maintenance (contrôles) qui permettront d'ici plusieurs d'années de faire ces études suivant les recommandations internationales.

4.1.1 Introduction

Les estuaires sont particulièrement sensibles aux évolutions du niveau de la mer. En plus d'augmenter les vulnérabilités à l'érosion côtière, ces changements modifient le forçage des marées et influencent la sédimentation estuarienne (Nandy and Bandyopadhyay, 2011). Les enregistrements des marées constituent les premières données dont nous disposons pour évaluer l'évolution des variations de hauteurs du niveau marin dans ces régions. C'est dans cette optique que les enregistrements d'archives ont été utilisés pour évaluer les débit des rivières (Moftakhari et al., 2013), de marées (Haigh et al., 2020; Jay, 2009; Ray, 2006; Talke and Jay, 2020; Woodworth, 2010), de variabilité saisonnière du niveau de la mer (Dangendorf et al., 2013), et de l'élévation et l'accélération des hauteurs d'eau (Church and White, 2011; Hogarth, 2014; Jevrejeva et al., 2008).

Le port Autonome de Douala, dans le cadre de ses activités de navigation, a équipé, dans les années 1980, l'estuaire du Wouri de quatre stations de mesures de hauteur de la mer dont trois sont toujours fonctionnelles (la station désarmée P1 l'ayant été à cause de difficulté à maintenir fonctionnel l'observatoire situé dans une secteur difficile d'accès dans l'estuaire) (Figure 4.1).

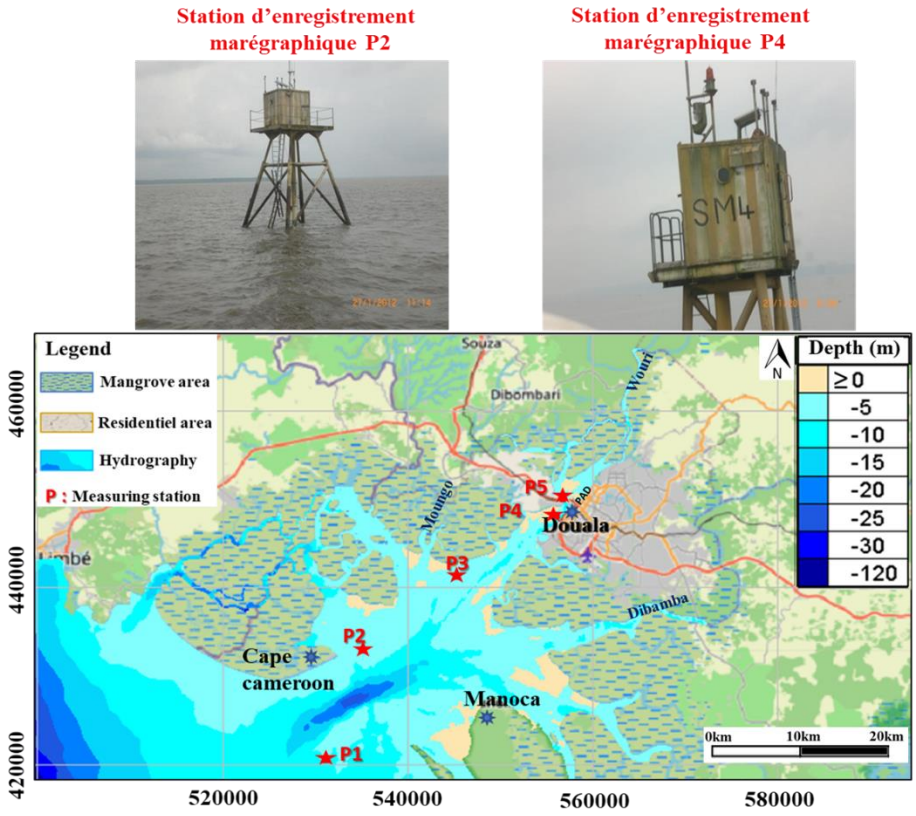


Figure 4. 1: Présentation de l'estuaire du Wouri avec ces quatre stations de mesures dont deux observatoires sont représentés (P2, P4).

Les efforts récents de recherche, de numérisation, de réanalyse des enregistrements et leur rattachement à une donnée stable (Bradshaw et al., 2016; Latapy, 2020; Marcos et al., 2013, 2011; Pouvreau, 2008; Seudre, 2011; Talke et al., 2018, 2014; Testut et al., 2010; Wöppelmann et al., 2008), de sauvegarde des données ont été faits et répondent aux problématiques internationales actuelles (Ferret, 2016). En numérisant les mesures de hauteurs d'eau se trouvant sur des supports papier, nous sommes en mesure de l'exploiter et de caractériser de nombreux facteurs qui influencent les hauteurs d'eau dans un estuaire, y compris les marées et le débit des rivières.

Selon le rapport du GIEC (2021), le **niveau moyen mondial des mers** a augmenté de 0,20 m entre 1901 et 2018. Le taux moyen de l'élévation du niveau de la mer était de 1,3 mm par an entre 1901 et 1971, de 1,9 mm par an entre 1971 et 2006 et depuis 2006 de 3,7 mm par an. L'influence humaine n'est probablement pas étrangère à cette évolution. Selon les données satellitaires TOPEX/Poséidon et Jason, le niveau moyen de la mer le long du littoral camerounais a augmenté de 2 à 2,4 mm/an entre 1993 et 2004 (NASA, 2008). Le littoral estuarien du Wouri abrite des zones de faible altitude, qui sont donc très vulnérables aux modifications de Niveau Moyen (NM) tant d'un point de vue morphologiques que pour les

activités humaines économiques et domestiques. Fonteh et al. (2009), notaient déjà dans leurs travaux d'études d'impacts des effets du changement climatique, la nécessité de prise en compte de l'évolution des hauteurs d'eau sur la cote camerounaise.

Aujourd'hui, le littoral camerounais et particulièrement celui de l'estuaire du Wouri , subit et pourrait continuer à subir durablement les effets de l'élévation du niveau de la mer, notamment en termes de récurrence des inondations, d'érosion des sols et d'intrusion de salinité (Amanejieu, 2019; Berger et al., 2014; Feumba, 2015; Ndongo et al., 2015; Tchindjang and Fendoung, 2019). Cet état de fait impacte déjà lourdement les populations locales et la santé des écosystèmes (végétaux, animaux). Nous nous intéresserons ici aux variations récentes du niveau marin sur le littoral estuarien du Wouri entre 2002 et 2019 en espérant que les résultats présentés dans les pages à venir pourront aider à sensibiliser la société camerounaise et fournir des indicateurs tangibles aux décideurs face au changement climatique qui impacte notre littoral.

4.1.2 Données

Nous utilisons des mesures de hauteur de la mer de trois stations marégraphiques gérées par le Port autonome de Douala. Ces mesures permettent de calculer des niveaux moyens annuels de la mer qui permettent d'avoir une première estimation des tendances des variations inter-annuelle du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri et d'apprécier des changements d'amplitude de la marée de l'aval à l'amont.

Le Tableau 4.1, présente l'inventaire des données issues de marégrammes papiers pour l'année 2002. En complément de cette série de 2002 numérisées, les sériés annuelles des données issues des marégraphe numérique (2011, 2018 et 2019) ont été utilisées dans cette études (Tableau 4.2). Toutes ces mesures de hauteurs d'eau sont enregistrées à une fréquence de 5 minutes avec une intégration moyennant 60 hauteurs d'eau toutes les secondes.

Tableau 4. 1- Disponibilité mensuelle des mesures de hauteur d'eau issues des marégrammes papiers pour les stations P2, P3 et P4 de l'année 2002 (en nombre de jours).

Année	Stations de Mesure	Jan.	Fév.	Mar.	Av.	Mai.	Ju.	Jul.	Ao.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total Annuel	% données Jounalières numerisées
2002	P2	25	28	31	8	31	30	31	31	30	31	27	31	334	91,51
	P3	25	28	31	30	31	30	31	6	14	21	30	31	308	84,38
	P4	25	28	31	30	31	30	31	6	14	31	30	31	318	87,12

Tableau 4. 2- série des données annuelles de hauteur d'eau pour les stations et années sélectionnées pour l'analyse des variations du niveau de la mer.

	P2	P3	P4
2011	x	[1]	x
2018	x	x	x
2019	x	x	x

Il est également important de signaler que les enregistrements obtenus après inventaire ne sont pas toujours continus, ce qui pourrait s'expliquer parfois par un [1]problème de maintenance des appareils de mesure (exemple de la station P3 en 2011). D'où l'idée de la représentativité des données, pour mieux interprétés les résultats.

4.1.3 Visualisation des tendances et analyse des changements de niveau d'eau

Afin de fournir une visualisation des tendances, de détecter des changements potentiels dans les séries chronologiques et de qualifier et quantifier les variations des hauteurs d'eau, plusieurs approches ont été utilisées.

4.1.3.1 Etude des niveaux moyens

4.1.3.1.1 Extraction des niveaux extrêmes de marée (PM et BM)

Pour une meilleure visibilité de l'évolution des hauteurs d'eau, nous avons dans un premier temps procédé à l'extraction des Pleines Mers (PM) et des Basses Mers (BM) à l'aide de scripts "Matlab". La figure 4.2 nous montre un exemple d'extraction des PM et BM de l'année 2011 à la station P4. Les données de PM et BM extraites des séries annuelles aux fréquences d'enregistrement de 15 minutes permettent d'apprécier la variation des hauteurs d'eau en calculant les niveaux moyens de Pleines et Basses Mers, respectivement *Mean High Wate*r (MHW) et *Mean Low Water* (MLW). Par conséquent, cette action a été effectuée sur toute la série des données (2002, 2011, 2018 et 2019).

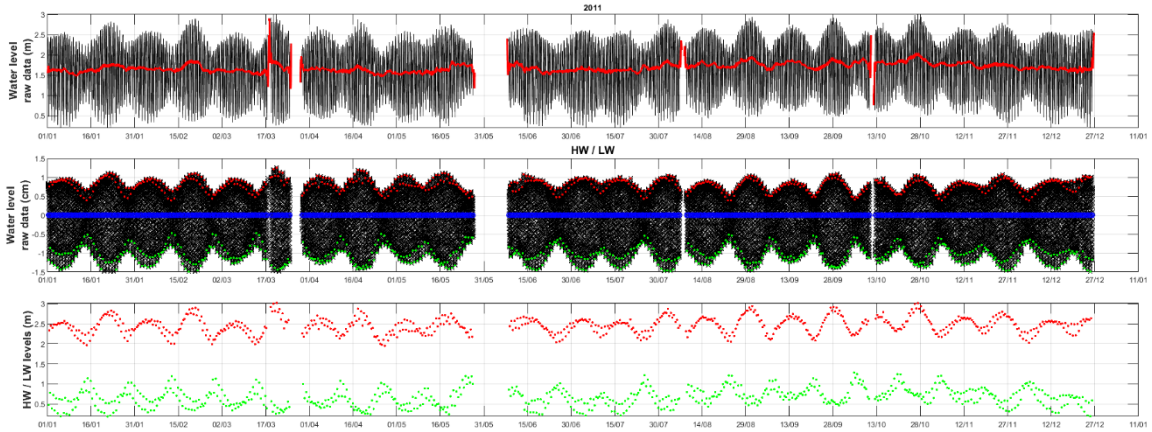


Figure 4. 2: Extractions des PM (pointillés rouges) et BM (pointillés vertes) des données horaires de l'année 2011 à la station P4

4.1.3.1.2 Calcul des niveaux moyens annuels

Les mesures de hauteur d'eau permettent de calculer des niveaux moyens annuels de la mer ou Mean Sea Level (MSL).

Le niveau moyen mensuel est calculé en faisant une moyenne arithmétique des moyennes journalières sur un mois. Selon les critères du PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) (Haigh et al., 2009), le calcul ne peut être fait s'il manque 15 jours (ou plus) de données sur un mois, en utilisant le filtre de Demerliac (1973), également utilisé par Pouvreau (2008), Gouriou (2012) et Ferret (2016). Ce filtre permet d'atténuer les résidus des composantes de marée basses fréquences (inférieures à la journée) et de lisser l'influence des forçages météorologiques. Le MSL est calculé en effectuant une moyenne arithmétique des niveaux moyens mensuels échantillonnées toutes les heures, ceux-ci étant pondérés par le nombre de jours. Le MSL n'est calculé que pour les années ayant au moins 11 moyennes mensuelles sur 12.

Le niveau moyen de mi-marée, Mean Tide Level (MTL) est défini comme la moyenne des Pleines Mers (MHW) et des Basses Mers (MLW) sur une période telle qu'une année (formule 4.1)

$$\mathrm{MTL} = \frac{\mathrm{MHW} + \mathrm{MLW}}{2} \tag{4.1}$$

Le MTL n'est pas identique au MSL à cause des composantes harmoniques de courtes périodes, en particulier M4 et dans une moindre mesure M8, qui s'introduisent dans le développement harmonique de la marée prédite par suite du changement de forme de l'onde de marée dans les eaux peu profondes.

Le calcul de la différence entre le MTL et le MSL peut s'obtenir par la relation suivante (formule 4.2).

$$MTL - MSL = A_{M4}\cos(2.G_{M2} - G_{M4}) \quad (4.2)$$

4.1.3.1.3 Evolution des hauteurs d'eau

Le calcul des tendances d'évolution est réalisé par la régression linéaire et la régression quadratique par la méthode des moindres carrés (Pouvreau, 2008). La méthode, indépendamment élaborée par Legendre (1806) et Gauss (1809) consiste à comparer les hauteurs moyennes du niveau de la mer (yi) obtenues aux temps (xi) avec une fonction mathématique f(θ) dont les paramètres θ sont déterminés afin de minimiser d(θ). La valeur de d(θ) est obtenue en additionnant chaque différence, élevée au carré (formule 4.3) :

$$(\theta) = \sum_{1}^{n}(y_i - f(x_i, \theta)^2) \quad (4.3)$$

La régression linéaire applique une fonction f(x i , θ) tel que : y i = a + bx i afin d'ajuster la droite aux données. Les coefficients de régression a (interception) et b (pente) sont déterminés afin de réduire au minimum la différence au carré entre les données produites par l'équation et les mesures originales.

4.1.3.2 Analyse harmonique

L'analyse des harmoniques de marée classique (CHA) effectué avec T_TIDE (Leffler and Jay (2009); Pawlowicz et al. (2002)) pour chaque année disponible de 2002, 2011, 2018 et 2019 permet l'évaluer les tendances d'évolution des amplitudes et des phases des principales ondes de la marée à savoir : M2, S2, K1, O1 et l'onde non linéaire M4.

Dans T_TIDE, l'argument astronomique varie linéairement et la correction nodale est effectuée après l'ajustement des moindres carrés. Pour l'analyse harmonique variant dans le temps, nous utiliserons l'analyse harmonique segmentée et améliorée est utilisée dans le cas des variations temporelles.

4.1.4 Résultats

4.1.4.1 Analyse des niveaux moyens mensuelles

Les variations mensuelles du niveau moyen de la mer dans l'estuaire du Wouri montrent une variabilité saisonnière intra-annuelle (figure 4.3). Deux pics distincts sont visibles (mars et septembre), qui correspondent aux grandes marées d'équinoxe. La variabilité est accentuée pendant les grandes crues (Juillet – Septembre). Des observations bimodales de marée telles que décrites dans l'estuaire du Wouri ont également été observées dans plusieurs autres estuaires dans le monde à l'exemple de l'estuaire de Hugli en Inde (Nandy and Bandyopadhyay, 2011).

Les variations inter-annuelles du niveau moyen, montrent un écart moyen de 0,38m entre 2002 et 2011 et de 0,09m entre 2011 et 2019 à la station P2 contrairement aux faibles écarts moyens de 0,05m et 0,04m enregistrés respectivement entre 2002-2011 et 2011 – 2019 à la station P4 située plus en amont de l'estuaire.

Le maximum du niveau moyen de la mer (1,79m) enregistré à la station P2 montre une évolution vers la baisse (1,60m) à P3 et vers la hausse (1,72m) à la station P4. Ce résultat enregistré laisse penser à une tendance vers la baisse du niveau moyen de P2 à P4 à court terme entre 2002 et 2019.

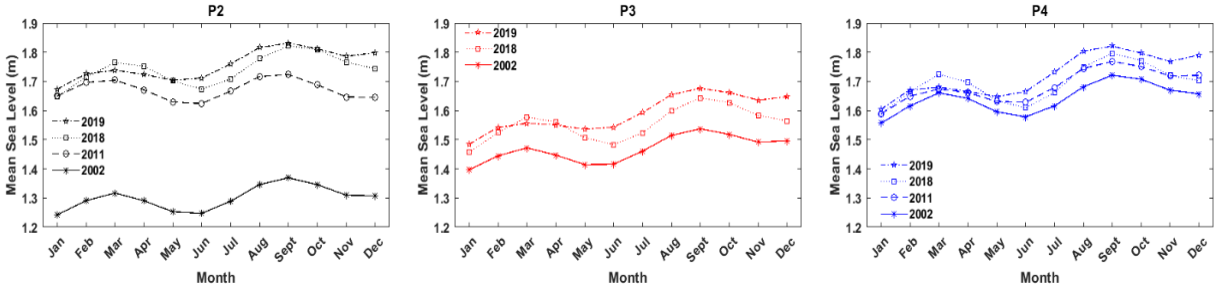


Figure 4. 3: Fluctuations mensuelles moyennes du niveau moyen de la mer (MSL) aux trois stations P2, P3 et P4 dans l'estuaire du Wouri.

Le schéma général décrit pour les MLW, MHW et MTL est également observé à l'échelle saisonnière (Figure 4.4). On observe à nouveau une variabilité saisonnière intra-annuelle avec deux pics distincts (mars et septembre). Cette variabilité est accentuée pendant les grandes crues (juillet – septembre).

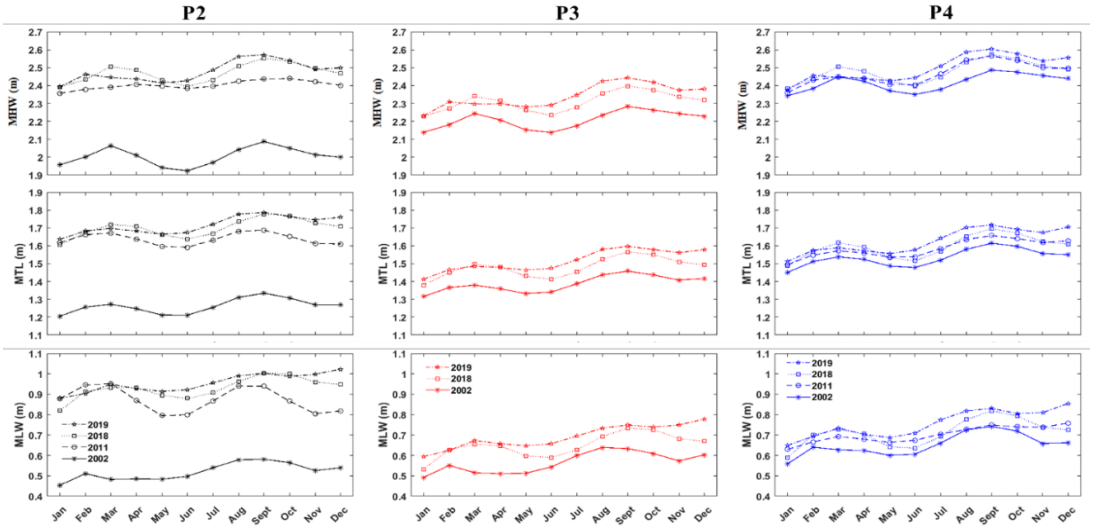


Figure 4. 4: Fluctuations mensuelles moyens annuels s des pleines mers (MHW), des niveaux moyens de mi- marée (MTL) et des basses mers (MLW), à trois stations (P2, P3, P4) dans l'estuaire du Wouri.

4.1.4.2 Estimation des tendances annuelles d'évolution des hauteurs d'eau

4.1.4.2.1 Analyse des niveaux moyens annuels

S'appuyer sur seulement 4 années de niveau moyen de la mer (2002, 2011, 2018 et 2019) ne permet pas normalement d'estimer l'évolution du niveau de la mer. Pour évaluer une tendance fiable du niveau de la mer, il est nécessaire de travailler avec de longues séries marégraphiques, de préférence les plus longues possibles, et temporellement cohérentes, en dépit des changements de matériel de mesures ou du déplacement de repères de marée (Douglas, 2001). La variabilité temporelle du niveau de la mer est importante et une tendance calculée sur 15 ans n'aura pas la même signification qu'une autre calculée sur 40, 60 ou 100 ans, en raison de la présence d'oscillations inter-décennales. Fort, de toutes ces informations, l'analyse des niveaux moyens n'est donnée qu'à titre indicatif dans ce travail, qui pourrait être utile pour des futures études plus riches en données.

Dans l'estuaire du Wouri, les niveaux moyens annuels obtenus sur la période de 2002 - 2019 varient de 25 ± 5mm.an^{-1} à la station P2, de 7 ± 4 mm.an^{-1} à P3 et de 4 ± 0.06mm.an^{-1} à la station P4 entre 2002 et 2019. Ce résultat montre une tendance d'évolution vers la baisse en se déplaçant vers l'amont depuis l'embouchure. Les niveaux moyens annuels laissent entrevoir des anomalies négatives et positives calculées en référence à la moyenne périodique de 17 ans (époque de marée de 2002 à 2019) (Figure 4.4). On observe une évolution du niveau de la mer vers la baisse par rapport au niveau moyen observé entre 2002 et 2019. Les anomalies positives mises en évidence entre 2011 et 2019 montrent une évolution du niveau de la mer vers la hausse par rapport au niveau moyen observé entre 2002 et 2019.

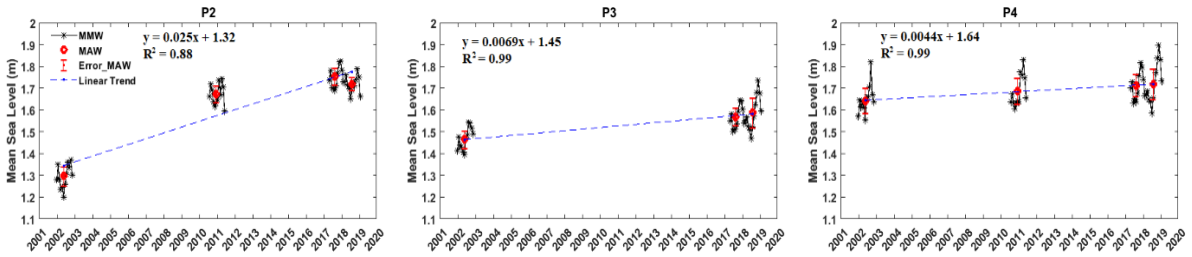


Figure 4. 4 : Niveaux moyens mensuels (en noir) et annuels (en rouge) pour les stations marégraphiques P2, P3, P4 implantées dans l'estuaire du Wouri.

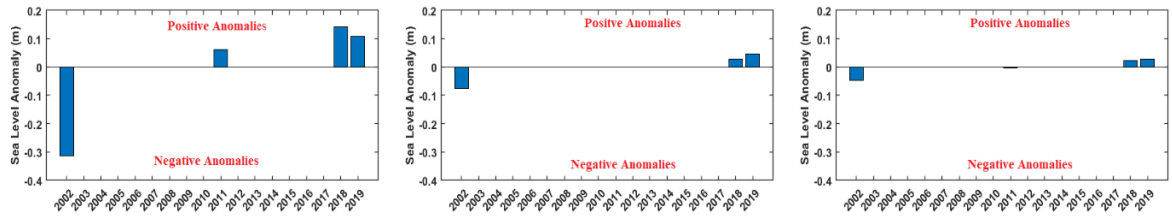


Figure 4. 5: Anomalies positives et négatives détectées dans les moyennes annuelles du niveau de la mer calculé par rapport à la série entre 2002 et 2019 des stations (P2, P3, P4) dans l'estuaire du Wouri.

L'analyse du niveau moyen annuel a établi que la hauteur de marée dans la région est de 1,64m, 1,54m et 1,69 m respectivement aux stations P2, P3 et P4. Pour comprendre l'évolution entre ces 4 années de mesures du niveau moyen de la mer dans l'estuaire du Wouri, les valeurs moyennes de 2002, 2011 et 2019 des stations P2 et P3 ont été comparées (Figure 4.5). Celles-ci ont montré une augmentation moyenne de 134 ± 66 mm.an^{-1} à la station P2, et de 25 ± 6 mm.an^{-1} à la station P4. La station P3 n'a pas été considérée car aucune mesure n'est disponible en 2011.

4.1.4.2.2 Analyse des niveaux extrêmes de marée

Dans les zones à marée semi-diurne, les changements de MLW et MHW mers peuvent avoir des impacts importants sur les inondations, l'érosion et la sécurité de la navigation.

La figure 4.6 présente les hauteurs moyennes du niveau de la mer pour les MHW, MLW et MTL annuels aux trois stations P2, P3 et P4 entre 2002 à 2019. Tous les niveaux de marée présentent une variabilité interannuelle de plusieurs centimètres. L'augmentation globale du MLW et du MHW annuel est entraînée par une augmentation du MTL.À la station P2, l'augmentation du MLW, MHW et MTL au cours des années étudiées a une tendance d'évolution enregistrée de 26mm par rapport aux stations P3 et P4 qui ont des valeurs plus faibles. Nous pouvons observer une tendance d'évolution du niveau moyen annuel de MLW, MHW et MTL bien corrélée aux variations du niveau moyen annuels enregistrées précédemment.

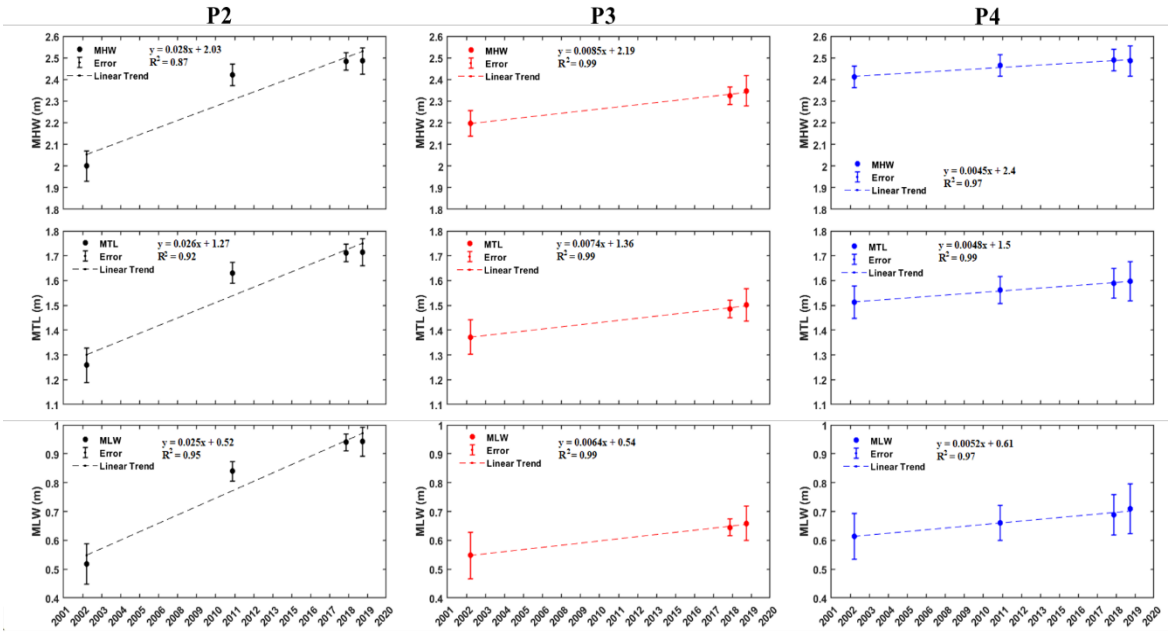


Figure 4. 6: Niveaux moyens annuels et tendance linéaire de pleines mers (MHW), et des niveaux moyens de mi- marée (MTL) et des basses mers (MLW), et de à trois stations (P2, P3, P4) dans l'estuaire du Wouri.

4.1.4.3 Variation du marnage

Le marnage moyen (MTR) dans l'estuaire du Wouri (Figure 4.7a) montre une tendance à l'augmentation liée aux apports des saisons de grande crue enregistrées annuellement. A la station P2, les amplitudes moyennes annuelles des marées montrent un déphasage entre juillet et novembre en 2011. Cependant, à la station P4, un déphasage est visible avec la baisse du marnage entre juillet et novembre des années 2002, 2011, 2018 et 2019. De tels résultats montrant l'impact des débits par variation saisonnière sur la tendance d'évolution du niveau de la mer ont également été observés dans l'estuaire du fleuve Columbia (Talke and Jay, 2020). Comme observée avec les MTL, les MTR montrent une augmentation de l'amplitude des marées avec des valeurs moyennes de 1,55, 1,68 et 1,80m respectivement pour les stations P2, P3 et P4.

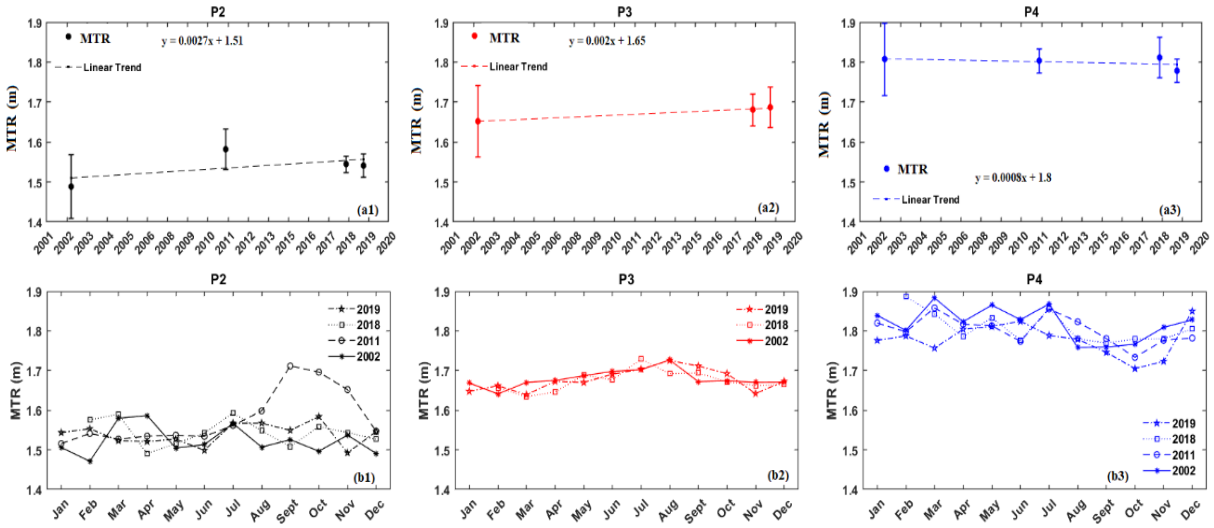


Figure 4. 7: (a) Marée moyenne annuelle (MTR) et (b) variation saisonnière de la moyenne mensuelle de l'amplitude des marées aux trois stations de mesure (P1, P2, P3) dans l'estuaire du Wouri en 2002, 2011, 2018 et 2019.

4.1.4.4 Analyse harmonique

4.1.4.4.1 Variation annuelle du signal de marée

Les changements observés dans les niveaux de marée et d'asymétrie de courbe de marée peuvent provenir de modification de l'un des principaux constituants de la marée de l'estuaire du Wouri (Figure 4.8). L'analyse harmonique exécutée année par année sur les séries des stations P2, P3 et P4 a permis d'extraire les principales ondes de marée et de suivre leurs évolutions. La figure 4.9 montre l'amplitude et les phases des principaux constituants de marée semi-diurne (M2, S2, N2), diurne (K1, O1) et quart-diurne (M4) obtenus pour chaque année d'étude. Dans les trois stations, les constituants semi-diurnes (M2, N2 et S2) et constituant diurne (K1) montrent une tendance vers la hausse de l'amplitude à la Station P2, contrairement aux stations P3 et P4 montrant une tendance vers la baisse. Le constituant harmonique O1 montre une diminution aux trois stations.

L'évolution temporelle des phases de ces ondes est plus complexe. Contrairement à l'amplitude, la phase évolue plus au cours du temps. Nous observons une baisse pour 2002 et 2011 et une augmentation de la phase des constituants de marée à la fois diurnes et semi-diurnes pour 2018 et 2019. La phase de O1 montre une diminution pour les quatre années. Les variations maximales d'amplitude et la phase de tous les constituants montrent tout le temps une variabilité interannuelle, qui est généralement plus grande à la station P4 avec des variations de l'ordre d'une trentaine de degrés.

Les constituants M4 enregistrent une diminution de phase et à l'inverse de fortes fluctuations dans l'évolution de l'amplitude. Sur l'ensemble des ondes présentées à l'exception de l'onde O1, une forte variabilité est clairement visible Ces résultats observés dans l'estuaire du Wouri sont en accord avec les études, montrant une augmentation ou une diminution des amplitudes et des phases des ondes de marée en fonction des sites étudiés dans le monde (Araújo and Pugh, 2008; Chen et al., 2017; Dangendorf et al., 2013; Latapy, 2020b; Mudersbach et al., 2013; Santamaria-Aguilar et al., 2017; Woodworth, 2010).

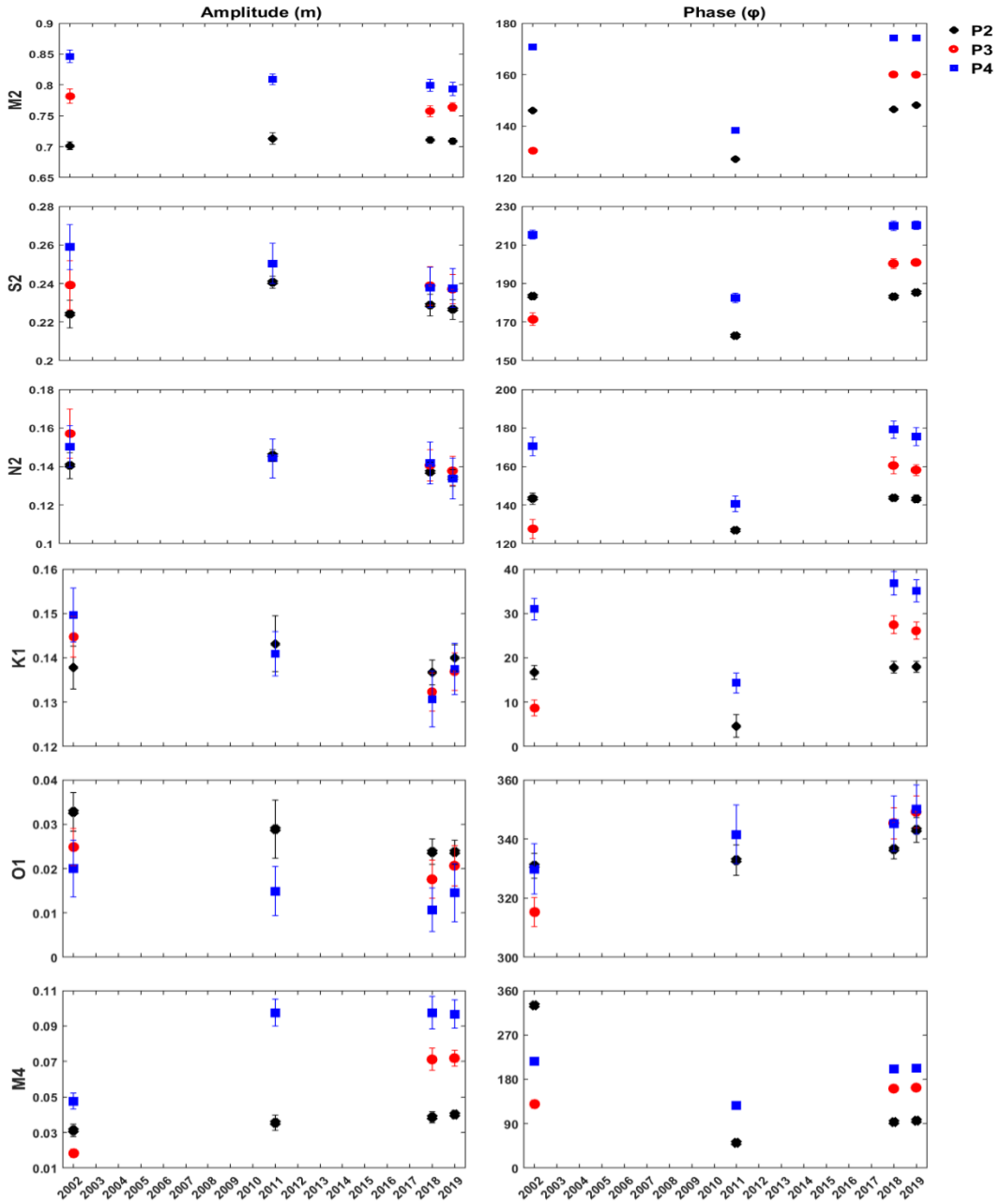


Figure 4. 8: Evolution des composantes de marée principales (M2, S2, N2, K1, O1, M4) à trois stations (P2, P3, P4) dans l'estuaire du Wouri.

4.1.4.4.2 Variations saisonnières du signal de marée

La tendance d'évolution du MTL et MSL observée précédemment diffère principalement en raison de l'harmonique de la marée semi-diurne M2, de la quart-diurne M4 et de la combinaison des marées diurnes K1 et O1 (Woodworth, 2010). La figure 4.9, présente une variation saisonnière des ondes M2 et M4. Dans l'estuaire du Wouri, elles changent sur des échelles de temps saisonnières et annuelles. Les données montrent que le cycle saisonnier des amplitudes M2 et M4 est une caractéristique persistante à la station P4. L'onde M4 une augmentation de sa hauteur en 2018 et 2019 aux stations P3 et P4 situées dans la partie supérieure de l'estuaire du Wouri. Ce résultat montre que l'onde de marée s'est plus déformée pendant cette période lorsqu'elle se propage en amont car l'onde M4 génère des courants de flot plus intenses que les courants de jusant. Après avoir atteint un maximum, l'amplitude des marées diminue quand l'influence fluviale devient importante. Dans de tels estuaires dominés par la marée, la crête des hautes eaux (MHW) des marées se déplace plus rapidement que le creux des basses eaux (MLW), en raison de la plus grande profondeur d'eau à MHW par rapport à MLW. Dans ce cas, une asymétrie se développe avec une durée de crue plus courte et une durée de reflux plus longue (Avoine et al., 1986).

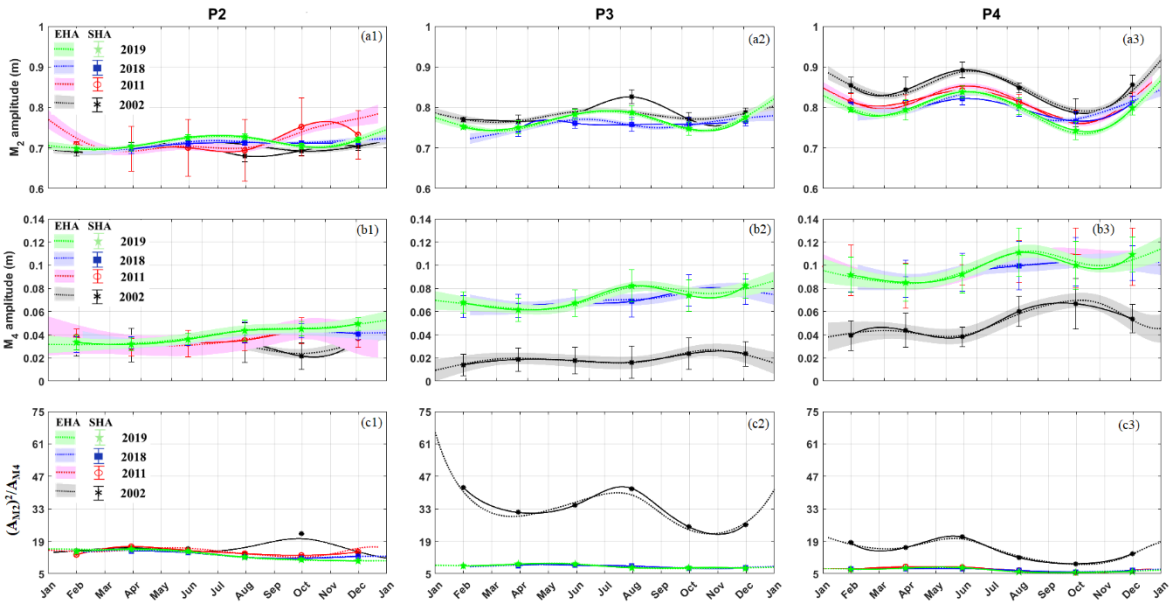


Figure 4. 9: Variation saisonnière des amplitudes M2 et M4 et rapport aM2/aM4 par analyse harmonique segmentée et analyse harmonique améliorée aux trois stations P2, P3 et P4 dans l'estuaire du Wouri pour les années 2002, 2011, 2018 et 2019.

Si nous supposons que la marée M4 est principalement générée localement, nous nous attendrions à ce que le rapport $(A_{M2})^2/A_{M4}$ soit constant et que les changements annuels de M4 imitent celui de la marée M2 (Gräwe et al., 2014). Cependant, la figure 4.8c indique que la génération de l'onde de marée M4 est plus complexe en P3 et P4 en 2002, probablement induite par les effets de frictions dans les eaux peu profondes. Sur des échelles de temps annuelles, le rapport $(A_{M2})^2/A_{M4}$ est constant pour les années 2011, 2018 et 2019, à l'exception de l'année 2002, montrant une variabilité saisonnière prononcée en P3 et P4.

4.1.5 Synthèse

Une variabilité spatio-temporelle des hauteurs d'eau est observée dans l'estuaire du Wouri et ceci plus précisément à la station (P2). Les tendances de changements des marées découlent de changements de différentes composantes : MSL, marées et résidus hors marée. Avec ces données, le niveau moyen de la mer calculé semble être en augmentation sur le littoral estuarien du Wouri (Cameroun) comme dans toute la région du Golfe de Guinée (Benveniste et al., 2020). L'élévation du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri pour les années 2002, 20011, 2018 et 2019 est de l'ordre de ~25 mm/an avec les MSL et MTL et de 2,7 mm/an pour les MTR à la station P2. Par contre cette tendance était à la baisse dans la partie supérieure ; ceci avec des tendances ~7 mm/an à ~5 mm/an pour les MSL et MTL et ~2 mm/an à ~0.8 mm/an pour les MTR respectivement aux stations P3 et P4. Selon Douglas (1995), la période minimale sur laquelle une tendance est considérée comme stable est de 30 ans. Nos données sont réparties sur 4 années, ce qui peut expliquer la surestimation observée des MSL et MTL.

Le rapport IPCC (2021) montre que la tendance globale sur la façade Atlantique serait estimée à 1,76mm/an. La tendance MTR obtenue dans cette étude est confirmée par les données altimétriques de la période 2002-2018 qui est de l'ordre de 3 mm/an. Cependant, les variations mensuelles ont montré l'impact des apports en saison de crue (Juillet – octobre) sur les tendances d'évolution du niveau de la mer. Par conséquent, l'augmentation du débit du fleuve entre 2002 et 2019 est probablement la raison de la tendance négative observée dans l'amplitude des marées dans la station amont (P4) de l'estuaire du Wouri. Au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'amont, le taux du niveau de la mer baisse de 6,8 mm par an et par km et l'amplitude des marées (MTR) augmente de 130,5 mm/an/km sur l'ensemble de la période d'études (Figure 4.10). Les variations d'amplitude des marées vers l'amont laissent penser à une asymétrie tidale, responsable du transport des sédiments dans la partie supérieure de l'estuaire.

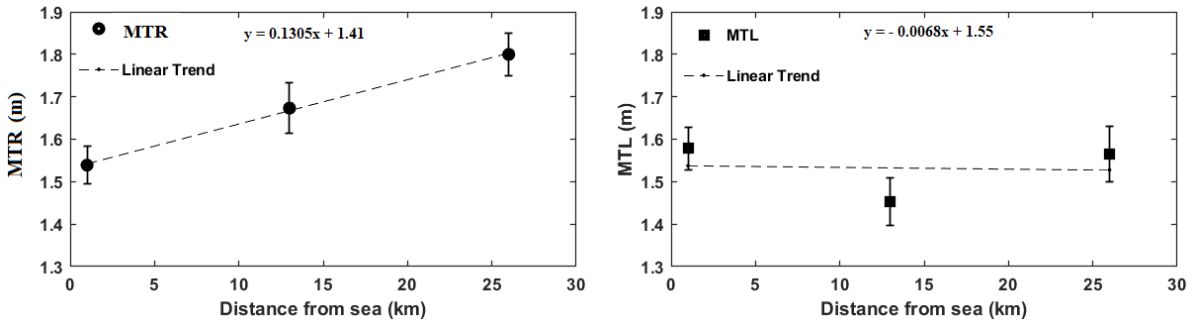


Figure 4. 10: Relation entre la distance vers la terre et le taux du niveau de la mer pour les MTR et MTL dans l'estuaire du Wouri.

Les analyses harmoniques réalisées complètent ces résultats en suggérant une tendance à l'augmentation des amplitudes des ondes principales de marée. Les variations dans les amplitudes de ces ondes peuvent être liées aux changements morphologiques (dragage, remise en état des terres) mais peuvent également être en lien avec l'augmentation récente du niveau de la mer. Ce dernier point suggère que l'élévation du niveau de la mer influence également les caractéristiques mêmes de la marée. L'étude de l'évolution de la phase des ondes et en particulier à travers l'évolution de l'asymétrie tidale pourra révéler des changements dans la direction du courant dominant pour la compréhension de la dynamique de transport des sédiments dans l'estuaire du Wouri.

4.2 Evolution géomorphologique récente

La zone côtière du Cameroun présente depuis les dernières décennies une évolution rapide et une forte variabilité (IPCC, 2007) qui est préjudiciable aux populations. L'objectif de ce chapitre est de reconstruire l'histoire des évolutions morphologiques observées dans l'estuaire du Wouri. Dans un premier temps, à partir des MNT obtenus avec les levés hydrographiques historiques, les variations morphologiques des fonds ont été qualifiées et quantifiées. En second, les traits de cotes extraits des cartes anciennes ont permis d'étudier l'évolution spatio temporelle de l'estuaire. Cette dernière partie a fait l'objet d'une publication scientifique (Fossi Fotsi et al., 2019a).

4.2.1 Evolution morphologique des fonds (1948 – 1996) de l'estuaire du Wouri

Les mosaïques des minutes bathymétriques réalisées de 1948 à 1950 et *des images RADAR issues des scènes ERS-1, ERS-2 (1996 – 1999)* permettent de suivre l'évolution de l'estuaire du Wouri. Les MNT présentés en Figure 4.11 et 4.13 mettent en évidence des variations morphologiques des fonds de l'estuaire. La zone d'embouchure située en aval de l'estuaire est de grande profondeur (15 m maximum), contrairement aux rives et à la partie amont de faible profondeur (2 et 4 m). La comparaison des relevés (carte différentielle) de 1948 et 1996 montre que l'estuaire est caractérisé par un exhaussement des fonds de 1 à 8 m. L'exhaussement maximal de 8 m est observé au niveau de l'embouchure et orienté en direction sud-est de l'estuaire. Les calculs des soldes sédimentaires révèlent une dominance vers un comblement d'environ 3.10^6 m^3 contrairement à un engraissement de 10.10^3 m^3 (Figure 4.13). Ce résultat est en accord avec les travaux de Jombe Seppo (2003) et Komba et al. (2019) caractérisant l'estuaire du Wouri d'un environnement à forte sédimentation suite à l'analyse des variations bathymétrique du chenal de navigation entre 2011 et 2014.

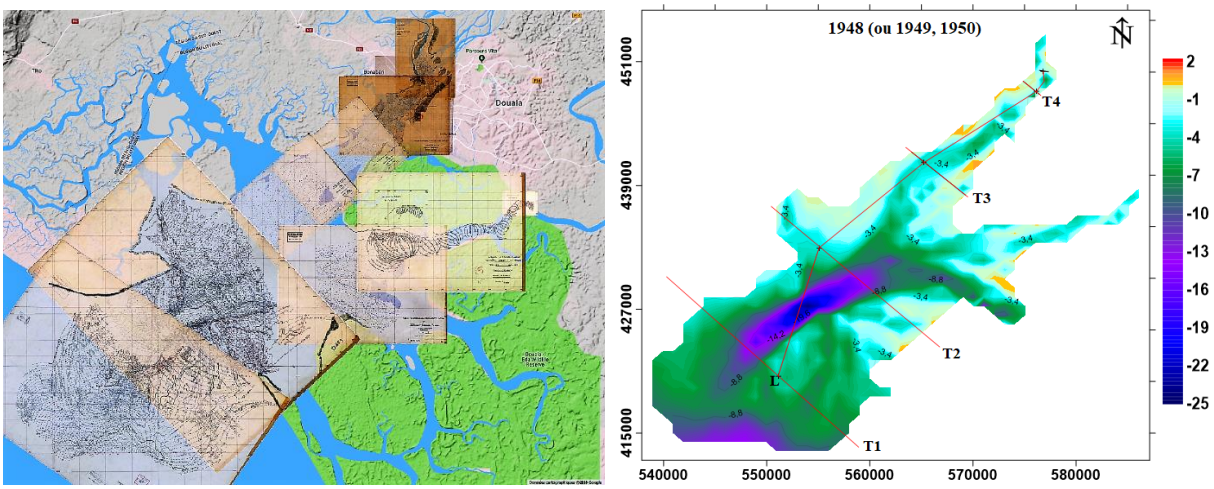


Figure 4. 11: MNT (b) réalisés dans l'estuaire du Wouri de 1948 (ou 1949, 1950) à partir de la mosaïque des minutes bathymétriques (a).

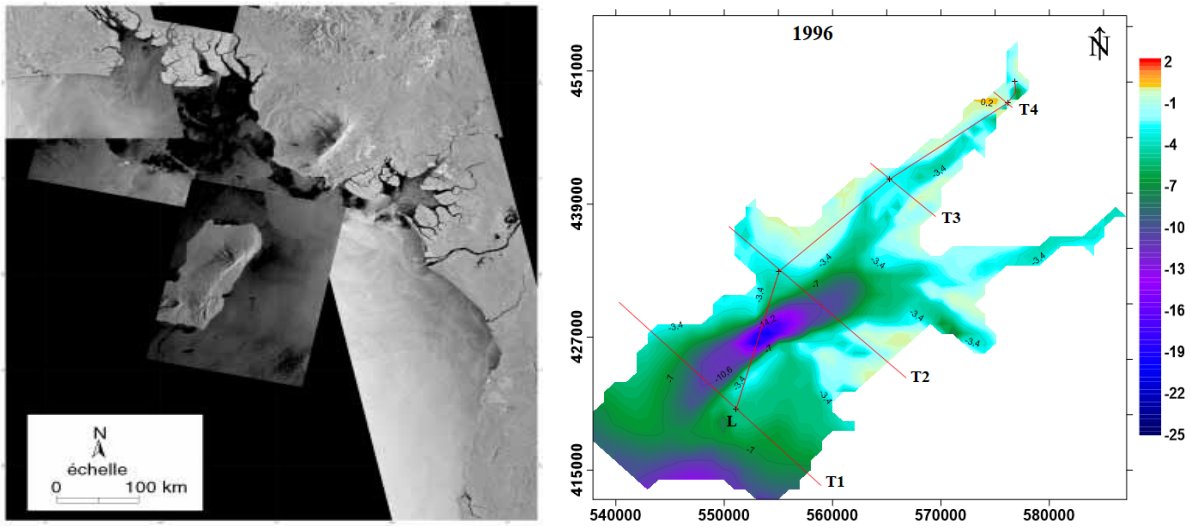


Figure 4. 12: MNT (b) réalisés dans l'estuaire du Wouri de 1996 à partir de la Mosaïque des images RADARS sur le Golfe de Guinée issue des scènes ERS-1, ERS-2 (1996 – 1999) (SHOM).

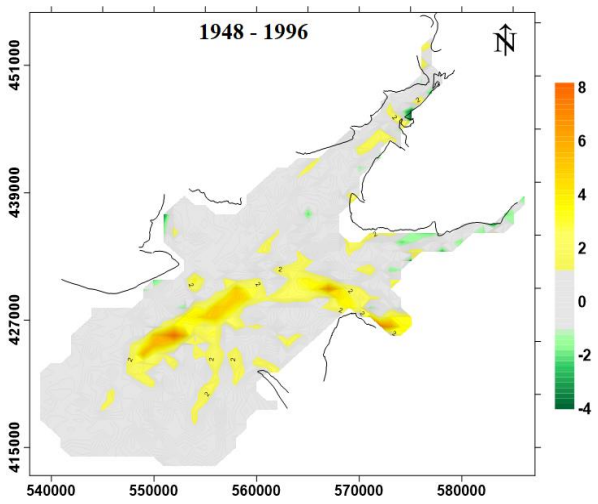


Figure 4. 13: Différentiel bathymétrique de l'estuaire du Wouri, en jaune – rouge les zones ayant subi un engraissement des fonds et en vert les secteurs en abaissement.

Afin de mieux comprendre ces variations de profondeur entre 1948 et 1996, nous avons réalisé 5 profils regroupés en deux directions préférentielles :

- Direction NW - SE : orientation des radiales T1, T2, T3, T4 représentant des profils de la rive NW à la rive SE.
- Direction NNE - SSW : orientation de la radiale longitudinale (L), le long de l'estuaire, tracée en fonction des points de mesures (P5, P4, P3, P2, P1).

Après analyse des différents profils, trois types morphologiques de chenaux sont observés : le type « U », le type « V » et le type intermédiaire (entre « U » et « V »).

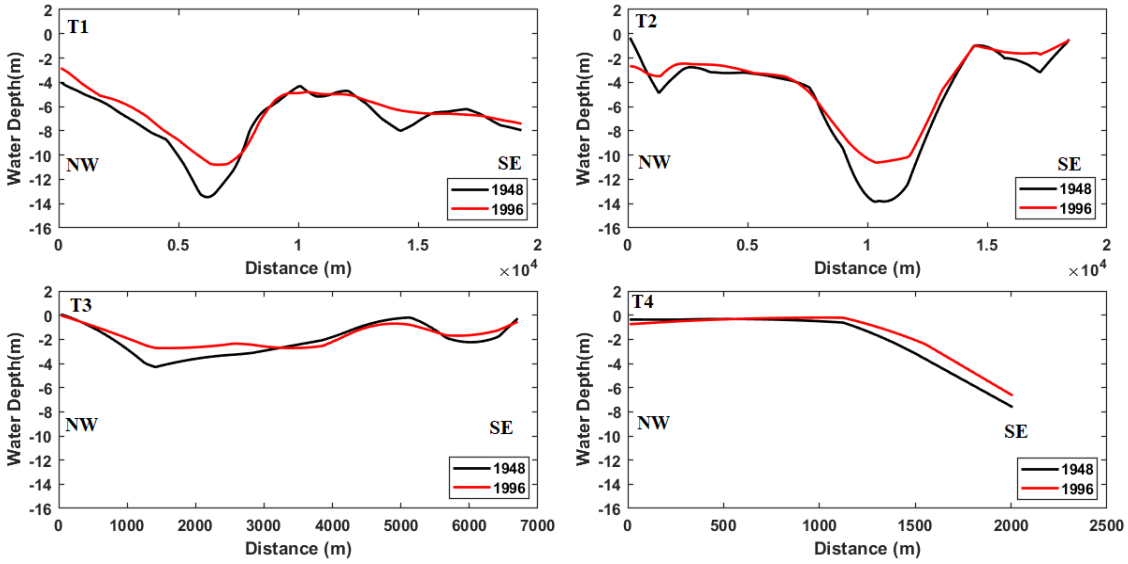


Figure 4. 14: Profils bathymétriques (transversale) réalisés dans l'estuaire du Wouri à partir des levés bathymétriques de 1948 et 1996

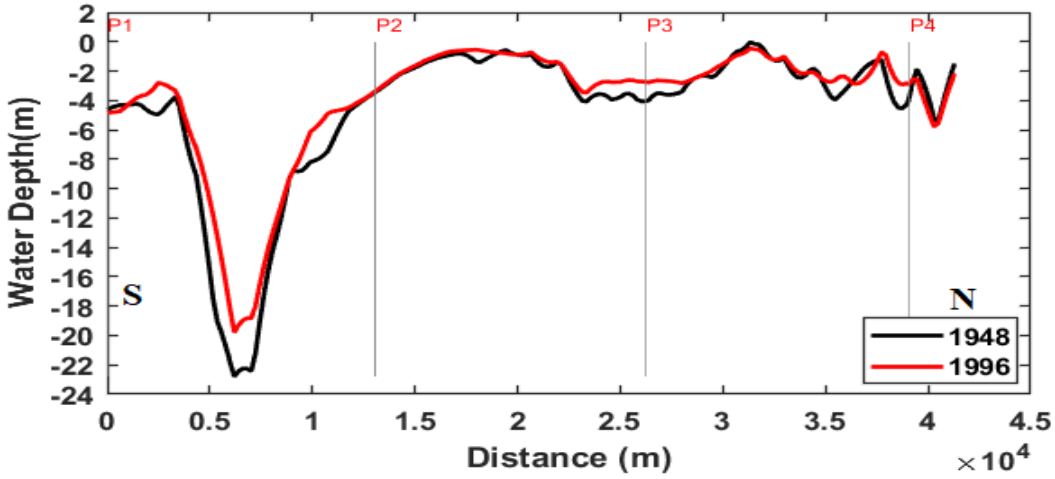


Figure 4. 15: Profils bathymétriques (longitudinal) réalisés dans l'estuaire du Wouri à partir des levés bathymétriques de 1948 et 1996

Les figures 4.14 et 4.15 permettent de localiser et de visualiser des profils bathymétriques intermédiaires :

- avec une profondeur maximale allant jusqu'à 23 m en 1948 et de 19m en 1996, le profil L présente une morphologie irrégulière et asymétrique.
- avec une profondeur maximale allant jusqu'à 13,5 m en 1948 et 11 m en 1996 et de 14 m en 1948 et 10 m en 1996, respectivement, les profil T1 et T2 présentent des morphologies irrégulières et asymétriques.
- le profil T3, d'une profondeur maximale inférieure à 5 m en 1948 et de 3 m en 1996, présente une morphologie irrégulière et asymétrique.
- le profil T4 présente une morphologie des fonds à évolution constante favorisant la visibilité des bancs de sable coté NW (0 – 1200 m) et une évolution décroissante jusqu'à 7 m en 1948 et 6 m en 1996 de profondeur du côté SE (1200 – 2000 m).

Les variations morphologiques des profils L, T1, T2 et T3 présentent des formes intermédiaire (entre U et V).

Ces types de profils n'ont pas encore atteint leur forme d'équilibre ou l'ont atteinte et ont subi par la suite une nouvelle phase d'érosion. Dans ce cas, l'action d'accumulation et d'érosion ne s'équilibre pas. Ces agents permettent de suivre et de comprendre le processus d'évolution d'un profil d'érosion qui se caractérise par le passage du profil en « V » au profil en « U » (Adopo Kouassi, 2009; Eric et al., 2020) ainsi que le passage d'un profil en « U » au profil en « V ».

Les profils intermédiaires observés le long des transects présentent des zones de grande profondeur en forme de U et V.

La forme de « U » observée dans les Profils L et T2 présente une morphologie irrégulière et symétrique. Les canaux à profil en « V » se transforment progressivement sous l'effet du phénomène de transport - dépôt pour adopter un profil en « U ». Le profil en forme « U » est un profil d'équilibre d'action entre les agents de stockage et les agents d'érosion. Mais une nouvelle action d'érosion peut reprendre et réengager le travail de creusement. On parle d'action cyclique.

La forme en « V » observée dans les profils T1 et T3 présente une morphologie irrégulière et asymétrique traduisant une prédominance d'agents d'érosion sur les côtes. Le canal au profil de type « V » résulte d'un processus d'érosion (Eric et al., 2020). L'action de l'érosion étant intense

dans ces zones, elle accentue le dénivelé. La lithologie est un facteur explicatif de ce type de relief : plus le sédiment est consolidé, moins il a tendance à s'éroder, moins consolidé, plus il a tendance à s'éroder. Ce résultat observé est en accord avec celui de (Fossi Fotsi, 2014a) dans l'étude des paramètres de contrôle de la sédimentation dans l'estuaire du Wouri.

4.2.2 Evolution temporelle (1948-2012) et dynamique du littoral de l'estuaire du Wouri dans le Golfe de Guinée

Journal of
Marine Science and Engineering

MDPI

Article

Temporal (1948–2012) and Dynamic Evolution of the Wouri Estuary Coastline within the Gulf of Guinea

Yannick Fossi Fotsi [1,2,*], Nicolas Pouvreau [3], Isabelle Brenon [1], Raphael Onguene [2] and Jacques Etame [2]

1 Littoral, Environnement et Sociétés (LIENSs), UMR 7266 CNRS-Université de La Rochelle, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France; isabelle.brenon@univ-lr.fr
2 Ufd bio-geosciences and environment, University of Douala, BP 24157 Douala, Cameroon; ziongra@yahoo.fr (R.O.); etame.jacques@yahoo.fr (J.E.)
3 Shom-French Hydrographic and Oceanographic Service, 29200 Brest, France; nicolas.pouvreau@shom.fr
* Correspondence: fossiyannick@gmail.com

Received: 23 August 2019; Accepted: 25 September 2019; Published: 30 September 2019

Abstract: The Wouri estuary is located in the Gulf of Guinea on the Atlantic coast of Cameroon's coastline plain (3°49′ and 4°04′ north latitude and 9°20′ to 9°40′ east longitude), and is strongly influenced by coastal dynamics that have remained unquantified over a long period of time. This study analyzed the historical evolution of the Wouri estuarine coastline between 1948 and 2012. Variations in the estuarine evolution of the Wouri were studied from (i) minute topographic extracts from 1948, (ii) 1996–1999 nautical charts, and (iii) 2012 spatial map vectors. The net temporal spatial variation rates were calculated using the statistical methods of the Digital Shoreline Analysis System (DSAS). These change rates were also calculated over two time intervals (1948–1996 and 1996–2012) and over a 64-year period (1948–2012). The study reveals highly disparate results. Indeed, kinematics show that the Wouri estuary was dominated by erosion in its downstream section, with 262.83 ha for −3.2 m/year and 110.56 ha for −5.8 m/year between 1948–1996 and 1996–2012 respectively, and by accretion on the other hand in its upstream section, with 239.17 ha for 4.3 m/year in zone 5 between 1948–1996 and 150.82 ha for 12.6 m/year in zone 4 between 1996–2012. Thus, over the 64-year period (1948–2012), we have a dominance of variation by erosion downstream and conversely by accretion upstream, marked by the presence of amplifying factors (anthropogenic pressure and climate change) of the rate of variation of morphological evolution at the beginning of the 21st century, as compared to the middle-20th century. The observed development of sediment loss and accumulation, both influences and will influence, the sediment regime along the Wouri estuarine coastline. There is a need to develop a systematic sub-regional coastal surveillance activity to effectively manage Cameroon's coastline system.

Keywords: shoreline change; erosion; accretion; Wouri estuary; climate change

1. Introduction

In recent years, shoreline position changes have become one of the major environmental problems affecting coastal zones worldwide. Indeed, 24% [1] to 70% [2] of the world's sandy beaches are estimated to be under erosion. The West African coasts, largely composed of estuaries and beaches, are no exception to this trend. According to the authors of [3], retreat in the sandy coastline in the Gulf of Guinea between Côte d'Ivoire and Cameroon is very significant, with rates of around 1 to 5 or even 10 m/year. This situation has remained very worrying since the construction of marine works in the 1960s and due to the importance of human interventions on the coastal fringe [4,5], not to mention the impact of climate change [6,7]. This is the case of the Wouri estuary, left in its natural state until

the beginning of 1940, which has been the subject of major regional development in recent decades. This development was marked by the extension and modernization of the Douala Autonomous Port, the creation of industrial areas for railways and infrastructures [8]. These development operations have contributed to the economic development of this environment, but they have also destabilized the natural balance of this coastal area, which now supports a high density of infrastructure. Also, being open to the Atlantic Ocean, the Wouri estuary is subject to marine turmoil, and as a result, has experienced significant variations in the coastline, with a retreat of about 3 m per year, at the risk of losing a mangrove island to the sea (89%) [9]. This has forced hundreds of people to abandon their homes [10].

In this context, studies by the authors of [11–13] have addressed the spatial and temporal evolution of the degradation of the vegetation cover of extracts from the Wouri estuarine coastline (Cameroon) in the face of climate change, in order to estimate the retreat rates of the coastline and assess their vulnerability. The authors of [14] conducted a study on the assessment of the Cameroonian coastline to understand the general trend of coastal evolution and showed the significant areas of change (accretion/erosion) observed in an extract from the Wouri estuary. The authors' research was based on a series of Landsat images taken between 1975 and 2016. The results of such studies contribute to the development of coastal management policies and promote the development of sustainable management practices in the coastal regions of developed countries. However, in Africa and particularly in Cameroon, no study has yet been the subject of a sustainable coastal zone management response, due to the fundamental lack of reliable historical coastal data available. Studies that have already carried out on the coastal zone of Cameroon have used Landsat image series, available only since 1972. The Wouri estuary, a coastline area of high economic interest in Cameroon since the urban and tourism boom, with accelerated population growth (5% per year) [15], has not yet been the subject of a full study of the evolution of its coastal area. So, in response to the development challenges for better and sustainable management of the estuary coastline of Wouri in Cameroon, a study such as ours is both urgent and necessary.

In this study, we use ancient archives (topographic minutes), marine charts and spatial map vectors, to analyze the evolution of the Wouri estuarine coast over a period of 64 years. We use geospatial techniques, a geographic information system (GIS) and analysis of several statistical approaches to add to the DSAS model [16]. For analysis, several statistical approaches have been used to determine the rates of shoreline changes, including end point rate (EPR), linear regression rate (LRR) and weighted linear regression rates (WLR) [17–20]. The main objective of this work is to map and quantify the erosion and accretion areas and to evaluate the long-term rates of changes along the Wouri estuarine coastline (Cameroon).

2. Study Area

The hypo-synchronous Wouri estuary [21,22] covers an area of 1200 km^2 and is a vast wetland 30 km long and almost as wide, open to the Atlantic Ocean [23]. Located at 4°0′1″ north latitude and 9°37′15″ east longitude, it occupies the heart of the Douala sedimentary basin (19,000 km^2 of which 7000 km^2 emerged), centered on an old syncline with pan-African mylonites, and the axis of this is where the lower Wouri flows [24]. The estuary is home to the Autonomous Port of Douala (PAD), the largest port in the country and one of the most important in Central Africa. Bound to the north by Douala and to the south by Souellaba, this geographical area is drained by three coastal rivers: the Dibamba, the Wouri and the Mungo (Figure 1). It enjoys an equatorial coastal climate with two dry seasons from October to May interspersed with two rainy seasons. The region receives 3.5 to 4.5 m of precipitation per year, with an average temperature of 26.4 °C. The air is almost constantly saturated (99% in the rainy season and 80% in the dry season). Tropical cyclones are unknown despite the strong influence of tides, of the semi-diurnal type, with an average amplitude of 2.5 m [25]. In this environment, altitude differences remain low, reliefs rarely exceed three meters, and there are residues of sandy cords, small sandy islands and mio-pliocene gravels, sometimes bearing an iron armor.

The vegetation is a mangrove composed of Rhizophoras up to 40 m high and avicennias that colonize the intertidal spaces of the fine sedimentation grounds [9,26,27]. All parts of the estuary that are subject to fine sedimentation from fluvial origin have dense and extensive mangroves. The sedimentation and erosion pattern is determined by hydrological and geomorphological factors that show diurnal and seasonal variations under the influence of tides, currents and freshwater flows [24].

Figure 1. Estuary Wouri in the Atlantic coastal Cameroon.

3. Materials and Methods

3.1. Data Sources

In this study, the data sources used to detect shoreline changes in the Wouri estuary are the following:

Topographic surveys of the Shom archives (French Hydrographic and Oceanographic Service) of the Wouri estuary from 1948 (or 1949/1950) to the present date, of various spatial scale, were georeferenced, then given geometric correction with Scanbathy software [28], mosaicked into one, and saved as an uncompressed TIFF using WGS84/32 North in UTM (Figure 2A and Table 1). The planimetric accuracy of 16 m was quantified by comparing the locations of the reference points (6 points) on the historical map with their true locations, using the current image provided by the Google Earth program, projected in UTM 32 north on WGS84 (Figure 2A and Table 1). These topographic surveys are obtained by the triangulation method targeting landmarks (e.g., lighthouses, churches, temples, bridges). Hydrographic engineers identify the land landmarks for which they calculate the distances and angles between them. Once at sea, at least three of these landmarks are used to precisely locate the contours of the coast on a map. The authors of [29] explain that engineers "draw by show of hands, according to the method of identifying between the sufficiently close milestones on this subject facing the resulting dangers." Upgrading problems are reduced to their simple expression [30].

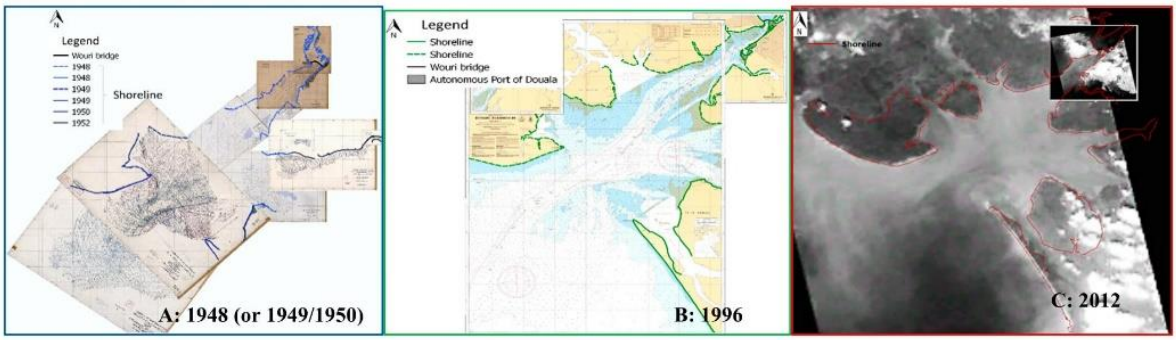


Figure 2. Presentation of extracting data sources in the coastline between 1948 (or 1949, 1950) to 2012.

Table 1. Characteristics data.

Date	1948 or (1949, 1950)	1996 (1999)	2012
Data	Topographic surveys	Nautical chart surveys N°7578	Digital topographic space map S201201300
Scale	1/10,000 (1948) 1/15,000 (1949) 1/25,000 (1950)	1/40,000	-
Type	Raster (Geo Tiff)	Raster (Geo Tiff)	Vector

Nautical chart surveys N°7578, from the archives of the Shom [31] describing the coastline from the interpretation of SPOT satellite data (CNEC, National Environmental Monitoring Centre 1996) and ERS-1 and ERS-2 satellites (1994–1999) after treatment (Figure 2B and Table 1) (ERS, European Remote Sensing satellite system). Regarding the precision of the calculations between the two georeferences (SPOT and ERS), as per [32], the results on the city of Douala, it can be seen that the concordance of the coordinates is satisfying (10 m of X and 30 m Y deviations) compared to the system resolutions (respectively 25 and 20 m for ERS and SPOT). However, there is a systematic deviation along the Y axis of 35 m. Conversely, after comparing the positions of the reference points (6 points) on the nautical chart with their true positions using the current image provided by the Google Earth program, projected in UTM 32 north on WGS84, the planimetric accuracy is 27 m. In short, the planimetric accuracy of these images is guaranteed at 35 m.

A digital topographic space map S201201300 of the Wouri estuary and Bioko Island (Africa) is created, from panchromatic optical and radar imagery, multispectral images, photographs, books on spatio-preparation, marine charts, lifting doubts and Google Earth after treatment (Figure 2C and Table 1). According to the authors of [33], this map is geo-referenced in the equatorial Mercator projection on WGS84 and has an absolute planimetric accuracy of less than 20 m. This is readable in all geographical information systems.

3.2. Shoreline Extraction and Error Evaluation

In this study, the most common detection technique applied to visible reference lines (shorelines) on documents (2A and 2B) made by surveyors or hydrographers during its preparation was used and the shorelines were digitized. For the digital topographic space map S201201300, the shorelines were derived from clearly visible coastal elements (using true or false color images) and by the application of digital processing techniques (geometric and radiometric) of images and photo-interpretation [33]. After obtaining digital shoreline data, they were compiled in a GIS environment (Arcgis 10.5 software) and analyzed by the Digital Coastal Analysis System (DSAS) developed by the United States Geological Survey (USGS).

Before any analysis, the evaluation of errors in relation to each shoreline position is required and must be calculated before drawing conclusions on the evolution of the shoreline [33]. Indeed, since

data sources are second-hand and from satellites, they include sources of uncertainty related to the quality of the data used (pixel error (Ep)), geo-referenced images (RMSE (ERMs)), coastal extraction and digitization (digitization error (Ed)) and planimetric uncertainty (EP). These errors are considered random and uncorrelated, the total of the errors (Et) is given by the square root of the sum of the squares of the different variables (Equation (1)) [18,34]:

$$\boldsymbol{Et} = \pm\sqrt{Ep^2 + ERMs^2 + Ed^2 + EP^2} \quad (1)$$

The total error was estimated from two sources (Table 2): (1) the total shoreline position error was calculated for three dates; (2) the measured (Em) and annualized (Ea) transect error associated with the rate of shoreline change at a given transect. It was calculated over two short time periods: (1948–1996, 1996–2012) and over a global period (1948–2012). The annualized error was calculated using the following Equation (2):

$$\mathbf{Ea} = \frac{\sqrt{Et1^2 + Et2^2 + Et3^2}}{\text{Total period (Years)}} \quad (2)$$

Table 2. Summary of errors and estimation for periods of study.

Date	1948 or (1949, 1950)	1996 (1999)	2012
Error pixel (Ep)	1	4	/
RMS ortho-rectification (ERMs)	16	27	/
Digitizing error (Ed)	5	11	/
Planimetric Error (EP)	/	35	21
Total error (Et)	17	46	21
Year	1948–1996	1996–2012	1948–2012
Measured Error (Em) (m)	49	51	27
Annualized Error (Ea) (m/64 years)		0.83	
The uncertainty of end point rate calculation (ECI) (m/year)	1	3.2	0.42

The annualized uncertainty over a time period of 64 years is therefore 0.68 m/year (Table 1). Recently, the uncertainty associated with the computation of the end point rate (EPR) is automatically calculated in the application of DSAS. The result of this computation is specified as confidence of the end point rate calculation (ECI) [16]. The ECI is calculated using Equation (3):

$$\mathbf{ECI} = \frac{\sqrt{EtA^2 + EtB^2}}{\text{date (A)} - \textit{date (B)}} \quad (3)$$

where (EtA) is the uncertainty of the position of shoreline A, (EtB) is the uncertainty of the position of shoreline B, date (A) is the date of shoreline A and date (B) is the date of shoreline B.

Again, the error (ECI) is calculated on two short periods of time (Table 1): 1948–1996, 1996–2012, and on a global period (1948–2012).

3.3. Analysis of Coastal Variations

The model DSAS (5.0) developed by the USGS [16] was used to estimate the shoreline change rates of the Wouri estuary. The DSAS is based on the measurement of the basic method used for calculating change rate statistics for a time series of shores and carried out in four steps: (1) shoreline and (2) baseline digitization, (3) generation of transects, and (4) computing the shoreline change rate.

The 1948 (or 1949, 1950) and 2012 coastlines were stored in a geodatabase with the WGS 84/UTM zone 32N coordinate system. The baseline, constructed to serve as a starting point for all transects derived by the DSAS application, was created either offshore or onshore and parallel to the general trend of the shorelines. Intersections of shore transecting along the baseline were then used to calculate the rate of change statistics [35]. Based on the DSAS parameters, about 8400 transects were generated every 10 m, perpendicular to the baseline.

In this study, the net shoreline movement (NSM), end point rate (EPR), linear rate regression (LRR) and weighted linear regression (WLR) were used for calculating the rate of change of the coastline. The NSM reports the distance between the oldest and the youngest shorelines. The EPR was calculated by dividing the distance (in meters) separating two shorelines (NSM) by the number of years between the dates of the two shorelines, in Equation (4):

$$\mathbf{EPR} = \frac{\mathbf{D1} - \mathbf{D2}}{\mathbf{t1} - \mathbf{t0}} \quad (4)$$

where: **D1** and **D2** represent the distance separating the shoreline and baseline, and **t0** and **t1** are the dates of the two shoreline positions.

The second method used for calculating erosion rates is through LRR. This method consists of fitting a least square regression line to multiple shoreline position points for a particular transect. The shoreline change rate along each transect for all periods (1948–2012) was computed by plotting the points where shorelines are intersected by transects and calculating the linear regression equation, which has the form: y = a + bX, where, (y) represents the distance, in meters, from the baseline (1948), (X) shoreline dates (years), (b) represents the shoreline change rate and (a) is the y-intercept.

In this study, the R-squared, $R^2 > 0.8$ has been retained as the limit of certainty. The uncertainty of the reported rate is considered with a confidence interval (LCI) of 95%. In contrast, with the WLR, more reliable data are given greater emphasis or weight towards determining a best-fit line with a confidence interval of 99.9% [19]. The WLR rate is determined by plotting the shoreline positions with respect to time. The weight (**w**) is defined as a function of the variance in the uncertainty of the measurement (**e**) [16], as in Equation (5):

$$\mathbf{w} = 1/\mathbf{e}^2 \quad (5)$$

Considering the overall error (Table 2), changes in Wouri estuarine shoreline are shown in Table 3 with NSM (m) and EPR, LRR, WLR (m/year) and for a detailed analysis following the methodical flowchart summarized in Figure 3, the Wouri Estuary was subdivided into 8 zones (see Figure 4).

Table 3. Variation of the estuarine Wouri shoreline.

Periods	Change Shoreline	Erosion	Stable	Accretion
1948–1996	m	<-49	±49	>49
	m/year	<-1	±1	>1
1996–2012	m	<-51	±51	>51
	m/year	<-3.2	±3.2	>3.2
1948–2012	m	<-27	±27	>27
	m/year	<-0.42	±0.42	>0.42

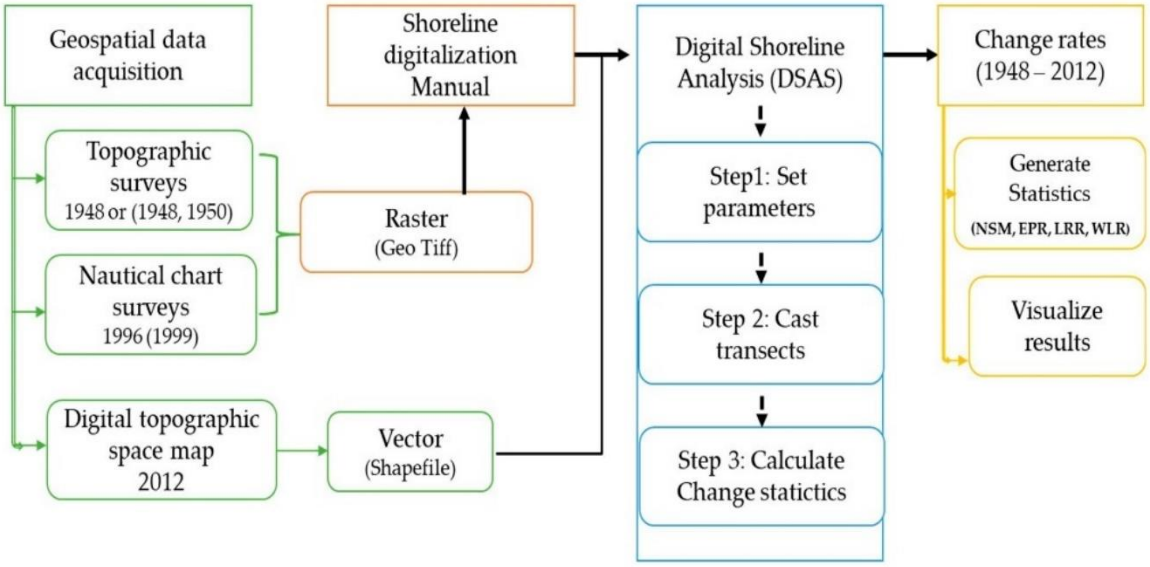


Figure 3. Methodology flowchart.

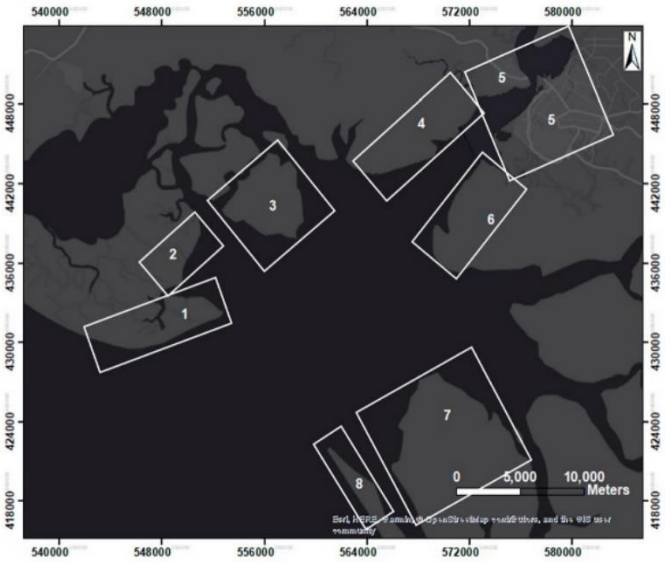


Figure 4. Subdivision of the Wouri estuary into 8 zones.

4. Results

4.1. Shoreline Kinematic of Wouri Estuary between 1948–2012

The superposition of the 1948–2012 coastlines (Figure 5) shows a variability in spatial evolution over time, from the upstream (Douala) to downstream (Cape Cameroon, Souellaba). This variability presents the amplitudes of the observed time lags and is defined as the difference between the position of the rearmost line on the land side, and the most advanced one in the sea. Using the DSAS model, we quantify and qualify the kinematics of the Wouri estuary coastline.

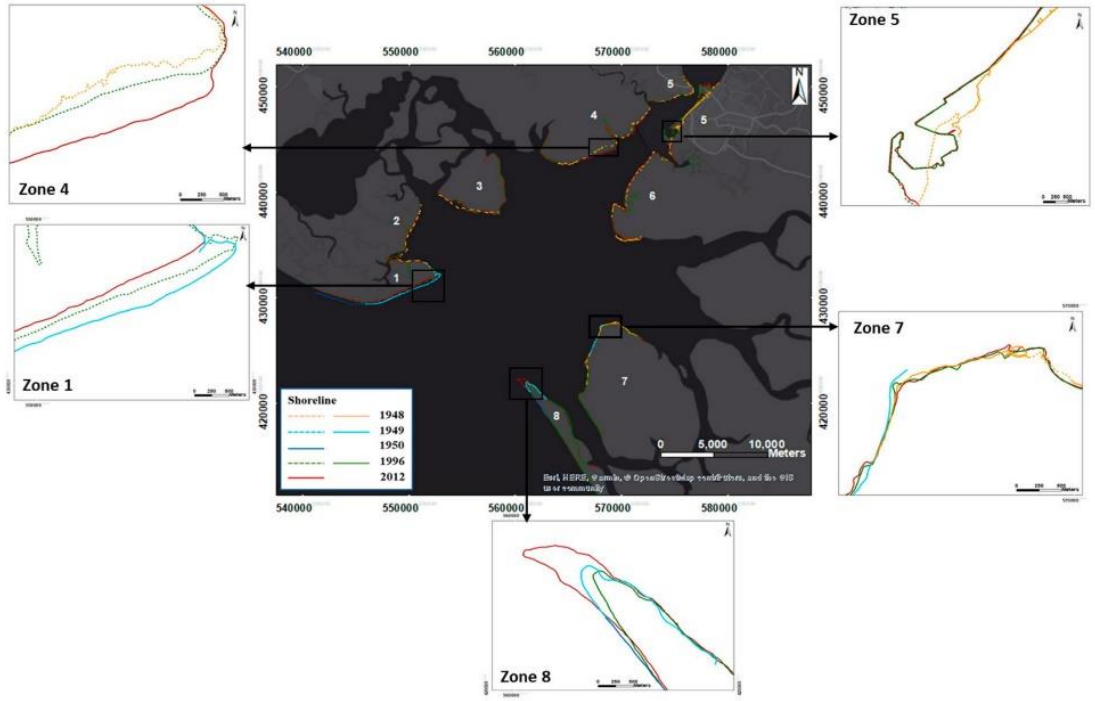


Figure 5. Shoreline kinematics of the Wouri estuary between 1948 (or 1949, 1950) and 2012.

4.2. Shoreline Changes in the Wouri Estuary

The analysis of the shoreline evolution of the Wouri estuary from 1948 (or 1949, 1950) and 2012 shows that over time and zones, the estuarine coastal Wouri has changed significantly (Figure 4). These variations are expressed by erosion and accretion. A thorough analysis of changes using the EPR, LRR, LWR and NSM methods have allowed for the construction of spatiotemporal maps, histograms and tables.

4.2.1. Period 1948–1996

The statistical results obtained during this period of time (48 years) on the whole study area show that the shoreline oscillates between retreat–stability–advanced and retreat–stability. Along the Wouri estuarine coastline, 29.13 km or 35% of transects are eroded, while 19.36 km or 23% of transects increase, and 35.06 km or 42% of transects remained stable (Figure 6 and Table 4). In detail, zone 1 shows a large dominance of variation by erosion, with an average erosion rate of −3.2 m/year and zone 5 shows a large dominance of variation by accretion with an average accretion rate of 4.3 m/year (EPR) (Figure 6a). Also, the NSM method (Figure 5b and Table 4) emphasizes that the maximum eroded transect distance of 518 m with a rate of evolution of 12.06 m/year is observed in zone 3 and conversely the maximum accumulated transect distance of 1089 m with a rate of 23.71 m/year is observed in zone 5. The significant accumulation observed in zone 5 is due to the backfill for the expansion of the PAD for reasons of economic development, which began in the early 1980s.

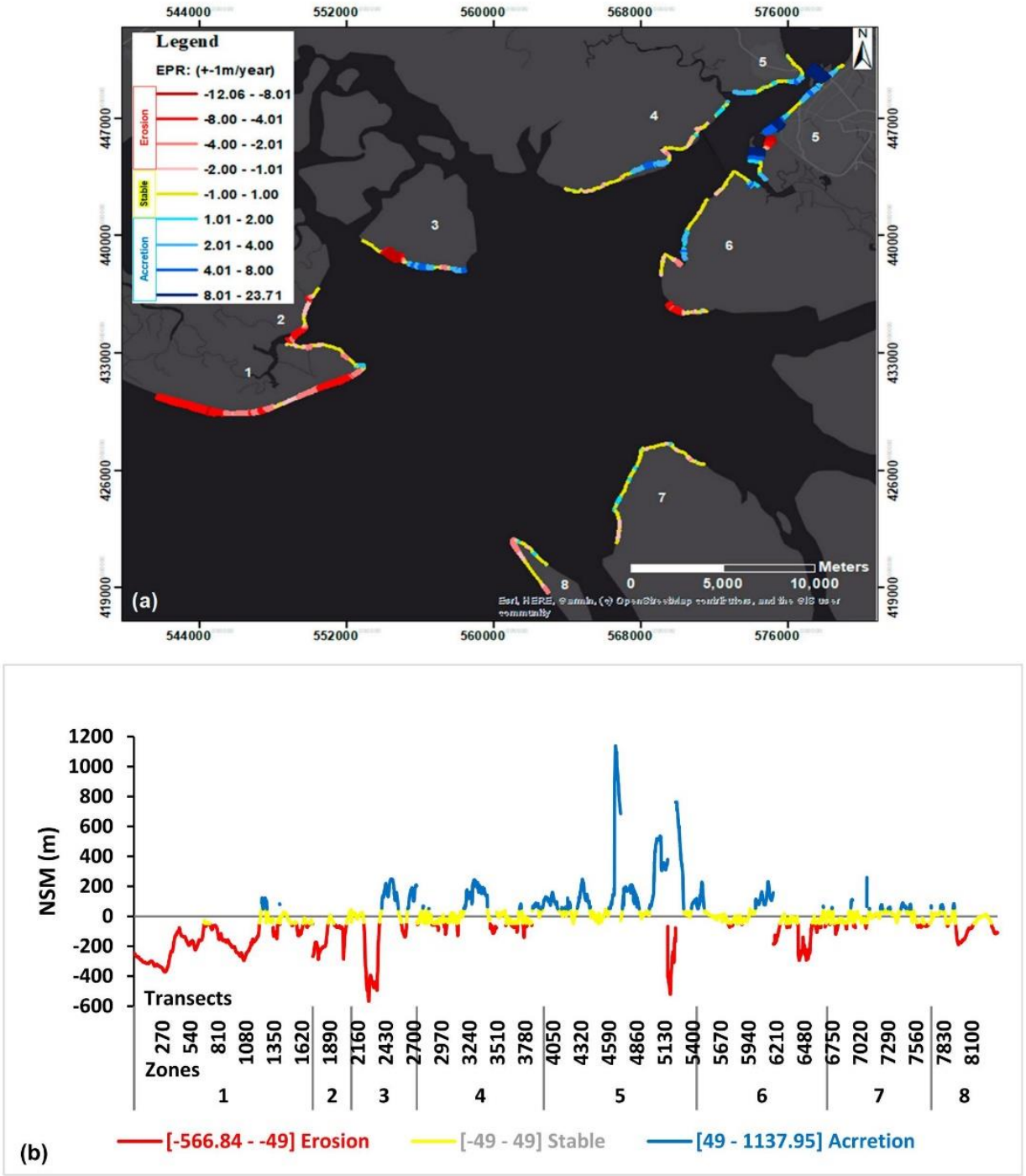


Figure 6. Shoreline evolution between 1948 and 1996 in the Wouri estuary, (erosion and accretion) computed by the end point rate (EPR) (**a**), and net shoreline movement (NSM) (**b**) methods.

Table 4. Statistical data of the study area during 1948–1996.

Shoreline Classification	Shoreline Statistics		Zones							
			1	2	3	4	5	6	7	8
Erosion	EPR	Mean	-3.2	-2.2	-5.8	-0.6	-5.8	-2.0	-0.4	-1.4
	NSM	Min	-321.5	-238.8	-517.8	-92.5	-471.9	-245.1	-71.4	-139.7
	Transects		1352	272	203	240	77	328	185	256
Accretion	EPR	Mean	0.8		2.4	1.7	4.3	1.5	0.5	0.5
	NSM	Max	74.0		199.7	195.1	1089.0	182.9	209.2	35.8
	Transects		51	0	250	330	872	250	139	44
Stable	Transects		327	101	180	659	529	685	683	342

4.2.2. Period 1996–2012

During this period, the estuarine coastline of Wouri Cameroon oscillates between stability–retreat–advanced and stability-advanced. Essentially, this period is marked by a dominance of no variation of the coastline, with 86.45 km or 79% of the transects analyzed being stable, versus 11.26 km or 10% of transects being eroded, and 12.21 km or 11% of transects being in accretion. As in the previous period, zone 1 shows a large dominance of variation by erosion with an average erosion rate of −5.8 m/year, unlike the dominance of variation by accretion with an average accretion rate of 12.6 m/year observed here in zone 4 (Figure 7a). The NSM method (Figure 7b and Table 5) points out that the maximum eroded transect distance of 428 m, with a change rate of 31.92 m/year, is observed in zone 1 and the maximum cumulative transect distance of 996 m with a rate of 69.35 m/year is observed in zone 8. In detail, different from the observations of the previous period, we observe during this period an important evolution of the accretion in zone 4, and the absence of variation observed in zone 5, due to the construction of the dike of the PAD. Furthermore, in zone 8, we also observe an inversion of the tendency of variation of the erosion for the accretion.

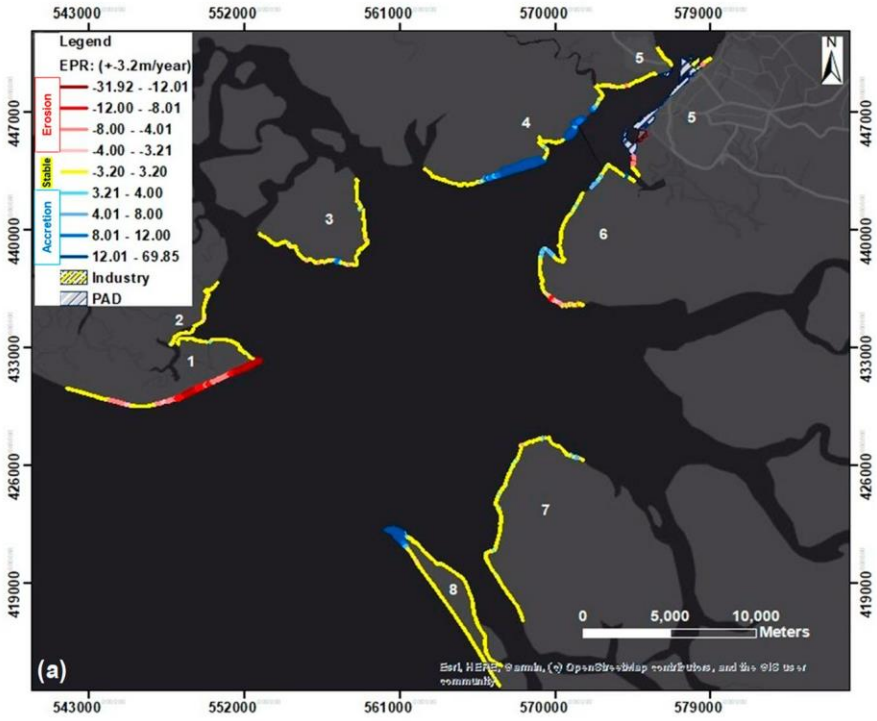


Figure 7. *Cont.*

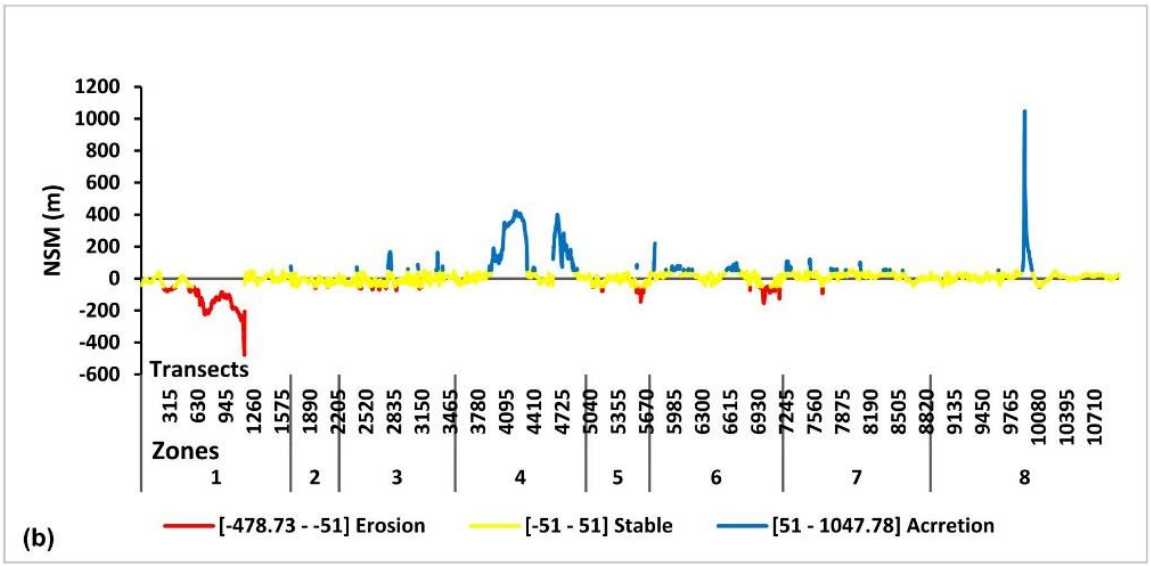


Figure 7. Shoreline evolution between 1996 and 2012 in the Wouri estuary, (erosion and accretion) computed by the EPR (**a**), NSM (**b**) methods.

Table 5. Statistical of the study area during 1996–2012.

			Zones							
Shoreline Classification	**Shoreline Statistics**		**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**
Erosion	EPR	Mean	-5.8	-0.4	-0.7	-3.2	-1.8	-1.8	-2.0	-0.2
	NSM	Min	-427.7	-9.2	-23.4	-51.0	-95.3	-103.4	-42.4	-4.3
	Transects		760	18	72	0	108	151	8	9
Accretion	EPR	Mean	0.2	1.1	3.2	12.6	2.1	1.2	1.3	12.1
	NSM	Max	1.5	25.7	115.3	371.9	35.5	168.9	68.9	996.8
	Transects		2	4	78	687	3	235	102	110
Stable	Transects		920	520	1155	784	604	1113	1549	2000

4.2.3. Period 1948–2012

During the overall period 1948–2012 (64 years), the results show a coastline position that varies between retreat and advanced, in proportion to 37.4% and 39.4% of transects analyzed respectively. Zone 1 (Cape Cameroon) at the mouth of the estuary is largely dominated by erosion with an average rate of change of −3.8, −3.7, −3.8 m/year (EPR, LRR, WLR). Zones 4 and 5 (Douala) upstream of the estuary are dominated by accretion, with average changes rates of 3.9, 3.3, 3.7 and 3.4, 3.4, 3.3 m/year (EPR, LRR, WLR) respectively (Figure 8 and Table 6). The maximum eroded distance (−552 m) with a rate of change of −8.71 m/year is recorded in zone 3, and conversely, 1115 m (14.16 m/year) of the maximum advanced distance recorded in zone 5. The coastline in the Wouri estuary reveals that over the past 64 years, 37.24 km of the coast has been eroded, compared 32.91 km that has been in accretion and the remaining 19.42 km has shown no variation.

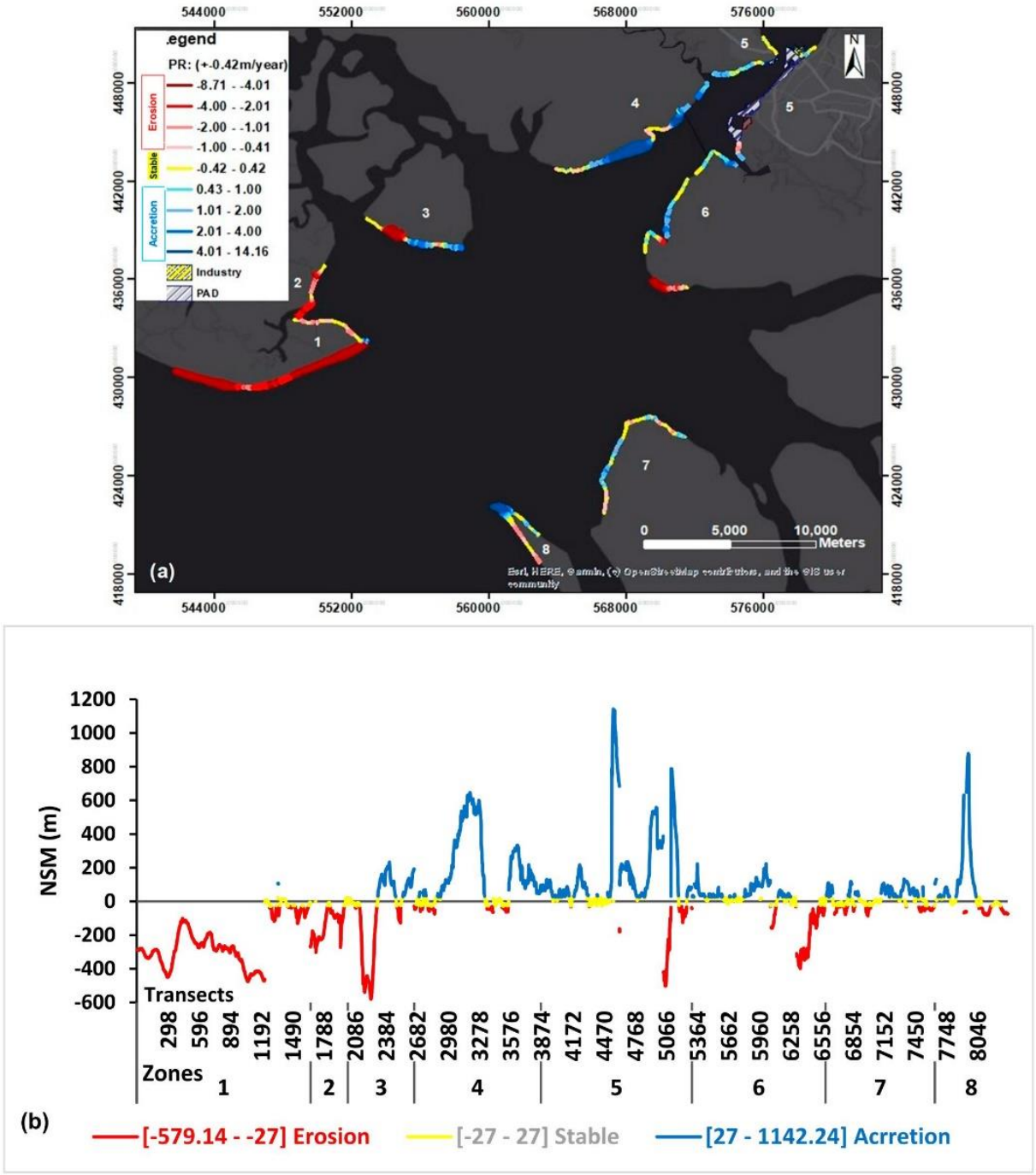


Figure 8. Shoreline evolution between 1948 and 2012 in the Wouri estuary, (erosion and accretion) computed by the EPR (**a**), NSM (**b**) methods.

Table 6. Total statistics of the study area during 1948–2012.

	Zones							
	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**
Shoreline length that recorded erosion (NSM (m))								
Min	-448.7	-275.2	-552.1	-46.9	-474.5	-371.3	-58.3	-54.5
Shoreline length that recorded accretion (NSM (m))								
Max	79.8	0	205.9	619.1	1115.2	196.6	105.5	850.9
Mean rate erosion (m/year)								
EPR	-3.8	-2	-4.4	-0.3	-2.6	-2.6	-0.3	-0.5
LRR	-3.7	-2.1	-4.6	-0.4	-3	-2.5	-0.4	-0.6
WLR	-3.8	-2	-4.5	-0.3	-2.7	-2.6	-0.4	-0.6
Mean rate accretion (m/year)								
EPR	1.3	-	1.5	3.9	3.4	0.7	0.8	2.7
LRR	1.2	-	1.9	3.3	3.4	0.9	0.7	2
WLR	1.3	-	1.6	3.7	3.3	0.7	0.7	2.5
Total transects that recorded erosion								
EPR	1482	300	219	191	163	303	253	213
LRR	1507	297	225	212	137	307	313	252
WLR	1488	300	217	206	154	300	292	209
Total transects that recorded accretion								
EPR	7	0	297	775	945	584	422	261
LRR	6	2	265	737	971	428	373	221
WLR	6	0	276	755	944	507	404	247
Total transects that recorded as stable								
EPR	174	59	136	247	339	391	372	224
LRR	150	60	144	264	339	543	361	225
WLR	169	59	141	252	349	471	351	242
% of total transects that recorded erosion								
EPR	47.4	9.6	7.0	6.1	5.2	9.7	8.1	6.8
LRR	46.4	9.1	6.9	6.5	4.2	9.4	9.6	7.8
WLR	47.0	9.5	6.9	6.5	4.9	9.5	9.2	6.6
% of total transects that recorded accretion								
EPR	0.2	0.0	9.0	23.5	28.7	17.7	12.8	7.9
LRR	0.2	0.1	8.8	24.5	32.3	14.3	12.4	7.4
WLR	0.2	0.0	8.8	24.1	30.1	16.2	12.9	7.9
% of total transects that recorded as stable								
EPR	9.0	3.0	7.0	12.7	17.5	20.1	19.2	11.5
LRR	7.2	2.9	6.9	12.7	16.3	26.0	17.3	10.8
WLR	8.3	2.9	6.9	12.4	17.2	23.2	17.3	11.9

4.3. Surface Balance Sheets of Study Area Beaches and Total Coastal Sediment Budget

The measurement of linear changes in the Wouri estuarine shoreline, complemented by surface sediment budgets calculation, offers a vision of the coastal kinematics in two dimensions. In this regard, surface sediment budgets for all study areas in the Wouri estuary for each period have been recorded and are presented in Figure 9. The following results show spatial and temporal variability along the coastline. According to these results, the areas of lost areas (113.3 ha) dominate by −0.5 ha those obtained by accretion (112.3 ha), and the overall sediment budget of 64 years is negative. Zone 1, which is largely dominated by erosion, has a sediment loss of about 378.8 ha (−5.92 ha/year) and conversely, zones 4 and 5 have gains of 183 m (2.86 ha/year) and 212.3 (3.32 ha/year) respectively between 1948–2012.

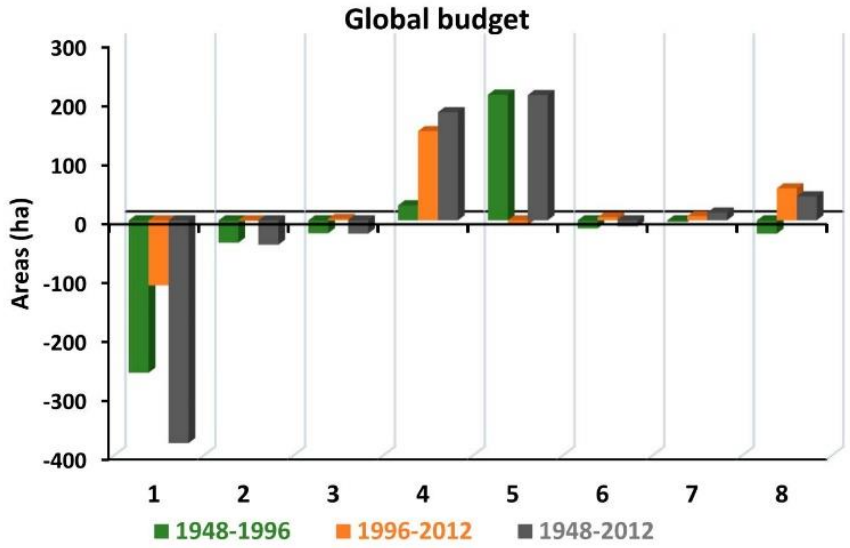


Figure 9. Sedimentary budget along the coastline of the Wouri estuary for each period.

During these two periods, 1948–1996 and 1996–2012, studied, losses were largely recorded in zone 1, with 110.4 ha of land lost in 16 years, versus 259 ha in 48 years. Conversely, zones 5 and 4 recorded strong gains in sedimentary surface area. Between 1948 and 1996, a total of 212.66 ha of surface gains were recorded in zone 5, due to the embankments for the expansion of the PAD. Between 1996–2012, a total of 150.92 ha of surface gains were recorded in zone 4. Also, in zone 8, we recorded a reversal of the trend between the two periods as we moved from an erosion zone (−22.6 ha lost between 1948–1996) to an accretion zone (54.42 ha gained between 1996–2012).

5. Discussion

The global evolution of the Wouri estuarine coast, between 1948 and 2012, shows a slightly positive evolution rate because it is subject to accretion (39%), erosion (37%) and stability (23%). The evolution rates, obtained by three statistical approaches (EPR, LRR and WLR), are very similar throughout the study zones (Figure 10 and Table 6). After comparing the EPR vs. LRR, EPR vs. WLR values, the R-squared values obtained between 1948 and 2012 indicate a very good correlation between the dependent and independent variables (Figure 10a,b). This correlation results obtained in studies on the change of the sandy coast are similar to those of [19,36,37].

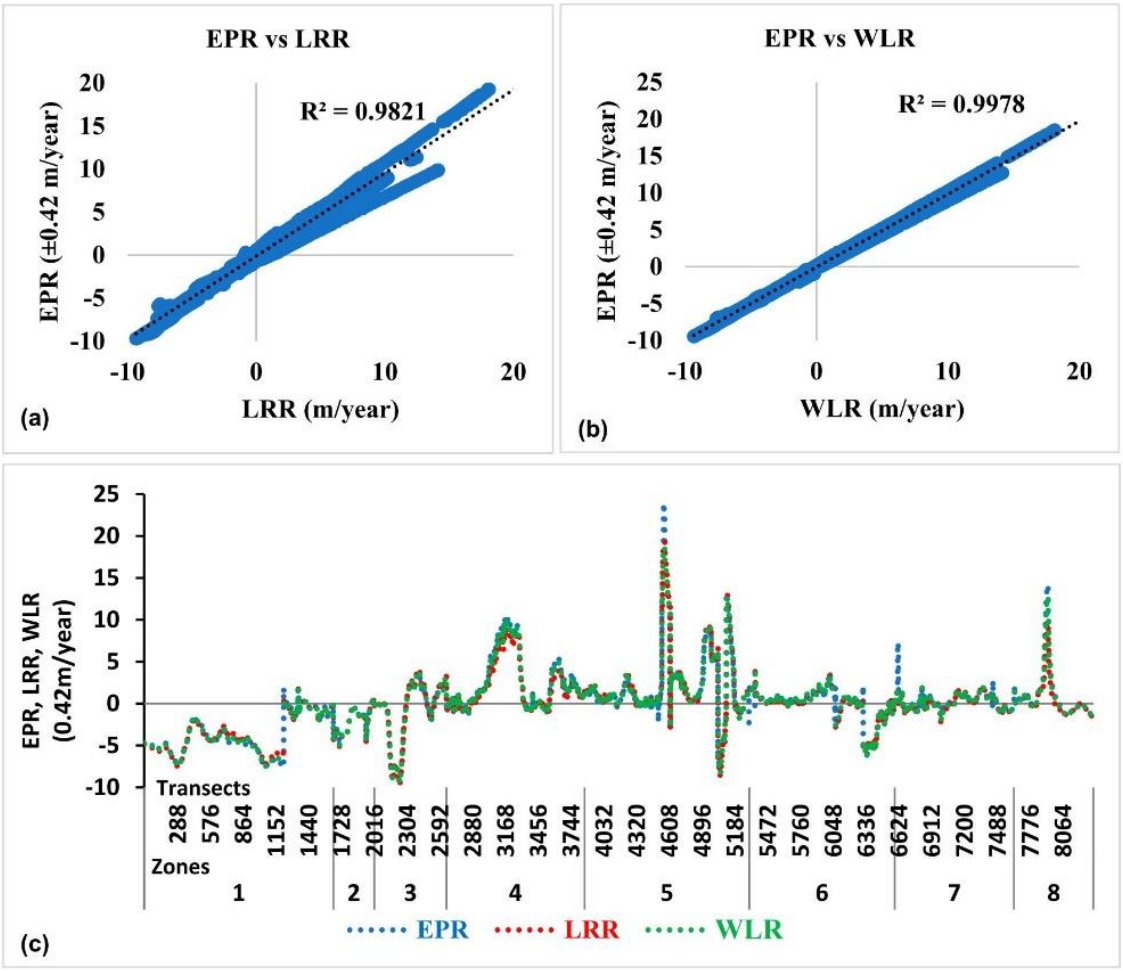


Figure 10. (**a**,**b**) Comparison of shoreline rates obtained by different statistical methods (EPR, linear regression rate (LRR) and weighted linear regression rates (WLR)) for all transects of the study area. (**c**) The EPR, LRR and WLR values (m/year) calculated along all transects (8340) and zones (8) of the study area during the whole period (1948–2012).

In detail, this study notes that, on the one hand, between the period 1948–1996, 35% or 29.13 km of the area studied demonstrates erosion, strongly represented in the downstream section of the estuary (zone 1). Additionally, in 23% or 35 km of the area studied, accretion is strongly represented in the upstream of the estuary in zone 5, versus 42% or 35.06 km of stability, which is strongly represented in zones 6 and 7. On the other hand, during the period 1996–2012, 10% or 11.26 km of the eroding surface is still strongly represented in the lower section of the estuary (zone 1) and 11% or 12.21 km of accretion is strongly represented in zone 4, versus 79% or 86.45 km of stability, which is strongly represented in zone 8. Wouri estuary shoreline changes, based on these periodic subdivisions, are controlled by natural processes, human activities and climate change (Figures 11–15).

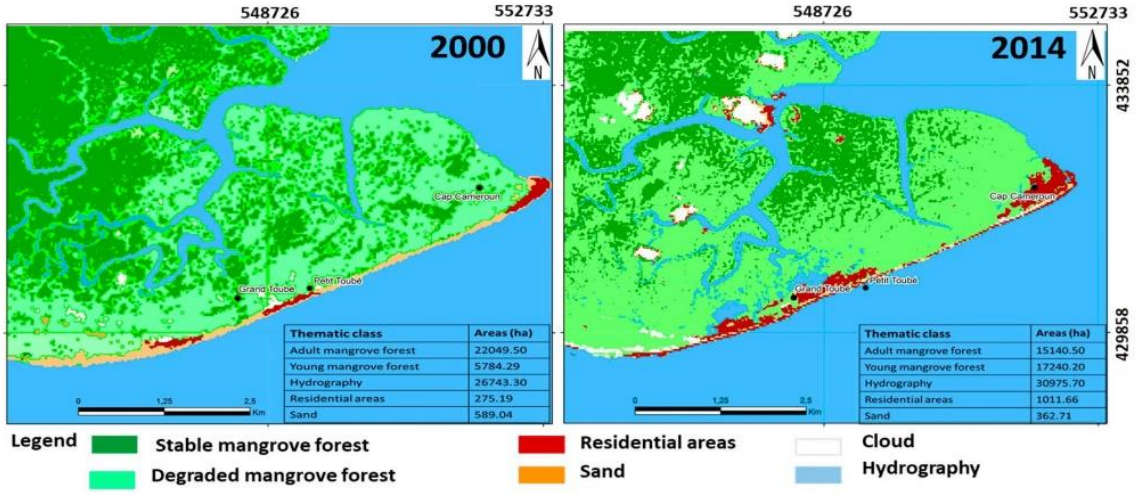


Figure 11. Illustration of the changes that have affected zone 1 between **2000–2014**, that are responsible for its geomorphological evolutions

Figure 12. Illustration of the rising waters, with the immersion of the communication relay antenna in the sea, installed off the mainland of Cap Cameroun around 1993 (adapted from the study of Tchindjang et al. [38] based on vulnerability and adaptation of Cap Cameroun populations to natural risks).

Figure 13. Example of direct extraction of sand on Manoka Island in the Wouri estuary.

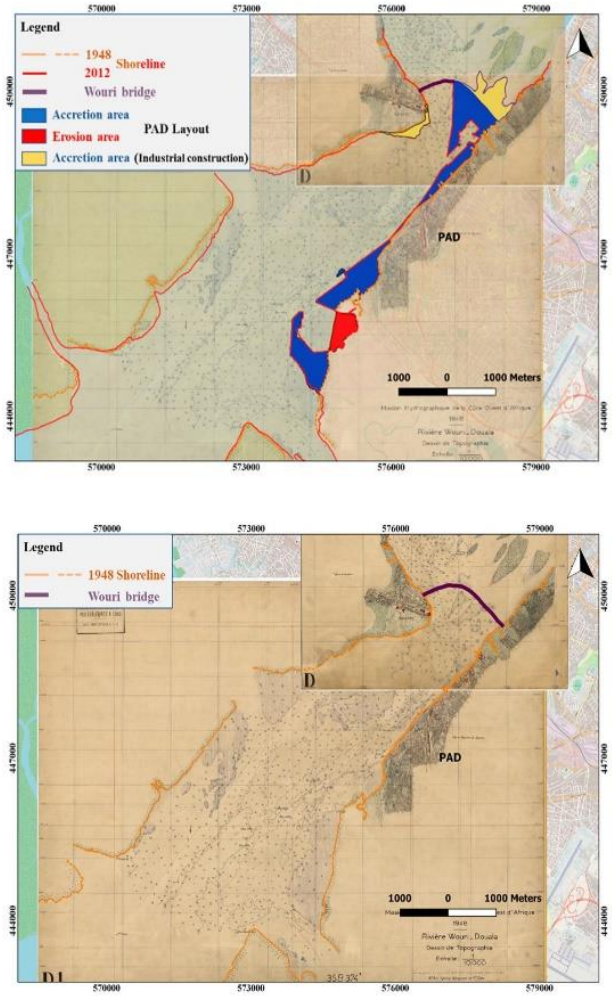


Figure 14. Geomorphological evolution of zone 5 by the construction of the Autonomous Port of Douala and industrial companies.

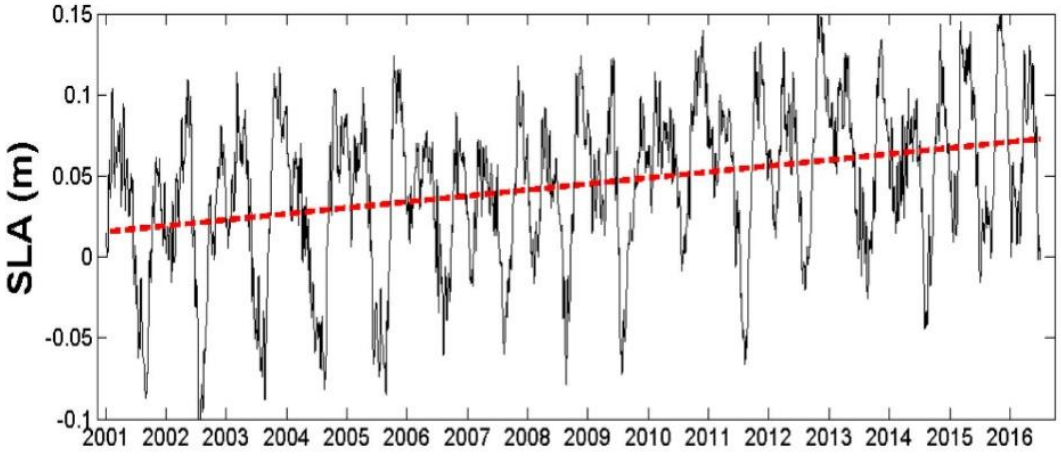


Figure 15. Evolution of mean spatial sea level anomaly (black) for the chosen grid nodes. The red line stands for trend (3.4 mm/year).

The Wouri estuary, by virtue of its configuration, is open in the southern section and undergoes lateral and frontal erosion of the coastline (natural erosion), due respectively to marine agitation as a result of external swells and wind flaps, and to migration from the mouth [39]. This may explain the variation of 379 ha in 64 years, due to erosion in zone 1 (Cape Cameroon). According to the authors

of [14], significant changes in the position of the coastline of the Wouri estuary were observed at the entrance to the estuary, namely the "Cape Cameroon" area, because it experienced a coastal retreat of more than 300 m for 30 years between 1986–2015. This dominance of variation by erosion in the area of the mouth has also been observed in other places in the world [40–49].

In addition, the dominance of variation by erosion can be explained by:

Sea level rise

Sea-level rise caused by climate change in the 21st century is exposing land previously inaccessible to waves and currents and is accompanied by severe coastal erosion that is slowly submerging the coasts of the Gulf of Guinea [50]. According to the authors of [4], the risk of coastal erosion in the Wouri estuary is reinforced by the trend of sea-level rise caused by global climate change and amplified by subsidence movement. The engulfing of the communication relay antenna installed in the continental part of Cape Cameroon (zone 1) (Figure 12) in 1992 marks the intensification of coastal erosion observed at the beginning of the 21st century. This suggests that Cape Cameroon (zone 1) is highly vulnerable to the increased erosion associated with rising water levels. This confirms the observations of the authors of [11], and the 2005 communication of the Ministry of Environment on the loss of land by flooding of about 4959 hectares, for a sea level rise of 20 cm, or 4.5% of the total area of mangroves [10]. If this increase continues, the consequences for the Wouri estuary coast would be enormous, because the rise in sea level due to global warming leads to an increase in mangrove losses from the Cameroonian coast (estimated at 300 ha per year) [51]. Very few studies have been conducted on the sensitivity of Cameroonian mangroves to climate change. One of the most recent is the pilot study on climate change impacts and adaptation measures on mangroves in the Wouri estuary [52]. This study used a combination of expert advice, the use of climate models and similar studies to assess the impacts of climate change on mangroves in the Wouri estuary. The floodplain is estimated at 49.5 km^2 for a sea level rise (SLR) of 0.20 m, and 330 km^2 for a SLR of 0.90 m, requiring the forced displacement of 57.8% of fishermen in the mangrove area. In the same vein, Ellison (2012) in her study of the vulnerability of mangroves in the Cameroonian estuary to climate change, estimated that the coastline has declined by about 3 m per year over the past three decades, and that an offshore mangrove island would have suffered 89% loss. So, at the coastal level, mangrove degradation may increase, coastal erosion will accelerate further and the risk of partial or total flooding will increase. The loss of land will then lead to the destruction of sandy beaches and consequently, localities such as Cape Cameroon and others will be at risk of disappearing.

Mangrove Harvesting and Sand Mining

Population growth in the Wouri estuary is associated with increased erosion because of destroying mangroves [7,9,11,14,38,53] and sand extraction activity [4,38]. This situation could be verified on the one hand by comparing two satellite images at different times. Indeed, by comparing the images of 2000 and 2014 (Figure 11), we can visualize a strong expansion of human installations in 2014 and the dynamics of land use on mangrove degradation. This observation shows the high population growth and the pressure on mangroves responsible for the evolution of geomorphological changes [9,11,27]. On the other hand, the extraction of sand in a disordered way is an observed daily occurrence (Figure 13). This sand extraction activity is carried out in the Wouri estuary, without distinction of areas, so that some sites are overexploited, reducing the volume of the beach, weakening the beach and thus increasing erosion. If nothing is done to coordinate these activities, the risks of erosion observed will continue to increase.

According to the authors of [39], the mouth center of the Wouri estuary functions as an open lagoon and is protected from the open sea by a unique sandy barrier, frequently cut by storm waves, but which is fairly resistant to erosion despite its narrow width. This shows the high sedimentation character encountered in the upstream section of this estuary [25,54]. In this study, this section showed, on the one hand, a strong accretion in zone 5 marked by embankments for the expansion of the PAD and the construction of industrial companies between 1948 and 1996 (212.66 ha) (zone 5) (Figure 14), accompanied by channel dredging works multiplying the turbulences of the environment

(resuspension) and promoting the significant accretion of 150.92 ha recorded in zone 4 between 1996 and 2012. This observation corroborates with the variations towards accretion upstream of Lobé Falls following the construction of the Kribi Port [14], and confirms the work of the authors of [25,55], who show that the access channel (upstream) to the PAD is highly silted and that the quantity of dredged sediments greatly exceeds the forecasts of previous studies [54]. This same scenario is observed in several port cities around the world [43,56,57].

Additionally, an inversion of the erosion variation trend for accretion was observed in zone 8, suggesting a rise in dredging waste dumped downstream of the estuary caused by the currents stopped at the tip of zone 8 (Souellaba).

The geospatial methods and automatic statistical calculation of the DSAS model, for the analysis of temporal spatial evolution variations in this study, proved to be very effective and advantageous. The estuarine coastline of Wouri Cameroon, represented by coastline features extracted from topographic minutes, nautical chart and spatial chart vectors, was studied by transects spaced 10 m apart generated by the DSAS model. According to the results obtained, this study provides local coastal managers and decision-makers with a reliable decision-making tool for the management of the Cameroonian coast.

6. Conclusions

The analysis of the evolutionary dynamics of the Wouri estuary (Cameroon) between 1948 and 2012 is of major interest for the qualification and quantification of evolutionary variations that have naturally and economically affected the estuarine environment. The observed morphological changes were calculated according to three periods: 1948–1996, 1996–2012 and 1948–2012, using geospatial methods and the automatic statistical calculation of the Digital Coastal Analysis System (DSAS). The results reveal an inhomogeneous evolution at the spatial and temporal scale. This is justified on one hand by an erosion dominance of 262.83 ha for −3.2 m/year and 110.56 ha for −5.8 m/year observed in zone 1 between 1948–1996 and 1996–2012 respectively, versus an accretion dominance of 239.17 ha for 4.3 m/year observed between 1948–1996 in zone 5 and 150.82 ha for 12.6 m/year between 1996–2012 in zone 4. On the other hand, a non-variation dominance of 17.27 ha in zone 7 and 30.8 ha in zone 8 between 1948–1996 and 1996–2012 was shown, respectively. Also, in zone 8, we observed an inversion of the trend of erosion variation between 1948 and 1996 for accretion between 1996 and 2012. This suggests that dredge discharges downstream of the estuary are rising.

After analysis, this study reveals the presence of amplifying factors (anthropogenic pressure and climate change) in the rate of change in morphological evolution at the beginning of the 21st century compared to the middle of the 20th century. An example is the photo-interpretation showing the high population growth and pressure on mangroves, the high rise of water in zone 1 (Cape Cameroon), sand mining and the backfilling in zone 5 (Douala) for the expansion of the PAD and the construction of industrial companies. Thus, the temporal spatial variations of the Wouri estuarine coast between 1948 and 2012 show a variation by erosion and accretion. According to the authors of [58], average erosion or accretion rates above ±2 m/year in zones can qualify them as zones highly vulnerable to erosion or accretion and should be confined as high risk zones. Therefore, significantly high rates and areas of erosion in zone 1 qualifies the area as being high-risk, and deserves the highest priority to mitigate the effects of erosion due to human activities observed at the beginning of the 21st century. Conversely, zones 4 and 5, with very high accretion rates and area, confirm the strong silting of the channel as shown by the authors of [25,55,59]

Author Contributions: Conceptualization, Y.F.F., N.P., I.B., R.O. and J.E.; Data curation, Y.F.F; Investigation, Y.F.F.; Methodology, Y.F.F., N.P., I.B., and R.O..; Resources, Y.F.F.; Software, Y.F.F.; Validation, N.P., I.B. and R.O.; Writing—original draft, Y.F.F.; Writing—review and editing, N.P., I.B. and R.O.

Funding: This PhD project was funded by the Service of the French Embassy in Cameroon (SCAC) through a fellowship to Y. FOSSI FOTSI. Hydrographic field sheets are stored at Shom's archives and used in this study, thanks to the hosting agreement with Shom University of Douala (n◦ 34/2017).

Acknowledgments: The authors would like to thank Yann Ferret, Alexa Latapy, Mathieu Bastien, Didier Bénéteau, Thierry Gendrier of Shom, Guillaume Marie, of University of Quebec at Romuski (UQAR) and the Service of the French Embassy in Cameroon (SCAC), the LIENSs laboratory (CNRS/La Rochelle University) and Shom (Brest), in accordance with the hosting agreement at Shom University of Douala—article 3, for their support in making this work.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest

References

1. Luijendijk, A.; Hagenaars, G.; Ranasinghe, R.; Baart, F.; Donchyts, G.; Aarninkhof, S. The State of the World's Beaches. *Sci. Rep.* **2018**, *8*, 6641. [CrossRef] [PubMed]
2. Bird, E.C.F. *Coastline Changes. A Global Review*; Wiley: Chichester, UK, 1985.
3. Angoni, H.; Tatchim, A.P.; Nkonmeneck, B.A.; Nguekam, E. Utilisation du bois dans les pêcheries côtières du Cameroun. *Rev. D'ethnoécologie* **2015**. [CrossRef]
4. Ngangué, G.C.D. Enjeux de l'anthropisation d'un écosystème Humide Tropical et Impacts Environnementaux. Ph.D. Thesis, Université de Douala, Douala, Cameroun, 2013.
5. Sánchez-Arcilla, A.; García-León, M.; Garcia, V.; Devoy, R.; Stanica, A.; Gault, J. Managing coastal environments under climate change: Pathways to adaptation. *Sci. Total Environ.* **2016**, *572*, 1336–1352. [CrossRef] [PubMed]
6. Addo, K.A.; Larbi, L.; Amisigo, B.; Ofori-Danson, P.K. Impacts of Coastal Inundation Due to Climate Change in a CLUSTER of Urban Coastal Communities in Ghana, West Africa. *Remote Sens.* **2011**, *3*, 2029–2050. [CrossRef]
7. Magadza, C.H.D. Climate Change Impacts and Human Settlements in Africa: Prospects for Adaptation. *Environ. Monit. Assess.* **2000**, *61*, 193–205. [CrossRef]
8. Mainet, G. *Douala Croissance et Servitudes*; L'Harmattan: Paris, France, 1985.
9. Ellison, J.; Zouh, L. Vulnerability to Climate Change of Mangroves: Assessment from Cameroon, Central Africa. *Biology* **2012**, *1*, 617–638. [CrossRef] [PubMed]
10. Ngeunga, M. *Envahie Par Les Eaux, l'île de Cap Cameroun en Voie de Disparition*. 2015. Available online: https://www.lacite.info/voices2paris-1/2015/11/20/face-a-la-montde-disparition (accessed on 26 July 2019).
11. Mbevo Fendoung, P.; Tchindjang, M.; Fedoung, E.F. Analyse par télédétection de la vulnérabilité de la réserve de mangrove de Mabe face aux changements climatiques, entre 1986 et 2014. *Researchgate* **2017**, *65*. Available online: http://hdl.handle.net/2268/238117 (accessed on 26 July 2019).
12. Baro, J.; Mering, C.; Vachier, C. Peut-on cartographier des taches urbaines à partir d'images Google Earth. Une expérience réalisée à partir d'images de villes d'Afrique de l'Ouest. *Cybergeo Eur. J. Geogr.* **2014**. [CrossRef]
13. Ellison, J.C. Vulnerability assessment of mangroves to climate change and sea-level rise impacts. *Wetl. Ecol. Manag.* **2015**, *23*, 115–137. [CrossRef]
14. Ondoa, G.A.; Onguéné, R.; Eyango, M.T.; Duhaut, T.; Mama, C.; Angnuureng, D.B.; Almar, R. Assessment of the Evolution of Cameroon Coastline: An Overview from 1986 to 2015. *J. Coast. Res.* **2018**, *81*, 122–129. [CrossRef]
15. SMID. Appel Public à l'Epargne pour la Création de la société M"tropolitaire d'Investissement de Douala (SMID). Information Note. 2018. Available online: https://slideplayer.fr/slide/14913002/ (accessed on 26 July 2019).
16. Himmelstoss, E.A.; Henderson, R.E.; Kratzmann, M.G.; Farris, A.S. *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.0 User Guide*; USGS Numbered Series 2018–1179; U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA, 2018.
17. Alemayehu, F.; Richard, O.; Kinyanjui, M.J.; Oliverv, W. Assessment of Shoreline Changes in the Period 1969–2010 in Watamuarea, Kenya. *Glob. J. Sci. Front. Res.* **2014**, *14*, 19–31.
18. Ayadi, K.; Boutiba, M.; Sabatier, F.; Guettouche, M.S. Detection and analysis of historical variations in the shoreline, using digital aerial photos, satellite images, and topographic surveys DGPS: case of the Bejaia bay (East Algeria). *Arab. J. Geosci.* **2016**, *9*, 26. [CrossRef]
19. Kermani, S.; Boutiba, M.; Guendouz, M.; Guettouche, M.S.; Khelfani, D. Detection and analysis of shoreline changes using geospatial tools and automatic computation: Case of jijelian sandy coast (East Algeria). *Ocean Coast. Manag.* **2016**, *132*, 46–58. [CrossRef]

20. Oyedotun, T.D.T. Shoreline Geometry: DSAS as a Tool for Historical Trend Analysis. *Geomorphol. Technol.* **2014**, *3*, 1–12.
21. Le Floch, J.F. Propagation de la Marée Dans l'Estuaire de la Seine et en Seine Maritime. Ph.D. Thesis, University of Paris, Paris, France, 1961.
22. Nichols, M.M.; Biggs, R.B. Estuaries. In *Coastal Sedimentary Environments*; Davis, R.A., Ed.; Springer: New York, NY, USA, 1985; pp. 77–186.
23. Ndongo, B.; Mbouendeu, S.L.; Tirmou, A.A.; Njila, R.N.; Dalle, J.D.M. Tendances pluviométriques et impact de la marée sur le drainage en zone d'estuaire: cas du Wouri au Cameroun. *Afr. Sci. Rev. Int. Sci. Technol.* **2015**, *11*, 173–182.
24. Morin, S.; Kuété, M. Le littoral Camerounais: problèmes morphologiques. *Trav. Lab. Géographie Phys. Appliquée* **1988**, *11*, 5–52. [CrossRef]
25. Fotsi, Y.F. *Etudes des Paramètres Hydrodynamiques de Contrôle de la Sédimentation Dans L'estuaire du Wouri au Cameroun*; University of douala: Douala, Cameroon, 2014.
26. Din, N.; Saenger, P.; Jules, P.R.; Siegfried, D.D.; Basco, F. Logging activities in mangrove forests: A case study of Douala Cameroon. *Afr. J. Environ. Sci. Technol.* **2008**, *2*, 22–30.
27. Ngo-Massou, V.M.; Essomè-Koum, G.L.; Kottè-Mapoko, E.; Din, N. Biology and Distribution of Mangrove Crabs in the Wouri River Estuary, Douala, Cameroon. *J. Water Resour. Prot.* **2014**, *6*, 236–248. [CrossRef]
28. Créach, R.; Bosch, S.; Boutry, L.; Genevier, J.; Claverie, P.; Badez, A. ScanBathy: A new solution to digitize depth data from historic survey sheets. In Proceedings of the 11th Annual GEBCO Bathymetric Science Day, Valparaiso, Chile, 12 October 2016.
29. Chapuis, O. L'École Polytechnique et les hydrographes de la Marine. Bull. Sabix Société Amis Bibl. *Hist. Lécole Polytech.* **2004**, *35*, 32–36.
30. Hamden, M.H.; Md Din, A.H. A review of advancement of hydrographic surveying towards ellipsoidal referenced surveying technique. *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* **2018**, *169*, 012019. [CrossRef]
31. Shom, L. Shom C-7578-INT 2905-Approches de l'estuaire du Cameroun et de Malabo Librairie Maritime Nautic Way. 2008. Available online: https://www.nautic-way.com/fr_FR/carte-marine-shom-raster-ocean-atlantique/shom-raster-7578-int-2905-approches-de-l-estuaire-du-cameroun-et-de-malabo (accessed on 26 July 2019).
32. Trebossen, H. Apport Des Images RADAR à Synthèse d'Ouverture à la Cartographie Marine. Ph.D. Thesis, Université de Marne-la-Vallée, Marne-la-Vallée, France, 2002.
33. Shom, L. Elaboration de la Spatiocarte Topographique Numérique S201201300 de l'estuaire du Cameroun et de l'île de Bioko (Afrique). Brest, France. 2013. Available online: https://www.nautic-way.com/fr_FR/carte-marine-shom-raster-ocean-atlantique/shom-raster-7578-int-2905-approches-de-l-estuaire-du-cameroun-et-de-malabo (accessed on 26 July 2019).
34. Fletcher, C.; Rooney, J.; Barbee, M.; Lim, S.C.; Richmond, B. *Mapping Shoreline Change Using Digital Orthophotogrammetry on Maui*. No SPEC. HW, USA. 2003, pp. 106–124. Available online: https://www.jstor.org/stable/25736602 (accessed on 26 July 2019).
35. Saranathan, E.; Chandrasekaran, R.; Manickaraj, D.S.; Kannan, M. Shoreline Changes in Tharangampadi Village, Nagapattinam District, Tamil Nadu, India—A Case Study. *J. Indian Soc. Remote Sens.* **2011**, *39*, 107–115. [CrossRef]
36. Moussaid, J.; Fora, A.A.; Zourarah, B.; Maanan, M.; Maanan, M. Using automatic computation to analyze the rate of shoreline change on the Kenitra coast, Morocco. *Ocean Eng.* **2015**, *102*, 71–77. [CrossRef]
37. Nassar, K.; Mahmod, W.E.; Fath, H.; Masria, A.; Nadaoka, K.; Negm, A. Shoreline change detection using DSAS technique: Case of North Sinai coast, Egypt. *Mar. Georesources Geotechnol.* **2018**, *37*, 17. [CrossRef]
38. Tchindjang, M.; Steck, B.; Bopda, A. *Construire la ville portuaire de demain en Afrique Atlantique*. Afrique Atlantique; Douala, 2019; ISBN 978-2-37687-271-9. Available online: https://www.editions-ems.fr/livres/collections/afrique-atlantique/ouvrage/525-construire-la-ville-portuaire-de-demain-en-afrique-atlantique.html (accessed on 26 July 2019).
39. Baltzer, F.; Lafond, L.R. *Marais Maritimes Tropicaux*. 1971, p. 24. Available online: https://books.google.fr/books?id=-f4fAQAAIAAJ&hl=fr&source=gbs_book_other_versions_r&cad=4 (accessed on 26 July 2019).
40. Boyd, R.; Dalrymple, R.; Zaitlin, B.A. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment. Geol.* **1992**, *80*, 139–150. [CrossRef]

41. Cencini, C. Processus physiques et activités humaines dans l'évolution du delta du Pô, Italie | Journal de la recherche côtière. *Coast. Res.* **1998**, *14*, 3.
42. Durand, P. Approche méthodologique pour l'analyse de l'évolution des littoraux sableux par photo-interprétation. Exemple des plages situées entre les embouchures de l'Aude et de l'Hérault (Languedoc, France). *Photo-Interprétation. Euro. J. App. Remote Sens.* **2002**, *38*, 3–20. Available online: https://hal-paris1.archives-ouvertes.fr/hal-00420049 (accessed on 26 July 2019).
43. Faye, I.B.N.; Hénaff, A.; Gourmelon, F.; Diaw, A.T. Évolution du trait de côte à Nouakchott (Mauritanie) de 1954 à 2005 par photo-interprétation. *Norois Environ. Aménage. Société* **2008**, 11–27. Available online: https://journals.openedition.org/norois/2146 (accessed on 26 July 2019). [CrossRef]
44. Zargouni, F.; Louati, M. Le littoral entre l'actuelle embouchure de l'oued Miliane et Soliman, Tunisie. Analyse de l'évolution du trait de côte par photo-interprétation et système d'information géographique. *OpenEdition* **2013**, *19*, 209–224.
45. Mouzouri, M.; Zoulikha, I. Abhatoo: Évolution et morpho-dynamique de la plaine côtière de Saïdia (littoral méditerranéen du Nord-Est du Maroc) durant la période 1958–2006. *Rabat* **2011**, *33*, 65–76.
46. Sabatier, F.; Suanez, S. Evolution of the Rhone Delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie Relief Process. Environ.* **2003**, *9*, 283–300. [CrossRef]
47. Tastet, J.P. *Quelques Considérations Sur Les Classifications des Côtes. La Morphologie Côtière Ivoirienne. Annales de l'Université d'Abidjan—Série (Sciences)—Tome VIII*, 2. 1972. Available online: https://books.google.com.ph/books?id=EQ4_AQAAIAAJ&q=1972+Quelques+Consid%C3%A9rations+Sur+Les+Classifications+des+C%C3%B4tes.+La+Morphologie+C%C3%B4ti%C3%A8re+Ivoirienne&dq=1972+Quelques+Consid%C3%A9rations+Sur+Les+Classifications+des+C%C3%B4tes.+La+Morphologie+C%C3%B4ti%C3%A8re+Ivoirienne&hl=fr&sa=X&ved=0ahUKEwjYmKvW_ffkAhUH7WEKHbNlDGgQ6AEIQjAF (accessed on 26 July 2019).
48. Tastet, J.-P. Environnements sédimentaires et structuraux quaternaires du littoral du Golfe de Guinée (Cote d'Ivoire, Togo, Bénin). Ph.D. Thesis, University of Bordeaux I, Bordeaux, France, 1979.
49. Touré, B.; Kouamé, K.F.; Souleye, W.; Collet, C.; Affian, K.; Ozer, A.; Biémi, J.; Rudant, J.-P. L'influence des actions anthropiques dans l'évolution historique d'un littoral sableux à forte dérive sédimentaire: la baie de Port-Bouët (Abidjan, Ivory Coast). *Géomorphologie Relief Process. Environ.* **2012**, *18*, 369–382.
50. Addo, K.A.; Jayson-Quashigah, P.N.; Kufogbe, K.S. Quantitative Analysis of Shoreline Change Using Medium Resolution Satellite Imagery in Keta, Ghana. *Mar. Sci.* **2011**, *1*, 1–9. [CrossRef]
51. FAO. *Policy and Strategies for the Sustainable Management of Mangrove Swamp Ecosystems in Cameroon*; Projet TCP/CMR: Douala, Cameroon, 2006; p. 30. Available online: https://books.google.com.hk/books?id=MR3ivG5EKGIC&printsec=frontcover&dq=Cameroon&hl=fr&sa=X&ved=0ahUKEwjoivXdiPjkAhWEUN4KHYJoAlsQ6AEIODAC#v=onepage&q=Cameroon&f=false (accessed on 26 July 2019).
52. Youmbi, E.; Cerceau-Larrival, M.; Verhille, A.; Carbonnier-Jarreau, M. Morphologie et germination in vitro du pollen de Dacryodes edulis (Burseraceae): Détermination des facteurs contrôlant la germination. *Grana* **1998**, *37*, 87–92. [CrossRef]
53. Ngeve, M.N.; der Stocken, T.V.; Menemenlis, D.; Koedam, N.; Triest, L. Contrasting Effects of Historical Sea Level Rise and Contemporary Ocean Currents on Regional Gene Flow of Rhizophora racemosa in Eastern Atlantic Mangroves. *PLoS ONE* **2016**, *11*, e0150950. [CrossRef] [PubMed]
54. Sogreah. *Etude du Schéma Directeur d'assainissement de la Ville de Douala et Maitrise d'œuvre d'une Tranche Prioritaire de Travaux Rapport Définitif Des Phases 3 et 4*. N 2 35 0038/DLN/FRB/PGN; Douala, Cameroun. April 2006. Available online: https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=2ahUKEwjpx43lsvjkAhWHBIgKHUppDJUQFjAAegQIAhAC&url=https%3A%2F%2Ffsmtoolbox.com%2Fassets%2Fpdf%2FSchema_directeur_assainissement_Douala_2005.pdf&usg=AOvVaw220ybA2XsBscypFleiLn5x (accessed on 26 July 2019).
55. Djombe Seppo, D. *Contribution A la Connaissance de la Dynamique Sedimentaire du Chenal D'acces au Port de Douala*. Douala, Internship Report. 2011. Available online: https://books.google.com.hk/books?id=-vvSnNudkTUC&printsec=frontcover&dq=Internship+report+2011&hl=fr&sa=X&ved=0ahUKEwiBqorZifjkAhUWIIgKHbIrCdcQ6AEIKDAA#v=onepage&q&f=false (accessed on 26 July 2019).

56. Gatto, P.; Carbognin, L. The Lagoon of Venice: natural environmental trend and man-induced modification/La Lagune de Venise: l'évolution naturelle et les modifications humaines. *Hydrol. Sci. Bull.* **1981**, *26*, 379–391. [CrossRef]
57. UEMOA. *Etudes de Suivi du Trait de Côte et Schéma Directeur Littoral de l'Afrique de l'Ouest*. 2010. Available online: https://mappemonde-archive.mgm.fr/num32/articles/art11404.html (accessed on 26 July 2019).
58. Thieler, E.R.; Hammar-Klose, E.S. *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise*; Preliminary Results for the U.S. Gulf of Mexico Coast; USGS Numbered Series 2000-179; USUG: Liston, VA, USA, 2000.
59. UNEP. *Etat de Référence du Dispositif de Conservation Marine et Cotiere en Afrique Centrale*. Internship Report 2. June 2015. Available online: https://www.iucn.org\T1\guilsinglrightfiles\T1\guilsinglrightetat_de_reference_2015_-_amp_af_centrale_0 (accessed on 26 July 2019).

© 2019 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

4.2.3 Synthèse

L'inventaire, la numérisation et la mise aux standards actuels des données historiques du Cameroun réalisées par le SHOM, permettent de constituer un ensemble de données de référence pour analyser l'évolution du littoral estuarien du Wouri à long terme.

Les données regroupant l'ensemble du littoral estuarien du Wouri ont été traitées en fonction de leur origine, ce qui garantit leur homogénéité. Plusieurs approches et méthodes ont été appliquées afin de reconstituer l'évolution du littoral sur plusieurs décennies. Les données bathymétriques issues des levées hydrographiques ont permis la réalisation de MNT bathymétriques historiques. Le différentiel de MNT bathymétriques a permis d'analyser l'évolution des fonds entre 1948 et 1996. La mobilité du trait de côte a été abordée par l'étude des transects successifs grâce à l'outil DSAS.

Les résultats obtenus permettent :

- de replacer les évolutions récentes du littoral dans les trajectoires évolutives entre cinq et six décennies
- de mieux cerner les causes générant les aléas côtiers auxquels certains secteurs sont soumis;
- d'analyser les conditions qui ont conduit aux situations de risque pour les populations et les enjeux.

Ces résultats démontrent que la mobilité du trait de côte est en partie due à des processus naturels. Les zones les plus critiques et les périodes de fortes variabilités, notamment en termes de risques, sont celles où des aménagements et des actions anthropiques ont perturbé le fonctionnement naturel (destruction des mangroves, construction et agrandissements du Port, dragage du chenal de navigation, extraction des sables et etc…). Ces modifications entrainent en retour une plus forte exposition des enjeux humains et économiques aux aléas côtiers.

Les craintes liées aux effets de la remontée future du niveau marin sur ces littoraux, dans des contextes où leurs résiliences naturelles ont été amoindries, sont d'autant plus justifiées. Les données historiques constituent un socle de connaissance et de compréhension des phénomènes qui sont indispensables à la mise en place d'une gestion intégrée du littoral estuarien à l'exemple de celle du Wouri Cameroun et de l'Afrique centrale.

5
Hydrodynamique des marées dans l'estuaire du Wouri

5.1 La propagation de la marée 125

5.2 Utilisation du modèle hydrodynamique dans la compréhension de la dynamique des marées dans un estuaire tropical dragué (estuaire du Wouri, Cameroun) 125

5.3 Courants de marée dans l'estuaire du Wouri 169

5.3.1 Champs de courants 169

5.3.2 Variation due au cycle morte-eau/vive-eau 171

5.4 Circulation résiduelle 173

5.5 Synthèse 175

Dans ce chapitre, nous étudions la dynamique des marées dans l'estuaire du Wouri. Dans un premier temps, les résultats numériques sont utilisés pour montrer l'impact des débits fluviaux et de la morphologie sur les variations d'amplitude et sur l'asymétrie de la durée des marées, responsables de la dynamique du sédimentaire. La particularité de cette étude est qu'elle est la première à révéler les caractéristiques de la marée en utilisant une approche d'analyse harmonique non-stationnaire (S_Tide).

5.1 La propagation de la marée

La marée sur la côte Camerounaise est principalement mésotidale et à dominance semi-diurne à inégalité diurne. On retrouve les marnages les plus importants, de l'ordre de 3 m dans l'estuaire du Wouri (Onguene, 2015).

La dynamique des marées dans les estuaires est modifiée par la friction du fond, la topographie et le débit fluvial (Friedrichs and Aubrey, 1988c; Jalón-Rojas et al., 2018; Sassi and Hoitink, 2013; Toublanc et al., 2015). Dans les estuaires convergents, comme l'estuaire du Wouri, l'onde de marée devient asymétrique (dominance du flot) et est amplifiée lors de sa propagation vers l'amont jusqu'à ce qu'elle soit atténuée dans les sections fluviales plus en amont (Friedrichs, 2010; Wu et al., 2020). Cette déformation de la marée est le principal mécanisme responsable du piégeage des sédiments fins dans les estuaires comme le Yantze (Guo et al., 2015a), la Charente (Toublanc et al., 2015), l'Ems (Pein et al., 2014), le York (Scully and Friedrichs, 2007) et la Gironde (Allen et al., 1980a).

Le modèle hydrodynamique mis en place pour l'étude est détaillé dans l'article en révision dans *continental Shelf research et repris entièrement dans la partie suivante (Chap. V, 2).*

5.2 Utilisation du modèle hydrodynamique dans la compréhension de la dynamique des marées dans un estuaire tropical dragué (estuaire du Wouri, Cameroun)

Dans cet article, une analyse spatiale et temporelle de la dynamique des marées dans l'estuaire du Wouri a été réalisée pour évaluer l'impact des différents paramètres estuariens. Le modèle numérique a été utilisé pour reproduire la propagation de la marée dans l'estuaire. A partir des mesures de hauteur d'eau réalisées en 2019, l'évolution des principaux constituants harmoniques a été évaluée en réalisant une analyse harmonique non stationnaire (S_TIDE). Les variations locales des marées ont été étudiées avec une méthode d'analyse de l'asymétrie : quantification des changements d'amplitude de marée et d'asymétrie de marée.

The use of hydrodynamic models in the understanding of tidal dynamics in a dredged tropical estuary (Wouri estuary, Cameroon)

Yannick Fossi Fotsi[1,2*], Isabelle Brenon[1], Nicolas Pouvreau[3], Yann Ferret[3], Alexa Latapy[3], Raphaël Onguene[2], Dieudonné Jombe[4], Jacques Etame[2]

1. Littoral, Environnement et Sociétés (LIENSs), UMR 7266 - Université de La Rochelle, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France

2.Ufd de bio-géosciences et environnement, Université de Douala, BP : 24157 Douala (Cameroun)

3.Shom - Service hydrographique et océanographique de la marine, 13 rue du Châtellier 29200 Brest (France)

4.PAD – Port Autonome de Douala, BP : 4020 Douala (Cameroun)

fossiyannick@gmail.com

Highlights

A two-dimensional numerical model and data analysis to examine the tidal dynamics in the Wouri estuary, Cameroun.

The river flow and the funnel effect accentuate the tidal amplitude and asymmetry significantly in the upper part of the estuarine system.

High M4/M2, M2/S2/MS4 ratio and phase (2M2-M4, M2+S2-MS4) result in flood dominance and non-linear distortion.

Analysis of the tidal patterns suggests that the Wouri estuary is identified by a tidal regime in its lower part and by a fluvial regime in its upper part.

Abstract

Understanding tidal dynamics in shallow estuaries is of paramount importance to assess the influence of the parameters controlling them. The present study focuses on a comprehensive analysis of the tides in the Wouri estuary (Cameroon). The analysis is carried out at the spatial and temporal scales to disentangle the tidal dynamics. A two-dimensional numerical model was used to clearly reproduce the tidal propagation in the estuary. The implementation and calibration of this model revealed its accuracy in predicting tidal properties over the entire system. From water level measurements taken along the Wouri estuary in 2019, the evolution of the main harmonic constituents has been evaluated by performing a non-stationary harmonic analysis (S_TIDE) and the analysis of the local variations of the tidal dynamics has been carried out by using an approach based on the asymmetry analysis method: quantification of the changes of tidal amplitude, tidal amplitude amplification and tidal asymmetry in the Wouri estuary. The Wouri estuary is identified as an estuary with a tidal regime in its lower part and a fluvial regime in its upper part. The tide becomes progressively more asymmetric and deformed as it propagates in the upper part. This is amplified with the increase in the river flows.

Variations in the direction of tidal asymmetries induced by different combinations of tidal constituents (M2/M4, M2/S2/MS4) responsible for tidal asymmetry in the Wouri estuary leads to a global tidal asymmetry pattern dominated by ebb tides in its lower part and inversely by flood tides. The evolution of tidal amplitude and tidal asymmetry can depend significantly on river discharge and estuary morphology.

Keywords: Hydrodynamic model, Tidal amplification, Tidal asymmetry, Nonstationary tides, Wouri estuary

Introduction

Understanding the hydrodynamics of estuaries is a major challenge, for both environmental and socio-economic reasons. These environments generally constitute the privileged areas for the construction of port infrastructures and play an essential role in economic exchanges. Due to their ever-changing natures and morphologies, tidal propagation in estuaries is affected by friction, river flow, bathymetry changes and channel morphology that cause tidal amplification and asymmetry (Jalón-Rojas et al., 2018; Vinita et al., 2015).

This is the case of the Wouri River, the main Cameroonian estuary where the Autonomous Port of Douala (PAD) has been established. The PAD is the country's main seaport and the economic lung of Central Africa. It is located some 25 kilometers from the sea on the Wouri River. An access channel is permanently dredged to 7 meters draft by maintenance dredging in order to make the port accessible to most of the deep-sea ships (Fossi Fotsi, 2014a; Jombe Seppo, 2011). These human interventions such as dredging of the navigation channel, sand mining, land reclamation, and mangrove destruction have resulted in substantial changes to the landscape of the Wouri estuarine system (Fossi Fotsi et al., 2019a; Mbevo Fendoung et al., 2018) contributing to tidal amplification and asymmetry.

As observed in any other estuary, the Wouri estuary exhibits a tidal amplitude that is the result of the balance of two factors: i) the amplification of the tidal waves, which is induced by the transfer of energy from deep to shallow waters and from wide to narrow cross-sections (Jalón-Rojas et al., 2018; Wu et al., 2020) and ii) damping by dissipation through bottom friction and river flow (Friedrichs and Aubrey, 1994; Guo et al., 2015a; Savenije et al., 2008). The nonlinear effects associated with these factors transform tides and tidal currents into an asymmetric form, characterized by the periodic gap between the duration of tidal ebb and flood and the growth of higher harmonics within the system (Boon and Byrne, 1981; Speer et al., 1991). Tidal asymmetry, while serving as an important mechanism for sediment transport and erosion processes in coastal areas (Dias et al., 2013; Prandle, 2009), exerts effects on both the geological

evolution of shallow estuaries and the navigability of estuarine channels (Aubrey and Speer, 1985).

In estuaries, it is common to estimate the degree of distortion and nature of tidal asymmetry using the ratio of the amplitude of the shallow-water tidal component (M4) and the semi-diurnal tidal component (M2) (Aubrey, 1986; Dronkers, 1986; Toublanc et al., 2015). Upper and compound harmonic components influence tidal asymmetry in estuaries and can modify the duration of floods and ebbs (Friedrichs and Aubrey, 1988c). Tidal flow (flood or ebb dominance) depends on the relative phase shift from M4 to M2 (Aubrey and Speer, 1985; Yoon and Woo, 2013). Previous studies associated with tidal asymmetry have focused on long-term data sets from tide gauges or models (Friedrichs and Aubrey, 1988c; Guo et al., 2014; Wang et al., 1999) using the harmonic analysis approach. However, a limitation of this method is the high sensitivity to the length of the data set. Adjacent constituents (such as N2) cannot be resolved from the short record lengths. To address this limitation, a new asymmetry-based method was proposed to characterize tidal asymmetry even with shorter time series (Nidzieko, 2010). The study demonstrated and quantified how a pair or triplet of harmonically related tidal constituents affects the asymmetry. Using the results of the (Nidzieko, 2010; Song et al., 2011) identified distinct combinations of tidal constituents that can contribute to asymmetry and further quantified the relative contribution of each to the overall asymmetry. This method has been then applied in several studies around the world (Ferrarin et al., 2015; Mandal et al., 2020; Nidzieko and Ralston, 2012; Suh et al., 2014; Wu et al., 2020; Yu et al., 2020; Zhang et al., 2018).

Understanding the tidal dynamics in the Wouri estuary is critical to gain insight into the different uses of this coastal system primarily governed by tidal flow and forcing (Olivry, 1986). Although many studies have focused on tidal distortion in different estuaries around the world (Dias et al., 2013; Jalón-Rojas et al., 2018; Toublanc et al., 2015; Yoon and Woo, 2013; Yu et al., 2020), information on African estuaries remains very patchy and poorly known (Capo et al., 2006a). The case of the Wouri estuary is very evocative. To date, and our knowledge, no study has characterized the tide and studied its deformation during its propagation towards the land. Most works have focused on the hydro sedimentary study of the accesses of the PAD (DETP, 1993; Migniot, 1989; Sogreah, 2006), and on a brief description of the panorama of the characteristics of the tide in the coastal areas of Cameroon (Onguene et al., 2014).

The main objective of this work is to study the nature of tidal asymmetry and amplification in the Wouri estuary in order to provide a spatio-temporal analysis of local variations in tidal dynamics in the Wouri estuary.

In this study the configuration and calibration of the hydrodynamic model is described to demonstrate the accuracy of this modeling application to study and understand the tidal dynamics in the Wouri estuary. For tidal characterization, the approach is based on the asymmetry and harmonic analysis method, as asymmetry plays an important role in studies related to sediment transport and erosion (Toublanc et al., 2015; Yu et al., 2020). Also, we use the non-stationary harmonic analysis (S_TIDE) approach for tidal harmonic analysis.

1. Study Area

The Wouri estuary, also known as the Cameroon estuary, is located at 04°00'01" N latitude and 09°37'15" E longitude, in the southern part of the Cameroon coastal plain (Figure 1). It is a vast wetland, 30 km long and almost as wide with an area of 1,200 km^2 that constitutes the northern oceanic extension of the Gulf of Guinea open to the Atlantic Ocean (Ndongo et al., 2015). It occupies the heart of the Douala sedimentary basin (19000 km^2 of which 7000 km^2 are emergent) and belongs to the largest coastal plain of Cameroon. Together with the mouth of the Sanaga River, it forms the lagoon-swamp complex of the mouths of Cameroon (Olivry, 1986). The Wouri estuary is characterized by a meso-tidal semidiurnal regime with a maximum tidal range of 3m (Onguene et al., 2014). Greater depths are recorded downstream (>8 m) compared to the shallow depth recorded upstream (< 6 m).

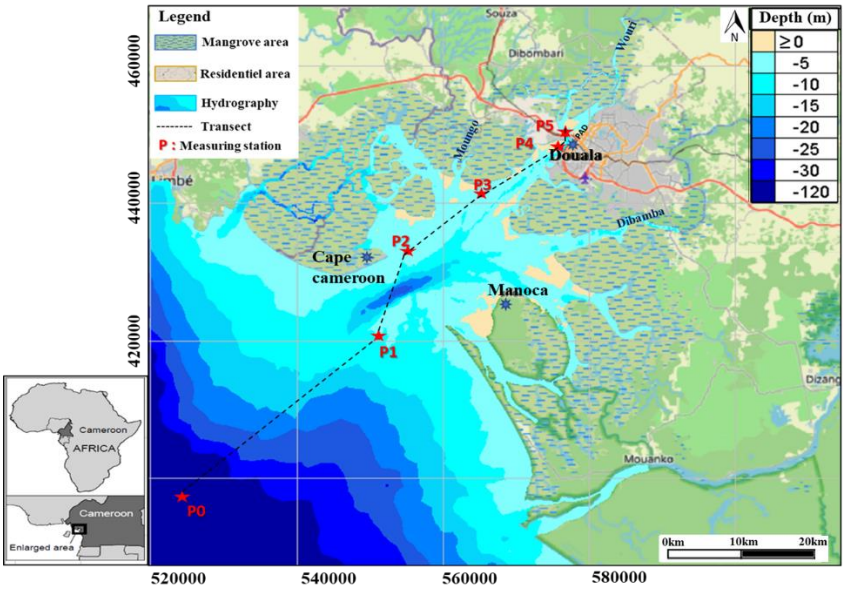


Figure 1: Location map of the Wouri estuary showing the water level stations (P1, P2, P3, P4, P5), bathymetric variations and a longitudinal transect from P0 to P5.

This geographical area is drained by three coastal rivers: the Dibamba, the Wouri and the Moungo. It benefits a climate with a particular type of equatorial regime or Cameroonian regime (Din et al., 2008) with an average annual rainfall and river flow of equal value. While precipitation (2019) and climatological flows (1948 - 2004) are distributed throughout the year (Figure 2), the long wet season from March to November records up to 94% rainfall. The annual flows (Olivry, 1974; Tsalefac et al., 2003) total on average only 150 mm and 306 m^3/s during the dry months from December to February (Amanejieu, 2019).

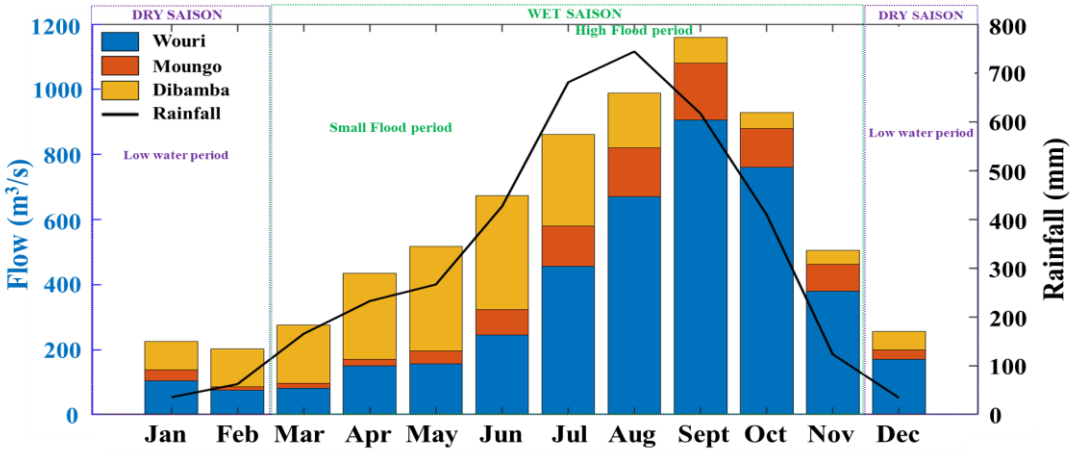


Figure 2. Monthly precipitation (the year 2019) and monthly mean climatology flows (period of 1948-2004) in the Wouri estuary (Dai et al., 2009; ORSTOM. France, 1961).

In this environment, the differences in altitude remain small, the reliefs rarely exceed three meters, the spaces are occupied on both sides by a large mangrove forest (Figure.1) composed of Rhizophoras that can reach 40 m in height and Avicennias that colonize the intertidal spaces of the fine sedimentation grounds (Din et al., 2008; Ellison and Zouh, 2012).

For a longitudinal observation of the amplification and asymmetry of the tide from downstream to upstream, a transect is analyzed in this study. This transect follows the hydrological measurement stations used by the Autonomous Port of Douala, with the exception of P0, which in this study was chosen as a reference point because of the impacts of very low or even zero river flows.

2.Data and Methodology

2.1. Data source

In the Wouri estuary, the autonomous port of Douala for its navigation activities is initially equipped with four tide gauge stations (P1, P2, P3, P4; location in Figure 1), but only 3 of them are still functional (P2, P3, P4) and equipped with a radar tide gauge. For this study, the data of water heights of these operational measuring stations were used in addition to the station P5

that we equipped with a multi-parameter probe with pressure sensors that provides measurements every 5 minutes at 3 meters below the free surface. The recording lengths of the different stations are shown in Table 1.

Table 1: The different tide gauge stations in the Wouri estuary (location in Figure 1)

Station	**P5**	**P4**	**P3**	**P2**
Measuring devices	Pressure sensors	Tide Gauge	Tide Gauge	Tide Gauge
Measurement period (2019)	13 jan – 27 feb 08 may – 09 jul 20 jul – 12 sept	01 jan – 31 dec	01 jan – 31 dec	01 jan – 31 dec

Data quality was checked for each station by doing visual checks to identify values with jumps and spurious problems. Outliers were removed during this quality control step.

The climatological river flows of the 3 tributaries of the Wouri estuary and the Sanaga River (Dai et al., 2009) are used to force the numerical model. The time series of monthly mean flows (1948 - 2004) are presented in Table 2. These observed monthly mean flows show a low water period with low flow variability in January and February (225.5 to 201.9m^3/s respectively), a small flood period with medium flow variability between May and June (517 to 673 m^3/s respectively) and a high flood period with high flow variability between August and September (989 to 1159 m^3/s).

Table 2: Flows of the tributary rivers of the Wouri estuary(m^3/s)

Station	**Jan**	**Feb**	**Mar**	**Apr**	**May**	**Jun**	**Jul**	**Aug**	**Spet**	**Oct**	**Nov**	**Dec**
Wouri	105	75.9	82.5	150	156	245	456	670	905	760	380	170
Dibamba	34	10	15	20	40	78	124	150	175	120	82	30
Moungo	86.5	116	178	265	321	350	281	169	79	48	43.5	55.5
Sanaga	950	621	520	675	1035	1474	2244	3047	5489	6270	4060	1595

2.2 Methods

2.2.1 Hydrodynamic Modeling

The TELEMAC-2D module was used in order to model the variation of the water level in the Wouri estuarine system. This module belongs to the open source modeling system TELEMAC-MASCARET (www.opentelemac.org) and solves the two-dimensional horizontal shallow water (2DH) equations, which implicitly assume hydrostatic pressure distribution, constant fluid density, and depth-averaged velocity components (Lane et al., 1998; Valkering et al.,

2013). This modeling approach has been applied to others shallow, vertically well-mixed estuaries (Angeloudis and Falconer, 2017; Cornett et al., 2013; García-Oliva et al., 2017; Neill et al., 2018; Rtimi et al., 2021; Xie et al., 2017). The numerical tool has been evaluated in applications in several coastal and estuarine cases (Bi and Toorman, 2015; Brown and Davies, 2010; Orseau et al., 2020; Santoro et al., 2013; Van et al., 2012).

2.2.1.1 General parameterization of the model

For the simulation, this study used Strickler's law for bottom friction. Four zones with constant values of the Strickler coefficients were defined (Figure 3) after calibration and validation by comparison with the water levels of the small flood period (12 - 30 June 2019).

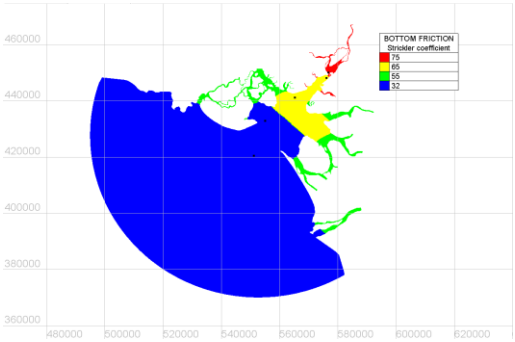


Figure3: Spatial distribution of the calibrated Strickler coefficient with location of water level measurement stations (black dots) for the calibration and validation steps in the Wouri estuary.

The computational domain extended from the upstream boundary (Wouri River, Dibamba, Moungo and Sanaga) to the open ocean boundary (~52km from the virtual P1 station). It was discretized with an unstructured mesh generated by the BlueKenue® pre- and post-processing tool (Alan, 2020). The mesh consisted of 55869 triangular elements and 32539 nodes with variable resolution ranging from 2000 m offshore, 300 - 200 m around the mouth of the estuary, 200 - 100m near the shoreline in the interior of the estuary, 50 -20m upstream of the estuary, and between 5 - 15 m in the mangrove areas. The model is forced with climatological tributary flows (1948 - 2004) and the 18 main tidal components (M2, S2, N2, K1, M4, K2, L2, MS4, Mu2, P1, Mf, Mm, 2N2, Nu2, Nu2, O1, J1, Q1, M6) (phase and amplitudes) provided by the FES2014 global tidal atlas (Lyard et al., 2006). The representative 1995 topo-bathymetric information contained in the DEM was projected onto the finite element mesh using the inverse distance weighting interpolation algorithm (Achilleos, 2011).

The time step selected for the simulations is 10 min. The calibration simulation was performed from June 12 - 30, 2019. This period was chosen because it represents the small flood period without extreme weather events. The validation of the model was carried out over one year

from January 01 - December 31, 2019. It was assumed that this period was adequate to analyze all the main constituents of the tide. In all cases, the first five days of numerical calculations were ignored and assumed to be the time of model set up.

2.2.1.2 Quantitative analysis of the model

The hydrodynamic calibration and validation is quantified by statistical methods of mean absolute error (MAE) and root mean square error (RMSE). They allow to compare the results obtained by the model (X_{model}) with the observations of measurements (X_{obs}). MAE and RMSE are classical statistical variables that allow to characterize the accuracy of a model. Their values can only be positive, and the more they tend towards zero, the less error is obtained.

$$MAE = [n^{-1} \sum_{i=1}^{n} |X_{model} - X_{obs}|] \quad (1)$$

$$RMSE = [n^{-1} \sum_{i=1}^{n} |X_{model} - X_{obs}|]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

A Skill parameter, called "index of agreement" by Willmott (1981), and recently used in various studies of coastal and estuarine dynamics (Klonaris et al., 2021; Warner, 2005; Zapata et al., 2019) was also estimated for the model. This dimensionless statistical descriptor, a function of the mean of the observed data ($\overline{X_{obs}}$), reflects the degree to which the observed data are accurately estimated by the model. This index is not a calculation of correlation in the strict sense of the term, but rather an estimate of the degree to which the model's output is error-free. A skill scores equal to 1 corresponds to a perfect prediction; excellent, when Skill> 0.65; very good, 0.5 <Skill <0.65; good, 0.20 <Skill <0.5; poor, Skill <0.2 (Allen et al., 2007; Wu et al., 2011). The model is equal to the average of the observations when the proficiency score is 0 (Dias et al., 2013).

$$skill = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (X_{model} - X_{obs})^2}{\sum_{i=1}^{n} (|X_{model} - \overline{X_{obs}}| + |X_{obs} - \overline{X_{obs}}|)^2} \quad (3)$$

2.2.2 Tide dynamic characterization in the Wouri estuary

The tidal dynamics in an estuary is very complex. Analysis of the behavior of the main astronomical constituents along the estuary becomes fundamental to understand the factor governing its tidal dynamics. In this study, we follow a widely used approach to determine and analyze the amplitude and phase patterns of the main tidal constituents as well as the form factor and dominance type (Dias et al., 2013; Díez-Minguito et al., 2012; Guo et al., 2015b). For this analysis, the semi-diurnal M2, N2, and S2 harmonics, the most energetic from the mainland and estuaries (they contain about 75% of the tidal signal) (Díez-Minguito et al., 2012), were selected. The semi-diurnal components M2 and S2 and the quarter-diurnal constituents M4 and

M6 and MS4 were also selected for this study (Moore et al., 2009). Analysis of these constituents allows us to determine several important tidal indicators, such as form factor, tidal amplification, tidal asymmetry, and ebb/flow dominance.

2.2.2.1 Tidal amplification

Tidal amplification (TR_{LH} /TR_{P0}) was calculated as the ratio of tidal amplitude at LH ($TR_{LH,}$ upper estuary) and TRp0, the tidal amplitude shows very little or no flow contribution. The tidal amplification parameter identifies the evolution of tidal range only intrinsic to the upper tidal estuary, regardless the evolution of the oceanic characteristics (Jalón-Rojas et al., 2018; Wang et al., 2019; Wu et al., 2020).

2.2.2.2 Harmonic analysis

2.2.2.1 Non-stationary harmonic analysis

Harmonic analysis (HA), which determines tidal amplitudes and phases by least-squares regression analysis, assumes that tides are perfectly stationary (Darwin, 1893; Doodson, 1921). However, all tidal time series are theoretically non-stationary (Liu and Sun, 2021). Non-tidal disturbances such as storm surges, river flows, channel geometry and friction can produce non-stationary components in the observations (Jay and Flinchem, 1999). Therefore, classical HA is not efficient enough for estuarine tidal analysis when river flow, geometry, etc., are highly variable in time. Jin et al. (2018) and Pan et al. (2018), developed the enhanced harmonic analysis (EHA) to directly obtain time-varying tidal and mean sea level harmonic parameters. This non-stationary harmonic analysis (S_TIDE) method is developed based on T_TIDE (Pawlowicz et al., 2002) by combining HA with an independent point scheme and cubic spline interpolation (Jin et al., 2018). In this study, corrections for nodal and astronomical arguments are incorporated into the least-squares fit, following Foreman et al. (2009). In addition, the harmonic parameters of the minor tidal constituents are assumed constant and computed with the time-varying harmonic parameters of the major tidal constituents to resolve more constituents and maintain computational stability. The sea level in EHA is as follows:

$$\zeta(t) = \zeta_0(t) + \sum_{i=1}^{I}\{f_i(t)A_i(t)cos[V_i(t) + u_i(t) - g_i(t)]\} + \sum_{j=1}^{J}\{f_j(t)A_j\, cos[V_j(t) + u_j(t) - g_j]\} \quad (4)$$

Where *i* is the number of major tidal constituents with time-varying harmonic parameters; *j* is the number of minor tidal constituents with constant harmonic parameters; and the mean sea level and non-tidal component are included in ζ_0(t). As mentioned in Pan et al. (2018b), the time-varying harmonic parameters obtained using EHA with different numbers of independent

points represent fluctuations on different time scales. Six independent points are used to obtain the seasonal variability of the main tidal constituents.

In this study, the analysis of non-stationary harmonics is performed over the one-year window. A comparison of the observed water level at the Wouri estuary in 2019 with the predicted obtained from the S_TIDE and T_TIDE analyses have been performed in order to evaluate the effectiveness of the analysis methods (Figure 4a). Also, values of root mean square error (RMSE) and mean absolute error (MAE) are calculated at 3 gauging stations (Figure 4b). The observations of RMSE and MAE, show an increase in value from downstream (P2) to upstream (P4) under the significant influence of the estuary geometry. For T_Tide the backward simulation explains 98.22% of the variance of the original signal with an RMSE of 0.080m and a MAE of 0.0632m on average. The results of S_TIDE improve significantly compared to T_tide. The predicted explains 99% of the variance of the original signal with an RMSE of 0.066m and MAE of 0.0518m on average.

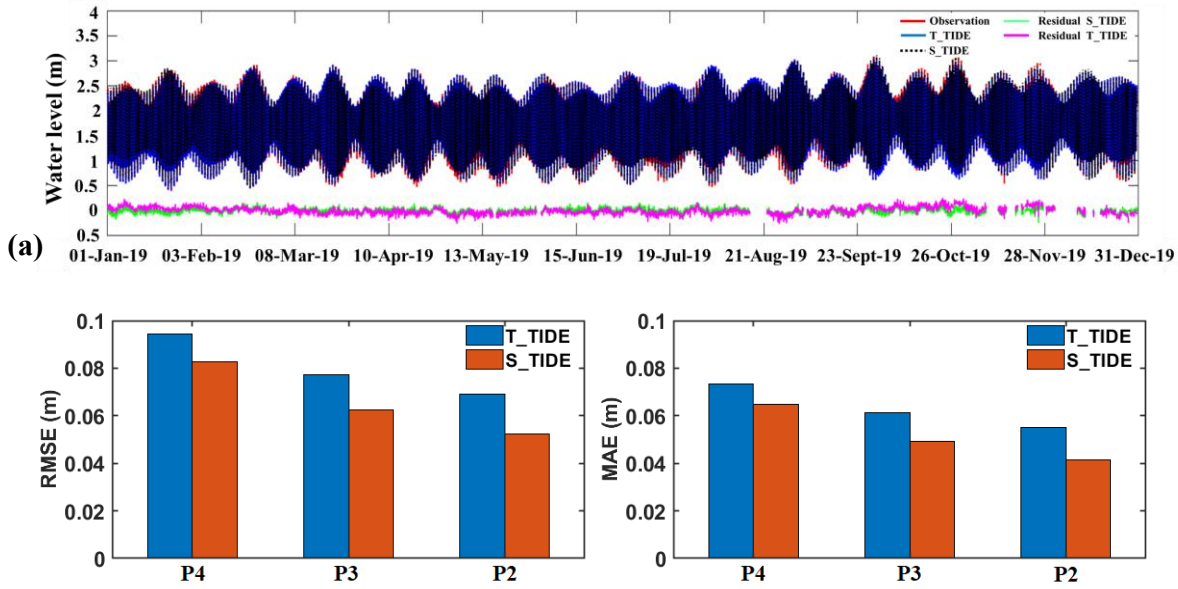


Figure 4: (a) Comparison of observed water level at the Wouri estuary in 2019 with prediction obtained from S_TIDE and T_TIDE analyses; (b) Root mean square error (RMSE) of prediction of water levels at 3 hydrological stations (P2, P3, P4)

The S_Tide analysis tool being more robust than T_TIDE (figure 4), it will be used in the future for the harmonic analyses of the water level from the TELEMAC model outputs.

2.2.2.3 Tidal asymmetry

2.2.2.3.1 Skewness-based approach

2.2.2.3.1.1 Measurement of tidal skewness

Tidal skewness is used in this study to analyze the characteristics of the overall tidal duration asymmetry and to determine the contributions of different combinations of tidal constituents. This metric depends on the tidal amplitudes (a) and phases (φ), as well as the frequencies of the tidal constituents (ω) as reported in Song et al. (2011) and Zhang et al. (2018), the skewness is obtained as follows:

$$\gamma_2 = \frac{\frac{3}{4}a_1^2\omega_1^2 a_2\omega_2 \sin(2\varphi_1-\varphi_2)}{[\frac{1}{2}(a_1^2\omega_1^2+a_2^2\omega_2^2)]^{3/2}} \quad (5)$$

$$\gamma_3 = \frac{\frac{3}{2}a_1\omega_1 a_2\omega_2 a_3\omega_3 \sin(\varphi_1+\varphi_2-\varphi_3)}{[\frac{1}{2}(a_1^2\omega_1^2+a_2^2\omega_2^2+a_3^2\omega_3^2)]^{3/2}} \quad (6)$$

where 2ω1=ω2 (pairs) in equation (5) and ω1+ω2=ω3 (triads) in equation (6), respectively. The contribution to the total tidal skewness by different pairs or combinations of triads of tidal constituents is obtained as follows:

$$for\ pairs \qquad \beta_2 = \gamma_2 \cdot \left(\frac{a_1^2\omega_1^2+a_2^2\omega_2^2}{\sum_{i=1}^{N} a_i^2\omega_i^2}\right)^{\frac{3}{2}} \quad (7)$$

$$for\ triplets \quad \beta_3 = \gamma_3 \cdot \left(\frac{a_1^2\omega_1^2+a_2^2\omega_2^2+a_3^2\omega_3^2}{\sum_{i=1}^{N} a_i^2\omega_i^2}\right)^{3/2} \quad (8)$$

The total tidal skewness in the Wouri estuary is obtained by:

$$\gamma N = \sum \beta_2 + \sum \beta_3 \quad (9)$$

The sign of the tidal asymmetry reflects the direction of the tidal duration asymmetry and the value can reflect the degree of distortion. The rising tide duration is shorter than the falling tide for γN > 0, and the falling tide duration e is shorter for γN < 0.

2.2.2.3.2 Relative sensitivity coefficient (RSC)

Tidal skewness evaluates the contributions of each combination to the tidal duration asymmetry based on the amplitudes, phases, and frequencies of the constituents. The non-dimensional relative sensitivity coefficient (RSC) (McCuen, 1974) is introduced to study the sensitivity of the tidal skewness contributed by different tidal combinations to the attenuation of the corresponding tidal amplitude. The expression of the RSC is:

$$S_a = \lim_{\Delta A \to 0}\left(\frac{\Delta_\gamma/\gamma}{\Delta_a/a}\right) = \frac{\partial_\gamma}{\partial_a} \cdot \frac{a}{\gamma} \quad (10)$$

where S_a is a relative sensitivity coefficient (RSC), γ is the tidal asymmetry, and X is the amplitude of a tidal constituent.

Generally, the RSCs for a combination of two or three constituents are obtained as follows:

$$S_{a_1} = \frac{\partial_\gamma}{\partial_{a1}} \cdot \frac{a_1}{\gamma} = \frac{2a_2^2\omega_2^2 - a_1^2\omega_1^2}{a_1^2\omega_1^2 + a_2^2\omega_2^2} \quad (11)$$

$$S_{a_2} = \frac{\partial_\gamma}{\partial_{a_2}} \cdot \frac{a_2}{\gamma} = \frac{a_1^2\omega_1^2 - 2a_2^2\omega_2^2}{a_1^2\omega_1^2 + a_2^2\omega_2^2} \quad (12)$$

For the combination of two constituents, and

$$S_{a_1} = \frac{\partial_\gamma}{\partial_{a1}} \cdot \frac{a_1}{\gamma} = \frac{a_2^2\omega_2^2 + a_3^2\omega_3^2 - 2a_1^2\omega_1^2}{a_1^2\omega_1^2 + a_2^2\omega_2^2 + a_3^2\omega_3^2} \quad (13)$$

$$S_{a_2} = \frac{\partial_\gamma}{\partial_{a_2}} \cdot \frac{a_2}{\gamma} = \frac{a_1^2\omega_1^2 + a_3^2\omega_3^2 - 2a_2^2\omega_2^2}{a_1^2\omega_1^2 + a_2^2\omega_2^2 + a_3^2\omega_3^2} \quad (14)$$

$$S_{a_3} = \frac{\partial_\gamma}{\partial_{a_3}} \cdot \frac{a_3}{\gamma} = \frac{a_1^2\omega_1^2 + a_2^2\omega_2^2 - 2a_3^2\omega_3^2}{a_1^2\omega_1^2 + a_2^2\omega_2^2 + a_3^2\omega_3^2} \quad (15)$$

For the combination of three constituents, where a_1, a_2 et a_3 refers to the tidal amplitude, ω_1, ω_2 and ω_3 are the tidal frequencies. Positive/negative values of the CSRs generally suggest the positive/negative correlation between the skewness and the tidal amplitudes. Specifically, an **S**a value of 0.5 indicates that a 10% decrease in tidal amplitude a can decrease the corresponding tidal asymmetry (γ) by 5%. A larger absolute value of the coefficient (RSC) is interpreted as a more significant effect of variable A on the corresponding tidal duration asymmetry.

3. Results and Analysis

3.1 Simulation and Calibration of the Hydrodynamic Model

The best results of the model were obtained with a spatial distribution of the Strickler coefficient varying from 32 $m^{1/3}/s$ in the downstream area to 75 $m^{1/3}/s$ in the upstream part, with values of 65 $m^{1/3}/s$ in the middle part, and 55 $m^{1/3}/s$ in the mangrove areas (Figure 3). Simulated water surface calibration fluctuations at the four stations (P2, P3, P4, P5) are compared to the observed data, as shown in Figure 5.

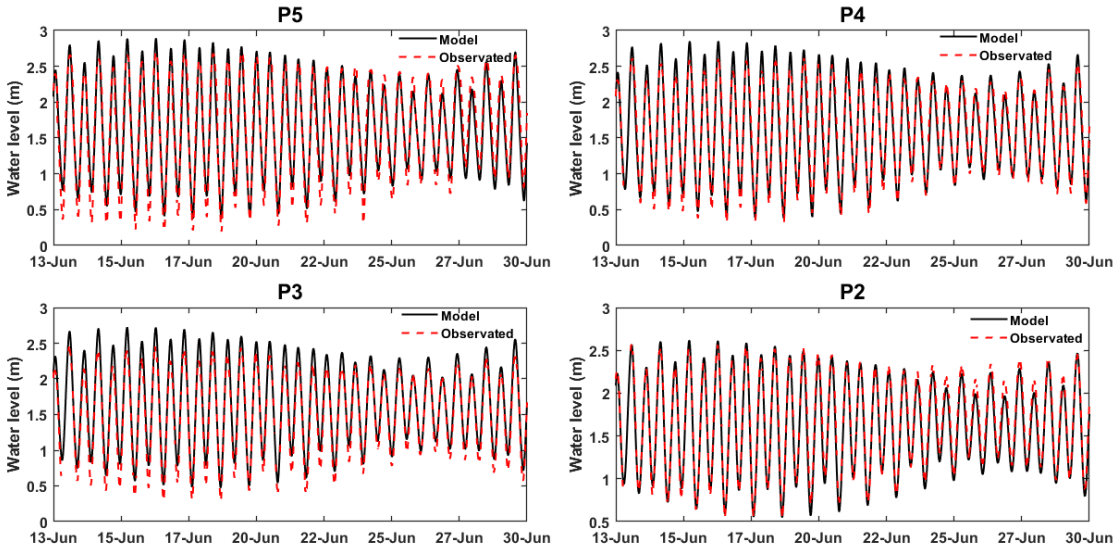


Figure 5: Comparison of observed (solid black line) and simulated (thin red dashed line) water levels at stations P2, P3, P4, P5.

Table 3. Calibration and validation values of the hydrodynamic model.

Quantitative analysis of the model						
	Calibration (13 - 30 June 2019)			Validation (01 Jan – 31 Dec 2019)		
	mae	**rmse**	**skill**	**mae**	**rmse**	**skill**
P5	0.1611	0.1880	0.9532	0.2363	0.2963	0.9524
P4	0.1288	0.1618	0.9851	0.1503	0.1930	0.9782
P3	0.1672	0.1912	0.9768	0.1126	0.1385	0.9873
P2	0.0527	0.0637	0.9970	0.1068	0.1299	0.9896

A quantitative analysis of the model performance has been achieved and the calculated statistical parameters are summarized in Table 3. They reveal that the model reproduces well the vertical oscillation of the water level over the whole maritime area (P2) with an average RMSE error of 0.0637 m over the 17-day calibration period and 0.10 m after validation over one year. The RMSE increases upstream (up to 0.1880m in station P5) but remains acceptable. The skill index is very close to unity for all stations, revealing a very good agreement between observations and model results. Therefore, the tide propagates correctly over the whole Wouri estuary.

In order to specifically compare the behavior of the model with the observed tides, a harmonic analysis for the amplitude and phase of the 18 main tidal components at the three measurement stations (P2, P3, P4) in the Wouri estuary was performed (Figure 6).

The semi-diurnal constituents M2, S2, N2, and K2 are dominant, with decimetric amplitudes. Diurnal constituents, mainly O1 and K1, have significant energy, as well as higher order

nonlinear constituents, such as M4 and MS4 and M6. The comparison between observed and modeled data reveals a very good response of the model.

M2 is by far the most dominant constituent, with amplitudes increasing from 0.71 m (P2) to 0.85 m (P4) in the Wouri estuary. The model predicts this behavior with an average absolute bias of 4 cm. The maximum amplitude mismatch is 6 cm at the station P4 (Figure 6). The phases of these stations are also well predicted with a small mean absolute error of 3°, implying 6 minute offsets for the calculated M2 tidal signal.

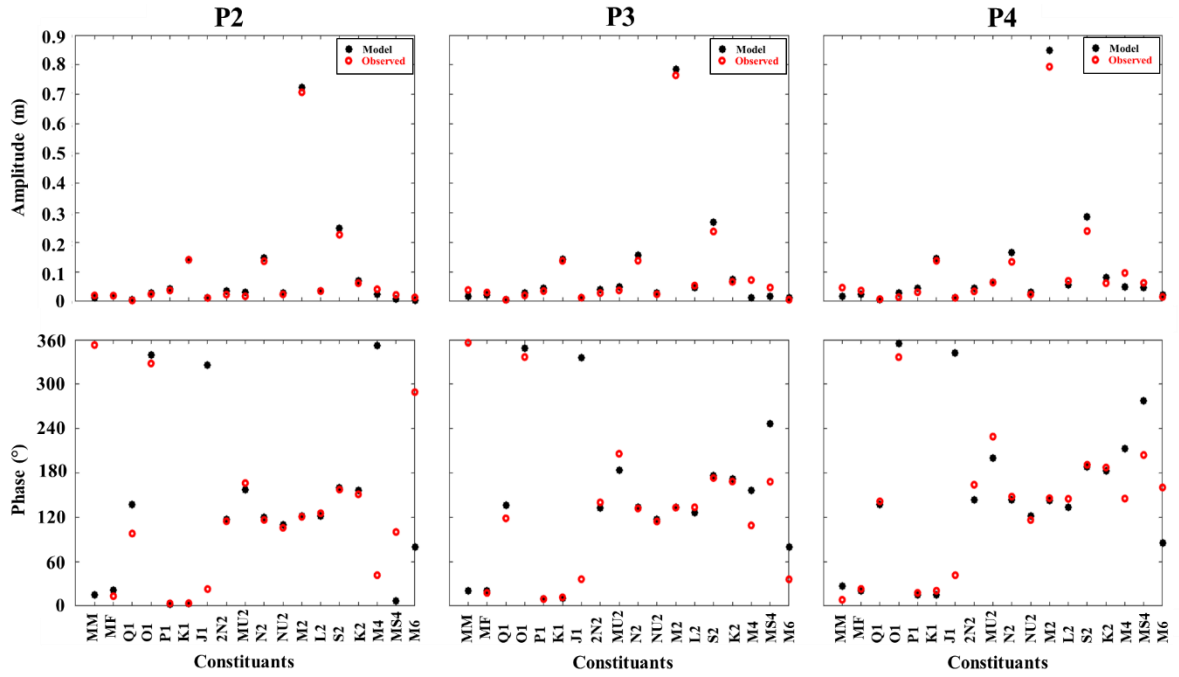


Figure 6. Comparison of the amplitude (a) and phase (b) of the different tidal constituents, calculated from measured and modeled time series of water height at three tidal stations (P2, P3, P4) in the Wouri estuary

The second dominant component is the S2 component. The model response is very good with an average absolute bias of less than 3 cm, and phase deviations ranging from 0.7° to 6.4°.

Concerning the N2 component, it is described with a significantly low error (0.15m) and with a maximum of 4.0° of phase deviation. Other important semi-diurnal constituents in this region are K2, L2, MU2 and NU2. These constituents have an average amplitude over all stations that ranges from 3 cm to 8 cm and the model can predict them with an average absolute error of no more than 1 cm. The correlation between the modeled and measured data for the phases is good.

Among the diurnal constituents (K1, O1, P1, J1, Q1) the most significant amplitudes are those of K1 and P1, with measured mean values of 0.13 m and 0.04 m, respectively. They are both accurately predicted by the model, with an accuracy of 0.1 cm. The corresponding maximum

absolute errors for the phases are 6° for K1 and 3° for P1 at P4, respectively. In addition, two long-period tidal components were included in the analysis. The Mf and MM constituents with amplitudes ranging from 1cm to 6 cm. These two constituents are predicted by the model with an error of less than 1 cm. Concerning the phases, the P2 and P3 stations show significant absolute errors.

As the tide propagates through the shallow water in the Wouri estuary, higher order nonlinear components are generated from the interactions of the primary constituents. Those presented here are M4, M6, MS4 and 2N2. The largest shallow water constituent in the Wouri estuary is M4. The measured amplitude of M4 varies from 0.04 m to 0.1 m and the highest value is observed at P4. The model calculates these values with a slight overestimation between P3 and P4 showing absolute errors less than 4cm. Increased deviations are observed at phases, which are calculated with an average absolute error of 40°. In second place we have the constituent 2N2 with an average amplitude of 6cm. This constituent is accurately predicted by the model with an error of less than 1cm while the phases deviate by a maximum of 20.0° (P4). In contrast, the amplitude of the less significant shallowwater constituents MS4, M6 is predicted very accurately by the model with errors less than 2 cm. Nevertheless, discrepancies between modeled and observed phases are again present.

The above constituent-by-constituent analysis shows that the amplitude and phase of the tidal constituents at the different stations can be considered as satisfactorily represented by the model for the whole estuary.

3.2- Spatial patterns of tidal dynamics

Tidal amplitude amplification and tidal asymmetry in the Wouri estuary are being explored based on the analysis of the sea level measurements achieved in 2019 along the river to improve our understanding of tidal properties in response to morphology.

3.2.1. Seasonal variation in mean tidal range

In order to follow the evolution of the tidal range increase in the Wouri estuary, figures 7.a, b, c present a spatial variation of the mean tidal range over three-months (January, May, August) representing the trends of flow variations during the year 2019.

The Wouri estuary with its tidal range of 2.3 - 3m shows spatially an increasing variation from downstream to upstream of its mean tidal range. We can observe this in the figure with variations of 1.2 - 2m in January and May and 1.3 - 2m in August (Figure 7.a, b, c). This observation of January and May shows very close tidal range variations with a mean difference

of 1.4 cm; contrary to the month of August where the tidal range values are more important between the months of January-August and May-August with a mean amplitude difference of 7.4 and 6cm respectively (Figure 7.d).

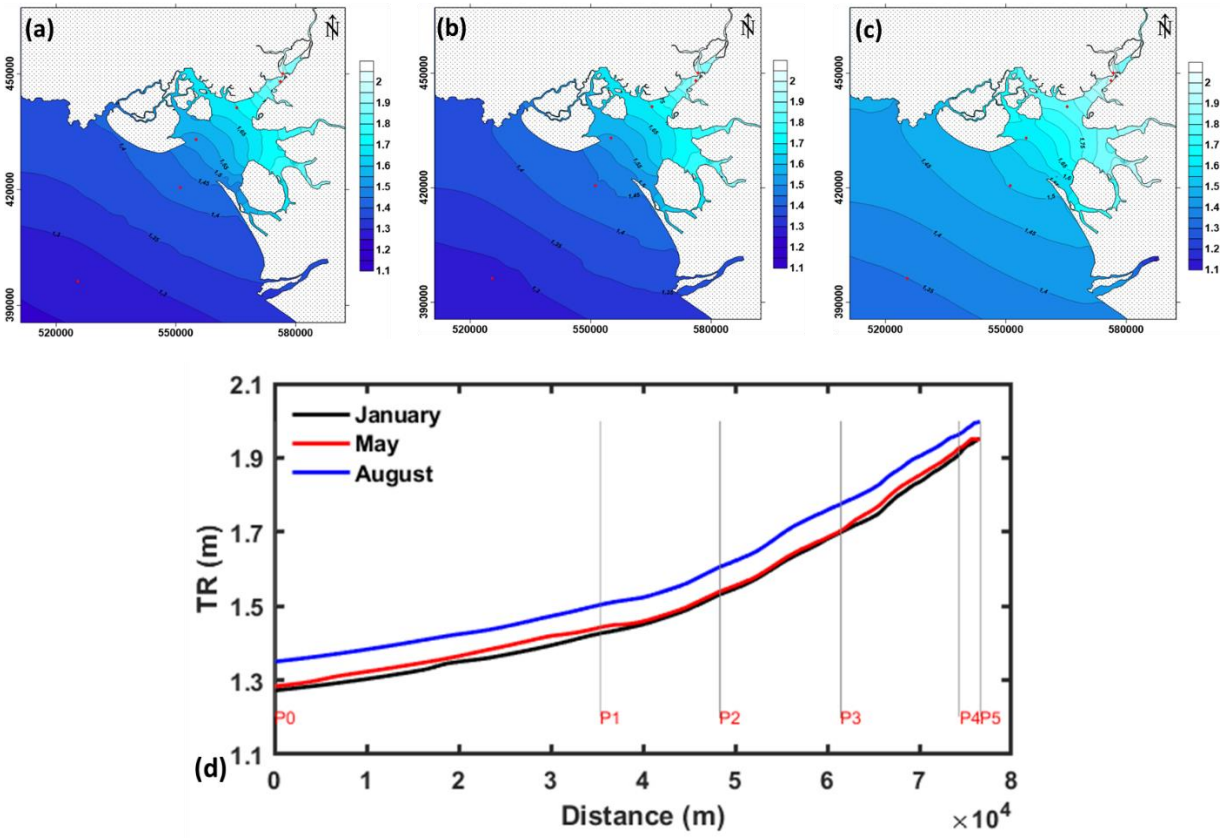


Figure7: Mean tidal range variation in January (a), May (b), August (c) and longitudinally between P0 and P5 (d) in the Wouri estuary.

3.2.2. Tidal asymmetry in the Wouri estuary

The spatial variation in the F=$\frac{O1+K1}{M2+S2}$-ratio (F < 0.25) indicates that the Wouri estuary has a semi-diurnal tidal regime (figure 8). The figure 8 shows a decrease in the number of tidal forms as the tidal wave propagates from downstream to upstream, due to the increase in the amplitudes of the semi-diurnal constituents in the estuary. Here, the nature of the tidal asymmetry is investigated using the asymmetry-based approach in which the asymmetry is quantified using the asymmetry parameter first, followed by quantification of the individual contributions of the three combinations - M2/M4 M2/S2/MS4, M2/M4/M6.

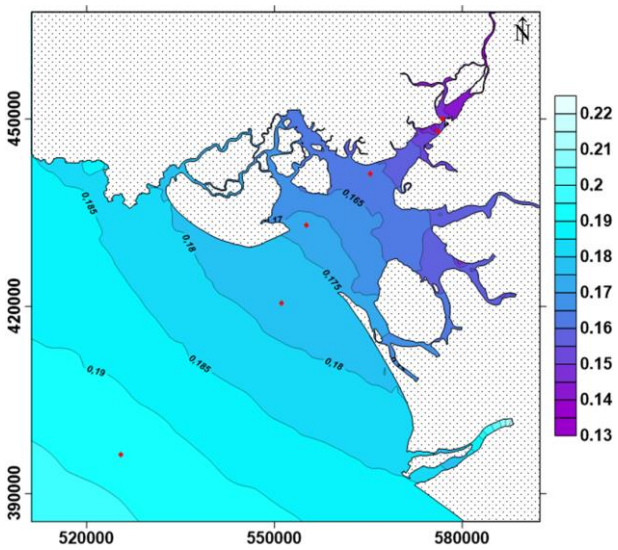


Figure 8: Form factor distribution in the Wouri estuary.

3.2.2.1 Skewness-based approach

3.2.2.1.1 Spatial pattern of the overall tidal duration asymmetry

The spatial distribution of tidal asymmetry is shown in figure 9 using the annual series for 2019 It shows that in the Wouri estuary, non-linear tidal interactions are the main drivers of tidal duration asymmetry with βM2-M4 being the most important contributor with the largest magnitude (max = 0.42), followed by βM2-S2-MS4 (max=0.23) and βM2/M4/M6 which ranks third with these very low values.

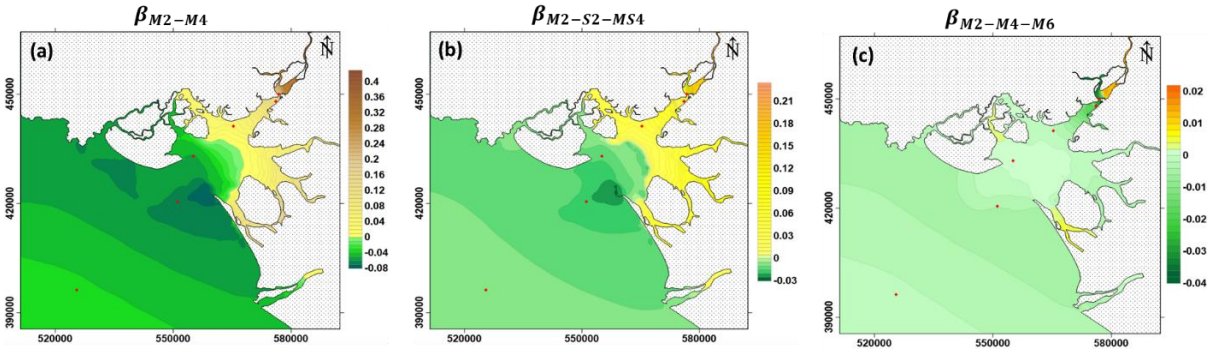


Figure 9: The spatial variability of the total tidal asymmetry contribution (β) induced by M2/M4, M2/S2/MS4, M2/M4/M6 in the Wouri estuary.

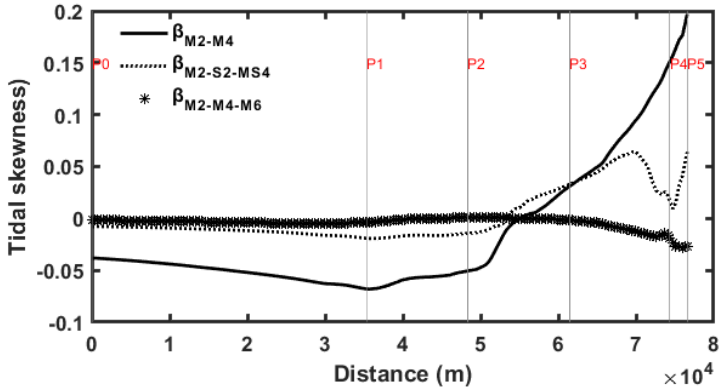


Figure 10: Longitudinal variability of the total tidal asymmetry contribution (β) induced by M2/M4, M2/S2/MS4, M2/M4/M6 between P0 and P5 in the Wouri estuary.

The asymmetry induced by these nonlinear effects shows an increasing longitudinal variation trend from downstream to upstream (Figure 9 a, b). The lower part in green color representing the negative asymmetry value is dominated by an ebb asymmetry contrary to the upper part of the estuary in yellow and brown colors representing positive asymmetry values dominated by a flood asymmetry.

The areas of zero asymmetry (β=0) indicate the region where the tides are symmetrical and signify the transition from flood dominance to ebb dominance. The higher values of positive skewness in the upstream part of the Wouri estuary indicate larger non-linear distortions during the rise and fall of the tide compared to the lower part.

Variations in statistical measurements along the transect between P0 and P5 (Figure 10) show a decreasing trend in tidal asymmetry (M2/M4, M2/S2/MS4) from P0 to P1 (48349 m) and an increasing trend from metric point 48349 to 54865 While the part dominated by flood asymmetry shows a continuous growth of positive M2/M4 asymmetry values from metric point 54865 to P5 (76592m). In contrast, the flood asymmetry of M2/S2/MS4 is comparatively lower in the P4 area. Finally, the contribution of the M2/M4/M6 triad towards the total asymmetry in the Wouri estuary is negligible (value ~ 0).

3.2.2.1.2 Seasonal variations in tidal duration asymmetry

In the Wouri estuary, the tidal asymmetry in January, May and August observed in Figure 11. (a, b, c) shows spatially a two-trend evolution as observed for the asymmetry of the tidal duration. The lower part in blue color representing negative asymmetry values showing a dominance by ebb tide asymmetry ($\gamma N<0$) in contrast to the upper part of the estuary in yellow and brown colors representing positive asymmetry values indicating flood asymmetry ($\gamma N>0$).

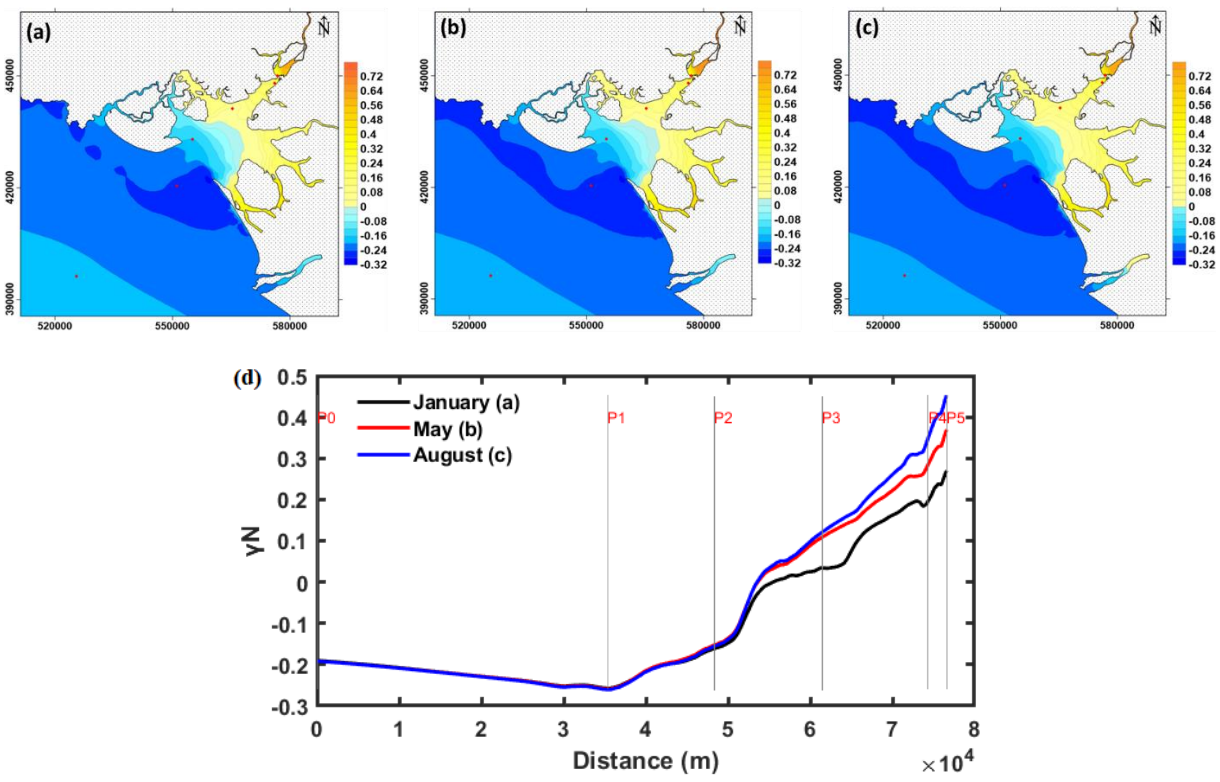


Figure 11: Comparison of tidal skewness between (λN) January (a), May (b) and August (c) and longitudinal variability between P0 and P5 (d) in the Wouri estuary.

The longitudinal variation between point P0 and P5, shows in detail a variation in the evolution of the tidal asymmetry (fig11.c) Between P0 and P1 (48349m), the ebb asymmetry shows a slight decreasing evolution this with the decrease of the depths of the P1 area (fig1). From metric point 48349 to metric point 76592m (P5) the tidal asymmetry shows an increasing evolution with the entry of the tide into the estuary marked by an increase of the ebb asymmetry (metric point 48349 - 55229) and the reversal of the ebb asymmetry to flood asymmetry from metric point 55229 to the whole upper part of the estuary. This analysis allows us to highlight the null action of the river flows on the tidal asymmetry between P0 and P2 in the Wouri estuary: the values of the tidal skewness are the same whenever the considered month is. This is not the case in the upper part of the estuary between P2 and P5 with maximum differences recorded at point P5 of 10cm and 8.3cm between January-May and May-August respectively. This observation shows the important role of the flows in increasing the tidal asymmetry values in the upper estuary from the metric point (53698) to the entire upper estuary.

4. Discussion

4.1 Impact of hydrological changes on tidal evolution

Morphological and flow changes in tidal rivers often lead to the modification of tidal hydrodynamic regimes, including tidal amplification, damping and asymmetry (Jalón-Rojas et

al., 2018; Toublanc et al., 2015; Wang et al., 2014; Wu et al., 2020). Tidal dynamics, characterized by the amplification of tidal amplitudes and vertical tidal asymmetry in this study, seem to evolve under the influence of flow variations (January, May, August) and the morphological variation of the Wouri estuary between downstream and upstream.

Figure 7 highlights this effect by showing that the tidal range increases with the increase of the river flow in the Wouri estuary. Similar trends are also confirmed in many estuaries, such as the Gironde estuary (Jalón-Rojas et al., 2016), the Charente estuary (Toublanc et al., 2015), the Columbia River estuary (Matte et al., 2013) and the Yangtze River estuary (Guo et al., 2015a) and the Amazon estuary (Gallo and Vinzon, 2005). The impact of river flows is maximal in the upper part of the Wouri estuary (very steep slope) and decreases towards the open sea under the combined effects of channel branching and tides. As a result, the shallow, funnel-shaped upper part of the Wouri estuary favours frictional damping induced by river flow, which is the main source of tidal non-linearity (Guo et al., 2019; Jay et al., 2011). However, the increase in tidal range with the flow in the downstream part of the estuary (P0) observed suggests a wind-driven maritime-type event or a strong tide recorded in August responsible for the swelling of the water line. Such results have also been observed in the Seine estuary (Fisson and Lemoine, 2016).

In the Wouri estuary, a high river discharge corresponds to a high tidal range, a pronounced vertical asymmetry and a lower amplification. A higher tidal range corresponds to a stronger tidal current inducing a more frictional dissipation of the tidal wave (Godin, 1999; Hoitink et al., 2017; Wang et al., 2019, 2014). The tidal amplification in the Wouri estuary, shows a continuous increase between P0 and P5 of 53.49%, 52% and 47% in January, May and August respectively. The relationship between the amplification factor (Figure 12) and the tidal range (Figure 7d) observed in the Wouri estuary is similar to that observed in most estuaries. The tidal asymmetry (Figure 11) in August in the Wouri estuary shows higher asymmetry values ($\lambda NP5max = 0.45$) compared to the values recorded in January ($\lambda NP0max = 0.27$). This result can be explained by the effect of tidal damping with increasing river flows in the upper estuary (Gallo and Vinzon, 2005; Godin, 1991).

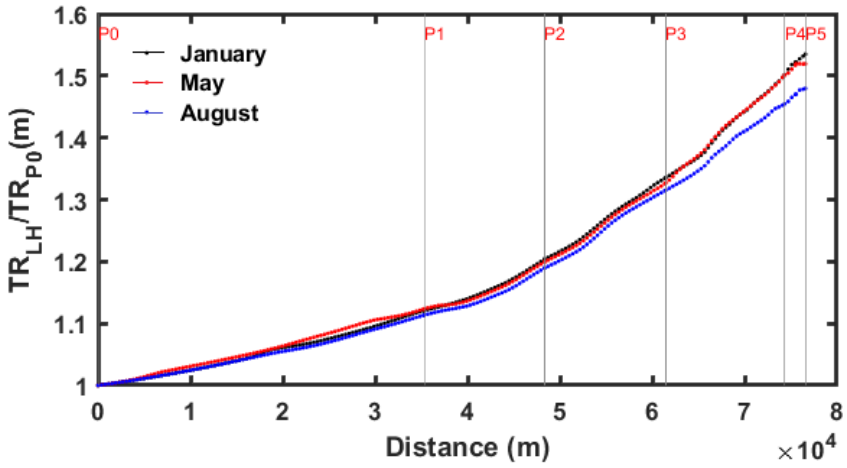


Figure 12: Tidal amplitude amplification between January, May, and August along P0 to P5 in the Wouri estuary.

In addition to the influence of river flow, we also observe the influence of morphological variations on the evolution of tidal properties during its propagation from downstream to upstream in the Wouri estuary. Some previous studies indicate that tidal asymmetry in shallow tidal systems is strongly dependent on channel geometric properties (Friedrichs and Aubrey, 1988c; Friedrichs and Madsen, 1992; Jalón-Rojas et al., 2018; Speer et al., 1991; Toublanc et al., 2015; Wu et al., 2020). The Wouri estuary is impacted by sand extraction, dredging of the navigation channel and deforestation of the mangrove area which has contributed to deepening several sections, removing intertidal zones and reducing the roughness of the bottom. In order to filter out the effect of the river flow, and thus isolate the influence of morphology, the observation of the longitudinal evolution of the tidal range, and the asymmetry of the tides between the months of January, May and August are shown. The lower part of the estuary (deep and wide cross-sectional area) between P0 and about metric point 55230, shows a smaller increase in mean tidal range ($\leq$ 1, 62m), also well correlated with the part of the estuary where the impact of flows is very low or zero on the ebb's asymmetry. The upper part (high human activity) with a significant increase in mean tidal range ($\geq$ 1. 62m), clearly shows the impact of the morphology of the area (low bathymetry, narrow funnel-shaped section) on the enhancement of flood asymmetry. In total, the increase in tidal range attributed to the morphological changes responsible for the tidal flood asymmetry was 0.4 m on average between the lower and upper part of the Wouri estuary. This increase is quite moderate compared to estuaries with continuous human intervention. For example, the Ems estuary experienced a 125% increase in tidal range at its mouth between 1950 (1.6 m) and 2010 (3.6 m), mainly due to continuous deepening of the channel (D. S. van Maren et al., 2015). Such results of increased tidal range and asymmetry significantly favour the net upstream transport of fine sediments

(Jalón-Rojas et al., 2018). The flood asymmetry related to the larger tidal amplitude in January should be responsible for sediment import, which explains the sediment trapping and deposition in the upper parts of the Wouri estuary (Fossi Fotsi et al., 2020; Jombe Seppo, 2011). However, the increase in river flow in August hinders sediment transport to land and subsequently decreases marine sediment import compared to January (low flow period).

4.2 Sensitivity of tidal duration asymmetry to river discharge

To investigate the influence of river flows on tidal asymmetry in the Wouri estuary, a sensitivity analysis of tidal asymmetry (γM2-M4, γM2-S2-MS4) for different flow quantiles (January, May, August) was carried out (Figure 13). It shows a distribution with two regimes: a tidal regime (γ<0) in the lower part and a river regime (γ>0) in the upper part of the estuary. This result as in several other studies (Brown and Davies, 2010; Matte et al., 2014; Moore et al., 2009; Toublanc et al., 2015; Wang et al., 2002) shows that deeper areas such as the lower part of the estuary favour the dominance of the ebb asymmetry, while shallower waters (upper part) lead to the dominance of the flood asymmetry. When the value of asymmetry (γ) increases, it indicates an increase in tidal wave distortion (Guo et al., 2019).

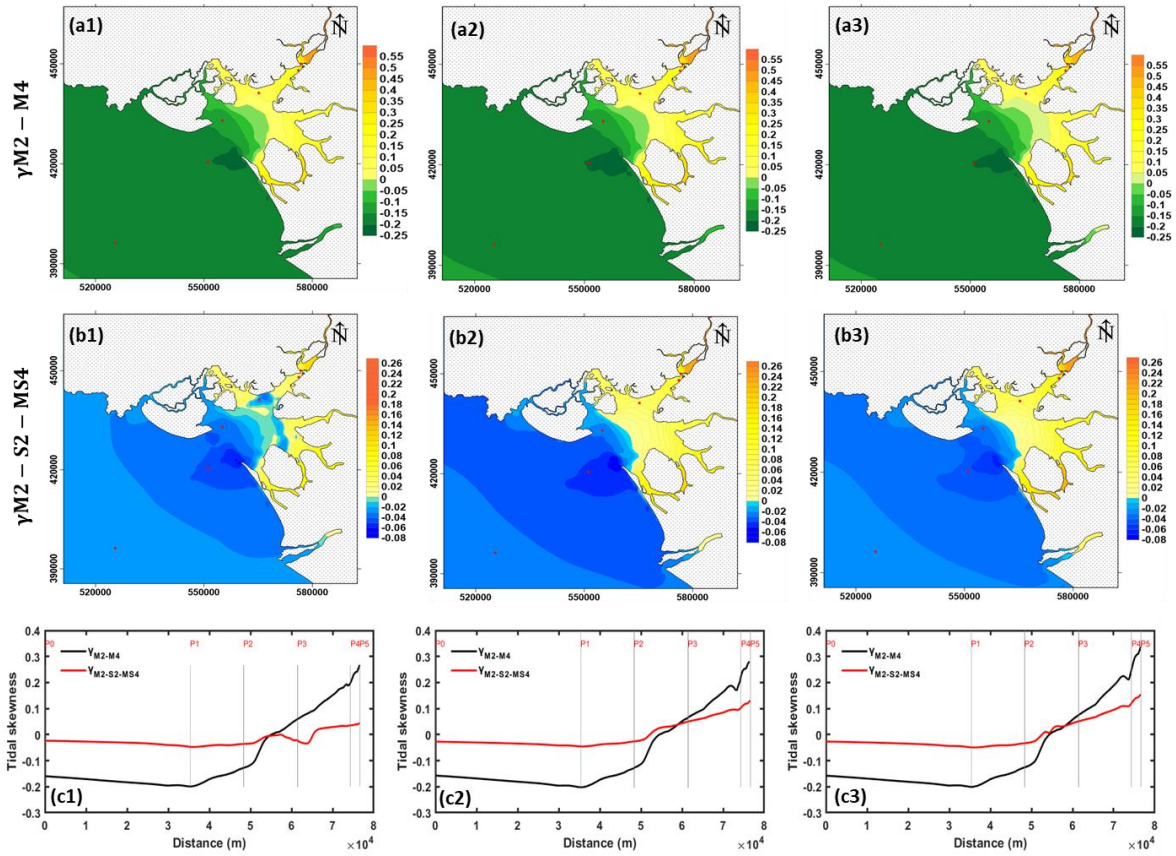


Figure 13: Tidal duration asymmetry for different flows (January, May, August) induced by (a) M2/M4, (b) M2/S2/MS4 and (c) longitudinal variation from P0 to P4.

In the Wouri estuary, the increase in tidal range is most clearly reflected in an increase in the mean water levels and amplitudes of the tidal constituents responsible for the tidal asymmetry. The figure shows that the sensitivity of the tidal asymmetry to river flow increases considerably in the upper estuary (P5), while it decreases towards the offshore stations (P0).

The river flow is the main friction factor and significantly attenuates the tides in the upstream parts of an estuarine system (Jalón-Rojas et al., 2018; Toublanc et al., 2015). As shown in Figure 13.c, tides become more asymmetric at upstream stations (P3, P4, P5) as flow increases, suggesting a non-linear energy transfer from M2 to M4 through friction, which is enhanced upstream under higher flow conditions (August). However, this correlation becomes weak at station P1, which is the mouth of the estuary, and reverses at around meter 55238 between P2 and P3. Controlled by the interactions between river flow and tides, the tidal duration asymmetry induced by the M2-S2-MS4 combination shows a similar spatial variation to M2-M4 (Figure 13a, b, c).

4.3 Impacts of tidal attenuation and phase shift on tidal duration asymmetry

Changes in tidal asymmetry within tidal systems are governed by the evolution of tidal amplitudes and phases (Zhang et al., 2018). In the Wouri estuary, we use sensitivity analysis to quantify the response of the evolution of tidal amplitudes and phases corresponding to the tidal asymmetry contributed by the M2/M4 and M2/S2/MS4 combinations.

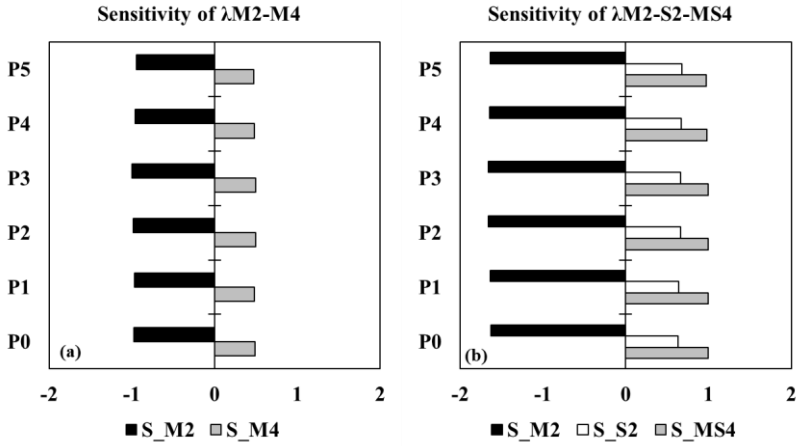


*Figure 14: Mean value of relative sensitivity coefficients for different constituent amplitude variables contributing to tidal skewness at the five stations, generated by combinations of M_2/M_4 (**a**) and $M_2/S_2/MS_4$ (**b**)*

Annual relative sensitivity coefficients (RSCs) are determined for the amplitudes of each tidal constituent contributing to the tidal asymmetry (γM2-M4, γM2-S2-MS4). The RSCs averaged over the amplitudes are shown in Figure 14. The results show that the RSCs for the amplitude

variables contributing to the M2-M4 and M2-S2-MS4 tidal asymmetry remain highly variable throughout the Wouri estuary. However, the absolute RSC values of the dominant constituent M2 are ½ the values of its first harmonic M4 (Figure 14.a). The RSCs for the M2 amplitude are negative for both types of tidal asymmetry studied in the Wouri estuary; this indicates that the tidal asymmetry is inherent in astronomical tides as well as the asymmetry generated by nonlinearities within the estuary are systematically enhanced by the attenuation of the M2 amplitude.

The tidal asymmetry induced by M2/M4 nonlinearities increases with increasing M4 amplitude, and decreases with increasing M2 amplitude, which is consistent with the ratio of constituent amplitudes (M4/M2) regularly used to quantify the degree of tidal distortion. This result indicates that the tidal asymmetry generated by the M2/M4 combination is enhanced by the attenuation of the M2 tide and the growth of the M4 harmonic tide. Similar results have been observed in many estuaries such as the Yangtze, Amazon, St. Lawrence and Pearl River Delta estuaries (Gallo and Vinzon, 2005; Godin, 1999; Lu et al., 2015; Matte et al., 2014; Zhang et al., 2018). The figure shows a positive correlation between S2 amplitude and M2-S2-MS4 tidal asymmetry and between MS4 and M2-S2-MS4.

Phase differences play an important role in determining the direction of tidal duration asymmetry (Guo et al., 2014; Hoitink et al., 2003; Yu et al., 2020) as tidal propagation has obvious variations in tidal phase differences along the estuaries. The relative phase differences of the two combinations 2φM2-φM4 and φM2+φS2-φMS4 responsible for the tidal asymmetry of the Wouri estuary indicate a predominantly ebb asymmetry ($180°<\varphi<360°$) in the downstream part of the estuary, up to metric point 53711. The values of the phase differences relative to the φM2+φS2-φMS4 combination compared to that of the 2φM2-φM4 show the major and minor importance of tidal asymmetry contributions to the Wouri estuary. These results for indicators of tidal asymmetry by phase show consistency with the results for indicators of overall tidal duration asymmetry by combinations of M2-M4 and M2-S2-MS4 (Figure9).

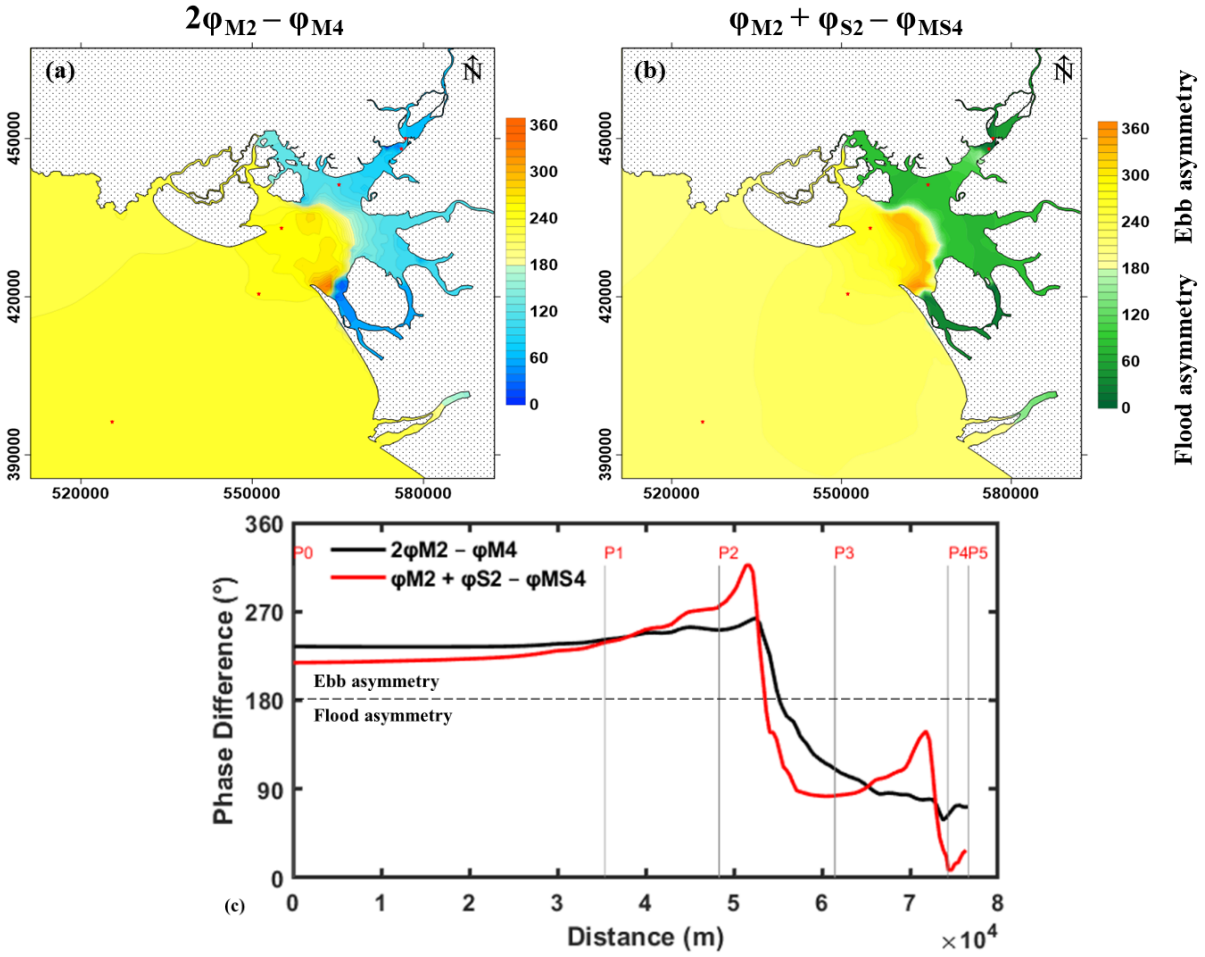


Figure 15: Variations of phase differences with respect to the two tidal combinations M2/M4 (a), M2/S2/MS4 (b) and the longitudinal transect from P0 to P5 (c) in the Wouri estuary.

The relative phase values (2φM2-φM4 and φM2+φS2-φMS4) are maximal in the middle estuarine region (around metric point (53000)) revealing that the highest distortion on water level variation towards ebb dominance occurs in this area. Ebb dominance has a strong impact on sediment dynamics, promoting sediment transport out of the estuary and thus inducing erosion in these areas. However, the narrower and shallower upper part of the estuary, showing a phase less than 180° with flood dominance in place favors sedimentation processes in these areas with consequent accretion.

Conclusion

A two-dimensional numerical model was used to examine the tidal dynamics in the Wouri estuary. The first step of this study revealed that the model adequately reproduces the tidal propagation, and can therefore be considered as successfully calibrated. After evaluating the evolution of the main harmonic constituents by non-stationary harmonic analysis (S_TIDE), an analysis of the tidal characteristics was carried out. This was done by quantifying both spatially and temporally the change in tidal amplitude and the contribution of double and triadic tidal

component combinations to the overall tidal duration asymmetry using the tidal asymmetry analysis method in the Wouri estuary during the year 2019. Seasonal variations, controlled by different river flows and morphological effects are assessed base one response of the mean water level and the asymmetry of the tidal duration with the following main conclusions:

In the Wouri estuary, we observed that there is a progressive increase in tidal amplitude as it propagates inland due to the nature of the convergence of the estuary. The dominance of semi-diurnal constituents (M2, S2, N2, K2) with decimetric amplitudes and form factor ($F < 0.25$) proved that the tide is semi-diurnal. Due to the shallow water and funnel effect of the upper estuary, there is a deformation in the tidal waveform which is indicated by the increase in the asymmetry of the tidal duration (M2/M4, M2/S2/MS4). Also, the river flow influences these tidal amplitude variations from downstream to upstream of the estuary with a significant difference between the average amplitudes recorded with maximum values in the upper part between May and August (7.6cm). The tidal amplification decreases with increasing flows due to the recorded water inflow and significant differences are observed in the upper estuary.

Based on the asymmetry of the tidal duration the Wouri estuary is classified as an ebb dominance estuary ($\lambda<0$) in its lower part (P0) up to about metric point 53000 along the transect from P0 to P5. Flood dominance ($\lambda>0$) in its upper part, which is characterized by a longer ebb period than the flood phase period and stronger flood currents than ebb currents. The interaction between M2 and M4 contributes mainly to the overall tidal duration asymmetry in the tidal system, followed by M2/S2/MS4. This indicates that the tidal duration asymmetry in the Wouri estuary is modulated by the effects of non-linear interactions. The tidal duration asymmetry increases upstream, followed by a slight decrease, which corresponds to the spatial pattern of tidal duration asymmetry induced by non-linear effects (M2/M4, M2/S2/MS4). These results are related to the evolution of tidal amplitudes in terms of dimensionless relative sensitivity coefficients. Positive/negative correlations between tidal amplitudes and tidal asymmetry are determined for each amplitude variable contributing to tidal asymmetry in the Wouri estuary. The relative sensitivity coefficients provide insight into the effect of tidal amplitude variations on the multiple tidal asymmetries in the estuary.

The increase in river flows contributes considerably to the tidal duration asymmetry in the upper estuary, while the lower estuary has a very small contribution. The results of the indicators of tidal asymmetry by phase showed consistency with the results of the indicators of overall tidal duration asymmetry by the combinations of M2-M4 and M2-S2-MS4 in the Wouri estuary.

However, these results confirm the flood dominance characterized by the net transport of sediments to the upper reaches of the estuary during the low water period, compared to the flood dominance of the ebb period which can maintain a more stable pattern due to their ability to flush sediments.

The results of this study identify the Wouri estuary as a tidal (lower) and fluvial (upper) regime estuary. It notes that the geometry of the estuary and the flows have a particularly strong control on the location of the amplitude and asymmetry of the maximum tidal duration. However, tidal asymmetry has an important effect on the geomorphological evolution and the navigation channels in the shallow waters of the upper estuary. Therefore, these developments in addition to sea level rise, could change the methods and results presented here due to changes in tidal amplitude that would alter the influence of friction, and the tipping point between the funnel effect of the upper Wouri.

CRediT authorship contribution statement

Yannick Fossi Fotsi: Conceptualization, Formal analysis, Data curation, Investigation, Methodology, Resources, Software, Validation, writing-original draft, writing-review and editing. **Isabelle Brenon:** Conceptualization, Supervision, Formal analysis, Methodology, Validation, Writing – review & editing. **Nicolas Pouvreau:** Conceptualization, Supervision, Formal analysis, Methodology, Validation, Writing – review & editing**. Yann Ferret:** Conceptualization, Supervision, Formal analysis, Methodology, Validation, Writing – review & editing**. Raphael Onguene:** Investigation, Data curation, Writing – review & editing**. Jombe Seppo Dieudonné:** Investigation, Data curation. **Jacque Etame:** Investigation, Writing – review & editing**.**

Declaration of competing interest

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

Funding

This thesis project was funded by the French Embassy in Cameroon (SCAC) through a research grant awarded to Y. FOSSI FOTSI and La Rochelle University through the funding of the International Mobility of Doctoral Students International co-supervision, European label (2020) for the measurements of physical field parameters.

Acknowledgments

The authors would like to thank the Cultural Action Service of the French Embassy in Cameroon (SCAC), the LIENS laboratory (CNRS/University of La Rochelle) and Shom (Brest) and Yves MIMBEU, doctoral student from the University of Douala (Douala) for his invaluable help in the field measurement campaigns. Finally, the authors are grateful to one anonymous reviewer whose detailed comments and suggestions helped us to improve and clarify the manuscript.

References

Abessolo Ondoa, G., 2020. Réponse des plages sableuses d'Afrique de l'Ouest, golfe de Guinée, face au forçage multi-échelle (These de doctorat). Toulouse 3.

Achilleos, G.A., 2011. The Inverse Distance Weighted interpolation method and error propagation mechanism – creating a DEM from an analogue topographical map. J. Spat. Sci. 56, 283–304. https://doi.org/10.1080/14498596.2011.623348

Adolphe, A., Ndongo, D., Simon, L., Nico, K., Farid, D.-G., 2009. Commercial activities and subsistence utilization of mangrove forests around the Wouri estuary and the Douala-Edea reserve (Cameroon). BioMed Central.

Adopo Kouassi, L., 2009. Caractérisation du fonctionnement hydro-sédimentaire d'un environnement estuarien en zone tropicale: cas de l'embouchure du fleuve Comoé à grand-bassam (sud-est de la côte d'ivoire).

Aernouts, D., Hequette, A., 2004. Minutes de bathymétrie et évolution des fonds marins: les abords du port de Calais. M Ppemonde En Ligne.

Ajonina, G.N., Dibong, S.D., Seth, R.E., Gah-Muti, Y., Ndinga, N.E., Nkomba, A., 2015. Revenus économiques et pollution écosystémique liés au transport des personnes et des biens traversant les mangroves de l'estuaire du Wouri (Douala, Cameroun). Int. J. Biol. Chem. Sci. 9, 1851–1862. https://doi.org/10.4314/ijbcs.v9i4.11

Alan, B., 2020. Blue Kenue enhancements from 2014 to 2019. https://doi.org/10.5281/ZENODO.3611511

Alexis, A., Bassoullet, P., Le Hir, P., Teisson, C., 1993. Consolidation of soft marine soils: unifying theories, numerical modelling and in situ experiments. Coast. Eng. 1992 2949–2961.

Allen, G.P., Castaing, P., Klingebiel, A., 1972. Distinction of elementary sand populations in the Gironde Estuary (France) by R-mode factor analysis of grain-size data. Sedimentology 19, 21–35.

Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., de Grandpré, C., 1980a. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. Sediment. Geol. 26, 69–90. https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90006-8

Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., De Grandpre, C., 1980b. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. Sediment. Geol. 26, 69–90.

Allen, J.I., Somerfield, P.J., Gilbert, F.J., 2007. Quantifying uncertainty in high-resolution coupled hydrodynamic-ecosystem models. J. Mar. Syst., Contributions from Advances in Marine Ecosystem Modelling Research, 27-29 June, 2005, Plymouth, UK 64, 3–14. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.02.010

Amanejieu, A., 2019. Analyse temporelle de la représentation du risque d'inondation de 1980 A 2018 à Douala-Cameroun.

Angeloudis, A., Falconer, R.A., 2017. Sensitivity of tidal lagoon and barrage hydrodynamic impacts and energy outputs to operational characteristics. Renew. Energy, Wave and Tidal Resource Characterization 114, 337–351. https://doi.org/10.1016/j.renene.2016.08.033

Araújo, I.B., Pugh, D.T., 2008. Sea Levels at Newlyn 1915–2005: Analysis of Trends for Future Flooding Risks. J. Coast. Res. 203–212. https://doi.org/10.2112/06-0785.1

Ariathurai, R., Krone, R.B., 1976. Finite element model for cohesive sediment transport. J. Hydraul. Div. 102, 323–338.

Arthurton, R.S., Booth, S.J., Morigi, A.N., Abbott, M.A.W., Wood, C.J., 1994. Geology of the country around Great Yarmouth. Memoir for 1:50 000 geological sheet 162 (England and Wales). Geol. Ctry. Gt. Yarmouth Mem. 150 000 Geol. Sheet 162 Engl. Wales.

Aubrey, D.G., 1986. Hydrodynamic Controls on Sediment Transport in Well-Mixed Bays and Estuaries, in: Physics of Shallow Estuaries and Bays. American Geophysical Union (AGU), pp. 245–258. https://doi.org/10.1029/LN016p0245

Aubrey, D.G., Speer, P.E., 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I: Observations. Estuar. Coast. Shelf Sci. 21, 185–205. https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90096-4

Avoine, J., Boust, D., Guillaud, J.-F., 1986. Flux et comportement des contaminants dissous et particulaires dans l'estuaire de la Seine. Rapp. Procès-Verbaux La Réun.-Cons. Int. Pour Explor. Mer 186, 392–411.

Baltzer, F., Lafond, L.R., 1971. Marais maritimes tropicaux. Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn. 13, 173–196.

Beck, J.S., 2005. Sediment transport dynamics in South African estuaries (Thesis). Stellenbosch : University of Stellenbosch.

Benveniste, J., Birol, F., Calafat, F., Cazenave, A., Dieng, H., Gouzenes, Y., Legeais, J.F., Léger, F., Niño, F., Passaro, M., Schwatke, C., Shaw, A., The Climate Change Initiative Coastal Sea Level Team, 2020. Coastal sea level anomalies and associated trends from Jason satellite altimetry over 2002–2018. Sci. Data 7, 357. https://doi.org/10.1038/s41597-020-00694-w

Berger, H., Treguier, A.M., Perenne, N., Talandier, C., 2014. Dynamical contribution to sea surface salinity variations in the eastern Gulf of Guinea based on numerical modelling. Clim. Dyn. 43, 3105–3122. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2195-4

Berlamont, J., Ockenden, M., Toorman, E., Winterwerp, J., 1993. The characterisation of cohesive sediment properties. Coast. Eng. 21, 105–128.

Bertin, X., 2005. Morphodynamique séculaire, modélisation et architecture interne d'un système baie-embouchure tidale : le Pertuis de Maumusson et la Baie de Marennes-Oléron (These de doctorat). La Rochelle.

Bi, Q., Toorman, E.A., 2015. Mixed-sediment transport modelling in Scheldt estuary with a physics-based bottom friction law. Ocean Dyn. 65, 555–587. https://doi.org/10.1007/s10236-015-0816-z

Boon III, J.D., Byrne, R.J., 1981. On basin hyposmetry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. Mar. Geol. 40, 27–48.

Boon, J.D., Byrne, R.J., 1981. On basin hyposmetry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. Mar. Geol., Estuary \3- Shelf Interrelationships 40, 27–48. https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90041-4

Bradshaw, E., Woodworth, P.L., Hibbert, A., Bradley, L.J., Pugh, D.T., Fane, C., Bingley, R.M., 2016. A Century of Sea Level Measurements at Newlyn, Southwest England. Mar. Geod. 39, 115–140. https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1121175

Brenon, I., 1997. Modélisation de la dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Seine (PhD Thesis). Brest.

Brooks, S., 2010. Coastal changes in historic times–linking offshore bathymetry changes and cliff recession in Suffolk.

Brown, J.M., Davies, A.G., 2010. Flood/ebb tidal asymmetry in a shallow sandy estuary and the impact on net sand transport. Geomorphology 114, 431–439. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.08.006

Bucrep, 2005. Caractéristiques socio-démographiques des ménages ordinaires.

Burchard, H., Baumert, H., 1998. The formation of estuarine turbidity maxima due to density effects in the salt wedge. A hydrodynamic process study. J. Phys. Oceanogr. 28, 309–321.

Cameron, W., Pritchard, D., 1963. The Sea vol 2, ed MN Hill.

Cameron, W.M., Pritchard, D.W., 1963. Estuaries (306–324). The Sea 2.

Cameroon, E., 2010. Etudes préliminaires de la deuxième phase du projet de conservation et de gestion participative des écosystèmes de mangrove au Cameroun.

Capo, S., Sottolichio, A., Brenon, I., Castaing, P., Ferry, L., 2006a. Morphology, hydrography and sediment dynamics in a mangrove estuary: The Konkoure Estuary, Guinea. Mar. Geol. 230, 199–215. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.05.003

Capo, S., Sottolichio, A., Brenon, I., Castaing, P., Ferry, L., 2006b. Morphology, hydrography and sediment dynamics in a mangrove estuary: The Konkoure Estuary, Guinea. Mar. Geol. 230, 199–215. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.05.003

Castaing, P., Allen, G.P., 1981. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: a macrotidal estuary in France. Mar. Geol. 40, 101–118.

Chaubert, G., Garraud, P., 1977. Oceanography data collection, storage and dissemination in Cameroon, in: Sixth Regional Workshop on Global Oceanography Data Archaeology and Rescue Project, Accra, Ghana. pp. 22–25.

Chen, J.L., Wilson, C.R., Tapley, B.D., Save, H., Cretaux, J.-F., 2017. Long-term and seasonal Caspian Sea level change from satellite gravity and altimeter measurements. J. Geophys. Res. Solid Earth 122, 2274–2290. https://doi.org/10.1002/2016JB013595

Cheng, P., Wilson, R.E., Chant, R.J., Fugate, D.C., Flood, R.D., 2009. Modeling Influence of Stratification on Lateral Circulation in a Stratified Estuary. J. Phys. Oceanogr. 39, 2324–2337. https://doi.org/10.1175/2009JPO4157.1

Church, J.A., White, N.J., 2011. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. Surv. Geophys. 32, 585–602. https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1

Clee, S.A., 2020. 3D Hydrodynamic and Morphodynamic Modelling of Offshore Sandbanks (PhD Thesis). Cardiff University, Wales.

CMEMS, http://marine.copernicus.eu/. Home | CMEMS [WWW Document]. URL https://marine.copernicus.eu/ (accessed 10.24.21).

Cooper, J.A.G., 1993. Sedimentation in the cliff-bound, microtidal Mtamvuna Estuary, South Africa. Mar. Geol. 112, 237–256. https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90171-Q

Cormault, P., 1971. Détermination expérimentale du débit solide d'érosion de sédiments fins cohésifs. 14ème Congrès AIRH Paris.

Cornett, A., Cousineau, J., Nistor, I., 2013. Assessment of hydrodynamic impacts from tidal power lagoons in the Bay of Fundy. Int. J. Mar. Energy 1, 33–54. https://doi.org/10.1016/j.ijome.2013.05.006

Créach, R., Bosch, S., Boutry, L., Genevier, J., Claverie, P., Badez, A., 2016. A New Solution to Digitize Depth Data from Historic Survey Sheets.

Crosnier, A., 1964. Fonds de pêche le long des côtes de la République Fédérale du Cameroun. ORSTOM.

Dai, A., Qian, T., Trenberth, K.E., Milliman, J.D., 2009. Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004. J. Clim. 22, 2773–2792. https://doi.org/10.1175/2008JCLI2592.1

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992a. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. J. Sediment. Res. 62, 1130–1146. https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992b. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. J. Sediment. Res. 62, 1130–1146.

Dangendorf, S., Mudersbach, C., Wahl, T., Jensen, J., 2013. Characteristics of intra-, inter-annual and decadal sea-level variability and the role of meteorological forcing: the long record of Cuxhaven. Ocean Dyn. 63, 209–224. https://doi.org/10.1007/s10236-013-0598-0

Darwin, G.H., 1893. I. On an apparatus for facilitating the reduction of tidal observations. Proc. R. Soc. Lond. 52, 345–389. https://doi.org/10.1098/rspl.1892.0082

Davies, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. Z. Für Geomorphol. 127–142. https://doi.org/10.1127/zfg/mortensen/8/1964/127

DETP, 1993. Étude de Protection Environnementale du Port de Douala, du Chenal d'Acces et des Eaux Côtières. Netherlands Economic Institute.

Devlin, A.T., Zaron, E.D., Jay, D.A., Talke, S.A., Pan, J., 2018. Seasonality of tides in Southeast Asian waters. J. Phys. Oceanogr. 48, 1169–1190.

Dias, J.M., Valentim, J.M., Sousa, M.C., 2013. A Numerical Study of Local Variations in Tidal Regime of Tagus Estuary, Portugal. PLoS ONE 8, e80450. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0080450

Díez-Minguito, M., Baquerizo, A., Ortega-Sánchez, M., Navarro, G., Losada, M.A., 2012. Tide transformation in the Guadalquivir estuary (SW Spain) and process-based zonation. J. Geophys. Res. Oceans 117. https://doi.org/10.1029/2011JC007344

Din, N., Saenger, P., Jules, P.R., Siegfried, D.D., Basco, F., 2008. Logging activities in mangrove forests: A case study of Douala Cameroon. Afr. J. Environ. Sci. Technol. 2, 022–030. https://doi.org/10.4314/ajest.v2i2

Djombe Seppo, D., 2011. Contribution à la connaissance de la dynamique sédimentaire du chenal d'accès au port de douala (rapport d'étude). Douala.
Do, A.T.K., Sottolichio, A., Huybrechts, N., Gardel, A., 2020. Circulation patterns and implication for fine sediment transport in a preserved tropical estuary: The case of the Maroni (French Guiana). Reg. Stud. Mar. Sci. 40, 101493. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101493
Doodson, A.T., 1921. The harmonic development of the tide-generating potential. Proc. R. Soc. Lond. Ser. Contain. Pap. Math. Phys. Character 100, 305–329.
Douglas, B.C., 2001. Chapter 3 Sea level change in the era of the recording tide gauge, in: Douglas, B.C., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. (Eds.), International Geophysics, Sea Level Rise. Academic Press, pp. 37–64. https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80006-1
Douglas, B.C., 1995. Global sea level change: Determination and interpretation. Rev. Geophys. 33, 1425–1432. https://doi.org/10.1029/95RG00355
Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Castaing, P., Babin, M., 2009. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. Estuar. Coast. Shelf Sci. 81, 321–332.
Dronkers, J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. Neth. J. Sea Res. 20, 117–131. https://doi.org/10.1016/0077-7579(86)90036-0
Dunn, R.J.K., Zigic, S., Burling, M., Lin, H.-H., 2015. Hydrodynamic and Sediment Modelling within a Macro Tidal Estuary: Port Curtis Estuary, Australia. J. Mar. Sci. Eng. 3, 720–744. https://doi.org/10.3390/jmse3030720
Dyer, K., 1986. Coastal and estuarine sediment dynamics. JOHN WILEY SONS CHICHESTER SUSSEXUK 1986 358.
Dyer, K., Dronkers, J., Leussen, W., 1998. Hydrodinamics of estuaries.
Dyer, K.R., 1995. Chapter 14 Sediment Transport Processes in Estuaries, in: Perillo, G.M.E. (Ed.), Developments in Sedimentology, Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Elsevier, pp. 423–449. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80034-2
Dyer, K.R., 1989. Sediment processes in estuaries: future research requirements. J. Geophys. Res. Oceans 94, 14327–14339.
Dyer, K.R., 1974. The salt balance in stratified estuaries. Estuar. Coast. Mar. Sci. 2, 273–281.
Dyer, K.R., Manning, A.J., 1999. Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. J. Sea Res. 41, 87–95.
Dzalla, N., G.C., 2013. La mangrove de l'estuaire du Wouri (Douala-Cameroun): Enjeux de l'anthropisation d'un écosystème humide tropical et impacts environnementaux. University of Douala.
Eisma, D., Li, A., 1993. Changes in suspended-matter floc size during the tidal cycle in the dollard estuary. Neth. J. Sea Res. 31, 107–117. https://doi.org/10.1016/0077-7579(93)90001-9
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
ERECO European Economic, 1993. Etude de Protection Environnementale du Port de Douala, du Chenal. d'acces et des Eaux Cotieres (No. E2803 v1). Netherlands Economic Institute, Netherlands.
Eric, D., Colette, A.A., Mireille, A.E., Sylvain, M., Aoua, C., 2020. Morphological evolution of the bottom of the Potou lagoon over the last ten years (coastal zone of Cote d'Ivoire). Int. J. Res. - GRANTHAALAYAH 8, 37–46. https://doi.org/10.29121/granthaalayah.v8.i10.2020.1588
Eric, T., 2012. Vulnérabilité des populations vivant dans la mangrove en Afrique Subsaharien : cas des bois de singes à Douala- Cameroun.
Fairbridge, R., 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. estuary its defin. geodyn. cycle.
Fang, G., 1986. Tide and tidal current charts for the marginal seas adjacent to China. Chin J Ocean. Limnol 4, 1–16. https://doi.org/10.1007/BF02850393
Faye, I., 2010. Dynamique du trait de côte sur les littoraux sableux de la Mauritanie à la Guinée-Bissau (Afrique de l'Ouest): Approches régionale et locale par photo-interprétation, traitement

d'images et analyse de cartes anciennes (These de doctorat). Université de bretagne occidentale.
Ferrarin, C., Tomasin, A., Bajo, M., Petrizzo, A., Umgiesser, G., 2015. Tidal changes in a heavily modified coastal wetland. Cont. Shelf Res. 101, 22–33. https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.04.002
Ferret, Y., 2016. Reconstruction de la série marégraphique de Saint Nazaire. Rapp. D'Etude SHOM 122p.
Festa, J.F., Hansen, D.V., 1978. Turbidity maxima in partially mixed estuaries: A two-dimensional numerical model. Estuar. Coast. Mar. Sci. 7, 347–359.
Fettweis, M., Sas, M., Monbaliu, J., 1998. Seasonal, neap-spring and tidal variation of cohesive sediment concentration in the Scheldt Estuary, Belgium. Estuar. Coast. Shelf Sci. 47, 21–36.
Feumba, R., 2015. Hydrogéologie et évaluation de la vulnérabilité des nappes dans le bassin versant de Besseke (Douala, Cameroun).
Fisson, C., Lemoine, J.P., 2016. Les niveaux d'eau en estuaire de Seine : risque inondation et changement climatique.
Fonteh, M., Esteves, L.S., Gehrels, W.R., 2009. Mapping and valuation of ecosystems and economic activities along the coast of Cameroon: implications of future sea level rise. Coastline Rep. EUCC Int. Approaches Coast. Res. Theory Pract. 13, 47–63.
Foreman, M., 1977. Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction. Pac Mar Sci Rep 77–10.
Foreman, M.G.G., Cherniawsky, J.Y., Ballantyne, V.A., 2009. Versatile Harmonic Tidal Analysis: Improvements and Applications. J. Atmospheric Ocean. Technol. 26, 806–817. https://doi.org/10.1175/2008JTECHO615.1
Foreman, M.G.G., Walters, R.A., Henry, R.F., Keller, C.P., Dolling, A.G., 1995. A tidal model for eastern Juan de Fuca Strait and the southern Strait of Georgia. J. Geophys. Res. Oceans 100, 721–740.
Fossi Fotsi, Y., 2014a. Etudes des paramètres hydrodynamiques de contrôle de la sédimentation dans l'estuaire du Wouri au Cameroun. (Master's thesis). University of Douala, Cameroun.
Fossi Fotsi, Y., 2014b. Etude des paramètres hydrodynamiques de contrôle de la sédimentation dans l'estuaire du Wouri au Cameroun (rapport de master). Université de Douala, Douala.
Fossi Fotsi, Y., Brenon, I., Pouvreau, N., Onguene, R., Ferret, Y., Djombe, D., Coulombier, T., Etame, J., 2020. Dynamique du maximum de turbidité dans le système estuarien du Wouri (Cameroun), in: XVIèmes Journées, Le Havre. Presented at the Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Editions Paralia, pp. 221–232. https://doi.org/10.5150/jngcgc.2020.025
Fossi Fotsi, Y., Pouvreau, N., Brenon, I., Onguene, R., Etame, J., 2019a. Temporal (1948–2012) and Dynamic Evolution of the Wouri Estuary Coastline within the Gulf of Guinea. J. Mar. Sci. Eng. 7, 343. https://doi.org/10.3390/jmse7100343
Fossi Fotsi, Y., Pouvreau, N., Brenon, I., Onguene, R., Etame, J., 2019b. Temporal (1948–2012) and Dynamic Evolution of the Wouri Estuary Coastline within the Gulf of Guinea. J. Mar. Sci. Eng. 7, 343. https://doi.org/10.3390/jmse7100343
Fretey, J., 2001. Biogeography and conservation of marine turtles of the Atlantic coast of Africa = Biogéographie et conservation des tortues marines de la côte atlantique de l'Afrique.
Friedrichs, C.T., 2010. Barotropic tides in channelized estuaries. Contemp. Issues Estuar. Phys. 27, 61.
Friedrichs, C.T., 1995. Stability Shear Stress and Equilibrium Cross-Sectional Geometry of Sheltered Tidal Channels. J. Coast. Res. 11, 1062–1074.
Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1994. Tidal propagation in strongly convergent channels. J. Geophys. Res. Oceans 99, 3321–3336.
Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1988a. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. Estuar. Coast. Shelf Sci. 27, 521–545. https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0
Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1988b. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. Estuar. Coast. Shelf Sci. 27, 521–545. https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0

Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1988c. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. Estuar. Coast. Shelf Sci. 27, 521–545. https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0

Friedrichs, C.T., Madsen, O.S., 1992. Nonlinear diffusion of the tidal signal in frictionally dominated embayments. J. Geophys. Res. Oceans 97, 5637–5650.

Gallo, M.N., Vinzon, S.B., 2005. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. Ocean Dyn. 55, 441–448. https://doi.org/10.1007/s10236-005-0003-8

García-Oliva, M., Djordjević, S., Tabor, G.R., 2017. The impacts of tidal turbines on water levels in a shallow estuary. Int. J. Mar. Energy 19, 177–197. https://doi.org/10.1016/j.ijome.2017.07.006

Geyer, W.R., 1993. The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum. Estuaries 16, 113–125.

Geyer, W.R., Woodruff, J.D., Traykovski, P., 2001. Sediment transport and trapping in the Hudson River estuary. Estuaries 24, 670–679. https://doi.org/10.2307/1352875

Gibson, R.E., England, G.L., Hussey, M.J.L., 1967. The theory of one-dimensional consolidation of saturated clays: 1. finite non-linear consildation of thin homogeneous layers. Geotechnique 17, 261–273.

GIEC, 2021. Changement climatique généralisé et rapide, d'intensité croissante.

Godin, G., 1999. The Propagation of Tides up Rivers With Special Considerations on the Upper Saint Lawrence River. Estuar. Coast. Shelf Sci. 48, 307–324. https://doi.org/10.1006/ecss.1998.0422

Godin, G., 1991. Compact approximations to the bottom friction term, for the study of tides propagating in channels. Cont. Shelf Res. 11, 579–589. https://doi.org/10.1016/0278-4343(91)90013-V

Godin, G., 1972. The analysis of tides. University of Toronto Press, Toronto]; [Buffalo.

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 (PhD Thesis). Université de La Rochelle.

Grabemann, I., Uncles, R.J., Krause, G., Stephens, J.A., 1997a. Behaviour of turbidity maxima in the Tamar (UK) and Weser (FRG) estuaries. Estuar. Coast. Shelf Sci. 45, 235–246.

Grabemann, I., Uncles, R.J., Krause, G., Stephens, J.A., 1997b. Behaviour of Turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.) Estuaries. Estuar. Coast. Shelf Sci. 45, 235–246. https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0178

Gratiot, N., 2010. Impact des sédiments cohésifs sur l'écosystème (PhD Thesis). Université Joseph-Fourier-Grenoble I.

Gratiot, N., 2000. Etude expérimentale de la formation des couches de crème de vase turbulentes (PhD Thesis). Grenoble 1.

Gratton, Y., 2002. Le krigeage: la méthode optimale d'interpolation spatiale; articles de l'Institut d'Analyse Géographique, Juin 2002.

Gräwe, U., Burchard, H., Müller, M., Schuttelaars, H.M., 2014. Seasonal variability in M_2 and M_4 tidal constituents and its implications for the coastal residual sediment transport. Geophys. Res. Lett. 41, 5563–5570. https://doi.org/10.1002/2014GL060517

Guézennec, L., Lafite, R., Dupont, J.-P., Meyer, R., Boust, D., 1999. Hydrodynamics of suspended particulate matter in the tidal freshwater zone of a macrotidal estuary (the Seine Estuary, France). Estuaries 22, 717–727. https://doi.org/10.2307/1353058

Guo, L., van der Wegen, M., Roelvink, J.A., He, Q., 2014. The role of river flow and tidal asymmetry on 1-D estuarine morphodynamics: Estuarine Morphodynamics. J. Geophys. Res. Earth Surf. 119, 2315–2334. https://doi.org/10.1002/2014JF003110

Guo, L., Wang, Z.B., Townend, I., He, Q., 2019. Quantification of Tidal Asymmetry and Its Nonstationary Variations. J. Geophys. Res. Oceans 124, 773–787. https://doi.org/10.1029/2018JC014372

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

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

Haigh, I., Nicholls, R., Wells, N., 2009. Mean sea level trends around the English Channel over the 20th century and their wider context. Cont. Shelf Res. 29, 2083–2098. https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.07.013

Haigh, I.D., Pickering, M.D., Green, J.A.M., Arbic, B.K., Arns, A., Dangendorf, S., Hill, D.F., Horsburgh, K., Howard, T., Idier, D., Jay, D.A., Jänicke, L., Lee, S.B., Müller, M., Schindelegger, M., Talke, S.A., Wilmes, S.-B., Woodworth, P.L., 2020. The Tides They Are A-Changin': A Comprehensive Review of Past and Future Nonastronomical Changes in Tides, Their Driving Mechanisms, and Future Implications. Rev. Geophys. 58, e2018RG000636. https://doi.org/10.1029/2018RG000636

Hansen, D.V., Rattray Jr, M., 1966. New dimensions in estuary classification 1. Limnol. Oceanogr. 11, 319–326.

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

He, Z., Weng, H., Huangfu, K., Song, D., Zhang, W., n.d. Salinity and Temperature Variations in a Tidal Channel near the Hangzhou Bay.

Hernando, L., 2012. Sédimentation de suspensions non-colloïdales poly-disperses et concentrées (PhD Thesis). Bordeaux 1.

Hervouet, J.-M., 2007. Hydrodynamics of Free Surface Flows: Modelling with the Finite Element Method. John Wiley & Sons.

Hir, P.L., Kervella, S., Walker, P., Brenon, I., 2010. Erosions, dépots et transits sédimentaires associés dans le bassin de Marennes-Oléron. Houille Blanche 65–71. https://doi.org/10.1051/lhb/2010056

Hogarth, P., 2014. Preliminary analysis of acceleration of sea level rise through the twentieth century using extended tide gauge data sets (August 2014). J. Geophys. Res. Oceans 119, 7645–7659. https://doi.org/10.1002/2014JC009976

Hoitink, A.J.F., Hoekstra, P., Van Maren, D.S., 2003. Flow asymmetry associated with astronomical tides: Implications for the residual transport of sediment. J. Geophys. Res. Oceans 108.

Hoitink, A.J.F., Wang, Z.B., Vermeulen, B., Huismans, Y., Kästner, K., 2017. Tidal controls on river delta morphology. Nat. Geosci. 10, 637–645. https://doi.org/10.1038/ngeo3000

Hunter, R.J., 1993. Introduction to modern colloid science. Oxford University Press.

IPCC, 2021. Climate Change 2021.

IPCC, 2007. Climate change 2013. Contrib. Work. Group Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change 996.

Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A., 2016. Evaluation of spectral methods for high-frequency multiannual time series in coastal transitional waters: advantages of combined analyses. Limnol. Oceanogr. Methods 14, 381–396. https://doi.org/10.1002/lom3.10097

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. J. Geophys. Res. Oceans 123, 3241–3258. https://doi.org/10.1002/2017JC013466

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. J. Geophys. Res. Oceans 123, 3241–3258. https://doi.org/10.1002/2017JC013466

Jay, D.A., 2009. Evolution of tidal amplitudes in the eastern Pacific Ocean. Geophys. Res. Lett. 36. https://doi.org/10.1029/2008GL036185

Jay, D.A., Flinchem, E.P., 1999. A comparison of methods for analysis of tidal records containing multi-scale non-tidal background energy. Cont. Shelf Res. 19, 1695–1732. https://doi.org/10.1016/S0278-4343(99)00036-9

Jay, D.A., Leffler, K., Degens, S., 2011. Long-Term Evolution of Columbia River Tides. J. Waterw. Port Coast. Ocean Eng. 137, 182–191. https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000082

Jevrejeva, S., Moore, J.C., Grinsted, A., Woodworth, P.L., 2008. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? Geophys. Res. Lett. 35. https://doi.org/10.1029/2008GL033611

Jin, G., Pan, H., Zhang, Q., Lv, X., Zhao, W., Gao, Y., 2018. Determination of harmonic parameters with temporal variations: An enhanced harmonic analysis algorithm and application to internal tidal currents in the South China Sea. J. Atmospheric Ocean. Technol. 35, 1375–1398.

Jombe Seppo, D., 2011. Contribution à la connaissance de la dynamique sédimentaire du chenal d'accès au port de Douala (Rapport d'études). Port de Douala.

Jombe Seppo, D., 2003. Etude de la dynamique sédimentaire dans le chenal d'accès du port de Douala à partir des données bathymétriques : modélisation 2D et 3D (Mémoire de DEA). Faculté des Sciences, Université de Yaoundé (Cameroun).

Joseph, K.B., 2016. (CIPMA-Chaire UNESCO) Master Recherche en Océanographie Physique et Applications (Mater's degree). Université d'Abomey-Calavi (UAC).

Kang, S.K., Chung, J., Lee, S.-R., Yum, K.-D., 1995. Seasonal variability of the M2 tide in the seas adjacent to Korea. Cont. Shelf Res. 15, 1087–1113.

Klonaris, G., Van Eeden, F., Verbeurgt, J., Troch, P., Constales, D., Poppe, H., De Wulf, A., 2021. ROMS Based Hydrodynamic Modelling Focusing on the Belgian Part of the Southern North Sea. J. Mar. Sci. Eng. 9, 58. https://doi.org/10.3390/jmse9010058

Komba, D.E., GUsTAVE RAOUL, N.N., Dieudonné, J., Onguéné, R., Song, F., Etame, J., 2019. Utilisation de la bathymétrie pour la compréhension de la dynamique de la crème de vase en rapport avec le cycle hydrologique à l'estuaire du Wouri (Cameroun) 21, 7–15.

Krone, R.B., 1962. Flume studies of transport of sediment in estrarial shoaling processes. Final Rep. HydrEngr Samitary EngrResLab Univof Calif.

Krone, R.B., University of California, B., Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, B., Sanitary Engineering Research Laboratory, 1962. Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes; final report,. Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory, University of California, Berkeley.

Kynch, G.J., 1952. A theory of sedimentation. Trans. Faraday Soc. 48, 166–176.

Lane, S.N., Biron, P.M., Bradbrook, K.F., Butler, J.B., Chandler, J.H., Crowell, M.D., McLelland, S.J., Richards, K.S., Roy, A.G., 1998. Three-dimensional measurement of river channel flow processes using acoustic doppler velocimetry. Earth Surf. Process. Landf. 23, 1247–1267. https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199812)23:13<1247::AID-ESP930>3.0.CO;2-D

Latapy, A., 2020a. Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le XIXe siècle (These de doctorat). Littoral.

Latapy, A., 2020b. Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le XIXe siècle (These de doctorat). Littoral.

LE Floch, F., n.d. PROPAGATION DE LA MAREE DANS L'ESTUAIRE DE LA SEINE ET EN SEINE-MARITIME.

Le Floch, J.F., 1961. Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime (PhD Thesis). Paris.

Le Hir, P., 2008. Aide mémoire de dynamique sédimentaire. 7ème édition.

Le Hir, P., Cayocca, F., Waeles, B., 2011. Dynamics of sand and mud mixtures: A multiprocess-based modelling strategy. Cont. Shelf Res. 31, S135–S149.

Le Hir, P., Karlikow, N., 1993. Sediment Transport Modelling in a Macrotidal Estuary: do we need to account for Consolidation Processes?, in: Coastal Engineering 1992. pp. 3121–3134.

LEBAIL, J., 1911. Mission hydrographique de l'Afrique occidentale 1909–1910. Rapp. Sur Trav. Exéc.

Leduc-Leballeur, M., 2012. Influence océanique du golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l'Ouest (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Lee, B.J., Toorman, E., Molz, F.J., Wang, J., 2011. A two-class population balance equation yielding bimodal flocculation of marine or estuarine sediments. Water Res. 45, 2131–2145. https://doi.org/10.1016/j.watres.2010.12.028

Leffler, K.E., Jay, D.A., 2009. Enhancing tidal harmonic analysis: Robust (hybrid L1/L2) solutions. Cont. Shelf Res., Physics of Estuaries and Coastal Seas: Papers from the PECS 2006 Conference 29, 78–88. https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.04.011

Liu, Q., Sun, X., 2021. Application of the improved T_TIDE package in tide. Progress in applied mathematics. Adv. Appl. Math. 10, 160. https://doi.org/10.12677/AAM.2021.101019

Lu, S., Tong, C., Lee, D.-Y., Zheng, J., Shen, J., Zhang, W., Yan, Y., 2015. Propagation of tidal waves up in Yangtze Estuary during the dry season. J. Geophys. Res. Oceans 120, 6445–6473. https://doi.org/10.1002/2014JC010414

Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. Ocean Dyn. 56, 394–415. https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x

Mandal, S., Sil, S., Gangopadhyay, A., Jena, B.K., Venkatesan, R., 2020. On the nature of tidal asymmetry in the Gulf of Khambhat, Arabian Sea using HF radar surface currents. Estuar. Coast. Shelf Sci. 232, 106481. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106481

Manga, C.S., 2008. Stratigraphy, structure and prospectivity of the southern onshore Douala Basin, Cameroon, Central Africa. Afr. Geosci. Rev. 13–37.

Marcos, M., Puyol, B., Calafat, F.M., Woppelmann, G., 2013. Sea level changes at Tenerife Island (NE Tropical Atlantic) since 1927. J. Geophys. Res. Oceans 118, 4899–4910. https://doi.org/10.1002/jgrc.20377

Marcos, M., Puyol, B., Wöppelmann, G., Herrero, C., García-Fernández, M.J., 2011. The long sea level record at Cadiz (southern Spain) from 1880 to 2009. J. Geophys. Res. Oceans 116. https://doi.org/10.1029/2011JC007558

Maron, P., Rihouey, D., 2003. Numérisation de cartes bathymétriques et optimisation de la représentation des fonds à l'aide de « Surfer ». Rev. Fr. Génie Civ. 7, 1247–1264. https://doi.org/10.1080/12795119.2003.9692544

Matte, P., Jay, D.A., Zaron, E.D., 2013. Adaptation of Classical Tidal Harmonic Analysis to Nonstationary Tides, with Application to River Tides. J. Atmospheric Ocean. Technol. 30, 569–589. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00016.1

Matte, P., Secretan, Y., Morin, J., 2014. Temporal and spatial variability of tidal-fluvial dynamics in the St. Lawrence fluvial estuary: An application of nonstationary tidal harmonic analysis. J. Geophys. Res. Oceans 119, 5724–5744. https://doi.org/10.1002/2014JC009791

Mbevo Fendoung, P., 2019. Vulnérabilité et adaptation des populations de cap Cameroun aux risques naturels. Constr. Ville Portuaire Demain En Afr. Atl.

Mbevo Fendoung, P., Tchindjang, M., Fongnzossie, E., 2017. Analyse par télédétection de la vulnérabilité de la réserve de mangrove de Mabe face aux changements climatiques, entre 1986 et 2014. Territ. Afr.

Mbevo Fendoung, P., Voundi, E., Tsopbeng, C., 2018. Dynamique paysagère du littoral kribien face aux pressions de l'agro industrielle et de l'urbanisation. VertigO - Rev. Électronique En Sci. Environ. https://doi.org/10.4000/vertigo.22798

Mbusnum, K.G., Malleret, L., Deschamps, P., Khabouchi, I., Asia, L., Lebarillier, S., Menot, G., Onguene, R., Doumenq, P., 2020. Persistent organic pollutants in sediments of the Wouri Estuary Mangrove, Cameroon: Levels, patterns and ecotoxicological significance. Mar. Pollut. Bull. 160, 111542. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111542

McCuen, R.H., 1974. A Sensitivity and Error Analysis Cf Procedures Used for Estimating Evaporation1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. 10, 486–497. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1974.tb00590.x

McLusky, D.S., Elliot, M., 2004. The estuarine ecology: ecology, threats and management.

McQuarrie, B.R., 1997. Molecular collisions, effect on the HD infrared spectrum and development of a Moyal quantum mechanical description.

Mehta, A.J., 1991. Understanding fluid mud in a dynamic environment. Geo-Mar. Lett. 11, 113–118. https://doi.org/10.1007/BF02430995

Mehta, A.J., Li, Y., 1996. Fine-grained sediment transport engineering. Proc Coast. Oceanogr. Eng. Dept Course.

Migniot, C., 1989a. Tassement et rhéologie des vases. Première partie. Houille Blanche 11–29. https://doi.org/10.1051/lhb/1989001
Migniot, C., 1989b. Manuel sur l'hydrodynamique sédimentaire et l'érosion et sédimentation du littoral. Premiere Partie SOGREAH Grenoble.
Migniot, C., 1982. Etude de la dynamique sédimentaire marine, fluviale et estuarienne (PhD Thesis).
Migniot, C., 1980. Dynamique sédimentaire estuarienne ; Materiaux Cohesifs et Non Cohesifs.
Migniot, C., 1968. Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. Houille Blanche 591–620.
MINEPDED, 2015. Plan National d'adaptation aux changements climatiques du Cameroun.
Mitchell, S., Akesson, L., Uncles, R., 2012. Observations of turbidity in the Thames Estuary, United Kingdom. Water Environ. J. 26, 511–520. https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.2012.00311.x
Mitchell, S.B., 2013a. Turbidity maxima in four macrotidal estuaries. Ocean Coast. Manag. 79, 62–69.
Mitchell, S.B., 2013b. Turbidity maxima in four macrotidal estuaries. Ocean Coast. Manag. 79, 62–69.
Moftakhari, H.R., Jay, D.A., Talke, S.A., Kukulka, T., Bromirski, P.D., 2013. A novel approach to flow estimation in tidal rivers. Water Resour. Res. 49, 4817–4832. https://doi.org/10.1002/wrcr.20363
Moore, R.D., Fleming, S.W., Menounos, B., Wheate, R., Fountain, A., Stahl, K., Holm, K., Jakob, M., 2009. Glacier change in western North America: influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality. Hydrol. Process. 23, 42–61. https://doi.org/10.1002/hyp.7162
Morin, S., Kuété, M., 1988. Le littoral Camerounais : problèmes morphologiques. Trav. Lab. Géographie Phys. Appliquée 11, 5–52. https://doi.org/10.3406/tlgpa.1988.900
Morin, S., Mainet, G., 1984. Le site de Douala (Cameroun). Notes morphologiques. Trav. Doc. Géographie Trop. 37–78.
Mudersbach, C., Wahl, T., Haigh, I.D., Jensen, J., 2013. Trends in high sea levels of German North Sea gauges compared to regional mean sea level changes. Cont. Shelf Res. 65, 111–120. https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.06.016
Müller, M., Cherniawsky, J.Y., Foreman, M.G., von Storch, J.-S., 2014. Seasonal variation of the M 2 tide. Ocean Dyn. 64, 159–177.
Mvondo Owono, F., 2010. Surrection cénozoïque de l'Ouest de l'Afrique à partir de deux exemples : le plateau sud-namibien et la marge nord camerounaise (These de doctorat). Rennes 1.
Nandy, S., Bandyopadhyay, S., 2011. Trend of sea level change in the Hugli estuary, India. IJMS Vol406 Dec. 2011.
NASA, 2008. Ocean surface topography from space. Californian Institute of Technology. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California.
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. Afr. Sci. Rev. Int. Sci. Technol. 11, 173–182. https://doi.org/10.4314/afsci.v11i2
Nebra Costas, A., 2016. Ecology and bioindicator potential of benthic macroinvertebrates in a Mediterranean salt wedge estuary: the Ebro River case (Ph.D. Thesis). TDX Tesis Dr. En Xarxa. Universitat de Barcelona.
Neill, S.P., Angeloudis, A., Robins, P.E., Walkington, I., Ward, S.L., Masters, I., Lewis, M.J., Piano, M., Avdis, A., Piggott, M.D., Aggidis, G., Evans, P., Adcock, T.A.A., Židonis, A., Ahmadian, R., Falconer, R., 2018. Tidal range energy resource and optimization – Past perspectives and future challenges. Renew. Energy 127, 763–778. https://doi.org/10.1016/j.renene.2018.05.007
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
Ngo-Massou, V.M., Essomè-Koum, G.L., Kottè-Mapoko, E., Din, N., 2014. Biology and Distribution of Mangrove Crabs in the Wouri River Estuary, Douala, Cameroon. J. Water Resour. Prot. 2014. https://doi.org/10.4236/jwarp.2014.64029

Nichols, M.M., Biggs, R.B., 1985. Estuaries, in: Davis, R.A. (Ed.), Coastal Sedimentary Environments. Springer, New York, NY, pp. 77–186. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5078-4_2

Nidzieko, N.J., 2010. Tidal asymmetry in estuaries with mixed semidiurnal/diurnal tides. J. Geophys. Res. 115, C08006. https://doi.org/10.1029/2009JC005864

Nidzieko, N.J., Ralston, D.K., 2012. Tidal asymmetry and velocity skew over tidal flats and shallow channels within a macrotidal river delta. J. Geophys. Res. Oceans 117. https://doi.org/10.1029/2011JC007384

Nihoul, J.C.J., Ronday, F.C., 1975. The influence of the "tidal stress" on the residual circulation. Tellus 27, 484–490. https://doi.org/10.3402/tellusa.v27i5.10174

Njike Ngaha, P.R., 2004. Palynostratigraphie et Reconstitution des Paléoenvironnements du Crétacé de l'Est du bassin Sédimentaire de Douala (Cameroun). Fac. Sci. Univ. Yaoundé I.

Nlend, B., 2019. Processus hydrologiques dans une zone côtière hyper-humide sous forte influence anthropique (Douala, Cameroun). : Une étude géochimique de la dynamique de l'eau de l'atmosphère au sous-sol. (These de doctorat). Bourgogne Franche-Comté.

Officer, C.B., 1981. Physical dynamics of estuarine suspended sediments. Mar. Geol., Estuary \3- Shelf Interrelationships 40, 1–14. https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90039-6

OLIVRY, J.C., 1986. Fleuves et rivières du Cameroun. Fleuves Rivières Cameroun.

Olivry, J.-C., 1974. Régime hydrologique du fleuve Wouri et estimation des apports reçus par l'estuaire et la mangrove du Wouri.

Onguene, R., 2015. Modélisation Multi-Echelles de la Circulation Océanique en Afrique Centrale, de la Plaine Abyssale à l'Estuaire du Cameroun. Université de Toulouse.

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 J. Mar. Sci. 5, 81–98. https://doi.org/10.4236/ojms.2015.51008

Orseau, S., Abascal Zorrilla, N., Huybrechts, N., Lesourd, S., Gardel, A., 2020. Decadal-scale morphological evolution of a muddy open coast. Mar. Geol. 420, 106048. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106048

Orseau, S., Huybrechts, N., Tassi, P., Pham Van Bang, D., Klein, F., 2021. Two-dimensional modeling of fine sediment transport with mixed sediment and consolidation: Application to the Gironde Estuary, France. Int. J. Sediment Res. 36, 736–746. https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2019.12.005

ORSTOM. France, 1961. Annuaire hydrologique des Etats d'outre-mer de la Communauté des territoires et départements français d'outre-mer, du Cameroun et du Togo [WWW Document]. data.bnf.fr. URL https://data.bnf.fr/fr/34459666/annuaire_hydrologique_des_etats_d_outre-mer_de_la_communaute_des_territoires_et_departements_francais_d_outre-mer__du_cameroun_et_du_togo/ (accessed 9.18.21).

Pan, H., Guo, Z., Wang, Y., Lv, X., 2018a. Application of the EMD Method to River Tides. J. Atmospheric Ocean. Technol. 35, 809–819. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0185.1

Pan, H., Lv, X., Wang, Y., Matte, P., Chen, H., Jin, G., 2018b. Exploration of Tidal-Fluvial Interaction in the Columbia River Estuary Using S_TIDE. J. Geophys. Res. Oceans 123, 6598–6619. https://doi.org/10.1029/2018JC014146

Pane, V., Schiffman, R.L., 1997. The permeability of clay suspensions. Geotechnique 47, 273–288.

Parchure, T.M., Mehta, A.J., 1985. Erosion of soft cohesive sediment deposits. J. Hydraul. Eng. 111, 1308–1326.

Parry, M., Cox, B.S., 2007. Technical Summary, in: In Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Edited By. University Press.

Partheniades, E., 1965. Erosion and deposition of cohesive soils. J. Hydraul. Div. 91, 105–139.

Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. Comput. Geosci. 28, 929–937.

Pedroni, L., 2011. Étude expérimentale et numérique de la sédimentation et de la consolidation des boues de traitement des eaux acides (PhD Thesis). École Polytechnique de Montréal.

Pein, J.U., Stanev, E.V., Zhang, Y.J., 2014. The tidal asymmetries and residual flows in Ems Estuary. Ocean Dyn. 64, 1719–1741. https://doi.org/10.1007/s10236-014-0772-z

Perillo, G.M.E., 1995. Chapter 2 Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries, in: Perillo, G. M. E. (Ed.), Developments in Sedimentology, Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Elsevier, pp. 17–47. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80022-6

Pons, F., 2008. Améliorations récentes apportées au logiciel NUNIEAU pour la numérisation des marégrammes papiers, in: Xèmes Journées, Sophia Antipolis. Presented at the Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Editions Paralia, pp. 615–624. https://doi.org/10.5150/jngcgc.2008.059-P

Postma, H., 1967. Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. Am. Assoc. Adv. Sci. 83, 158–179.

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 (PhD Thesis). Université de La Rochelle.

Prandle, D., 2009. Estuaries: dynamics, mixing, sedimentation and morphology. Cambridge University Press.

Pritchard, D.W., 1967. What is an estuary: Physical Viewpoint.

Pritchard, D.W., 1956. The dynamic structure of a coastal plain estuary. J Mar Res 15, 33–42.

Pritchard, D.W., 1952a. Estuarine Hydrography, in: Landsberg, H.E. (Ed.), Advances in Geophysics. Elsevier, pp. 243–280. https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60208-3

Pritchard, D.W., 1952b. Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system.. 1. Mar Res 11, 106–123.

Pugh, D.T., Bridge, E., Edwards, R., Hogarth, P., Westbrook, G., Woodworth, P.L., McCarthy, G.D., 2021. Mean Sea Level and Tidal Change in Ireland since 1842: A case study of Cork. Ocean Sci. Discuss. 1–26. https://doi.org/10.5194/os-2021-49

Ralston, D.K., Geyer, W.R., 2019. Response to Channel Deepening of the Salinity Intrusion, Estuarine Circulation, and Stratification in an Urbanized Estuary. J. Geophys. Res. Oceans 124, 4784–4802. https://doi.org/10.1029/2019JC015006

Ray, R.D., 2006. Secular changes of the M2 tide in the Gulf of Maine. Cont. Shelf Res. 26, 422–427. https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.005

Reeve, D., Chadwick, A., Fleming, C., 2018. Coastal engineering: processes, theory and design practice. CRC Press.

Robinson, I.S., 1983. Chapter 7 Tidally Induced Residual Flows, in: Elsevier Oceanography Series. Elsevier, pp. 321–356. https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70505-1

Rtimi, R., Sottolichio, A., Tassi, P., 2021. Hydrodynamics of a hyper-tidal estuary influenced by the world's second largest tidal power station (Rance estuary, France). Estuar. Coast. Shelf Sci. 250, 107143. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107143

Sanford, L.P., Halka, J.P., 1993. Assessing the paradigm of mutually exclusive erosion and deposition of mud, with examples from upper Chesapeake Bay. Mar. Geol. 114, 37–57. https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90038-W

Sanford, L.P., Maa, J.P.-Y., 2001. A unified erosion formulation for fine sediments. Mar. Geol. 179, 9–23.

Santamaria-Aguilar, S., Schuerch, M., Vafeidis, A., Carretero, S., 2017. Long-Term Trends and Variability of Water Levels and Tides in Buenos Aires and Mar del Plata, Argentina. Front. Mar. Sci. 4. https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00380

Santoro, P.E., Fossati, M., Piedra-Cueva, I., 2013. Study of the meteorological tide in the Río de la Plata. Cont. Shelf Res. 60, 51–63. https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.018

Sassi, M.G., Hoitink, A.J.F., 2013. River flow controls on tides and tide-mean water level profiles in a tidal freshwater river: SUBTIDAL FLOW IN A TIDAL RIVER. J. Geophys. Res. Oceans 118, 4139–4151. https://doi.org/10.1002/jgrc.20297

Savenije, H.H.G., 2005. Salinity and Tides in Alluvial Estuaries. Gulf Professional Publishing.

Savenije, H.H.G., Toffolon, M., Haas, J., Veling, E.J.M., 2008. Analytical description of tidal dynamics in convergent estuaries. J. Geophys. Res. Oceans 113. https://doi.org/10.1029/2007JC004408

Schott, F., Stramma, L., Fischer, J., 1999. Interaction of the North Atlantic Current with the Deep Charlie Gibbs Fracture Zone Throughflow. Geophys. Res. Lett. 26, 369–372. https://doi.org/10.1029/1998GL900223

Scully, M.E., Friedrichs, C.T., 2007. Sediment pumping by tidal asymmetry in a partially mixed estuary. J. Geophys. Res. 112, C07028. https://doi.org/10.1029/2006JC003784

Seudre, P., n.d. Synthèse et valorisation des résultats. PAPI Seudre. Axe 1 “Amélioration de la connaissance et de la conscience du risque”. Action n°I.M.1 " Mise en place d’un marégraphe dans l’estuaire de la Seudre et numérisation des données marégraphiques de Bourcefranc-le-Chapus 32.

Simmons, H., 1955. Some Effects of Upload Discharge on Estuarine Hydraulics. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 81, 1–20.

Simon, B., 2007. La Marée Océanique Côtière, 433 pp., Inst. Ocean. Paris.

Smith, J.D., 2002. Apolipoproteins and aging: emerging mechanisms. Ageing Res. Rev. 1, 345–365. https://doi.org/10.1016/S1568-1637(02)00005-3

Smolders, S., Plancke, Y., Bi, Q., Vanlede, J., Kolokythas, G., 2019. A Sand Transport Model for the Scheldt Estuary: The 3D Scaldis Sand Model.

SOGREAH, 2006. Etude du schéma directeur d’assainissement de la ville de Douala et maitrise d’œuvre d’une tranche prioritaire de travaux rapport définitif des phases 3 et 4 (No. ° 2 35 0038 /DLN/FRB/PGN/ – avril 2006).

Sogreah, 2006. Etude du schéma directeur d’assainissement de la ville de douala et maitrise d’œuvre d’une tranche prioritaire de travaux rapport définitif des phases 3 et 4 (No. N° 2 35 0038 /DLN/FRB/PGN/ – avril 2006).

Song, D., Wang, X.H., Kiss, A.E., Bao, X., 2011. The contribution to tidal asymmetry by different combinations of tidal constituents. J. Geophys. Res. Oceans 116.

Sottolichio, A., 1999. Modélisation de la dynamique des structures turbides (bouchon vaseux et crème de vase) dans l’estuaire de la Gironde (PhD Thesis). Bordeaux 1.

Soulsby, R.L., 1997. Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. Oceanogr. Lit. Rev. 9, 947.

Speer, P.E., Aubrey, D.G., 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory. Estuar. Coast. Shelf Sci. 21, 207–224. https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90097-6

Speer, P.E., Aubrey, D.G., Friedrichs, C.T., 1991. Nonlinear hydrodynamics of shallow tidal inlet/bay systems. Tidal Hydrodyn. 321, 339.

Struble, L.J., Schultz, M.A., 1993. Using creep and recovery to study flow behavior of fresh cement paste. Cem. Concr. Res. 23, 1369–1379.

Suh, S.W., Lee, H.Y., Kim, H.J., 2014. Spatio-temporal variability of tidal asymmetry due to multiple coastal constructions along the west coast of Korea. Estuar. Coast. Shelf Sci. 151, 336–346. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.09.007

Sun, J., Liu, L., Lin, J., Lin, B., Zhao, H., 2020. Vertical water renewal in a large estuary and implications for water quality. Sci. Total Environ. 710, 135593. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135593

Syvitski, J.P.M., 2005. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. Science 308, 376–380. https://doi.org/10.1126/science.1109454

Talke, S.A., Jay, D.A., 2020. Changing Tides: The Role of Natural and Anthropogenic Factors. Annu. Rev. Mar. Sci. 12, 121–151. https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010419-010727

Talke, S.A., Kemp, A.C., Woodruff, J., 2018. Relative Sea Level, Tides, and Extreme Water Levels in Boston Harbor From 1825 to 2018. J. Geophys. Res. Oceans 123, 3895–3914. https://doi.org/10.1029/2017JC013645

Talke, S.A., Orton, P., Jay, D.A., 2014. Increasing storm tides in New York Harbor, 1844–2013. Geophys. Res. Lett. 41, 3149–3155. https://doi.org/10.1002/2014GL059574

Tamfu, S., Batupe, M., Pauken, R.J., Boatwright, D.C., 1995. Geologic setting, stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Douala Basin Cameroon. Natl. Hydrocarb. J. Cameroon 3.

Tchindjang, M., Fendoung, P.M., 2019. Chapitre 22. Une Afrique Atlantique avec des villes sous l'eau ! Construire des villes côtières sans inondations? 30.

Tee, K.T., 1977. Tide-Induced Residual Current—Verification of a Numerical Model. J. Phys. Oceanogr. 7, 396–402. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1977)007<0396:TIRCOA>2.0.CO;2

Teisson, C., Ockenden, M., Le Hir, P., Kranenburg, C., Hamm, L., 1993. Cohesive sediment transport processes. Coast. Eng. 21, 129–162.

Testut, L., Miguez, B.M., Wöppelmann, G., Tiphaneau, P., Pouvreau, N., Karpytchev, M., 2010. Sea level at Saint Paul Island, southern Indian Ocean, from 1874 to the present. J. Geophys. Res. Oceans 115. https://doi.org/10.1029/2010JC006404

Thorn, M.F.C., 1982. Physical processes of siltation in tidal channels.

Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T., 2014. Modélisation 3D de la dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente (France) : évolution du bouchon vaseux et estimation des flux sédimentaires. https://doi.org/10.5150/jngcgc.2014.056

Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T., Le Moine, O., 2015. Fortnightly tidal asymmetry inversions and perspectives on sediment dynamics in a macrotidal estuary (Charente, France). Cont. Shelf Res. 94, 42–54. https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.12.009

Tromeur, J., 1946. Mission hydrographique du Saloum (1930-1931), in: Annales Hydrographiques.

Tsalefac, M., Ngoufo, R., Nkwambi, W., Tatsangue, E.D., Fobissie, B.L., 2003. FRÉQUENCES ET QUANTITÉS DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES SUR LE TERRITOIRE CAMEROUNAIS 15, 9.

Uncles, R.J., 2002. Estuarine physical processes research: some recent studies and progress. Estuar. Coast. Shelf Sci. 55, 829–856.

Uncles, R.J., Barton, M.L., Stephens, J.A., 1994. Seasonal variability of fine-sediment concentrations in the turbidity maximum region of the Tamar Estuary. Estuar. Coast. Shelf Sci. 38, 19–39.

Uncles, R.J., Stephens, J.A., 1993a. The freshwater-saltwater interface and its relationship to the turbidity maximum in the Tamar estuary, United Kingdom. Estuaries 16, 126–141.

Uncles, R.J., Stephens, J.A., 1993b. The freshwater-saltwater interface and its relationship to the turbidity maximum in the Tamar estuary, United Kingdom. Estuaries 16, 126–141.

Valkering, P., van der Brugge, R., Offermans, A., Haasnoot, M., Vreugdenhil, H., 2013. A Perspective-Based Simulation Game to Explore Future Pathways of a Water-Society System Under Climate Change. Simul. Gaming 44, 366–390. https://doi.org/10.1177/1046878112441693

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

Van Campo, E., Bengo, M.D., 2004. Mangrove palynology in recent marine sediments off Cameroon. Mar. Geol., Material Exchange Between the Upper Continental Shelf and Mangrove Fringed Coasts with Special Reference to the N. Amazon-Guianas Coast 208, 315–330. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.04.014

Van, L.A., Villaret, C., Pham van Bang, D., Schüttrumpf, H., 2012. Erosion and deposition of the Gironde mud, in: International Conference on Scour and Erosion, ICSE-6–Paris-August 27. p. 2012.

Van Leussen, W., 1994. Estuarine Macroflocs and Their Role in Fine-Grained Sediment Transport. Ph Thesis Univ. Utrecht.

van Maanen, B., Sottolichio, A., 2018. Hydro- and sediment dynamics in the Gironde estuary (France): Sensitivity to seasonal variations in river inflow and sea level rise. Cont. Shelf Res. 165, 37–50. https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.06.001

van Maren, D. S., van Kessel, T., Cronin, K., Sittoni, L., 2015. The impact of channel deepening and dredging on estuarine sediment concentration. Cont. Shelf Res. 95, 1–14. https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.12.010

van Maren, Dirk S., Winterwerp, J.C., Vroom, J., 2015. Fine sediment transport into the hyper-turbid lower Ems River: the role of channel deepening and sediment-induced drag reduction. Ocean Dyn. 65, 589–605.

Van Rijn L.c., 1989. Mathematical modelling of morphological processes in the case of suspended sediment transport. 1.

Vinita, J., Shivaprasad, A., Manoj, N.T., Revichandran, C., Naveenkumar, K.R., Jineesh, V.K., 2015. Spatial tidal asymmetry of Cochin estuary, West Coast, India. J. Coast. Conserv. 19, 537–551. https://doi.org/10.1007/s11852-015-0405-9

Vondou, D.A., Yepdo, Z.D., Tchotchou, L.A.D., 2018. Diurnal Cycle of Convective Cloud Occurrences Over Cameroon During June–August. J. Indian Soc. Remote Sens. 46, 829–845. https://doi.org/10.1007/s12524-017-0747-x

Wang, D., Pan, H., Jin, G., Lv, X., 2020. Seasonal variation of the principal tidal constituents in the Bohai Sea. Ocean Sci. 16, 1–14. https://doi.org/10.5194/os-16-1-2020

Wang, Z.B., Jeuken, M.C.J.L., de Vriend, H., 1999. Tidal asymmetry and residual sediment transport in estuaries.

Wang, Z.B., Jeuken, M.C.J.L., Gerritsen, H., de Vriend, H.J., Kornman, B.A., 2002. Morphology and asymmetry of the vertical tide in the Westerschelde estuary. Cont. Shelf Res. 22, 2599–2609. https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00134-6

Wang, Z.B., Vandenbruwaene, W., Taal, M., Winterwerp, H., 2019. Amplification and deformation of tidal wave in the Upper Scheldt Estuary. Ocean Dyn. 69, 829–839. https://doi.org/10.1007/s10236-019-01281-3

Wang, Z.B., Winterwerp, J.C., He, Q., 2014. Interaction between suspended sediment and tidal amplification in the Guadalquivir Estuary. Ocean Dyn. 64, 1487–1498. https://doi.org/10.1007/s10236-014-0758-x

Warner, J.C., 2005. Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment. J. Geophys. Res. 110, C05001. https://doi.org/10.1029/2004JC002691

Willmott, C.J., 1981. On the validation of models. Phys. Geogr. 2, 184–194.

Winterwerp, J.C., 2002. On the flocculation and settling velocity of estuarine mud. Cont. Shelf Res. 22, 1339–1360. https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00010-9

Winterwerp, J.C., Van Kesteren, W.G., 2004. Introduction to the physics of cohesive sediment dynamics in the marine environment. Elsevier.

Wolanski, E., 1995. Transport of sediment in mangrove swamps, in: Asia-Pacific Symposium on Mangrove Ecosystems. Springer, pp. 31–42.

Wolanski, E., Chappell, J., 1996. The response of tropical Australian estuaries to a sea level rise. J. Mar. Syst., The Coastal Ocean in a Global Change Perspective 7, 267–279. https://doi.org/10.1016/0924-7963(95)00002-X

Woodworth, P.L., 2010. A survey of recent changes in the main components of the ocean tide. Cont. Shelf Res. 30, 1680–1691. https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.07.002

Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Coulomb, A., Simon, B., Woodworth, P.L., 2008. Tide gauge datum continuity at Brest since 1711: France's longest sea-level record. Geophys. Res. Lett. 35. https://doi.org/10.1029/2008GL035783

Wu, H., Zhu, J., Shen, J., Wang, H., 2011. Tidal modulation on the Changjiang River plume in summer. J. Geophys. Res. Oceans 116. https://doi.org/10.1029/2011JC007209

Wu, Y., Hannah, C., O'Flaherty-Sproul, M., MacAulay, P., Shan, S., SUR LES, 2019. A modeling study on tides in the Port of Vancouver. Anthr. Coasts 2, 101–125. https://doi.org/10.1139/anc-2018-0008

Wu, Y., He, Y., Lu, C., Zhang, W., Gao, S., 2020. Feedback between channel resilience and tidal dynamics in an intensively dredged tidal river. J. Hydrol. 590, 125367. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125367

Xie, D., Gao, S., Wang, Z.B., Pan, C., Wu, X., Wang, Q., 2017. Morphodynamic modeling of a large inside sandbar and its dextral morphology in a convergent estuary: Qiantang Estuary, China. J. Geophys. Res. Earth Surf. 122, 1553–1572. https://doi.org/10.1002/2017JF004293

Yoon, B., Woo, S.-B., 2013. Tidal asymmetry and flood/ebb dominance around the Yeomha channel in the Han River Estuary, South Korea. J. Coast. Res. 165, 1242–1246. https://doi.org/10.2112/SI65-210.1

Yu, X., Zhang, W., Hoitink, A.J.F., 2020. Impact of river discharge seasonality change on tidal duration asymmetry in the Yangtze River Estuary. Sci. Rep. 10. https://doi.org/10.1038/s41598-020-62432-x

Zanke, U., 1977. Berechnung Der Sinkgeschwindigkeiten Von Sedimenten. Berechn. Sink. Von Sedimenten.

Zapata, C., Puente, A., García, A., García-Alba, J., Espinoza, J., 2019. The Use of Hydrodynamic Models in the Determination of the Chart Datum Shape in a Tropical Estuary. Water 11, 902. https://doi.org/10.3390/w11050902

Zhang, G., Cheng, W., Chen, L., Zhang, H., Gong, W., 2019. Transport of riverine sediment from different outlets in the Pearl River Estuary during the wet season. Mar. Geol. 415, 105957. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.06.002

Zhang, W., Cao, Y., Zhu, Y., Zheng, J., Ji, X., Xu, Y., Wu, Y., Hoitink, A.J.F., 2018. Unravelling the causes of tidal asymmetry in deltas. J. Hydrol. 564, 588–604. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.023

Zhu, L., Zhang, H., Guo, L., Huang, W., Gong, W., 2021. Estimation of riverine sediment fate and transport timescales in a wide estuary with multiple sources. J. Mar. Syst. 214, 103488. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103488

5.3 Courants de marée dans l'estuaire du Wouri

L'article a permis d'étudier plus précisément les causes de la distorsion de l'onde de marée observée dans l'estuaire du Wouri. Les paragraphes suivants présentent les résultats de hauteurs d'eau et de courants de marée obtenu avec le modèle numérique présenté en matériels et méthodes. L'objectif est d'étudier les variations de vitesses et de hauteur d'eau le long de l'estuaire en fonction du cycle de morte-eau/vive-eau, et des variations saisonnières de débit.

5.3.1 Champs de courants

Les champs de courant instantanés dans l'estuaire du Wouri, à mi-flot (3h après la marée basse) et mi-jusant (3h après la marée haute) sont présentés dans des conditions de vive-eau + débits faible (étiage) et de vive-eau + grand débit (crue). Ces résultats sont montrés dans la couche de surface et dans la couche 3 au-dessus du fond (Figures 5.1 – 5.2).

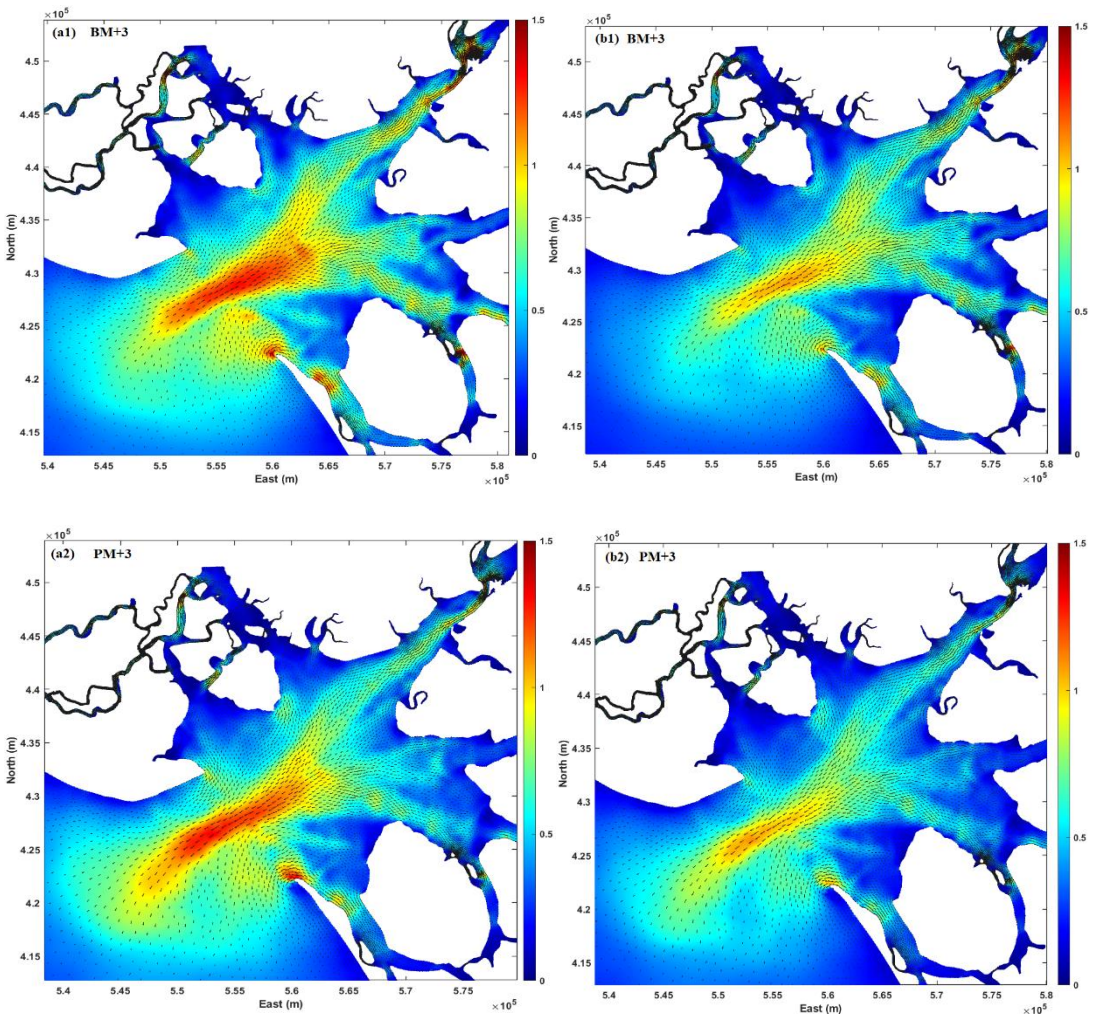


Figure 5. 1: Vitesse de courant instantanées (m/s) de surface (a) et de profondeur (b), 3 heures après la marée basse (1) et 3 heures après la marée haute (2) en période d'étiage.

Figure 5.1: Vitesse de courant instantanées (m/s) de surface (a) et de profondeur (b), 3 heures après la marée basse (1) et 3 heures après la marée haute (2) en période d'étiage

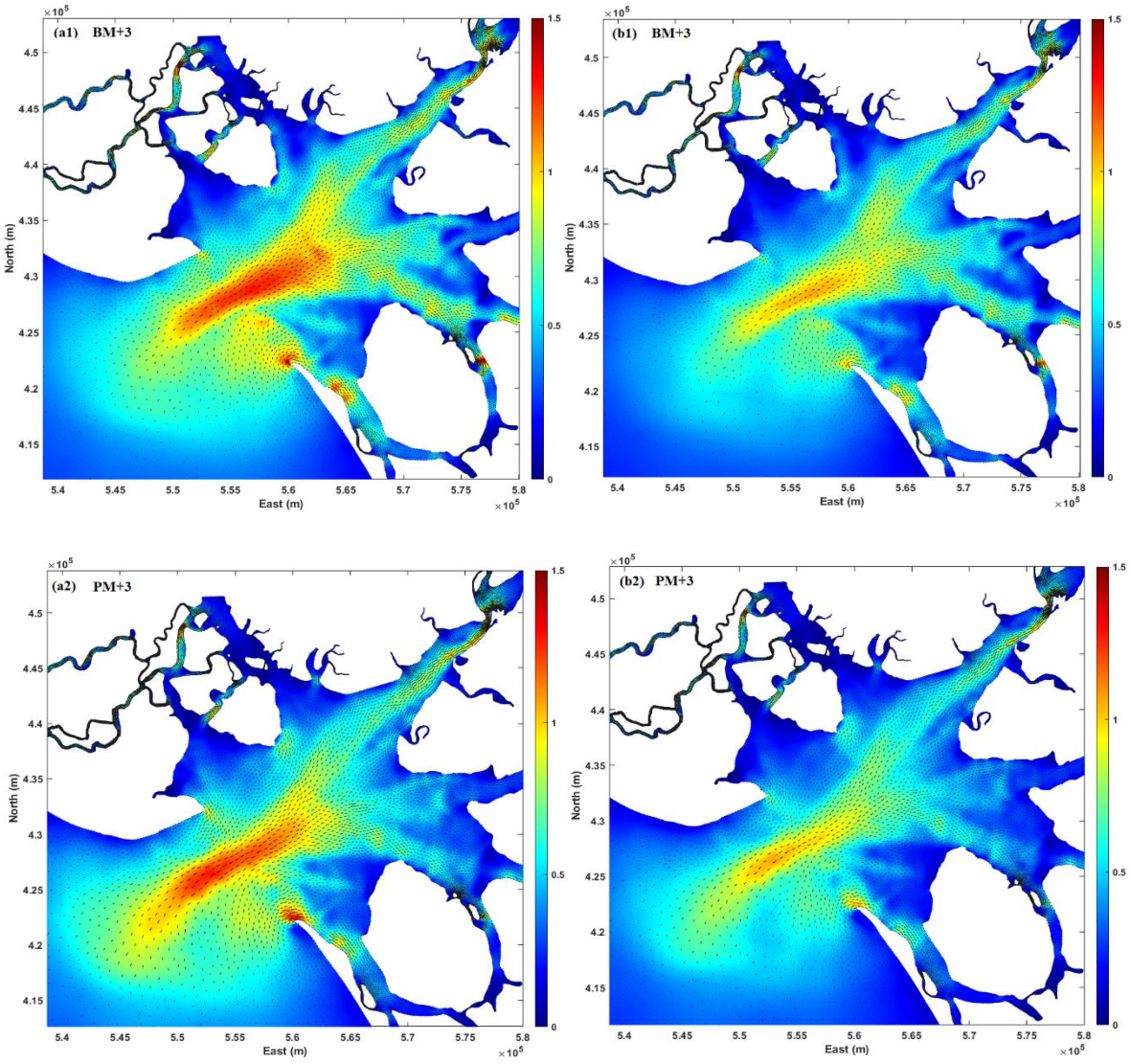


Figure 5. 2: Vitesse de courant instantanées (m/s) de surface (a) et de profondeur (b), 3 heures après la marée basse (1) et 3 heures après la marée haute (2) en période de crue.

Les écarts de vitesses entre le chenal, les étiers et les zones intertidales sont particulièrement importants à mi-flot. Les courants dans le chenal et dans les étiers les plus étroits sont forts, atteignant plus de 1,5m/s. On y observe peu de disparités latérales dans les étiers, et en particulier dans leur axe principal, on observe soit un comportement similaire lorsque les volumes de vidange en amont sont faibles, soit lorsque les volumes amont écoulés sont importants. L'observation des vitesses de jusant du même ordre de grandeur voir supérieures à celles du flot et maintenues plus longtemps que lors du flot montre l'effet de chasse enregistré. Sur les zones découvrantes, la vitesse diminue graduellement depuis le chenal vers les berges, jusqu'à atteindre des valeurs minimales inférieures à 0,05m/s. En jusant, les vitesses

enregistrées sont moindre comparée au flot, Les vitesses élevées sont également observées entre le chenal, les étiers, les bancs découvrants et les parties intertidales.

La différence de vitesses de courant entre la période d'étiage et celle de crue (environ 0.6m/s) montre l'impact des débits. La diminution des profondeurs d'eau en étiage induit une augmentation des frottements ayant pour conséquence la réduction des vitesses de courant.

5.3.2 Variation due au cycle morte-eau/vive-eau

Les figures 5.3 et 5.4 présentent l'élévation des hauteurs d'eau et des vitesses de courants (surface et fond) issues du modèle en plusieurs points de l'estuaire P0, P1, P2, P3, P4, P5 (voir fig. 1 de l'article soumis à Coastal Engineering, Chap. V – Sect. 2 pour les localisations des 5 points). Les résultats sont présentés en vive-eau et en morte-eau, dans les conditions de débits faibles (étiage) et de débits importants (crue).

L'écart de l'heure de pleine mer entre P0 et P5 est d'environ 50 minutes en morte eau et de 1h50 en vive-eau. Les écarts à la basse mer sont beaucoup plus importants, particulièrement en vive-eau où l'on observe un décalage compris entre 2h30 ou 3h. En morte eau, cette valeur est comprise entre 1h30 et 1h45. Cette différence entre les écarts à la basse mer est probablement due aux variations de volume d'eau engendrées par le cycle morte-eau/vive-eau (Toublanc et al., 2015). Un déphasage plus long de 10 minutes est enregistré en période de crue comparativement à celle d'étiage. Le volume étant plus important en crue, le frottement et la dissipation de l'énergie associée sont plus importants, ce qui retarde la propagation de la marée.

Ce déphasage entre les flots et les jusants (tableau 5.1) est variable en fonction de la position considérée, du cycle de vive-eau/morte-eau et des périodes d'étiage et de crue. Aux stations P0, P1 et P2 (Océan ouvert), les durées de flot (≈ 6h30) sont légèrement plus grandes que les durées de jusant (≈ 06h10) et inversement aux stations P3, P4 et P5 montrant une différence significative entre la durée du flot (≈05h50) et du jusant en vive-eau (≈ 7h20). En morte-eau, cette différence observée est légèrement plus courte pendant le flot, avec une faible inversion de tendance. Ce mécanisme a été montré dans la Charente (Toublanc et al., 2015) mais est plus faible ici.

La variation des hauteurs d'eau pendant deux cycles de marée présente une distorsion progressive de l'onde de marée entre P0 et P5 (Figure 5.3 – 5.4). A P4 et P5, l'onde de marée incidente est déjà déformée, particulièrement en vive-eau. La durée de flot est plus courte que celle du jusant montrant des courants relativement plus intenses en amont, car l'étroitesse des zones intertidales atténue l'effet de dissipation d'énergie. D'après Friedrichs and Aubrey

(1988), une dominance de flot s'accompagne généralement de vitesses plus élevées pendant le flux par rapport aux reflux comme observé dans l'estuaire du Wouri. Ces résultats permettent de situer l'estuaire du Wouri selon la classification de Le Floch (1961) et de Nichols and Biggs (1985) en le caractérisant d'estuaire hypersynchrone et morphodynamiquement moins stable (ou amplifié, selon Savenije (2005)).

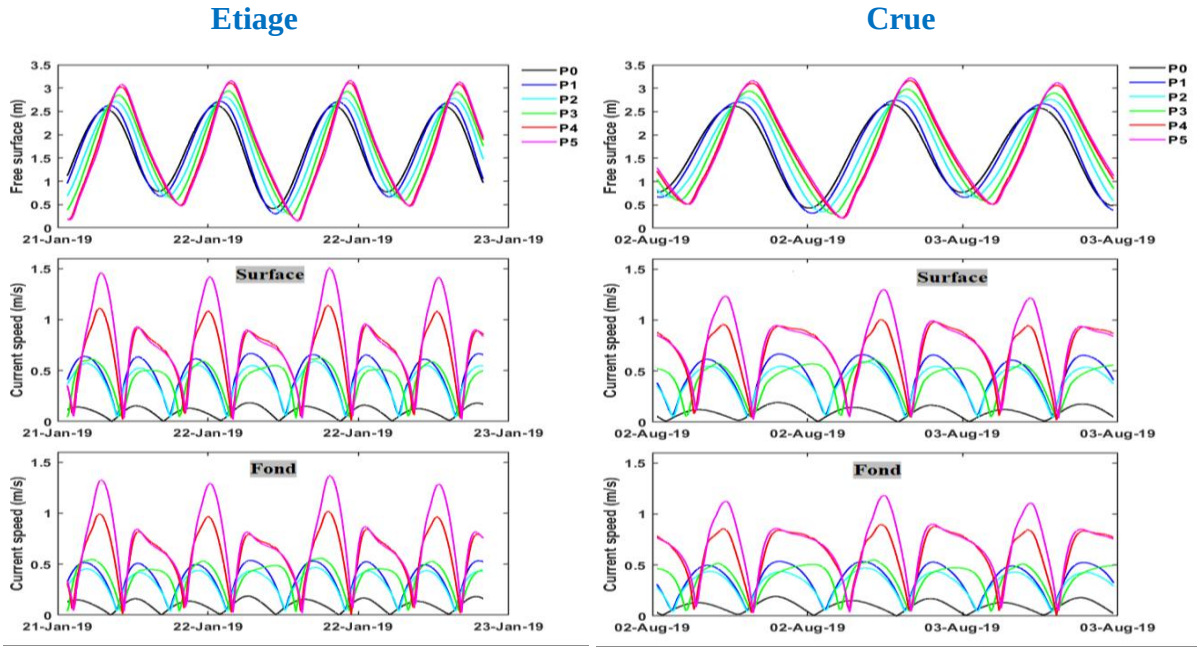


Figure 5. 3: Elévation de la surface libre (graphiques du haut) et vitesse de courant le long de l'estuaire, en vive-eau, en période d'étiage (graphiques de gauche) et en période de crue (graphiques de droite

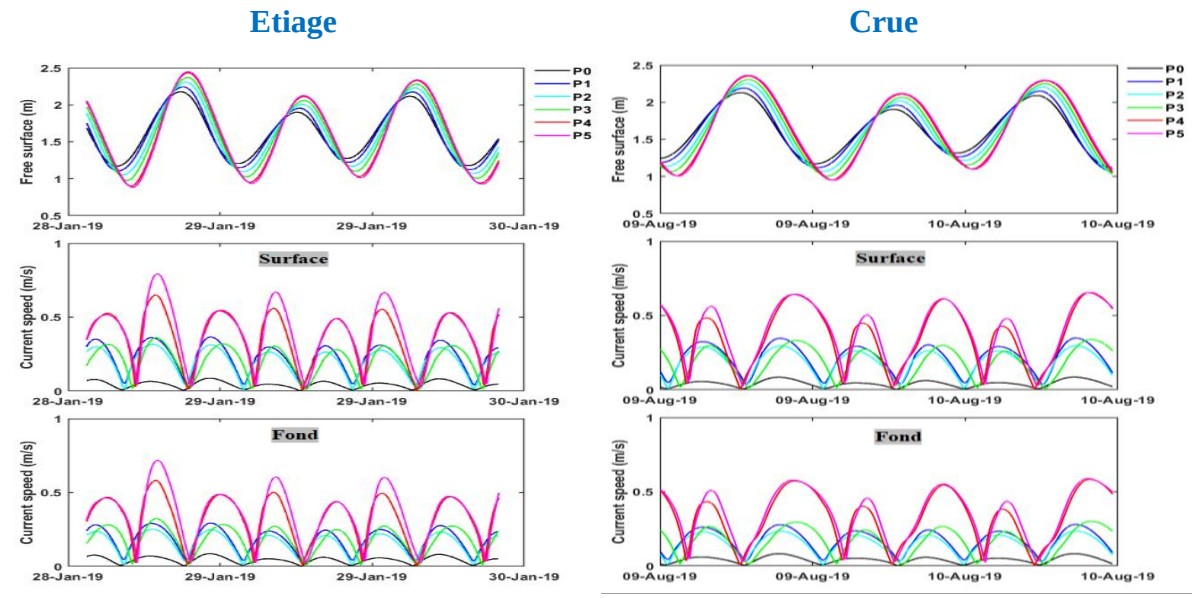


Figure 5. 4: Elévation de la surface libre (graphiques du haut) et vitesse de courant le long de l'estuaire, en morte-eau, en période de crue (graphiques de gauche) et en période de crue (graphiques de droite)

Tableau 5. 1- Déphasage entre les maximuns et minimums de surface libre et les étales de flot et jusant.

Lieu	Conditions de marée		Étiage	Crue
P0	**Flot**	Morte-eau	06h30	06h40
		Vive-eau	06h40	06h40
	Jusant	Morte-eau	05h30	05h30
		Vive-eau	06h10	06h00
P1	**Flot**	Morte-eau	06h40	06h50
		Vive-eau	06h40	06h30
	Jusant	Morte-eau	05h20	05h20
		Vive-eau	06h10	06h00
P2	**Flot**	Morte-eau	06h30	06h50
		Vive-eau	06h30	06h20
	Jusant	Morte-eau	05h30	05h30
		Vive-eau	06h20	06h10
P3	**Flot**	Morte-eau	06h20	06h30
		Vive-eau	06h00	06h00
	Jusant	Morte-eau	05h40	05h30
		Vive-eau	06h50	06h50
P4	**Flot**	Morte-eau	06h00	06h00
		Vive-eau	05h40	05h40
	Jusant	Morte-eau	06h00	05h50
		Vive-eau	07h20	07h20
P5	**Flot**	Morte-eau	05h50	05h40
		Vive-eau	05h50	05h30
	Jusant	Morte-eau	06h10	06h10
		Vive-eau	07h10	07h20

5.4 Circulation résiduelle

La circulation résiduelle causée par les marées joue un rôle important dans le transport à long terme de la masse d'eau et des sédiments (Nihoul and Ronday, 1975; Robinson, 1983; Tee, 1977; Wu et al., 2019). Les vitesses résiduelles sont calculées pendant un cycle de marée, soit 12h42, aux points P0, P1, P2, P3, P4 et P5 (Figures 5.5 - 5.6). En période d'étiage et de crue, les marées de morte-eau et vive-eau montrent un écoulement préférentiellement dirigé vers l'aval (effet de chasse) excepté au point P4 qui montre un écoulement dirigé vers l'amont. Cette

différence de direction de l'écoulement pourra avoir des conséquences sur le stockage des sédiments dans l'estuaire pendant la période de faibles débits.

Les valeurs de vitesse résiduelle enregistrées, nous permettent de déterminer, la zone énergétique (P4), et les zones moins énergétique (P3, P2, P1, P0) qui seraient susceptibles de favoriser les dépôts de sédiments. On observe sur la figure 5.6 que l'intensité maximale du courant résiduel de surface (1,8cm/s) est enregistrée en Vive eau et en période de crue. Cependant, la différence de circulation de densité à P0 se produit à environ un demi de la colonne d'eau (Station P0).

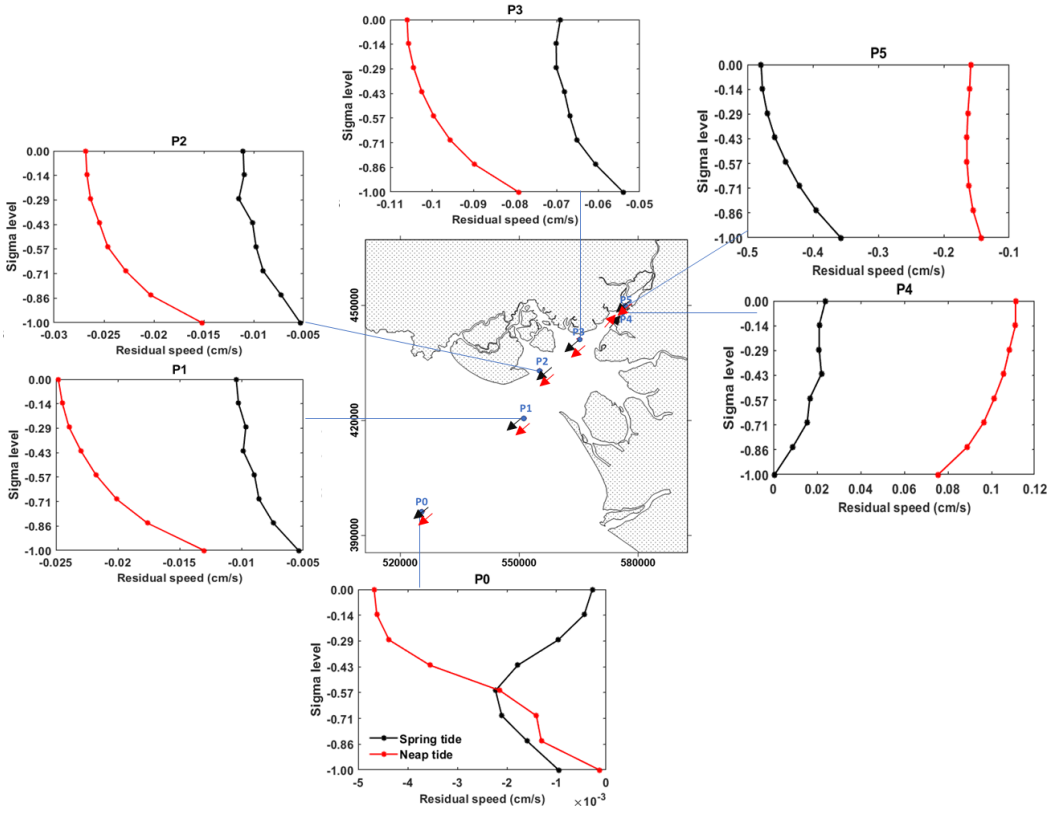


Figure 5. 5: Vitesse de courant résiduelle aux cinq stations P0, P1, P2, P3, P4 et P5 dans l'estuaire du Wouri en morte-eau (noir) et vive-eau (rouge) en période d'étiage. Pour des raisons de lisibilité, les échelles ne sont pas les mêmes pour les vitesses résiduelles aux différents points.

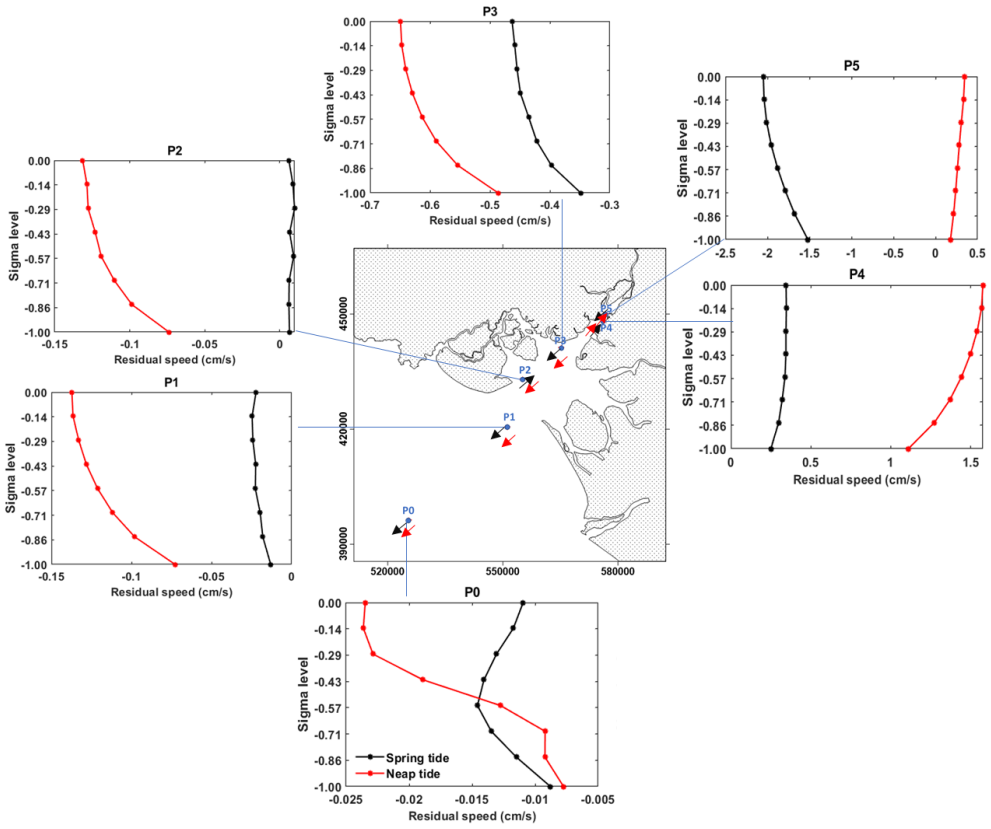


Figure 5. 6: Vitesse de courant résiduelle aux cinq station P0, P1, P2, P3, P4 et P5 dans l'estuaire du Wouri en morte-eau (noir) et vive-eau (rouge) en période de crue. Pour des raisons de lisibilité, les échelles ne sont pas les mêmes pour les vitesses résiduelles aux différents points.

5.5 Synthèse

L'analyse spatio-temporelle de la dynamique des marées et vitesse de courant, à l'aide d'un modèle numérique, montre l'impact des débits fluviaux et de la morphologie sur les variations d'amplitude et d'asymétrie de la durée des marées, responsables de la dynamique sédimentaire dans l'estuaire du Wouri.

La propagation de l'onde de la marée observée montre une asymétrie tidale prononcée dans la partie amont de l'estuaire : la durée de flot plus courte que celle du jusant. Cette observation a pour conséquence la concentration de l'énergie par effet des eaux peu profondes, accentuée par l'effet d'entonnoir de la convergence des berges. L'estuaire du Wouri est donc qualifié d'estuaire hypersynchrone.

En vive-eau, les vitesses de courant dans l'estuaire du Wouri peuvent atteindre 2m/s. Les vitesses maximales de flot sont rencontrées trois à quatre heures après la marée basse. Les vitesses maximales de jusant sont à l'inverse observées deux à trois heures après la marée haute. La durée de l'étale de flot est plus courte que celle de l'étale de jusant. Les vitesses faibles

enregistrées sont observées dans les zones découvrantes, contrairement aux vitesses élevées enregistrées dans les chenaux, étiers et zones intertidales. Les vitesses de courant étant encore inférieures à 1m/s deux à trois heures après la marée haute. Les forts apports d'eau douce en crue, entraîne une augmentation de l'amplitude de marée et une baisse des vitesses résiduelles, particulièrement en surface. Pendant la crue, l'estuaire du Wouri est sous influence fluviale. En étiage, l'influence de la marée est prédominante, les vitesses résiduelles sont plus homogènes avec un écoulement orienté vers l'aval.

Les changements des caractéristiques de la marée en fonction du flot et jusant, des cycles de vive-eau/morte-eau et des périodes d'étiage et de crue ont probablement affecté la dynamique sédimentaire, et particulièrement la zone maximale de turbidité, qui en retour, modifient la morphologie et donc les caractéristiques de la marée (Figure 5.7). Cette hypothèse est abordée dans le chapitre suivant.

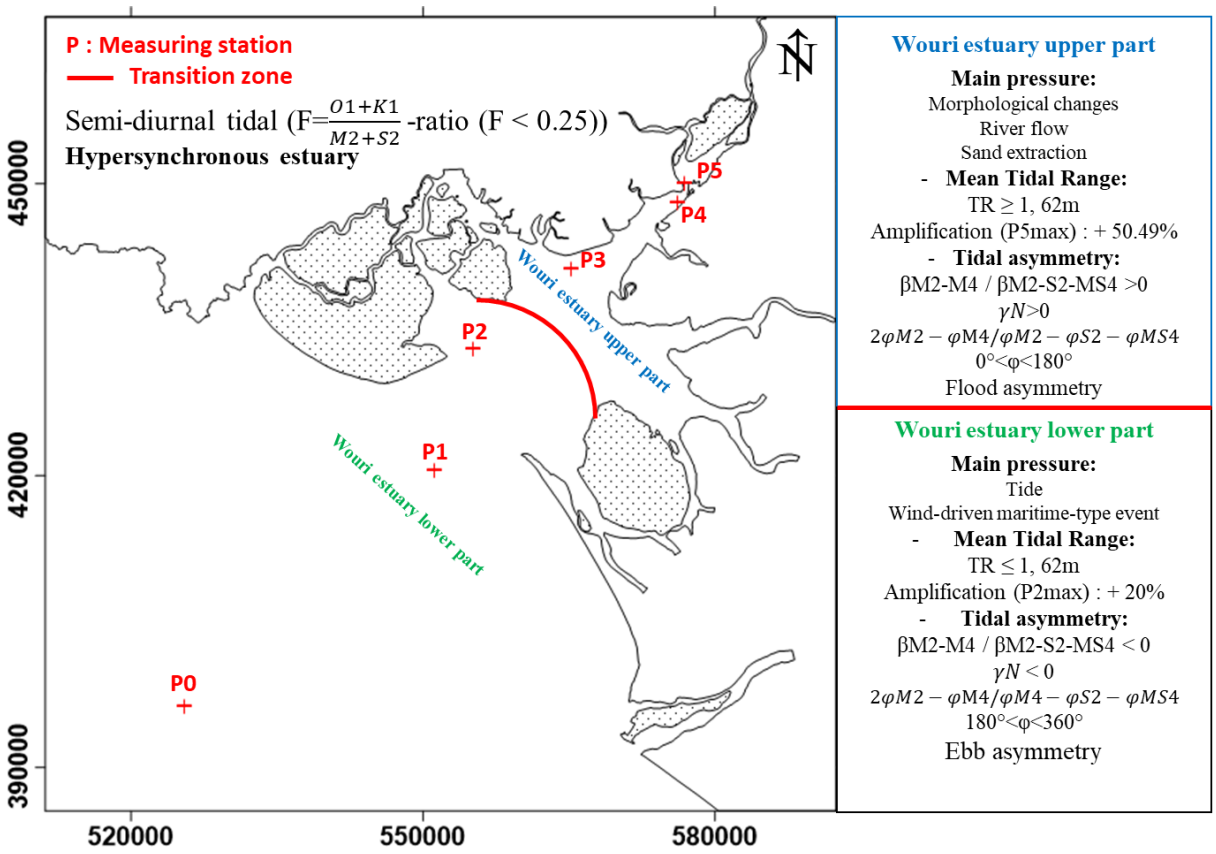


Figure 5. 7: Résumé des principales modifications des caractéristiques de la marée sous influence tidale dans l'estuaire du Wouri au cours de l'année 2019.

6

Distribution des salinités et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire du Wouri

6.1 Distribution saisonnière *in situ* des salinités et turbidités 178

6.1.1 Méthodologie 179

6.1.2 Variabilité saisonnière des paramètres physiques mesurés dans l'estuaire du Wouri 182

6.1.3 Variations des turbidité, hauteurs d'eau, et salinité en fonction des cycles tidaux 183

6.2 Distribution spatio temporelle des salinités et des sédiments fins 184

6.2.1 Distribution de salinité 185

6.2.2 Dynamique du bouchon vaseux et des sédiments fins en suspension 192

6.3 Synthèse 204

Les chapitres précédents ont permis de définir et caractériser le comportement hydrodynamique et hydrologique de l'estuaire du Wouri, en fonction des forçages de la marée et du débit fluvial. Dans ce chapitre, nous nous attachons à la distribution des salinités et à la dynamique des sédiments fins. Les données de terrain recueillies au cours des différentes périodes de débits (étiage, petite crue, crue) et des cycles de marée révèlent la présence d'un maximum de turbidité. Le modèle numérique 3D est utilisé pour analyser la variabilité saisonnière des stratifications et déterminer le comportement des sédiments en suspension dans l'estuaire.

6.1 Distribution saisonnière *in situ* des salinités et turbidités

Les résultats présentés dans ce chapitre ont fait l'objet d'une publication aux journées nationales Génie côtier-Génie Civil 2020 (Fossi et al., 2020), dont l'article est repris ici.

La compréhension de l'hydrodynamique des estuaires représente un enjeu majeur, pour des raisons à la fois environnementales et socio-économiques. Ces environnements constituent généralement les zones privilégiées de construction des infrastructures portuaires et jouent un rôle essentiel dans les échanges économiques. De par leurs natures et morphologies qui ne cesse d'être modifiées, les estuaires sont soumis au phénomène de sédimentation. C'est le cas de l'estuaire du Wouri, qui abrite le Port Autonome de Douala (PAD). Le PAD est le principal port maritime du Cameroun et poumon économique de l'Afrique centrale. Il est situé à quelques 25 km de la mer sur le fleuve Wouri. Pour permettre l'entrée au port de la plupart des bateaux, un chenal d'accès est dragué en permanence car il est soumis à une forte sédimentation (Jombe Seppo, 2003 ; Fossi Fotsi, 2014). Comme tout estuaire mésotidal, l'estuaire du Wouri présente une zone de turbidité maximale (ZTM), appelée bouchon vaseux, à fortes concentrations en particules en suspension (MES) à la fois d'origine terrestre et marine (Jombe Seppo, 2011 ; Fossi Fotsi et al., 2019). La ZTM joue un rôle important dans le processus de sédimentation qui peuvent conduire à l'envasement des chenaux (Allen et al., 1980), affectant des profondeurs de navigation. La connaissance de la variabilité de la turbidité aux échelles de temps différentes est essentielle pour comprendre les processus hydro-sédimentaires, et la qualité des eaux dans cet estuaire camerounais. De nombreux travaux ont été publiés sur les phénomènes de turbidités maximales dans les estuaires du monde (Grabemann et al., 1997 ; Mitchell et al., 2012 ; Uncles et al., 1994). Les informations sur les estuaires africains restent très parcellaires et mal connues (Capo et al., 2006). Le cas de l'estuaire du Wouri est très évocateur. A ce jour, et à notre connaissance, aucune étude n'a permis de comprendre les mécanismes de formation de la ZTM et ses dynamiques, l'essentiel des travaux ayant porté sur l'étude hydro sédimentaire des accès du PAD (Ereco European Economic, 1993 ; Migniot, 1989 ; SOGREAH, 2006). Cette étude

présente ainsi une occasion d'analyser les schémas de circulation et les mécanismes de forçage dans l'estuaire du Wouri. Pour ces différentes raisons, une description plus approfondie et actualisée de la dynamique de l'estuaire du Wouri est donc nécessaire afin de mieux anticiper les changements liés au développement des activités portuaires et à l'arrivée des tributaire de l'estuaire du Wouri.

Dans cette optique, différentes enquêtes de terrain sont menées dans l'estuaire du Wouri lors des débits faibles, moyen et élevés. Étant donné que les données de terrain sont encore limitées dans l'espace et la durée, un modèle numérique hydrodynamique 3D est également construit pour explorer davantage les différentes conditions d'écoulement des transports. Pour atteindre ces objectifs, tout d'abord, les données collectées in situ sont décrites pour différents amplitudes de marée et débits. Cela permet à améliorer la quantification in-situ des caractéristiques du maximum de turbidité et d'identifier la longueur d'intrusion de salinité au cours des divers régimes fluviaux et de marée. Ensuite, les résultats numériques sont exploités : (1) pour étudier les interactions entre stratification, mode de circulation ; (2) fournir un aperçu des processus moteurs de la circulation ; et (3) en déduire le comportement des matières en suspension dans l'estuaire. Confère la section 3.4 du Chapitre II pour le contexte régionale et zone d'études.

6.1.1 Méthodologie

6.1.1.1 Mesure *in situ* de hauteurs d'eau, turbidité et salinité (Sonde *YSI 6600)*

Nous avons installé deux stations de mesure distantes de 15 km dans l'estuaire du Wouri : la station « Amont » P5, au niveau du pont sur le Wouri, et la station P3 au niveau de la station marégraphique 3 (Figure 6.1). Ces stations de mesures portent des sondes multi-paramètres (YSI 6600), équipées de capteurs qui mesurent les hauteurs d'eau, turbidité et salinité, toutes les 5 minutes à 3 m sous la surface libre. Le capteur de turbidité mesure des valeurs entre 0 et 4000 NTU avec une précision de 10%.

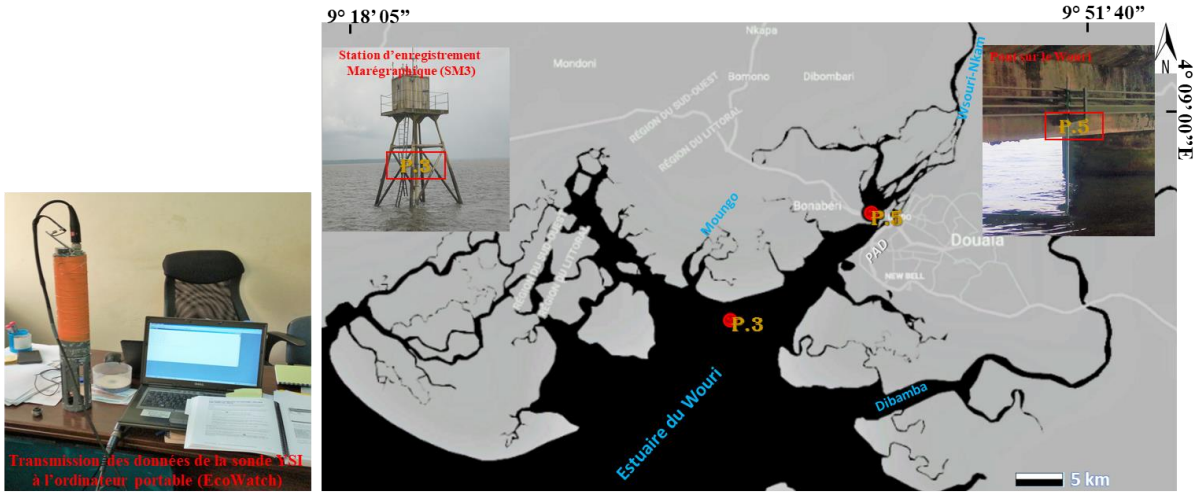


Figure 6. 1: Carte de localisation de l'estuaire du Wouri montrant les deux stations de mesures des sondes multi-paramètres (P.3 et P.5) et présentation de la transmission des données de la sonde YSI à l'ordinateur portable.

Les périodes de mesures ont été choisies pour permettre de caractériser l'influence des variations saisonnières de débits fluviaux : du 13 janvier au 27 février 2019 pour la saison d'étiage, du 8 mai au 7 juillet 2019 pour la petite crue, et du 22 juillet au 12 septembre 2019 pour la saison de grande crue. Lors de chaque campagne de mesures, la durée d'observation a permis de couvrir plusieurs cycles tidaux Morte-Eau (ME) – Vive-Eau (VE) afin de pouvoir appréhender l'importance de la marée sur l'hydrodynamique sédimentaire de l'estuaire.

6.1.1.2 Prétraitement et analyse des données

Lors de la période d'étiage, les eaux chaudes du Wouri sont propices à la prolifération d'algues et de coquillages. Ce phénomène a eu pour effet de boucher le capteur de turbidité. Ainsi, avant toute analyse, une étape préalable de vérification et de nettoyage des données de turbidité a été indispensable (Figure 6.2). La valeur de turbidité de 4000 NTU correspond à la valeur de saturation du capteur, mais aussi à la valeur quand il est en défaut. Afin d'identifier et de supprimer les valeurs fausses, une appréciation visuelle a été associée à un critère additionnel développé pour distinguer les valeurs réellement aberrantes des valeurs caractéristiques d'une variation réaliste de turbidité. Le principe de ce test est de considérer comme fausses les valeurs égales à 4000 NTU lorsque les trois valeurs précédentes et suivantes sont inférieures à 1000 NTU c'est-à-dire quand il n'y a pas une augmentation progressive des valeurs jusqu'à 4000 NTU.

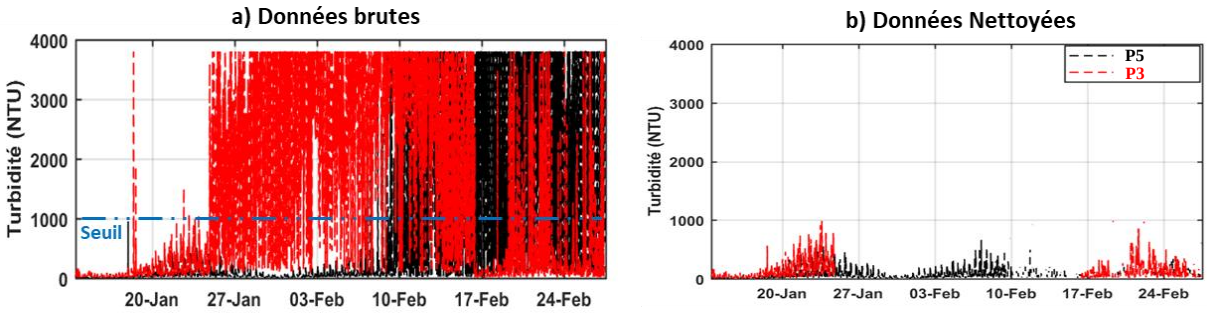


Figure 6. 2: Exemple d'identification des donnés fausses dans l'étape de nettoyage des données de turbidité des stations amont (noir) et aval (rouge) de l'estuaire du Wouri en période d'étiage. (a) Série temporelle des données brutes. La ligne bleue en pointillés.

Afin de calculer des flux sédimentaires, les mesures de turbidité en NTU de la sonde YSI ont été converties en concentrations de MES (gl−1) avec la relation MES-NTU. Une inter-calibration de sondes a été effectuée au laboratoire (Figure 6.3) : les sondes ont été mises dans un grand récipient rempli d'eau dont la concentration en particules récupérées de l'estuaire a été progressivement diluée (A). La correspondance entre les deux mesures de turbidité est montrée en B.

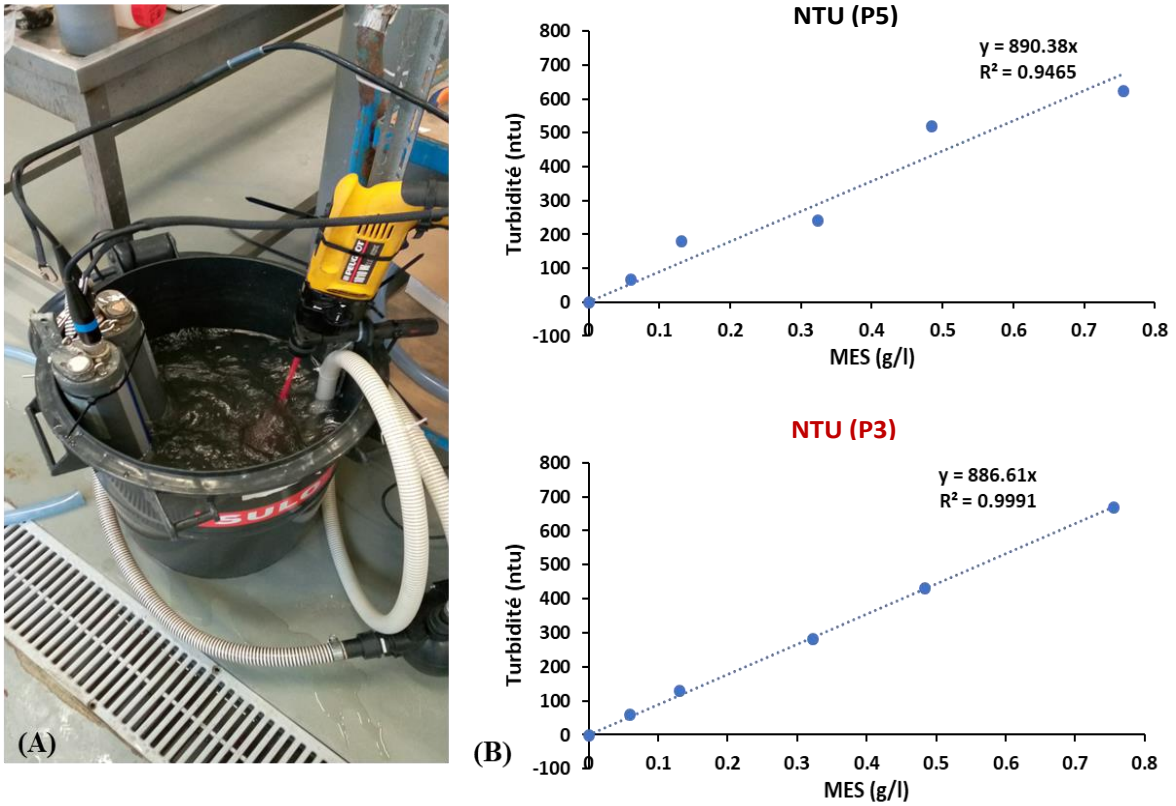


Figure 6. 3: (A) Dispositif expérimental d'inter-calibration des sondes de turbidité au laboratoire. (B) Turbidité (NTU) mesurée par la sonde YSI en fonction de la concentration de MES (gl−1).

6.1.2 Variabilité saisonnière des paramètres physiques mesurés dans l'estuaire du Wouri

Les variations saisonnières des paramètres hydrodynamiques (hauteurs d'eau, salinité et turbidité de l'eau) sont présentées à la figure 6.4.

La majeure partie de l'année, le marnage observé en amont est plus important que celui mesuré en aval, variant respectivement en fonction du cycle ME-VE entre 1,2 m et 2,8 m, et entre 1 m et 2,3 m (Figures 6.4b1- 6.4b2). Lors des grandes crues, cette différence diminue (de 0,4m contre 0,07m de différence) fortement, allant même jusqu'à s'inverser lors des pics de VE (Figure 6.4b3).

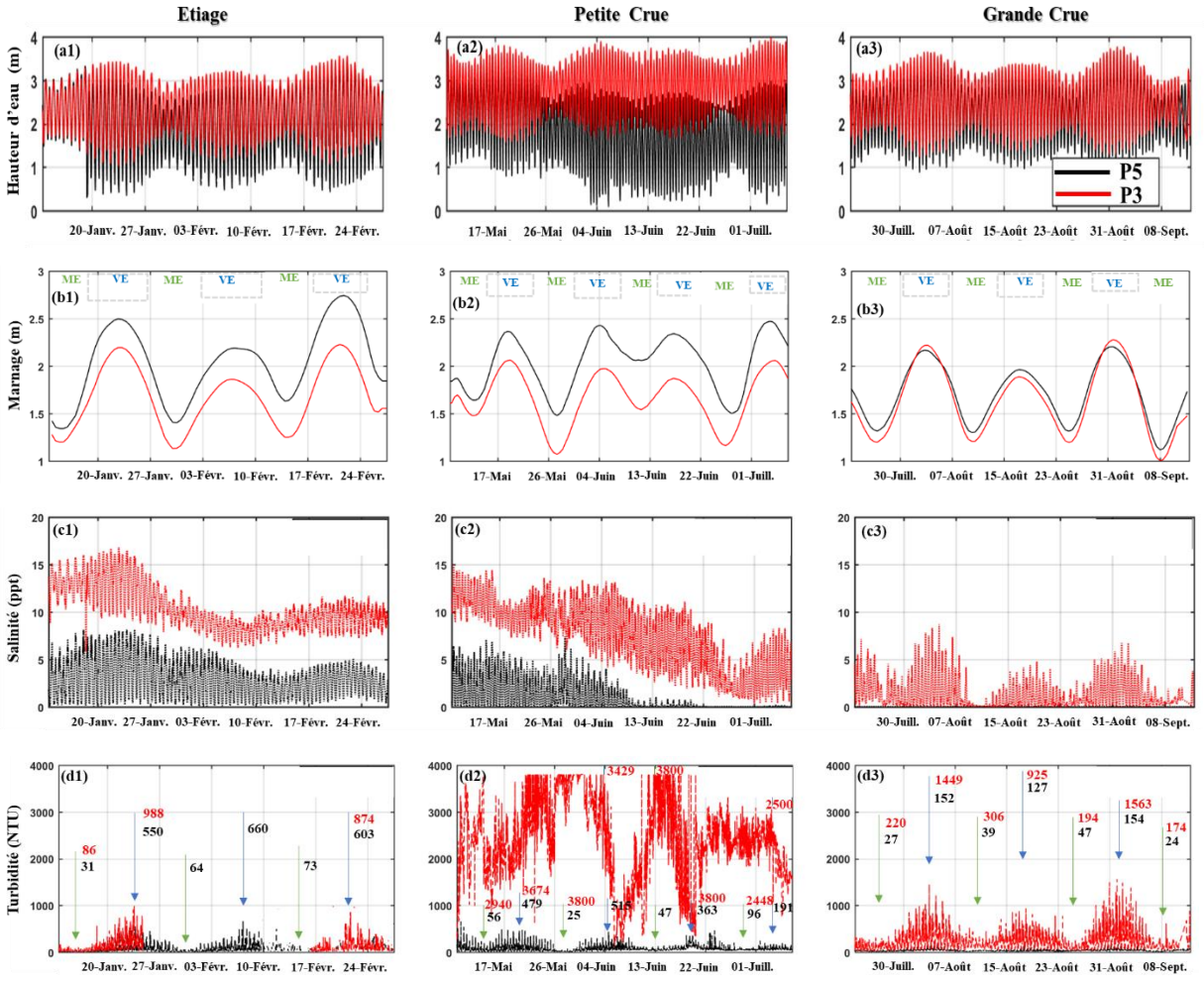


Figure 6. 4: Séries chronologiques des niveaux de hauteurs de marée, illustrant les marées de vive et morte eau (a et b), de turbidité, présentant des pics de valeurs de turbidité de vive et morte eau (c) et de salinité (d) aux deux stations de mesure (Amont et aval) à l'estuaire du Wouri en période d'étiage, de petite et grande crue.

Les variations de salinité observées (figure 6.4c) présentent des valeurs plus importantes en aval qu'en amont de l'estuaire. Elles montrent également une évolution décroissante de la

saison d'étiage (sal._max.$_{amont}$=8,13 et sal_max.$_{aval}$= 16,83), puis en petite crue ((sal._max.$_{amont}$= 7,4 et sal._max.$_{aval}$= 15,02). Jusqu'à la grande crue (sal._max.$_{amont}$=0,04 et Sal_max.$_{aval}$= 8,72) enregistrant des valeurs presque nulles en amont de l'estuaire

Pour la dynamique des matières en suspension, la turbidité mesurée est toujours supérieure à la station P3 par rapport à la station P5, située en amont de l'estuaire (figure 6.4d). Les variations de turbidité observées sont globalement typiques d'une dynamique contrôlée par la marée : les valeurs de turbidité sont plus élevées en période de VE et les cyclicités semi-diurnes sont clairement visibles. Seules les mesures réalisées à la station P3 de l'estuaire en petite crue (figure 6.4d2) présentent des variations qui semblent non corrélées à la marée (PM/BM et ME/VE), avec des valeurs très élevées (jusqu'à 3800NTU) la majeure partie du temps.

6.1.3 Variations des turbidité, hauteurs d'eau, et salinité en fonction des cycles tidaux

En amont, les trois débits observés montrent une variation de la salinité suivant les hauteurs d'eau : hauteur d'eau minimum (salinité faible) et hauteur d'eau maximale (salinité forte) (figure 6.5a). La turbidité présente des phases d'augmentation à chaque cycle de marée (morte et vive eau) (figures 6.5a et 5b). Les valeurs des pics de turbidité observées sont importantes en marée montante et moindre en marée descendante.

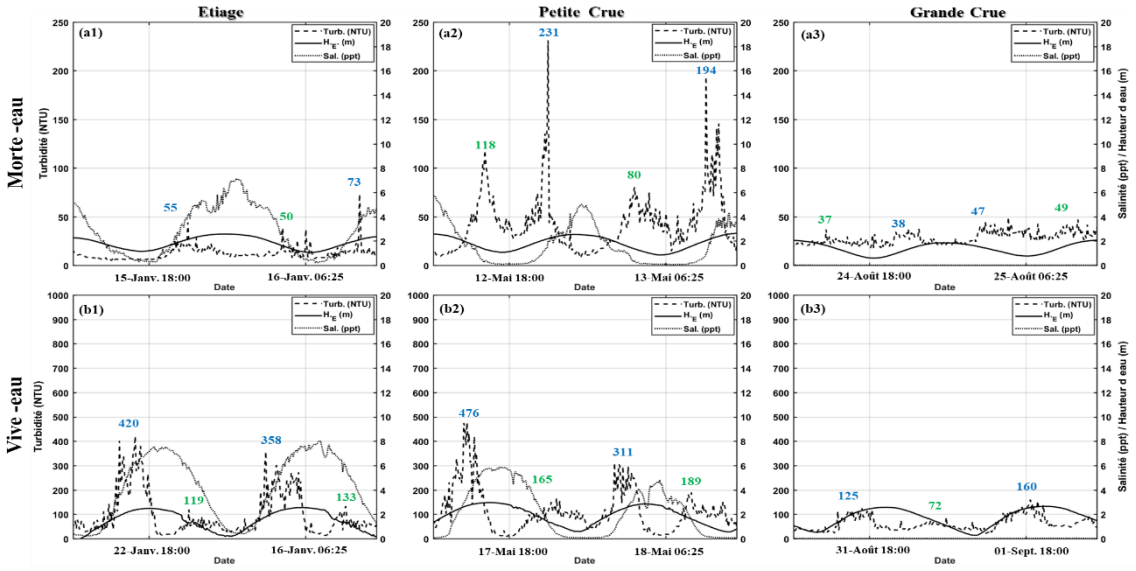


Figure 6. 5: Variation de la Turbidité présentant ces valeurs maximales en marée montante (bleu) et descendante (verte), hauteur d'eau et salinité en fonction d'un cycle de marée observé en une journée pendant les mortes (a) et vives eaux (b) à la station de mesure amont de l'estuaire (noir) en période d'étiage (a1, b1), petite crue (a2, b2) et grande crue (a3, b3).

En aval, la salinité varie suivant les hauteurs d'eau (hauteur d'eau minimum (salinité faible) et hauteur d'eau maximale (salinité forte) comme en amont (figure 6.6a). Les variations de turbidité observées en période d'étiage et grande crue montre des phases d'augmentations à chaque cycle de marée (morte et vive eau). Inversement à l'observation faite en amont, les valeurs des pics de turbidité observées en marée montante sont moindres, comparées à celle observées en marée descendante. Les turbidités observées pendant la petite crue (figures 6.6a2 et 6.b2), montrent une non corrélation avec les variations de hauteurs d'eau présentant des valeurs élevées de turbidités (1500 –3800NTU).

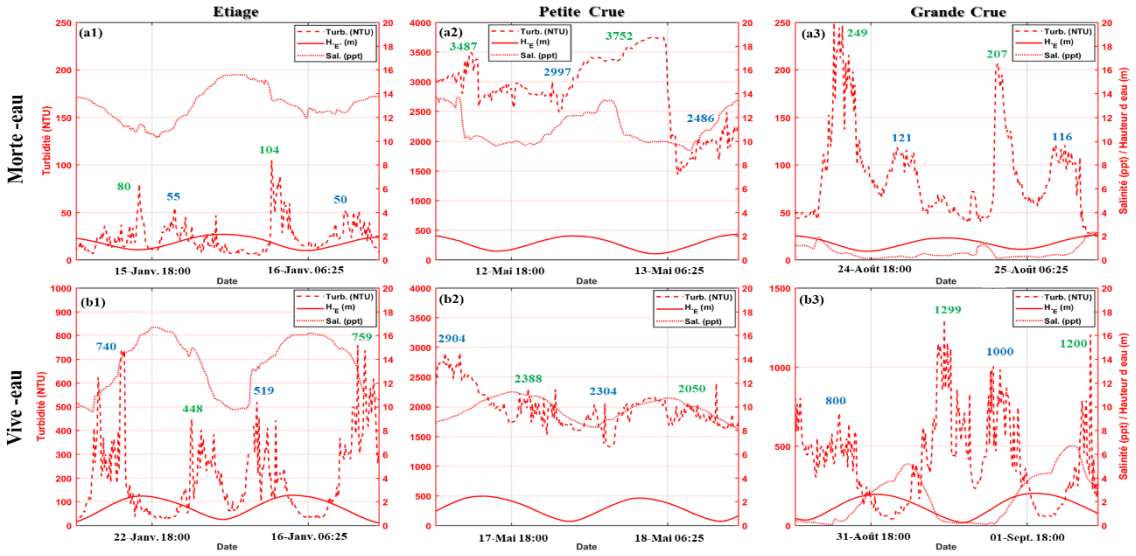


Figure 6. 6: Variation de la Turbidité présentant ces valeurs maximales en marée descendante (bleu) et descendante (verte), hauteur d'eau et salinité en fonction d'un cycle de marée observé en une journée pendant les mortes (a) et vives eaux (b) à la station de mesures aval de l'estuaire (rouge) en période d'étiage (a1, b1), petite crue (a2, b2) et grande crue (a3, b3).

6.2 Distribution spatio temporelle des salinités et des sédiments fins

La dynamique hydrosédimentaire estuarienne est reproduite pendant la saison sèche, dans des conditions de débit faible et pendant la saison des pluies (débit élevé) par simulation numérique. Le modèle a été calibré et validé pour le forçage des marées et de débits fluviaux, y compris pour les caractéristiques d'asymétrie et de phase des marées (Chapitre 5). Dans cette partie, nous nous concentrons sur la salinité et la dynamique des sédiments fins. L'analyse des distributions verticale et horizontale a été réalisée le long du transect longitudinal présenté sur la figure (6.7).

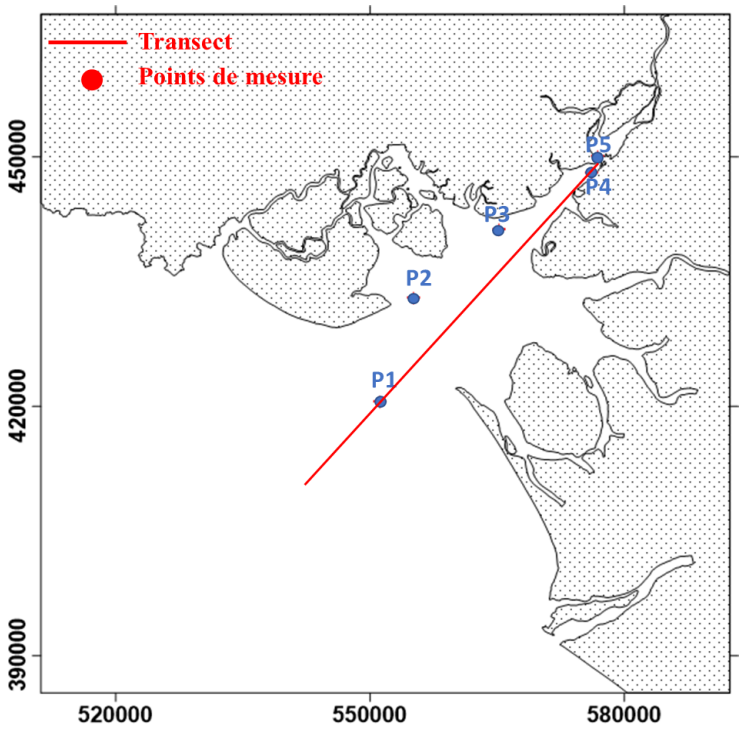


Figure 6. 7: Transect longitudinal d'analyse des distributions de la salinité et dynamique sédimentaire dans l'estuaire du Wouri.

6.2.1 Distribution de salinité

La salinité dans les estuaires est affectée par les marées et les débits, qui provoquent un mélange des masses d'eau, entraînant une augmentation ou diminution de la salinité dans la partie amont mais aussi un gradient surface/fond qui induit une circulation étagée des masses d'eau (eau salée vers l'amont sur le fond, eau douce vers l'aval en surface).

6.2.1.1 Répartition spatiale de la salinité dans l'estuaire du Wouri

Les distributions de salinité en surface et au fond ont été étudiées à partir des simulations faites à différentes conditions d'écoulement fluvial : étiage, avec un débit fixe de 294 m^3/s (figure 6.8), et crue, avec un débit fixe de 1100 m^3/s (figure 6.9). Dans l'estuaire du Wouri, un grand débit d'eau douce affecte considérablement les gradients de salinité pendant la période de crue. Étant donné que les principales entrées fluviales sont situées de part et d'autre de l'estuaire (fleuves tributaires), le niveau de salinité de la mer (~35 psu), décroît continuellement en remontant l'estuaire. Les distributions spatiales de la salinité varient considérablement entre les périodes d'étiage et de crue.

Pendant la période d'étiage de l'aval vers l'amont, un fort gradient de salinité est produit avec un enregistrement d'environ 12psu à la station P5 (Figure 6.8d1) située dans la partie amont de l'estuaire. En période de crue, le front de gradient est déplacé vers la mer, avec un gradient de

salinité d'environ 7psu enregistré à la station P2 (Figure 6.12.h2). Ces distributions de salinité sont cohérentes avec les observations de terrain présentées dans la section 1 de ce chapitre. Entre les couches de surface et du fond, la salinité n'a que légèrement changé pendant la période d'étiage. Pendant la période de crue, une variation significative de la salinité entre les deux couches est visible, particulièrement en morte-eau (Tableau 6.1). La différence de salinité entre le fond et la surface a été calculée à l'embouchure (P1) et au niveau de la station P5, afin de pouvoir quantifier ces variations. Les valeurs nulles de crue en marée basse et haute à P5, sont dues à l'absence de salinité au niveau du chenal. Dans les mêmes conditions, mais en observant les niveaux de salinité sur les bords du chenal, la salinité peut localement atteindre des valeurs de l'ordre de 8 psu à l'embouchure.

Tableau 6. 1- Différences de salinité ΔS (fond-surface) à l'embouchure et à P5 en étiage et en crue, pour différentes conditions de marée

Période	**Conditions de marée**		**ΔS P1 (psu)**	**ΔS P5 (psu)**
Etiage	**Morte-eau**	Marée basse	0.30	0.8
		Marée haute	0.39	0.59
	Vive-eau	Marée basse	0.08	0.14
		Marée haute	0.02	0.42
Crue	**Morte-eau**	Marée basse	3.23	0
		Marée haute	6.22	0
	Vive-eau	Marée basse	0.29	0
		Marée haute	0.25	0

Parallèlement, les conditions de marée de morte-eau et vive-eau affectent légèrement la distribution horizontale et verticale de la salinité. Par conséquent, les distributions spatiales de la salinité en fonction des périodes de variations de débits (étiage et crue) sont les phénomènes dominants dans l'estuaire du Wouri et cela peut être attribué au mélange horizontal et vertical entre l'eau douce et l'eau de mer.

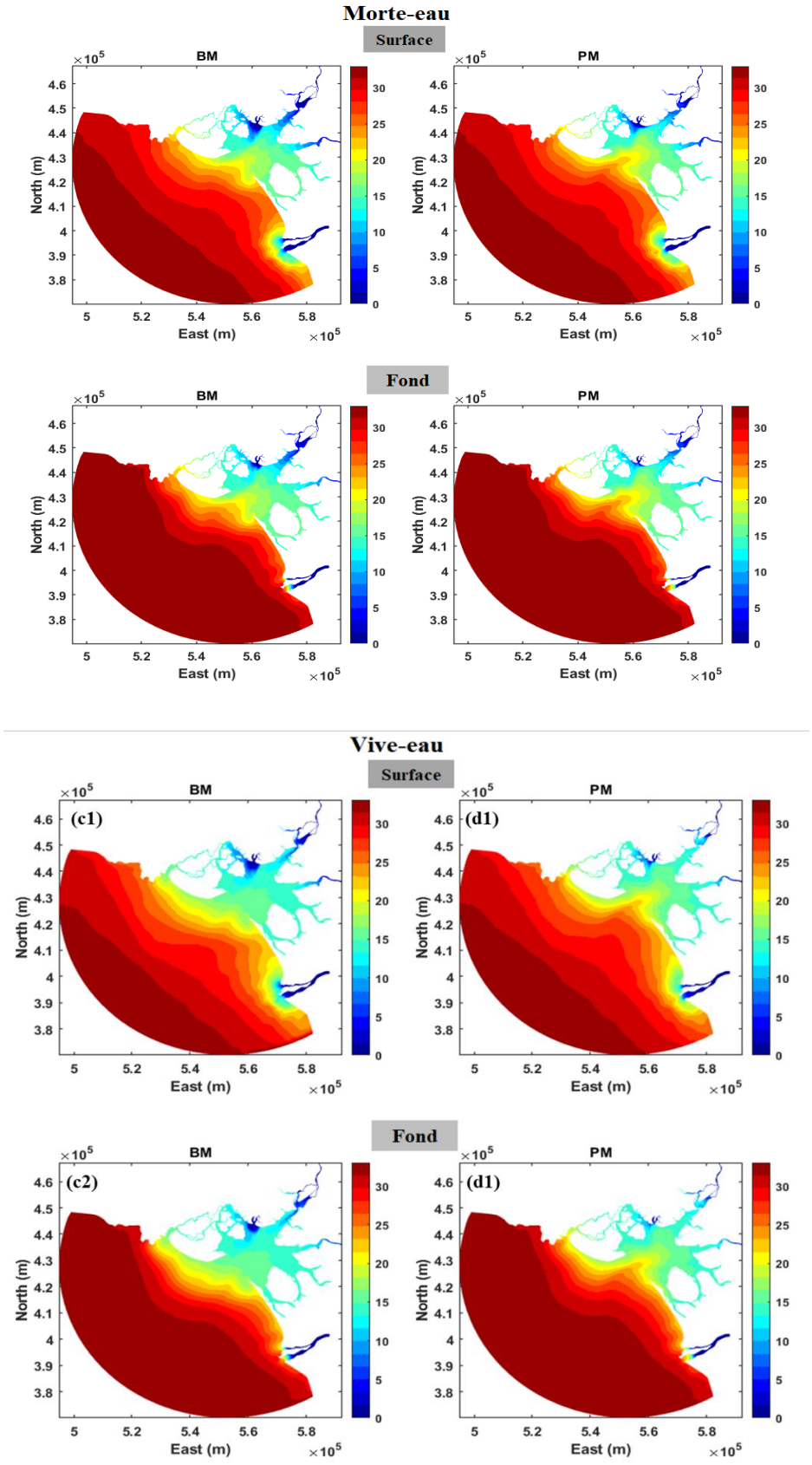


Figure 6. 8: Distributions de la salinité de surface et de fond pendant les morte et vive-eau en période d'étiage dans l'estuaire du Wouri.

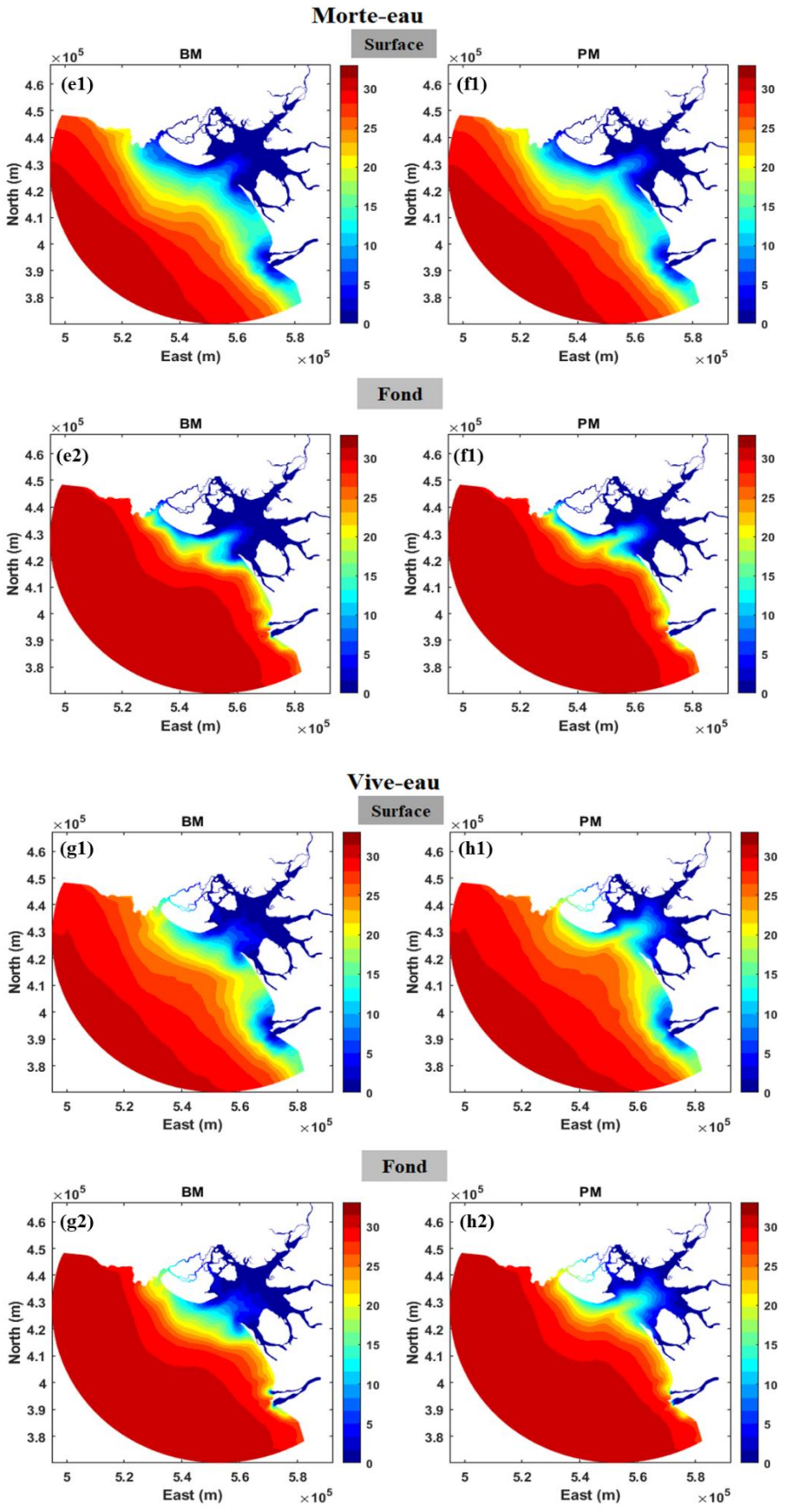


Figure 6. 9: Distributions de la salinité surface et de fond pendant les morte et vive-eau en période de crue dans l'estuaire du Wouri.

6.2.1.2 Distribution longitudinale de la salinité

Des radiales de salinité obtenues par modélisation dans le cas des débits variables (étiages et crue) sont présentées sur un cycle de morte-eau/vive-eau (Figure 6.10 – 6.11). Afin d'analyser les gradients de salinité, le transect longitudinal est fait de l'embouchure **(P1)** à la station **P5**. La limite d'intrusion saline est définie comme la position amont pour laquelle la salinité, au fond et au centre du chenal, atteint 1 psu (Toublanc et al., 2014; Uncles and Stephens, 1993b).

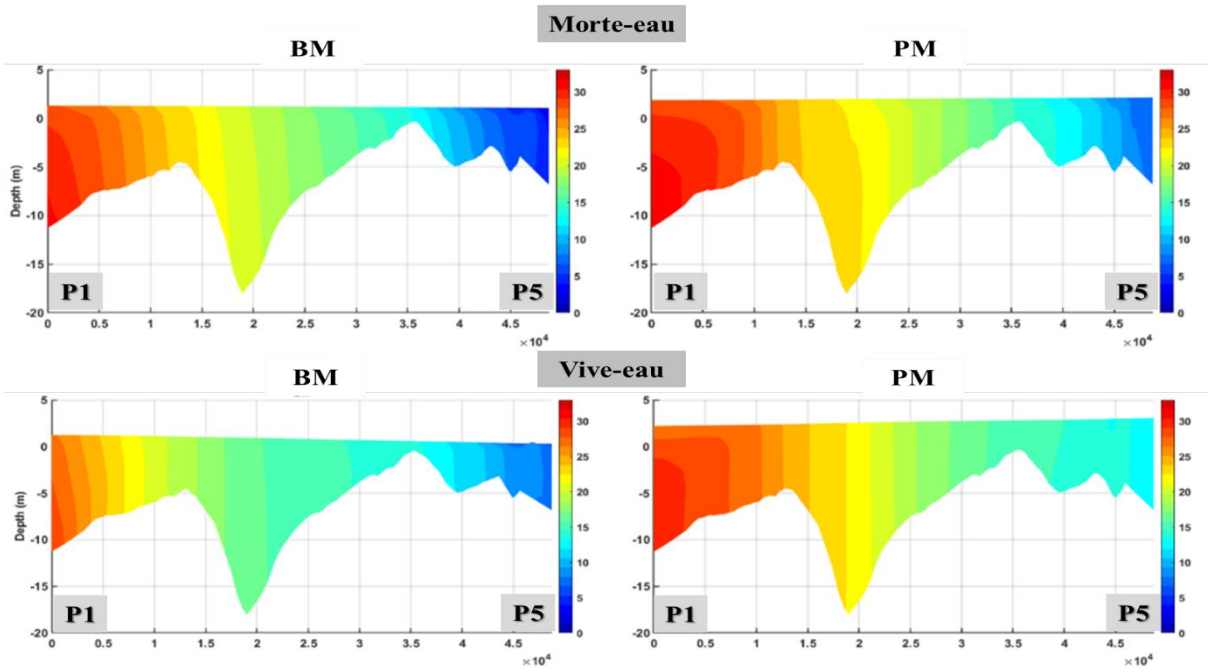


Figure 6. 10: Distribution de la salinité le long du chenal sous la condition de faibles débits (étiage) en morte-eau et vive-eau

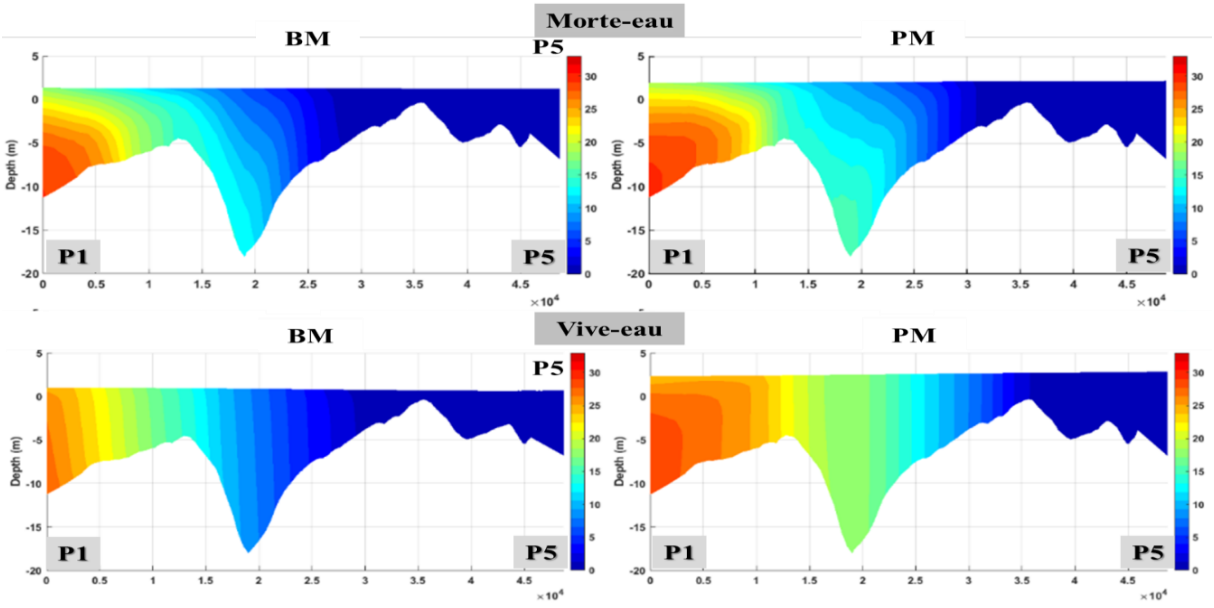


Figure 6. 11: Distribution de la salinité le long du chenal sous la condition des forts débits (crue) en morte-eau et vive-eau

Tableau 6. 2- Limite de l'intrusion saline en étiage et en crue, pour différentes conditions de marée

Périodes	Conditions de marée		Intrusion saline (km)	Excursion (Km)
Etiage	Morte-eau	Marée basse	44.6	1.9
		Marée haute	46.08	
	Vive-eau	Marée basse	45.17	4.83
		Marée haute	50	
Crue	Morte-eau	Marée basse	18.54	3.08
		Marée haute	21.62	
	Vive-eau	Marée basse	20	8
		Marée haute	28	

En vive-eau, l'excursion de l'intrusion saline (Tableau 6.2) est plus importante qu'en morte-eau (5 km contre 2 km en étiage et de 8km contre 3km en crue). Les écarts entre les niveaux de salinité sont plus espacés dans les zones de valeurs de faible salinité (< 10psu) et les isolignes ont tendance à être verticales particulièrement en vive-eau. En morte-eau, en raison de la faible intensité du mouvement de va et vient de la marée, le mélange est faible et la stratification est plus importante. Par contre en vives-eaux, les forts courants de marée favorisent le mélange par turbulence et la densité varie très peu sur toute la colonne d'eau entre le point kilométrique 1 et la station P5 le long du transect (Figure 6.11). La partie amont de l'estuaire est sous l'influence de l'eau douce en BM de morte eau mais sous influence tidale en PM de vive-eau. L'élargissement progressif du chenal peut expliquer la diminution du mélange dans cette zone. Alors que la marée est basse dans la partie inférieure de l'estuaire, il est possible qu'elle soit déjà montante dans la partie amont. Ce phénomène dû au déphasage de la marée peut également être à l'origine de la stratification observée dans la partie inférieure de l'estuaire en marée basse de morte eau.

Les simulations réalisées en crue montrent une excursion amont-aval du front salin proche de celle de l'étiage, déplacée de 5 km vers l'aval. La singularité de la situation en crue concerne la stratification verticale marquée en morte eau. La circulation bicouche (eau douce en surface,

eau salée sur le fond) caractéristique des estuaires à coin salée est visible au niveau du point kilométrique 25 le long du transect. L'impact des forts débits fluviaux est visible jusqu'à l'embouchure, où l'eau douce envahit le littoral.

En conclusion, la figure 6.12 résume les résultats des effets combinés de la marée et des apports fluviaux sur l'intrusion saline dans l'estuaire du Wouri. En étiage et particulièrement en vive-eau, le sel remonte l'estuaire de la mer jusqu'à son entrée amont (Wouri-Nkam) de 6 km après la station P5. En période de crue, la salinité est poussée vers la mer par l'eau douce de faible densité en particulier en surface. Cependant, la variation de l'amplitude des hauteurs d'eau selon les conditions de marée affecte la distribution de la salinité, mais l'effet est moins important que celui des débits fluviaux.

Spatialement, les limites de l'intrusion saline représentées par des isolignes de part et d'autre des berges montrent une variabilité dans la distribution de la salinité de fond dans l'estuaire du Wouri. En raison de la variation latérale complexe de la profondeur du chenal (forme berges/chenal/berges avec de nombreuses arrivées de fleuves) et du resserrement près de l'embouchure, les arrivées d'eau latérales accélérations advectives peuvent jouer un rôle majeur dans la modification de la structure latérale de la distribution de la salinité. De tels résultats sont observés dans plusieurs estuaires du monde (Capo et al., 2006; Ralston and Geyer, 2019; Sun et al., 2020; Toublanc et al., 2014).

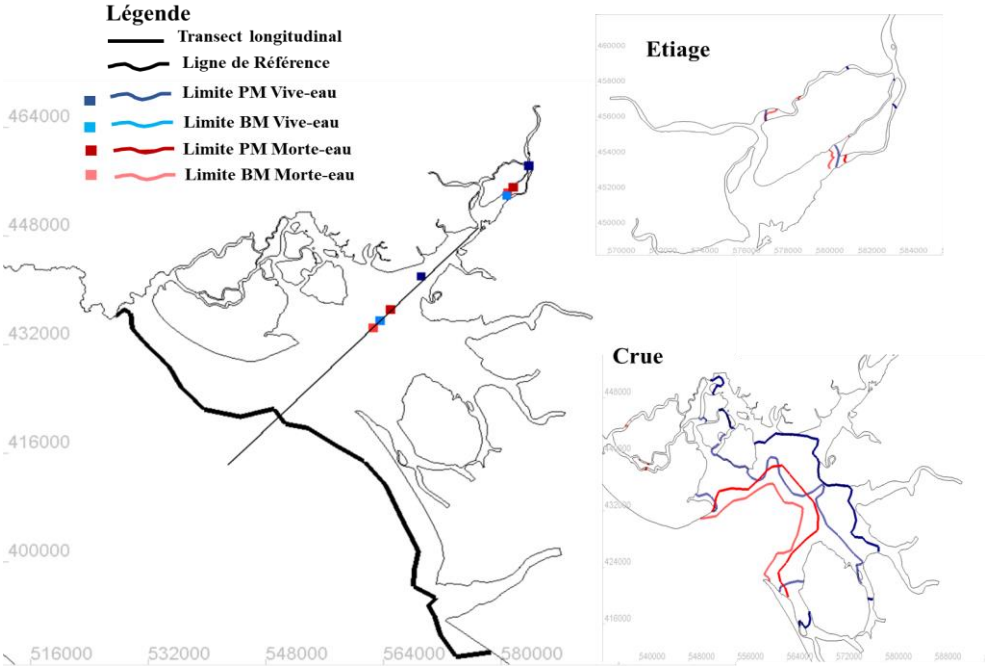


Figure 6. 12: Limite de référence (trait noir) et limites de l'intrusion saline en étiage et en crue pour différentes conditions de marée.

6.2.2 Dynamique du bouchon vaseux et des sédiments fins en suspension

6.2.2.1 Validation du modèle de dynamique sédimentaire

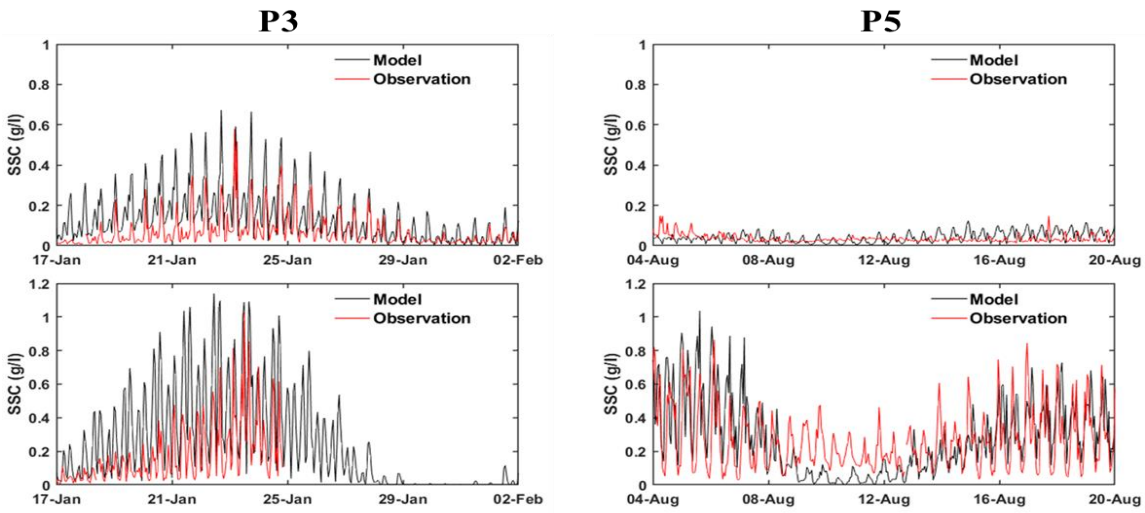


Figure 6. 13: Comparaison entre la concentration de MES de surface mesurée et prédite aux deux stations de mesure P3 et P5 en période d'étiage (du 17 jan. – 02 fév.) et de crue (04 – 20 Août) de l'année 2019.

Les résultats du modèle de dynamique sédimentaire sont comparés aux mesures réalisées en différents points de l'estuaire (Figure 6.13). Les phases de remise en suspension sont bien corrélées entre données *in-situ* et résultats numériques. Néanmoins, une surestimation est enregistrée en vive-eau de période d'étiage et inversement une sous-estimation en morte-eau pendant la période de crue. Cependant, les valeurs maximales de 0,8g/L et 1.2 g/L en concentrations simulées pour la période d'étiage et de crue, respectivement sont très proches de celles de mesurées ; soit respectivement 0 ,5g/L et 1g/L.

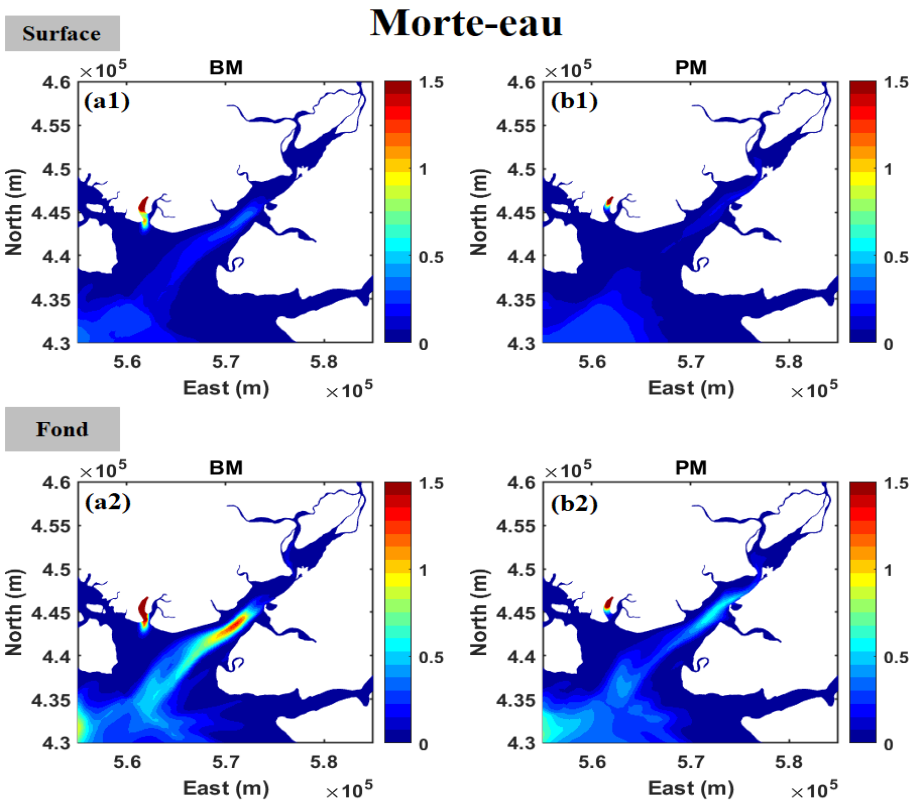
6.2.2.2 Variations dues aux cycles de morte-eau/vive-eau

Les concentrations des sédiments en suspension de surface (couche 7) et de fond (couche 3), sont présentées, selon les conditions extrêmes de variation d'amplitudes des marées (basse mer, pleine mer). Cette simulation a été effectuée dans les conditions de débit moyen (petite crue) et les résultats présentés correspondent à un cycle de morte-eau et vive-eau (Figure 6.14). L'heure de référence des basses et des pleines mers est prise à la station P4.

La figure 6.13, montre que les concentrations maximales de sédiment obtenues en vive-eau sont plus de 4 fois supérieures à celles obtenues en morte-eau. Le forçage induit par la marée étant plus important, le déplacement du bouchon vaseux entre la marée haute et la marée basse est logiquement plus élevé en vive-eau (Figure 6.14d). Parallèlement, sur un cycle de marée, les concentrations en sédiments sont plus faible en marée haute, du fait d'une étale de flot plus

longue que celle de jusant et permettant la décantation et le dépôt des sédiments (Dunn et al., 2015; Jalón-Rojas et al., 2018).

A marée basse, les concentrations les plus fortes sont observées dans la partie intermédiaire de l'estuaire en vive-eau. Les gradients de concentration de sédiment en suspension enregistrés montrent l'existence d'un bouchon vaseux vive-eau important, particulièrement à marée haute contrairement à la morte-eau. De ce fait, la compréhension et le suivi du bouchon vaseux se fera par la suite sur un cycle de marée de vive-eau selon les périodes d'étiage (faible débit) et de crue (débit important).



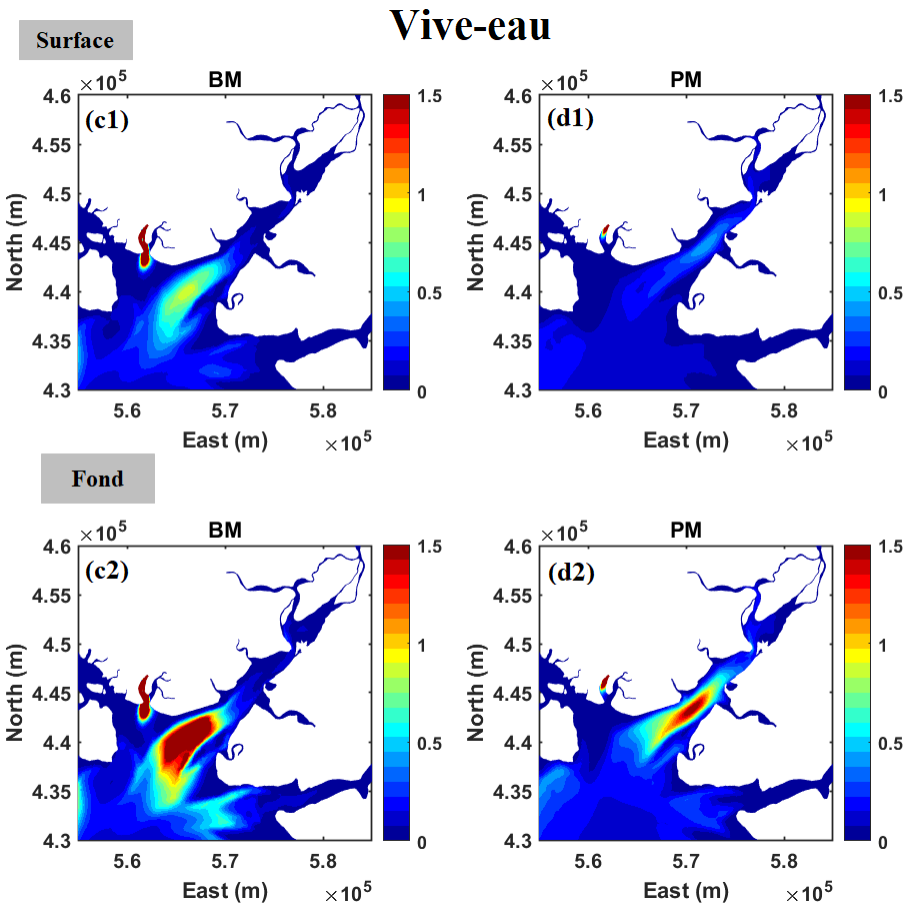


Figure 6. 14: Distribution spatiale de la concentration des sédiments en suspension (SPM) selon les conditions de marée en morte-eau et vive-eau (g/l) en période de débit moyen (Petite crue)

6.2.2.3 Evolution des sédiments en suspension au cours d'un cycle de marée

6.2.2.3.1 En période d'étiage

Sur un cycle de marée, en pleine mer, à la station amont (station P4), un bouchon vaseux est visible à une concentration moyenne de 0.7g/l au fond et 0.4g/l en surface (Figure 6.15). Situé à sa position la plus amont, de l'estuaire la limite de 0.5g/L étant proche de la station P5.

Une heure après la pleine mer, l'augmentation des vitesses de courant de marée contribue à l'extension et l'augmentation du bouchon vaseux. De trois à cinq heures après la pleine mer, la concentration du bouchon vaseux augmente. Les valeurs enregistrées sont supérieures à 2 g/L de l'embouchure à l'amont de l'estuaire. Les valeurs maximales atteignent plus de 4g/L. Ce phénomène est dû à la remise en suspension par des courants forts de jusant et à la diminution de la hauteur d'eau qui concentre les sédiments. L'extension maximale est obtenue 3 heures après la marée haute.

A basse mer, le bouchon vaseux est situé dans la partie intermédiaire de l'estuaire. Une partie des sédiments est déposée lors de l'étale. Ces dépôts se poursuivent à l'heure de marée suivante.

Les concentrations maximales restent élevées, et le dépôt est peu important par rapport à l'étale de pleine mer. Trois heures après la marée basse, les courants de flot sont forts, le déplacement progressif du bouchon vaseux vers l'amont est observé, avec des concentrations fortes dans sa partie aval (en moyenne 2g/L). Les courants de flot continuent de remettre en suspension les sédiments déposés. Cinq heures après la marée basse, le bouchon vaseux est situé plus en amont de l'estuaire. La limite du noyau du bouchon vaseux montre déjà une diminution des concentrations en suspension, témoignant d'une baisse des vitesses de courant. Ce bouchon vaseux en amont de l'estuaire résulte de la marée dynamique.

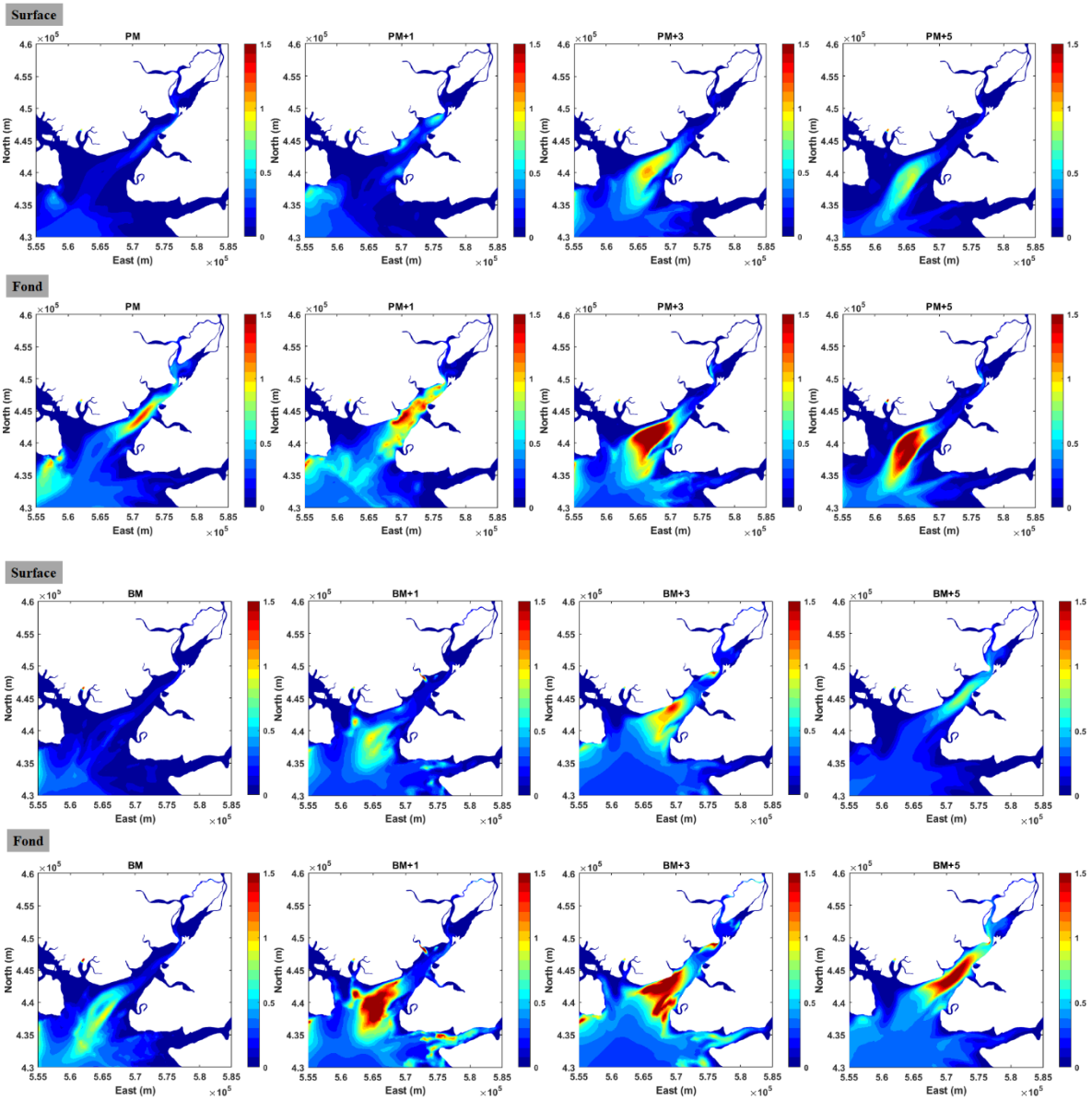


Figure 6. 15: Distribution spatiale de la concentration des sédiments en suspension (SPM) (g/l) en période d'étiage.

La distribution verticale (Figures 6.16 – 6.17) permet de compléter les représentations des concentrations en MES en fonction de la profondeur de l'embouchure à la station P5. En étiage, les profils de gradients obtenus présentent des concentrations de sédiments en suspension globalement faibles. Deux phénomènes peuvent expliquer ce comportement : Le forçage induit par les fleuves en amont est considérablement réduit et la remise en suspension associée est donc plus faible. Le bouchon vaseux est nettement plus étalé et donc moins concentré, car moins contraint par l'écoulement fluvial. Les concentrations maximales (1 g/L) en cette période, sont enregistrées en amont (P5) à BM+5 (Figure 6.17).

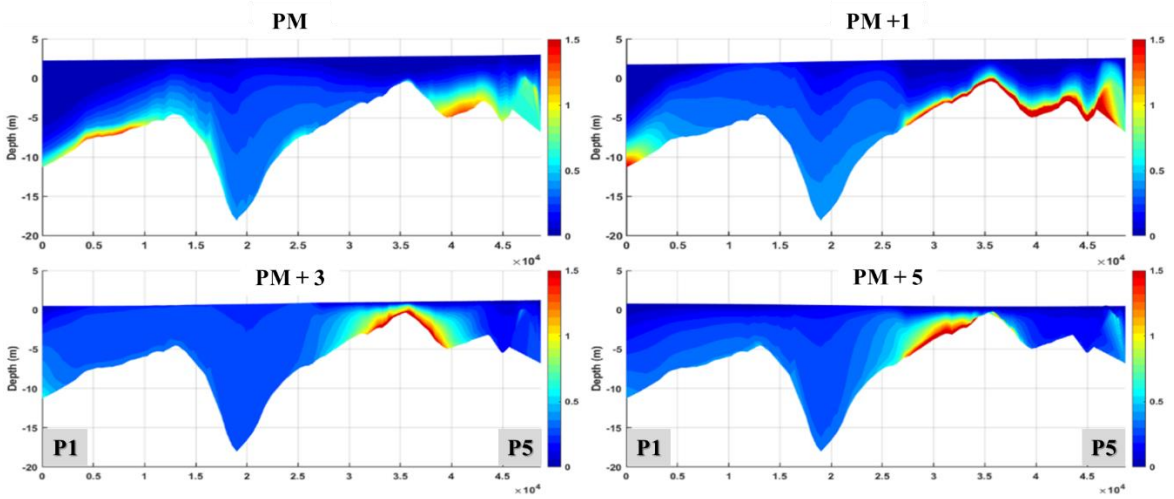


Figure 6. 16: Distribution de la concentration en sédiments en suspension (PM, PM+1, PM+3 et PM+5) en période d'étiage.

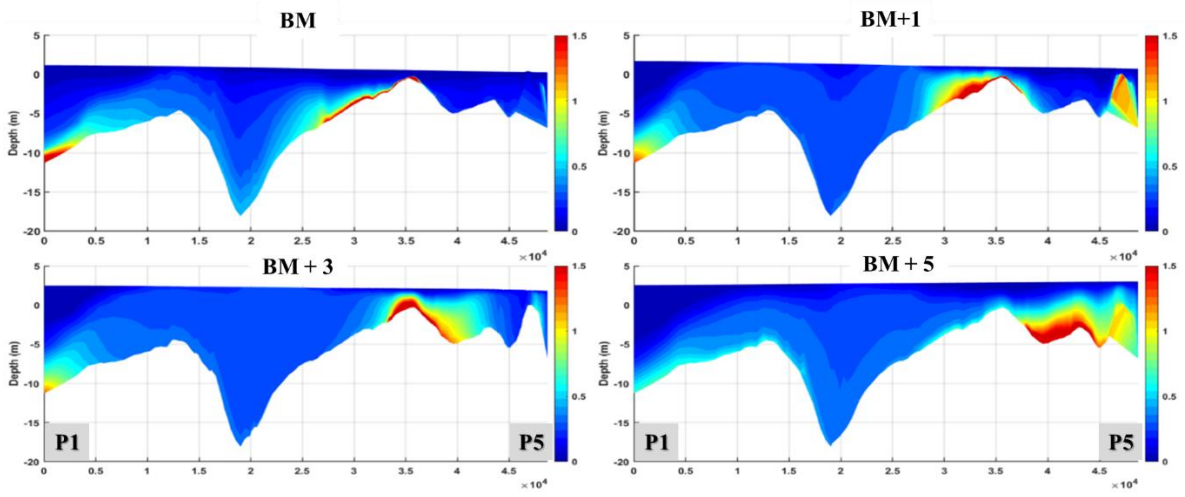


Figure 6. 17: Distribution de la concentration en sédiments en suspension (BM, BM+1, BM+3 et BM+5) en période d'étiage.

6.2.2.3.2 En période de crue

En crue, à pleine mer, un bouchon vaseux est visible à une concentration moyenne de 0.8g/l au fond et 0.6g/l en surface (Figure 6.18). Le bouchon vaseux est situé à sa position la plus aval, la limite de 0.9g/L étant proche l'embouchure. La chute des particules se poursuit une heure après la pleine mer, alors que l'extension du bouchon vaseux change peu.

Deux heures après la pleine mer, la concentration en sédiment en suspension augmente, en se déplaçant vers l'amont de l'estuaire. De trois à cinq heures après la pleine mer, la concentration du bouchon vaseux augmente, les valeurs sont supérieures à 2 g/L de l'embouchure à la partie intermédiaire de l'estuaire. Les valeurs maximales atteignent plus de 4g/L. Ce phénomène est dû à la fois à la remise en suspension par des courants forts de jusant, et à la fois à la diminution de la hauteur d'eau qui concentre les sédiments. L'extension maximale est obtenue 3 heures après la marée haute de même qu'en étiage.

A basse mer, le bouchon vaseux étant situé dans une position très aval, une partie des sédiments est dispersé à l'embouchure lors de l'étale. Cette dispersion va se poursuive à l'heure de marée suivante. Les concentrations maximales restent élevées, le dépôt est peu important par rapport à l'étale de pleine mer.

Trois heures après la marée basse, les courants de flot sont forts, ils continuent de remettre en suspension les sédiments déposés. Le déplacement progressif du bouchon vaseux vers la partie intermédiaire est observé, avec des concentrations fortes dans sa partie aval (en moyenne 2g/L). Cinq heures après la marée basse, le bouchon vaseux est situé plus en amont de la partie intermédiaire. La limite du noyau du bouchon vaseux est située au niveau de la station P3, et on observe une diminution des concentrations en suspension, témoignant d'une baisse des vitesses de courant.

En crue, le bouchon vaseux est situé principalement en aval de l'estuaire et résulte également de la marée dynamique. Il est repoussé dans la partie aval de l'estuaire de façon corrélée au déplacement du front de salinité par les forts débits d'eau douce. Les fortes concentrations de matières observées à l'extérieur de l'embouchure laissent penser à une expulsion du bouchon vaseux hors de l'estuaire. Les sédiments fins sont alors dispersés et transportés le long de la côte en direction SW par les courants résiduels sud équatoriaux.

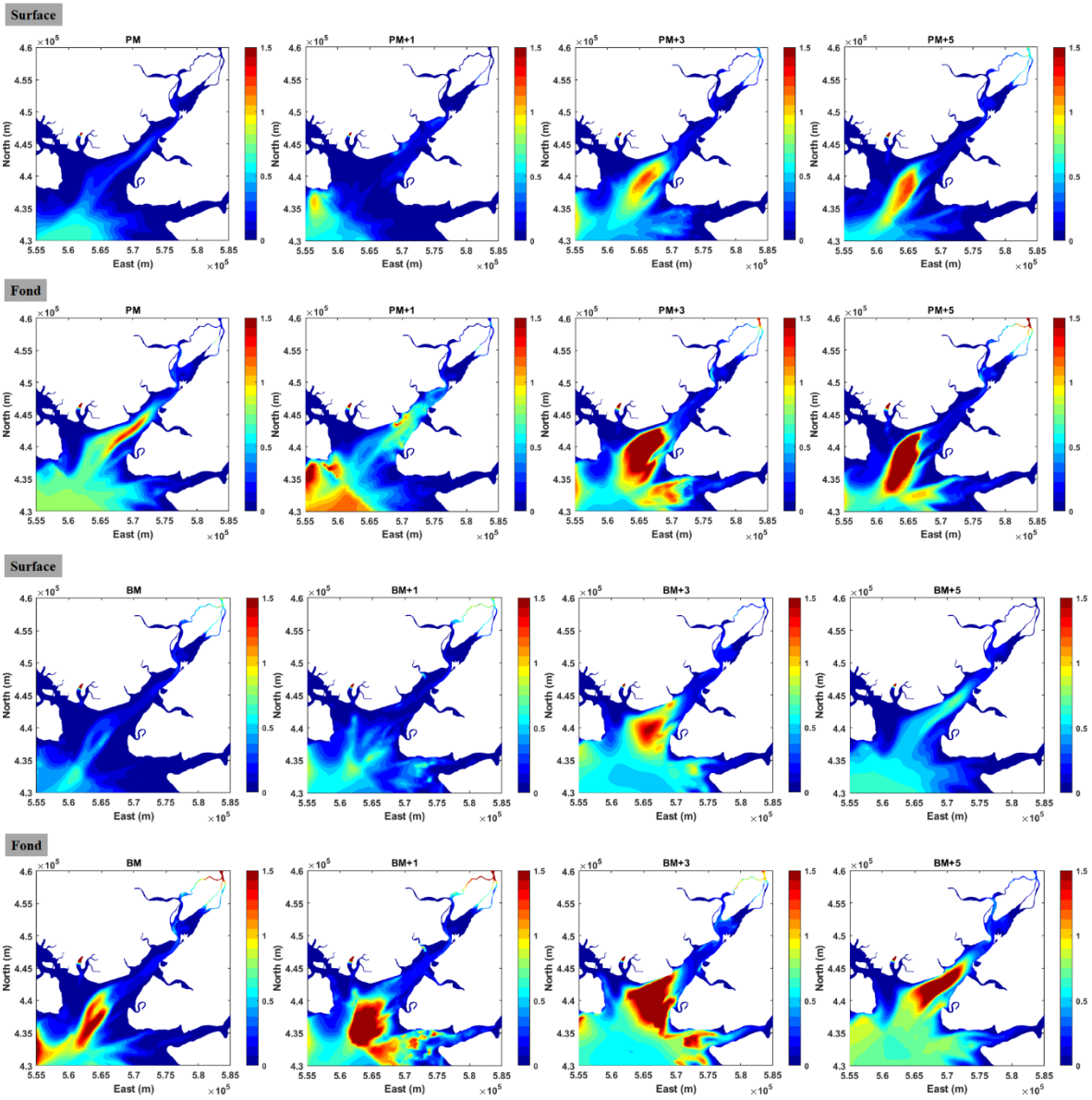


Figure 6. 18: Distribution spatiale de la concentration des sédiments en suspension (SPM) (g/l) en période de crue.

La distribution verticale (Figure 6.19 – 6.20) permet de compléter les représentations des concentrations en MES en fonction des profondeurs le long du transect longitudinal entre l'embouchure et P5. En comparaison de la période d'étiage, les résultats montrent des concentrations en suspension globalement étalées entre la partie aval et intermédiaire avec une concentration moindre en amont de l'estuaire. Une stratification bien marquée est enregistrée entre l'embouchure et la station P3 montrant des concentrations en sédiments variables de la surface au fond. Le forçage induit par le débit domine la dynamique sédimentaire de l'amont de l'estuaire, repoussant les sédiments vers la partie aval. Ce comportement est bien visible en marée basse de PM à PM +5.

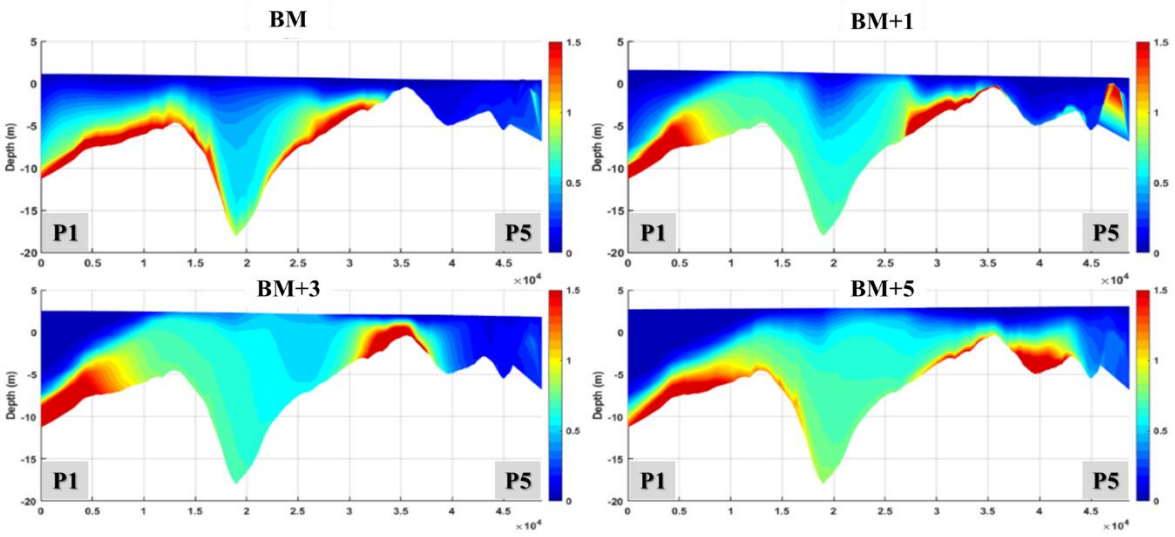


Figure 6. 19: Distribution de la concentration en sédiments en suspension (BM, BM+1, BM+3 et BM+5) en période de crue.

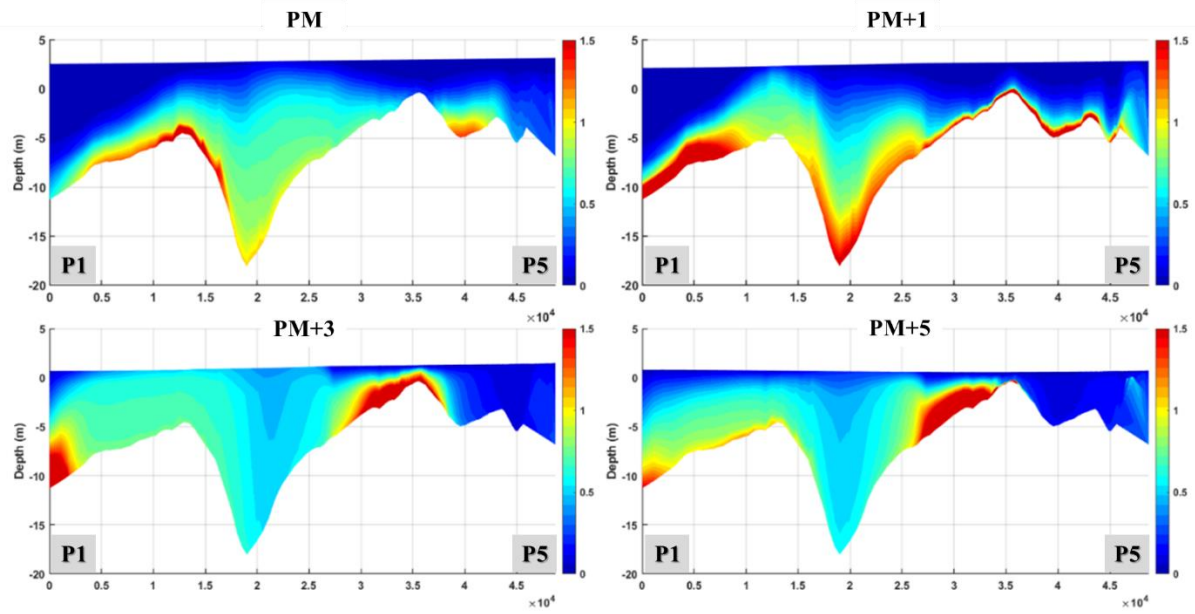


Figure 6. 20: Distribution de la concentration en sédiments en suspension (PM, PM+1, PM+3 et PM+5) en période de crue.

6.2.2.4 Dynamique dépôt / érosion et flux sédimentaires

L'évolution temporelle et spatiale de la surface libre, des vitesses de courants, de la concentration en MES, et des dépôts en fonction des périodes d'étiage, de crue sur un cycle morte-eau/vive-eau est présentée sur les figures 6.21 – 6.22. L'évolution des dépôts est calculée en prenant pour point de référence le dépôt introduit pour l'initialisation du domaine. Les concentrations présentées sont moyennées sur la colonne d'eau.

Les faibles courants de marée au démarrage de la simulation provoquent un dépôt progressif de sédiment de l'embouchure de l'estuaire à P3. Ces sédiments ne sont pas remis en suspension,

et lorsque des conditions de morte-eau sont atteintes, le dépôt se stabilise. Dans ces conditions de marée, le bouchon vaseux se déplace vers l'amont. En période d'étiage (Figure 6.21), le bouchon vaseux migre, le plus vers l'amont de l'estuaire. Cependant, les quantités de sédiments en suspension sont faibles, ce qui ne permet pas d'alimenter le dépôt. En revif, on observe une augmentation du dépôt. Ce phénomène est dû au déplacement du bouchon vaseux vers l'aval alors que les vitesses de courant n'ont pas encore atteint un maximum. Les dépôts accumulés aux étales ne sont pas totalement remis en suspension.

La diminution progressive du marnage en déchet entraine une baisse des dépôts car il y a moins de sédiments disponibles en suspension. Une fois la morte-eau atteinte, les dépôts baissent encore légèrement. Les oscillations dépôt/érosion dû à l'alternance flot, jusant sont très faibles. En revif, les concentrations en sédiments en suspension augmentent. A P3 et dans la partie inférieure de l'estuaire, des dépôts continuent d'augmenter. En vive-eau, l'érosion est forte. Toute la vase déposée est remise en suspension et les courants forts continuent d'éroder les sédiments sous-jacents.

En morte-eau, les vitesses sont très faibles pour créer une tension importante afin de remettre en suspension les sédiments. Les résultats montrent que la zone de la station P5 située dans la partie amont de l'estuaire est une zone de forts courants de marée défavorables aux dépôts. En revanche les faibles débits enregistrés en cette période n'empêchent pas le bouchon vaseux d'alimenter la zone en sédiments.

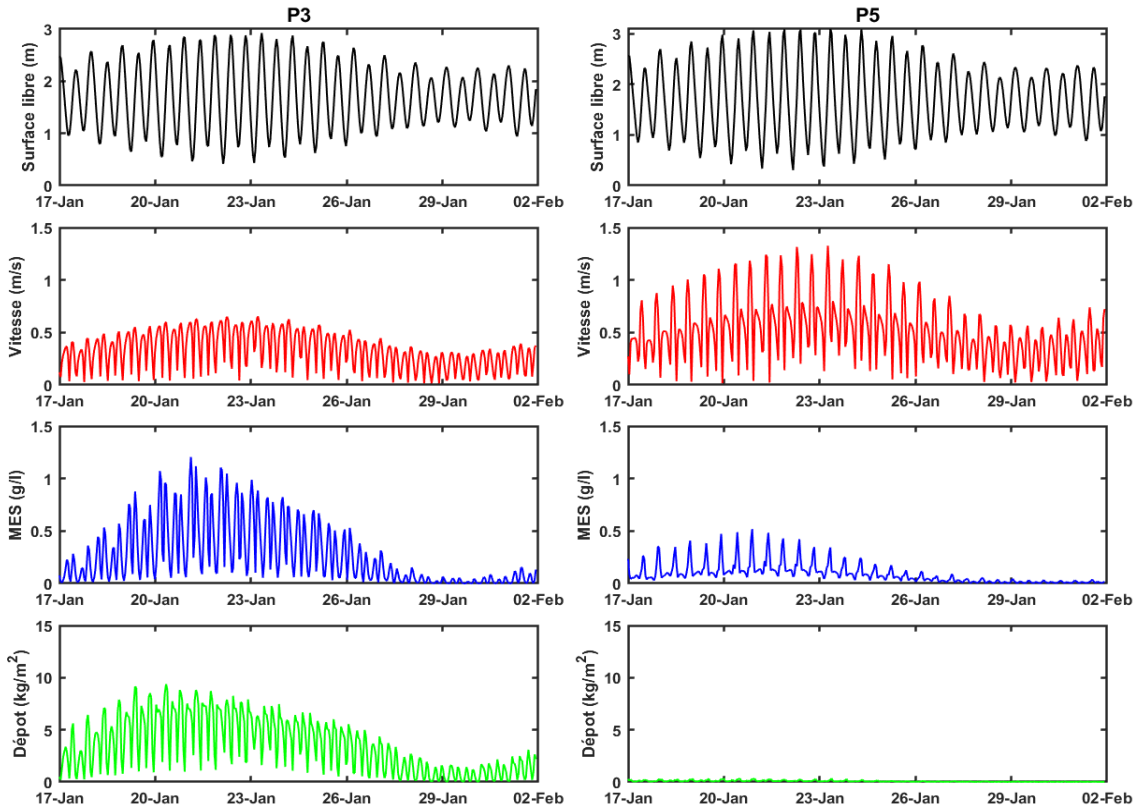


Figure 6. 21: Evolution des surfaces libres, vitesses de courant, concentration en MES et du dépôt au stations P3 et P5 en période d'étiage sur un cycle de morte-eau – vive-eau.

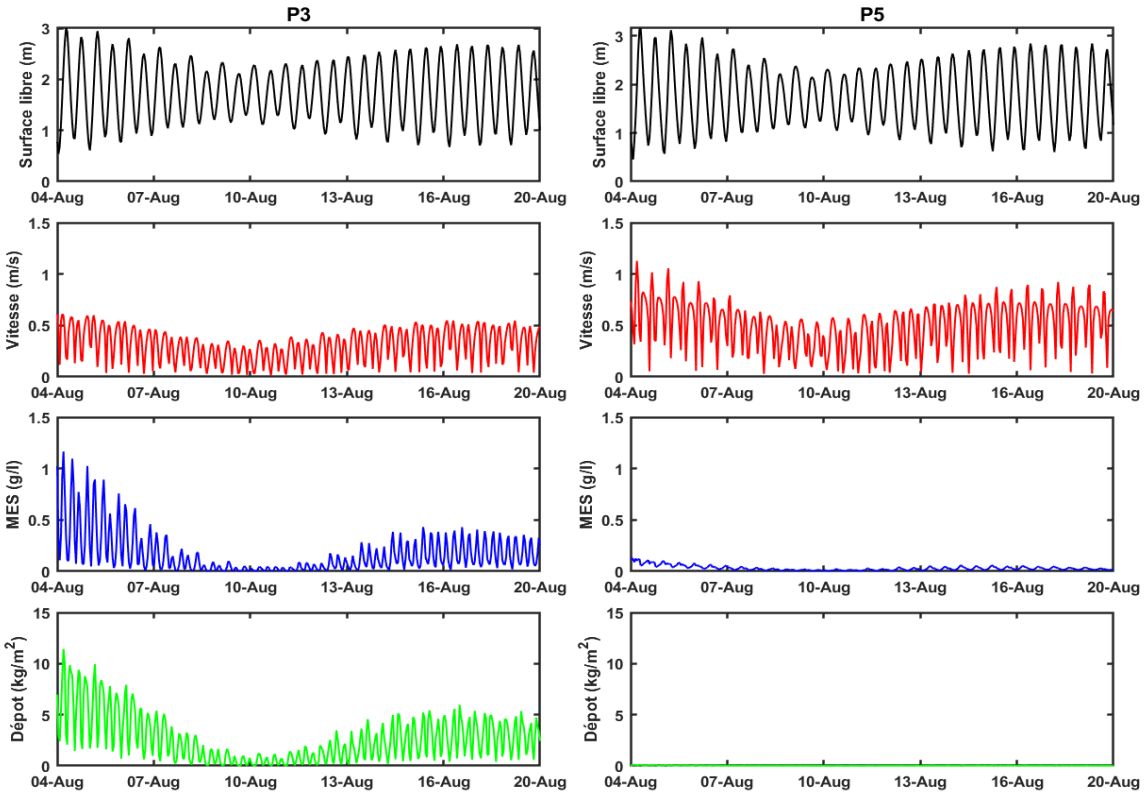


Figure 6. 22: Evolution des surfaces libres, vitesses de courant, concentration en MES et du dépôt au stations P3 et P5 en période de crue sur un cycle de morte-eau – vive-eau.

Les flux sédimentaires cumulés sont calculés dans la zone d'embouchure entre P3 et P5 sur une période de 14 jours (Figure 6.23 – 6.24).

Les résultats montrent un import de matières en vive-eau. En morte-eau, les flux cumulés sont plus faibles. A P3 et P5, les flux sont plus faibles avec des valeurs supérieures à 0 indiquant un transport de sédiment dirigé vers l'amont. Ces résultats sont cohérents par rapport aux observations globales d'envasement de l'estuaire du Wouri, particulièrement le chenal du port de Douala (P4). Cependant, les problèmes de piégeage de sédiments dans les zones de mangrove dans la partie aval de l'estuaire peuvent entraîner une surestimation des flux cumulés à l'embouchure. Les sédiments piégés ne sont en effet, pas totalement remis en suspension et peuvent provoquer une sous-estimation des flux sortants.

En comparaison des deux périodes d'analyse, le flux sédimentaire en étiage (Figure 6.24) montre un import peu important de sédiment dans la partie amont. Ce résultat confirme que la masse sédimentaire en suspension est faible en étiage. Le faible hydrodynamisme en cette période semble limiter l'import de sédiments dans la partie amont de l'estuaire. Les vases déposées sont très peu remobilisées.

En période de crue (Figure 6.24), les sédiments sont clairement exportés vers l'amont. Dans la zone d'embouchure et à P3, les oscillations dues aux marées sont encore visibles contrairement à P5. L'influence de la marée est donc suffisamment importante pour contrôler l'hydrodynamisme.

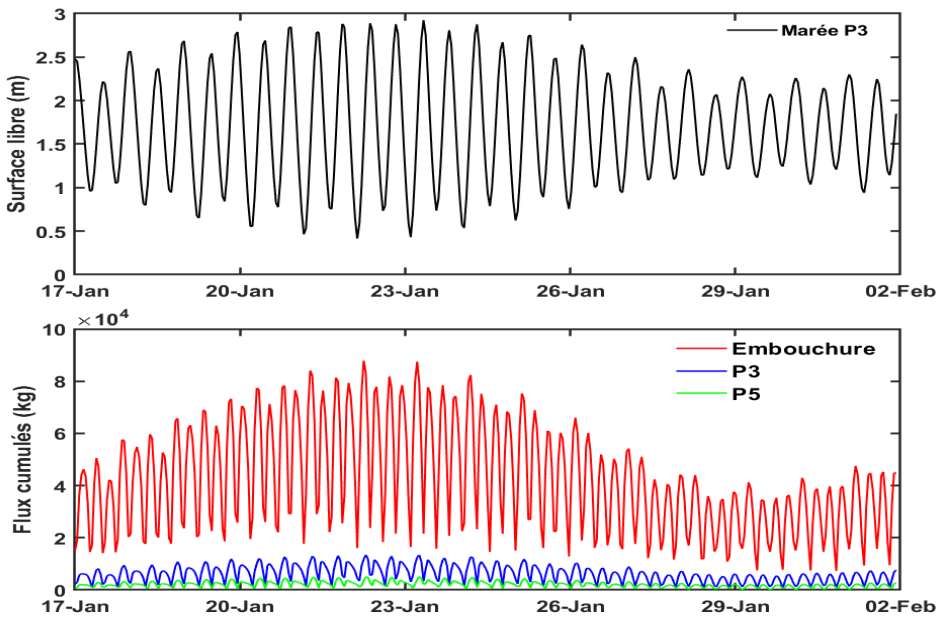


Figure 6. 23: Flux cumulés de la zone d'embouchure, de la partie intermédiaire (P3) à la partie amont (P4) de l'estuaire en période d'étiage.

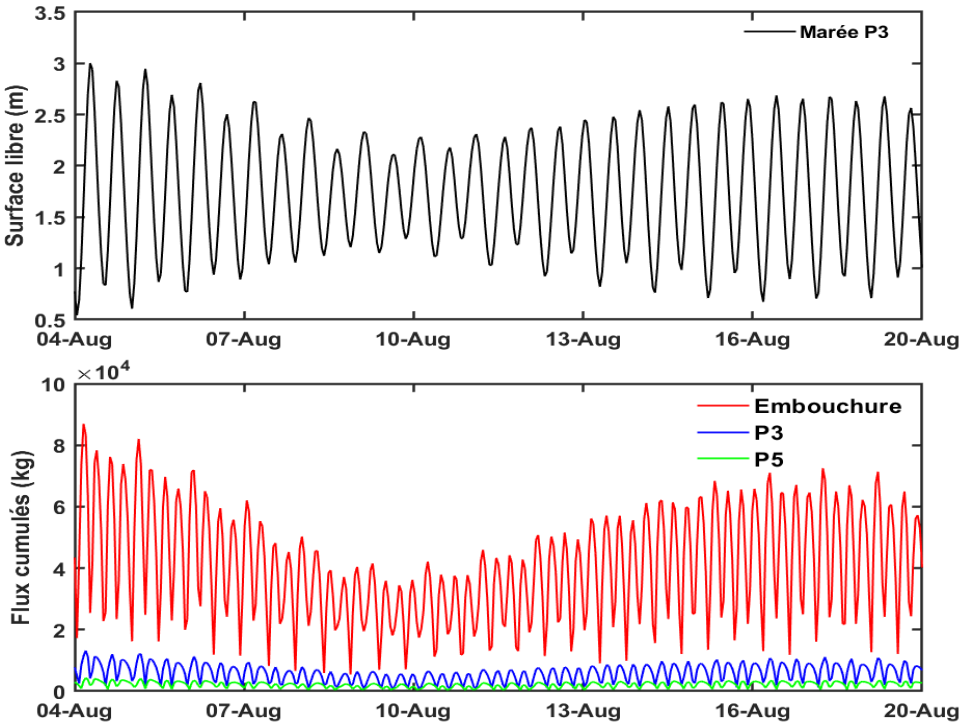


Figure 6. 24: Flux cumulés de la zone d'embouchure, de la partie intermédiaire (P3) à la partie amont (P4) de l'estuaire en période de crue.

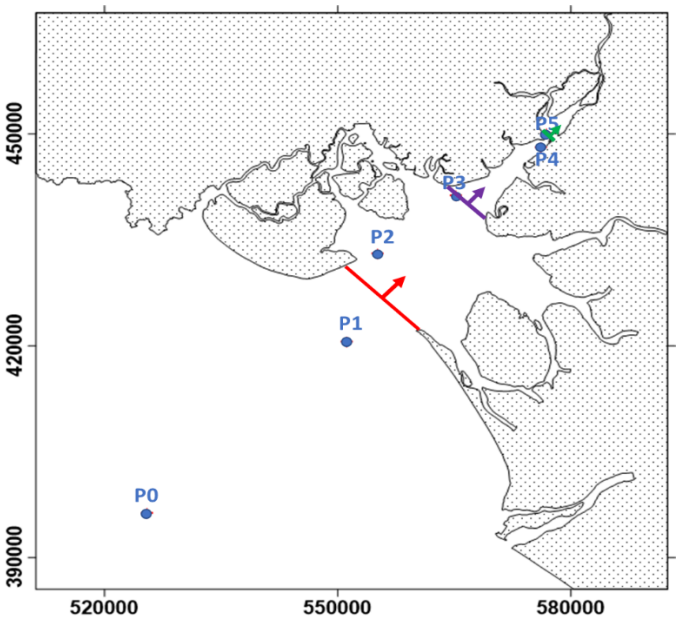


Figure 6. 25: Position correspondant aux flux cumulés calculés – Rouge : zone d'embouchure, – violète : P3, verte : P5 (amont)

La synthèse des flux sédimentaires (figure 6.25) montre un import de sédiments de la mer vers l'estuaire en tout point. Ce résultat est totalement cohérent avec les besoins récurrents en dragage du port Autonome de Douala. Ces résultats sont toutefois très préliminaires et mériteraient d'être approfondis en intégrant en particulier les mangroves.

6.3 Synthèse

La distribution des salinités dans l'estuaire du Wouri montre que l'intrusion saline la plus importante dans l'estuaire est enregistrée en vive-eau et en période d'étiage. L'excursion de l'intrusion saline la plus élevée est obtenue en vive-eau pendant la période d'étiage avec une position de l'intrusion décalée très en amont et une influence de la marée réduite. Cependant, en crue, ce forçage tidal est plus faible en raison du forçage induit par les apports importants d'eaux douces. En crue, la stratification est très forte pour toutes les conditions de marée et particulièrement en morte-eau.

La dynamique des sédiments fins dans l'estuaire du Wouri a été faite par analyse des données de terrain et des sorties du modèle Telemac 3D pour permettre le suivi et la localisation des zones de turbidité maximale (ZTM) Ce travail révèle des informations détaillées sur la dynamique des sédiments en suspension pour des échelles de temps et de conditions hydrologiques différentes :
(a)- Variabilité en fonction des cycles de marée : Dans l'estuaire du Wouri, les fortes turbidités observées en vives eaux sont liées à l'intensité des courants maximums, qui est elle-même liée au marnage en vives eaux (Cormault, 1971). À l'échelle semi-diurne, les turbulences générées par les courants de marée génèrent deux pics de turbidité :

En amont, en raison de la déformation de l'onde de marée dans l'estuaire, la durée du flot (marée montante) est plus courte que la durée du jusant (marée descendante) (Fossi Fotsi, 2014). Ceci induit des vitesses de courant plus intenses en marée montante et se traduit par une grande capacité l'érosion du fond, expliquant la présence systématique d'un pic de turbidité maximale.

En aval, le pic de turbidité maximale observé en marée descendante (mi-jusant) peut être expliqué en première approche par l'existence d'une zone de forte dynamique, associée à l'érosion maximale, suggérée par Allen et al., 1980. Celle-ci résulte de la dissipation de la puissance de la marée, lors de sa propagation vers l'intérieur de l'estuaire (aval). La dissipation est maximale en aval, là où la convergence des rives impose à l'onde tidale une forte friction sur le fond. Cependant, il est plus vraisemblable que ce maximum soit la conséquence des remises en suspension locales de crème de vase.

Toutefois, les pics des pleines et basses mers, sont liés à des phénomènes locaux d'érosion et de dépôt, donc à la présence de crème de vase à proximité des stations amont et aval.

(b)- Variabilité saisonnière : Le régime fluvial se matérialise par des migrations longitudinales de la position de la ZTM, et donc par le basculement amont-aval-amont (Mitchell, 2013). Les valeurs permanentes élevées de turbidité (1500 – 4000 NTU) montrent que la ZTM s'étend en aval de l'estuaire pendant la petite période de crue. Ceci peut être dû à plusieurs facteurs :

- le débit élevé du fleuve peut avoir apporté une grande quantité de sédiments de l'amont vers l'aval ;
- le débit élevé du fleuve a peut-être érodé la rive solide du fleuve, générant des sédiments frais qui se sont déposés et installés dans l'estuaire (Syvitski, 2005; Uncles et al., 1994).

La morphologie de l'estuaire entre amont et aval induit une convergence localisant la ZTM entre les courants de marée montante orientés vers l'amont et ceux de marée descendante orientés vers l'aval. Plus le débit du fleuve est faible, plus les courants intenses de flot induisent une turbidité maximale essentiellement liée par la marée donc en migration vers l'amont. En période de crue, la ZTM est essentiellement liée au débit et donc expulsée par advection vers l'aval. Les valeurs de turbidités fortes en crue sont liées à la forte disponibilité des sédiments, largement déposés dans l'estuaire pendant l'étiage, et remis en suspension dès l'augmentation des débits fluviaux. Ce fait de variabilité saisonnière responsable du contrôle des changements de la position de la ZTM (amont et aval) montré est également observé dans les estuaires de la Loire, la Seine et la Gironde (Guézennec et al., 1999; Jalón-Rojas et al., 2016).

Conclusion générale et perspectives

L'estuaire du Wouri, joue un rôle socio-économique clé pour le Cameroun et la sous-région d'Afrique centrale depuis le début du 20ème siècle avec la création du Port de Douala, véritable poumon économique. Le Wouri représente la principale embouchure fluviale et d'exutoire aux sédiments du bassin sédimentaire de Douala. Le fleuve Wouri est soumis à un large éventail d'influence : atmosphérique, océanique, continentale et anthropique à différentes échelles de temps (court et long-terme). La réponse du système estuarien du Wouri à ces différents facteurs de variabilité a été peu étudiée jusqu'à présent, en particulier concernant son évolution morphologique, et l'impact d'eau douce et des sédiments apportées par les fleuves tributaires.

Dans ce contexte, les principaux objectifs de cette thèse ont été d'une part de reconstituer l'histoire de l'évolution des hauteurs d'eau et du littoral estuarien du Wouri à partir des données historiques, marégraphiques et bathymétriques inédites remontant au 20ème siècle. D'autre part des données *in-situ* collectées au cours de l'année 2019 et un modèle hydrodynamique et sédimentaire (TELEMAC 3D) ont été combinés pour caractériser la circulation des masses d'eau et la dynamique des sédiments fins en suspension dans l'estuaire en fonction de la marée et du débit fluvial.

Afin d'atteindre nos objectifs, les enregistrements et observations marégraphiques et bathymétriques ont été recherchés, inventoriés, scannés et numérisés. Après la numérisation, les données ont été mises aux standards actuels afin de constituer un ensemble de données de référence utile pour analyser les évolutions enregistrées dans l'estuaire du Wouri. Ces données sont d'autant plus précieuses qu'elles précèdent de quelques années le développement portuaire, l'installation des entreprises industrielles sur la côte, l'allongement du pont sur le Wouri, le boom démographique de la ville de Douala dont le rôle dans l'évolution du littoral estuarien du Wouri est primordial. Ces données constituent en quelque sorte le T0 de l'état du littoral « naturel » avant sa forte anthropisation qui va fortement contraindre son évolution future. Plusieurs approches et méthodes ont été appliquées à ces données (chapitre 3 et 4) afin de démontrer leur utilité pour reconstituer l'évolution du littoral sur plusieurs décennies. Le travail d'analyse de ces données marégraphiques et bathymétriques nous a permis d'obtenir plusieurs résultats :

1- les mesures récentes de la hauteur d'eau suggèrent une augmentation des niveaux moyens (MHW, MSL, MLW, MTL) entre 2002 et 2019 avec un rythme d'évolution d'environ

25mm/an (MSL et MTL), tendance proche de celle obtenue à l'aide des mesures obtenues par les radars embarqués sur les satellites altimétriques sur la même période.

2- l'analyse bathymétrique a permis de décrire et quantifier les évolutions morphologiques de fond en relevant la zone de chenal comme celle en perpétuel mouvement et favorable au dépôt entre 1948 – 1996. Concernant la dynamique évolutive du littoral estuarien du Wouri entre 1948 et 2012, son analyse présente un intérêt majeur pour la qualification et la quantification des variations évolutives qui ont naturellement et économiquement affectées l'environnement estuarien. Les changements morphologiques observés révèlent que l'estuaire du Wouri a été dominé par l'érosion dans sa partie aval, avec une perte d'environ 262,83 ha, soit une évolution de 3,2 m/an et d'environ 110,56 ha, soit 5,8 m/an entre 1948-1996 et 1996-2012 respectivement. L'accrétion est en revanche observée dans sa partie amont, avec une accrétion d'environ 239,17 ha, soit une évolution de 4,3 m/an entre 1948-1996 et d'environ 150,82 ha pour 12,6 m/an entre 1996-2012. Ainsi, sur la période de 64 ans (1948-2012), on a une prédominance de la variation par érosion en aval et inversement par accrétion en amont, marquée par la présence de facteurs amplificateurs (pression anthropique et changement climatique) du rythme de variation de l'évolution morphologique au début du 21^{e} siècle, par rapport au milieu du 20^{e} siècle.

L'évolution observée des hauteurs d'eau, la perte et l'accumulation de sédiments, influence et influencera le régime sédimentaire le long du littoral de l'estuaire du Wouri. De ce fait, le développement et la mise en place d'un modèle hydrodynamique et sédimentaire (calibré et validé grâce aux mesures *in-situ*) a permis de définir et de caractériser le comportement hydrodynamique et hydrologique de l'estuaire du Wouri, en fonction des forçages de la marée et du débit fluvial afin de comprendre la distribution des salinités et la dynamique des sédiments fins dans l'estuaire. Il ressort des résultats enregistrés que :

3- l'estuaire du Wouri, par analyse harmonique non stationnaire (S_TIDE) et par approche basée sur la méthode d'analyse de l'asymétrie grâce aux prédictions du modèle numérique (TELEMAC 3D) sur un an (2019) est identifié comme un estuaire avec un régime de marée dans sa partie inférieure et un régime fluvial dans sa partie supérieure. La marée devient progressivement plus asymétrique et déformée au fur et à mesure qu'elle se propage dans la partie supérieure. Ce phénomène est amplifié par l'augmentation des débits fluviaux. Les variations de la direction des asymétries de marée induites par les différentes combinaisons des constituants de la marée (M2/M4, M2/S2/MS4) responsables de l'asymétrie de marée dans l'estuaire du Wouri conduisent à un schéma global d'asymétrie de marée dominé par les marées

de jusant dans sa partie inférieure et inversement par les marées de flot. L'évolution de l'amplitude de la marée et de l'asymétrie de la marée peut dépendre de manière significative du débit du fleuve et de la morphologie de l'estuaire.

4- La distribution de salinité à partir des simulations numériques d'étiage et de crue a permis de caractériser l'estuaire du Wouri comme un estuaire bien mélangé durant la période d'étiage. Il se transforme en estuaire fortement stratifié ou en biseau salin pendant la période de crue. Les variations de la turbidité maximale sont principalement contrôlées par la marée et le débit du fleuve. Les valeurs de turbidité sont élevées lors des marées de vive-eau, ce qui démontre que la concentration des sédiments en suspension (SSC) est principalement gouvernée par les processus de dépôt/érosion. Pendant les marées de morte-eau, les SSC sont faibles pendant les deux périodes. Selon les variations saisonnières, le régime fluvial montre une migration longitudinale de la position de la zone de turbidité maximale, et donc par le basculement en amont pendant la saison sèche et en aval pendant la saison des crues avec pour conséquence une exportation massive de sédiments. Les sédiments peuvent être piégés dans les mangroves adjacentes, induisant une diminution de la turbidité pendant la saison sèche et les périodes de transition.

En réponse aux objectifs de cette thèse, ce travail nous a permis de renforcer nos connaissances sur la dynamique côtière dans l'estuaire du Wouri et du Golfe de Guinée. Il innove, grâce au couplage des données historiques, de données actuelles et de la modélisation numérique (TELEMAC) pour l'étude de la dynamique du littoral estuarien du Wouri qui reste encore très peu documentée à nos jours.

Les résultats de ce travail ouvrent des perspectives de recherche prometteuses pour des approches tant fondamentales qu'appliquées.

Perspectives

Approche fondamentale :

- **Axe n°1 : reconstruction et contrôle de la série analogique des mesures de hauteurs d'eau marégraphiques observées à l'estuaire du Wouri (Cameroun)**

La compréhension de l'évolution des variations du niveau de la mer dans l'estuaire du Wouri doit se faire par la continuité du suivi des enregistrements de mesures des hauteurs d'eau nécessaires afin de respecter les normes internationales pour le calcul des tendances d'évolutions du niveau de la mer, information encore très rare en Afrique centrale. Il existe de nombreuses observations au format papier qui mériteraient d'être numérisées suivant le protocole mis en place dans le chapitre 3.

L'estuaire du Wouri est un écosystème fragile sous influence anthropique importante (dragage, destruction de la mangrove). Comme dans de nombreux systèmes équatoriaux, l'absence de connaissances ne permet pas d'appréhender les effets des évolutions bathymétriques et du trait de côte ainsi que le comportement des sédiments au cours des différentes saisons très contrastées. L'analyse des paramètres hydrodynamiques et sédimentaires est essentielle pour améliorer la compréhension des processus en jeu dans les changements morphologiques des côtes et des fonds estuariens du Wouri. Les conditions hydrodynamiques et sédimentaires aux limites amont (débit liquide, débit solide), aval (panache fluvial, intrusion tidale) le long des côtes (érosion, bancs découvrants), l'impact de la mangrove difficilement modélisable pour l'instant car évoluant très vite, doivent être respectivement définies et prises en compte afin de mieux comprendre l'évolution de l'estuaire en fonction des variations climatiques à court et moyen terme. Aussi, l'utilisation des données satellitaires et des images haute résolution obtenues par drones, couplées à des mesures in situ injectées dans les modèles serait une évolution importante pour répondre à ces questions de caractérisation de l'évolution de l'environnement estuarien du Wouri avec le temps.

Approche appliquée :

Les modèles 3D hydrodynamique et sédimentaire développés montrent des comportements robustes en différentes périodes de débit (étiage et crue) et montrent ainsi leur fiabilité à des fins prédictives à moyen terme pour des scenario d'aménagement divers. Dans son programme de développement, le PAD envisage de développer un modèle numérique pour son environnement. Ce modèle numérique permettra de comprendre la dynamique des masses d'eau et des matières particulaires sédimentaires dans l'estuaire du Wouri, mais surtout dans le chenal de navigation et dans le port de Douala, afin de :

(i) Caractériser et quantifier les transferts sédimentaires que ce soit dans la colonne d'eau (échange port/milieu maritime ouvert, échange entre les zones portuaires draguées ou pas) ou à l'interface eau/sédiments (échange entre suspension et dépôt).

(ii) Caractériser la nature et la forme des matières sédimentaires (suspension, crème de vase, vase fraichement déposée, vase consolidée, sables de toute taille).

(iii) Comprendre les raisons de l'érosion intensive visible à Cap Cameroun qui induit un recul du trait de côte. Le travail devra combiner l'analyse de la dynamique du littoral de Cap Cameroun ces dix dernières années avec l'étude du climat maritime passé et actuel au large pour aboutir à un modèle permettant d'établir une carte du climat de houle de la région mais aussi établir sur le transport sédimentaire des sables et des vases à travers un modèle numérique et comprendre l'influence de la destruction de la mangrove sur la dérive littorale et sur l'intensification des courants.

(iv) Evaluer les conséquences des dragages récurrents dans ces milieux semi-fermés, mais aussi proposer des scenarii pour optimiser les dragages et les rejets (formation d'une souille, ouverture d'une digue, modification des zones de relargage, …).

(v) Définir l'action des zones de mangrove sur le stockage et la distribution des masses d'eau et de sédiments.

D'un point de vue méthodologique, le projet consiste en une approche instrumentale *in situ* couplé à une modélisation opérationnelle.

Dans le cadre de la construction d'une ville durable, en réponse aux défis environnementaux et des changements climatiques, la municipalité de la ville de Douala, envisagerait le développement d'un outil de modélisation intégré d'un bassin versant. Cet outil permettrait de simuler les impacts d'hydro aménagements en prenant en compte l'intégralité des fleuves tributaire de l'estuaire, de sa source à son embouchure. Ce travail de thèse répond à ce besoin en contribuant à la construction d'un l'outil d'aide à la décision environnementale, dans un contexte géopolitique où la gestion de l'eau (douce / saumâtre / traitement des eaux usés) va devenir un des enjeux majeurs des décennies à venir, pour notre pays le Cameroun, et plus largement pour l'ensemble des pays en voie de développement.

Bibliographie

Abessolo Ondoa, G., 2020. Réponse des plages sableuses d'Afrique de l'Ouest, golfe de Guinée, face au forçage multi-échelle (These de doctorat). Toulouse 3.

Adolphe, A., Ndongo, D., Simon, L., Nico, K., Farid, D.-G., 2009. Commercial activities and subsistence utilization of mangrove forests around the Wouri estuary and the Douala-Edea reserve (Cameroon). BioMed Central.

Adopo Kouassi, L., 2009. Caractérisation du fonctionnement hydro-sédimentaire d'un environnement estuarien en zone tropicale: cas de l'embouchure du fleuve Comoé à grand-bassam (sud-est de la côte d'ivoire).

Aernouts, D., Hequette, A., 2004. Minutes de bathymétrie et évolution des fonds marins: les abords du port de Calais. M Ppemonde En Ligne.

Ajonina, G.N., Dibong, S.D., Seth, R.E., Gah-Muti, Y., Ndinga, N.E., Nkomba, A., 2015. Revenus économiques et pollution écosystémique liés au transport des personnes et des biens traversant les mangroves de l'estuaire du Wouri (Douala, Cameroun). Int. J. Biol. Chem. Sci. 9, 1851–1862. https://doi.org/10.4314/ijbcs.v9i4.11

Alan, B., 2020. Blue Kenue enhancements from 2014 to 2019. https://doi.org/10.5281/ZENODO.3611511

Alexis, A., Bassoullet, P., Le Hir, P., Teisson, C., 1993. Consolidation of soft marine soils: unifying theories, numerical modelling and in situ experiments. Coast. Eng. 1992 2949–2961.

Allen, G.P., Castaing, P., Klingebiel, A., 1972. Distinction of elementary sand populations in the Gironde Estuary (France) by R-mode factor analysis of grain-size data. Sedimentology 19, 21–35.

Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., de Grandpré, C., 1980a. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. Sediment. Geol. 26, 69–90. https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90006-8

Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., De Grandpre, C., 1980b. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. Sediment. Geol. 26, 69–90.

Amanejieu, A., 2019. Analyse temporelle de la représentation du risque d'inondation de 1980 à 2018 à Douala-Cameroun.

Araújo, I.B., Pugh, D.T., 2008. Sea Levels at Newlyn 1915–2005: Analysis of Trends for Future Flooding Risks. J. Coast. Res. 203–212. https://doi.org/10.2112/06-0785.1

Ariathurai, R., Krone, R.B., 1976. Finite element model for cohesive sediment transport. J. Hydraul. Div. 102, 323–338.

Arthurton, R.S., Booth, S.J., Morigi, A.N., Abbott, M.A.W., Wood, C.J., 1994. Geology of the country around Great Yarmouth. Memoir for 1:50 000 geological sheet 162 (England and Wales). Geol. Ctry. Gt. Yarmouth Mem. 150 000 Geol. Sheet 162 Engl. Wales.

Avoine, J., Boust, D., Guillaud, J.-F., 1986. Flux et comportement des contaminants dissous et particulaires dans l'estuaire de la Seine. Rapp. Procès-Verbaux La Réun.-Cons. Int. Pour Explor. Mer 186, 392–411.

Baltzer, F., Lafond, L.R., 1971. Marais maritimes tropicaux. Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn. 13, 173–196.

Beck, J.S., 2005. Sediment transport dynamics in South African estuaries (Thesis). Stellenbosch : University of Stellenbosch.

Benveniste, J., Birol, F., Calafat, F., Cazenave, A., Dieng, H., Gouzenes, Y., Legeais, J.F., Léger, F., Niño, F., Passaro, M., Schwatke, C., Shaw, A., The Climate Change Initiative Coastal Sea Level Team, 2020. Coastal sea level anomalies and associated trends from Jason satellite altimetry over 2002–2018. Sci. Data 7, 357. https://doi.org/10.1038/s41597-020-00694-w

Berger, H., Treguier, A.M., Perenne, N., Talandier, C., 2014. Dynamical contribution to sea surface salinity variations in the eastern Gulf of Guinea based on numerical modelling. Clim. Dyn. 43, 3105–3122. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2195-4

Berlamont, J., Ockenden, M., Toorman, E., Winterwerp, J., 1993. The characterisation of cohesive sediment properties. Coast. Eng. 21, 105–128.

Bertin, X., 2005. Morphodynamique séculaire, modélisation et architecture interne d'un système baie-embouchure tidale : le Pertuis de Maumusson et la Baie de Marennes-Oléron (These de doctorat). La Rochelle.

Boon III, J.D., Byrne, R.J., 1981. On basin hyposmetry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. Mar. Geol. 40, 27–48.

Bradshaw, E., Woodworth, P.L., Hibbert, A., Bradley, L.J., Pugh, D.T., Fane, C., Bingley, R.M., 2016. A Century of Sea Level Measurements at Newlyn, Southwest England. Mar. Geod. 39, 115–140. https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1121175

Brenon, I., 1997. Modélisation de la dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Seine (PhD Thesis). Brest.

Brooks, S., 2010. Coastal changes in historic times–linking offshore bathymetry changes and cliff recession in Suffolk.

Bucrep, 2005. Caractéristiques socio-démographiques des ménages ordinaires.

Burchard, H., Baumert, H., 1998. The formation of estuarine turbidity maxima due to density effects in the salt wedge. A hydrodynamic process study. J. Phys. Oceanogr. 28, 309–321.

Cameron, W., Pritchard, D., 1963. The Sea vol 2, ed MN Hill.

Cameron, W.M., Pritchard, D.W., 1963. Estuaries (306–324). The Sea 2.

Cameroon, E., 2010. Etudes préliminaires de la deuxième phase du projet de conservation et de gestion participative des écosystèmes de mangrove au Cameroun.

Capo, S., Sottolichio, A., Brenon, I., Castaing, P., Ferry, L., 2006a. Morphology, hydrography and sediment dynamics in a mangrove estuary: The Konkoure Estuary, Guinea. Mar. Geol. 230, 199–215. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.05.003

Capo, S., Sottolichio, A., Brenon, I., Castaing, P., Ferry, L., 2006b. Morphology, hydrography and sediment dynamics in a mangrove estuary: The Konkoure Estuary, Guinea. Mar. Geol. 230, 199–215. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.05.003

Castaing, P., Allen, G.P., 1981. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: a macrotidal estuary in France. Mar. Geol. 40, 101–118.

Chaubert, G., Garraud, P., 1977. Oceanography data collection, storage and dissemination in Cameroon, in: Sixth Regional Workshop on Global Oceanography Data Archaeology and Rescue Project, Accra, Ghana. pp. 22–25.

Chen, J.L., Wilson, C.R., Tapley, B.D., Save, H., Cretaux, J.-F., 2017. Long-term and seasonal Caspian Sea level change from satellite gravity and altimeter measurements. J. Geophys. Res. Solid Earth 122, 2274–2290. https://doi.org/10.1002/2016JB013595

Cheng, P., Wilson, R.E., Chant, R.J., Fugate, D.C., Flood, R.D., 2009. Modeling Influence of Stratification on Lateral Circulation in a Stratified Estuary. J. Phys. Oceanogr. 39, 2324–2337. https://doi.org/10.1175/2009JPO4157.1

Church, J.A., White, N.J., 2011. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. Surv. Geophys. 32, 585–602. https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1

Clee, S.A., 2020. 3D Hydrodynamic and Morphodynamic Modelling of Offshore Sandbanks (PhD Thesis). Cardiff University, Wales.

CMEMS, http://marine.copernicus.eu/. Home | CMEMS [WWW Document]. URL https://marine.copernicus.eu/ (accessed 10.24.21).

Cooper, J.A.G., 1993. Sedimentation in the cliff-bound, microtidal Mtamvuna Estuary, South Africa. Mar. Geol. 112, 237–256. https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90171-Q

Cormault, P., 1971. Détermination expérimentale du débit solide d'érosion de sédiments fins cohésifs. 14ème Congrès AIRH Paris.

Créach, R., Bosch, S., Boutry, L., Genevier, J., Claverie, P., Badez, A., 2016. A New Solution to Digitize Depth Data from Historic Survey Sheets.

Crosnier, A., 1964. Fonds de pêche le long des côtes de la République Fédérale du Cameroun. ORSTOM.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992a. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. J. Sediment. Res. 62, 1130–1146. https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992b. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. J. Sediment. Res. 62, 1130–1146.

Dangendorf, S., Mudersbach, C., Wahl, T., Jensen, J., 2013. Characteristics of intra-, inter-annual and decadal sea-level variability and the role of meteorological forcing: the long record of Cuxhaven. Ocean Dyn. 63, 209–224. https://doi.org/10.1007/s10236-013-0598-0

Davies, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. Z. Für Geomorphol. 127–142. https://doi.org/10.1127/zfg/mortensen/8/1964/127

Devlin, A.T., Zaron, E.D., Jay, D.A., Talke, S.A., Pan, J., 2018. Seasonality of tides in Southeast Asian waters. J. Phys. Oceanogr. 48, 1169–1190.

Din, N., Saenger, P., Jules, P.R., Siegfried, D.D., Basco, F., 2008. Logging activities in mangrove forests: A case study of Douala Cameroon. Afr. J. Environ. Sci. Technol. 2, 022–030. https://doi.org/10.4314/ajest.v2i2

Djombe Seppo, D., 2011. Contribution à la connaissance de la dynamique sédimentaire du chenal d'accès au port de douala (RAPPORT D'ETUDE). Douala.

Do, A.T.K., Sottolichio, A., Huybrechts, N., Gardel, A., 2020. Circulation patterns and implication for fine sediment transport in a preserved tropical estuary: The case of the Maroni (French Guiana). Reg. Stud. Mar. Sci. 40, 101493. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101493

Doodson, A.T., 1921. The harmonic development of the tide-generating potential. Proc. R. Soc. Lond. Ser. Contain. Pap. Math. Phys. Character 100, 305–329.

Douglas, B.C., 2001. Chapter 3 Sea level change in the era of the recording tide gauge, in: Douglas, B.C., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. (Eds.), International Geophysics, Sea Level Rise. Academic Press, pp. 37–64. https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80006-1

Douglas, B.C., 1995. Global sea level change: Determination and interpretation. Rev. Geophys. 33, 1425–1432. https://doi.org/10.1029/95RG00355

Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Castaing, P., Babin, M., 2009. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data. Estuar. Coast. Shelf Sci. 81, 321–332.

Dunn, R.J.K., Zigic, S., Burling, M., Lin, H.-H., 2015. Hydrodynamic and Sediment Modelling within a Macro Tidal Estuary: Port Curtis Estuary, Australia. J. Mar. Sci. Eng. 3, 720–744. https://doi.org/10.3390/jmse3030720

Dyer, K., 1986. Coastal and estuarine sediment dynamics. JOHN WILEY SONS CHICHESTER SUSSEXUK 1986 358.

Dyer, K., Dronkers, J., Leussen, W., 1998. Hydrodinamics of estuaries.

Dyer, K.R., 1995. Chapter 14 Sediment Transport Processes in Estuaries, in: Perillo, G.M.E. (Ed.), Developments in Sedimentology, Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Elsevier, pp. 423–449. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80034-2

Dyer, K.R., 1989. Sediment processes in estuaries: future research requirements. J. Geophys. Res. Oceans 94, 14327–14339.

Dyer, K.R., 1974. The salt balance in stratified estuaries. Estuar. Coast. Mar. Sci. 2, 273–281.

Dyer, K.R., Manning, A.J., 1999. Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. J. Sea Res. 41, 87–95.

Dzalla, N., G.C., 2013. La mangrove de l'estuaire du Wouri (Douala-Cameroun): Enjeux de l'anthropisation d'un écosystème humide tropical et impacts environnementaux. University of Douala.

Eisma, D., Li, A., 1993. Changes in suspended-matter floc size during the tidal cycle in the dollard estuary. Neth. J. Sea Res. 31, 107–117. https://doi.org/10.1016/0077-7579(93)90001-9

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

ERECO European Economic, 1993. Etude de Protection Environnementale du Port de Douala, du Chenal. d'acces et des Eaux Cotieres (No. E2803 v1). Netherlands Economic Institute, Netherlands.

Eric, D., Colette, A.A., Mireille, A.E., Sylvain, M., Aoua, C., 2020. Morphological evolution of the bottom of the Potou lagoon over the last ten years (coastal zone of Cote d'Ivoire). int. j. res. -granthaalayah 8, 37–46. https://doi.org/10.29121/granthaalayah.v8.i10.2020.1588

Eric, T., 2012. Vulnérabilité des populations vivant dans la mangrove en Afrique subsaharien : cas des bois de singes à Douala- Cameroun.

Fairbridge, R., 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. estuary its defin. geodyn. cycle.

Fang, G., 1986. Tide and tidal current charts for the marginal seas adjacent to China. Chin J Ocean. Limnol 4, 1–16. https://doi.org/10.1007/BF02850393

Faye, I., 2010. Dynamique du trait de côte sur les littoraux sableux de la Mauritanie à la Guinée-Bissau (Afrique de l'Ouest): Approches régionale et locale par photo-interprétation, traitement d'images et analyse de cartes anciennes (These de doctorat). Université de bretagne occidentale.

Ferret, Y., 2016. Reconstruction de la série marégraphique de Saint Nazaire. Rapport. d'Etude SHOM 122p.

Festa, J.F., Hansen, D.V., 1978. Turbidity maxima in partially mixed estuaries: A two-dimensional numerical model. Estuar. Coast. Mar. Sci. 7, 347–359.

Fettweis, M., Sas, M., Monbaliu, J., 1998. Seasonal, neap-spring and tidal variation of cohesive sediment concentration in the Scheldt Estuary, Belgium. Estuar. Coast. Shelf Sci. 47, 21–36.

Feumba, R., 2015. Hydrogéologie et évaluation de la vulnérabilité des nappes dans le bassin versant de Besseke (Douala, Cameroun).

Fonteh, M., Esteves, L.S., Gehrels, W.R., 2009. Mapping and valuation of ecosystems and economic activities along the coast of Cameroon: implications of future sea level rise. Coastline Rep. EUCC Int. Approaches Coast. Res. Theory Pract. 13, 47–63.

Foreman, M., 1977. Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction. Pac Mar Sci Rep 77–10.

Foreman, M.G.G., Cherniawsky, J.Y., Ballantyne, V.A., 2009. Versatile Harmonic Tidal Analysis: Improvements and Applications. J. Atmospheric Ocean. Technol. 26, 806–817. https://doi.org/10.1175/2008JTECHO615.1

Foreman, M.G.G., Walters, R.A., Henry, R.F., Keller, C.P., Dolling, A.G., 1995. A tidal model for eastern Juan de Fuca Strait and the southern Strait of Georgia. J. Geophys. Res. Oceans 100, 721–740.

Fossi Fotsi, Y., 2014a. Etudes des paramètres hydrodynamiques de contrôle de la sédimentation dans l'estuaire du Wouri au Cameroun. (Master's thesis). University of Douala, Cameroun.

Fossi Fotsi, Y., 2014b. Etude des paramètres hydrodynamiques de contrôle de la sédimentation dans l'estuaire du Wouri au cameroun (rapport de Master). Université de Douala, Douala.

Fossi Fotsi, Y., Pouvreau, N., Brenon, I., Onguene, R., Etame, J., 2019a. Temporal (1948–2012) and Dynamic Evolution of the Wouri Estuary Coastline within the Gulf of Guinea. J. Mar. Sci. Eng. 7, 343. https://doi.org/10.3390/jmse7100343

Fossi Fotsi, Y., Pouvreau, N., Brenon, I., Onguene, R., Etame, J., 2019b. Temporal (1948–2012) and Dynamic Evolution of the Wouri Estuary Coastline within the Gulf of Guinea. J. Mar. Sci. Eng. 7, 343. https://doi.org/10.3390/jmse7100343

Fretey, J., 2001. Biogeography and conservation of marine turtles of the Atlantic coast of Africa = Biogéographie et conservation des tortues marines de la côte atlantique de l'Afrique.

Friedrichs, C.T., 2010. Barotropic tides in channelized estuaries. Contemp. Issues Estuar. Phys. 27, 61.

Friedrichs, C.T., 1995. Stability Shear Stress and Equilibrium Cross-Sectional Geometry of Sheltered Tidal Channels. J. Coast. Res. 11, 1062–1074.

Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1988a. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. Estuar. Coast. Shelf Sci. 27, 521–545. https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0

Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1988b. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. Estuar. Coast. Shelf Sci. 27, 521–545. https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0

Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., 1988c. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. Estuar. Coast. Shelf Sci. 27, 521–545. https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0

Geyer, W.R., 1993. The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum. Estuaries 16, 113–125.

Geyer, W.R., Woodruff, J.D., Traykovski, P., 2001. Sediment transport and trapping in the Hudson River estuary. Estuaries 24, 670–679. https://doi.org/10.2307/1352875

Gibson, R.E., England, G.L., Hussey, M.J.L., 1967. The theory of one-dimensional consolidation of saturated clays: 1. finite non-linear consildation of thin homogeneous layers. Geotechnique 17, 261–273.

GIEC, 2021. Changement climatique généralisé et rapide, d'intensité croissante.

Godin, G., 1972. The analysis of tides. University of Toronto Press, Toronto]; [Buffalo.
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 (PhD Thesis). Université de La Rochelle.
Grabemann, I., Uncles, R.J., Krause, G., Stephens, J.A., 1997a. Behaviour of turbidity maxima in the Tamar (UK) and Weser (FRG) estuaries. Estuar. Coast. Shelf Sci. 45, 235–246.
Grabemann, I., Uncles, R.J., Krause, G., Stephens, J.A., 1997b. Behaviour of Turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.) Estuaries. Estuar. Coast. Shelf Sci. 45, 235–246. https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0178
Gratiot, N., 2010. Impact des sédiments cohésifs sur l'écosystème (PhD Thesis). Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
Gratiot, N., 2000. Etude expérimentale de la formation des couches de crème de vase turbulentes (PhD Thesis). Grenoble 1.
Gratton, Y., 2002. Le krigeage: la méthode optimale d'interpolation spatiale; articles de l'Institut d'Analyse Géographique, Juin 2002.
Gräwe, U., Burchard, H., Müller, M., Schuttelaars, H.M., 2014. Seasonal variability in M_2 and M_4 tidal constituents and its implications for the coastal residual sediment transport. Geophys. Res. Lett. 41, 5563–5570. https://doi.org/10.1002/2014GL060517
Guézennec, L., Lafite, R., Dupont, J.-P., Meyer, R., Boust, D., 1999. Hydrodynamics of suspended particulate matter in the tidal freshwater zone of a macrotidal estuary (the Seine Estuary, France). Estuaries 22, 717–727. https://doi.org/10.2307/1353058
Guo, L., Wegen, M. van der, 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. J. Geophys. Res. Oceans 120, 3499–3521. https://doi.org/10.1002/2014JC010491
Haigh, I., Nicholls, R., Wells, N., 2009. Mean sea level trends around the English Channel over the 20th century and their wider context. Cont. Shelf Res. 29, 2083–2098. https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.07.013
Haigh, I.D., Pickering, M.D., Green, J.A.M., Arbic, B.K., Arns, A., Dangendorf, S., Hill, D.F., Horsburgh, K., Howard, T., Idier, D., Jay, D.A., Jänicke, L., Lee, S.B., Müller, M., Schindelegger, M., Talke, S.A., Wilmes, S.-B., Woodworth, P.L., 2020. The Tides They Are A-Changin': A Comprehensive Review of Past and Future Nonastronomical Changes in Tides, Their Driving Mechanisms, and Future Implications. Rev. Geophys. 58, e2018RG000636. https://doi.org/10.1029/2018RG000636
Hansen, D.V., Rattray Jr, M., 1966. New dimensions in estuary classification 1. Limnol. Oceanogr. 11, 319–326.
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
He, Z., Weng, H., Huangfu, K., Song, D., Zhang, W., n.d. Salinity and Temperature Variations in a Tidal Channel near the Hangzhou Bay.
Hernando, L., 2012. Sédimentation de suspensions non-colloïdales poly-disperses et concentrées (PhD Thesis). Bordeaux 1.
Hervouet, J.-M., 2007. Hydrodynamics of Free Surface Flows: Modelling with the Finite Element Method. John Wiley & Sons.

Hir, P.L., Kervella, S., Walker, P., Brenon, I., 2010. Erosions, dépots et transits sédimentaires associés dans le bassin de Marennes-Oléron. Houille Blanche 65–71. https://doi.org/10.1051/lhb/2010056

Hogarth, P., 2014. Preliminary analysis of acceleration of sea level rise through the twentieth century using extended tide gauge data sets (August 2014). J. Geophys. Res. Oceans 119, 7645–7659. https://doi.org/10.1002/2014JC009976

Hunter, R.J., 1993. Introduction to modern colloid science. Oxford University Press.

IPCC, 2021. Climate Change 2021.

IPCC, 2007. Climate change 2013. Contrib. Work. Group Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change 996.

Jalón-Rojas, I., Schmidt, S., Sottolichio, A., 2016. Evaluation of spectral methods for high-frequency multiannual time series in coastal transitional waters: advantages of combined analyses. Limnol. Oceanogr. Methods 14, 381–396. https://doi.org/10.1002/lom3.10097

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. J. Geophys. Res. Oceans 123, 3241–3258. https://doi.org/10.1002/2017JC013466

Jay, D.A., 2009. Evolution of tidal amplitudes in the eastern Pacific Ocean. Geophys. Res. Lett. 36. https://doi.org/10.1029/2008GL036185

Jevrejeva, S., Moore, J.C., Grinsted, A., Woodworth, P.L., 2008. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? Geophys. Res. Lett. 35. https://doi.org/10.1029/2008GL033611

Jin, G., Pan, H., Zhang, Q., Lv, X., Zhao, W., Gao, Y., 2018. Determination of harmonic parameters with temporal variations: An enhanced harmonic analysis algorithm and application to internal tidal currents in the South China Sea. J. Atmospheric Ocean. Technol. 35, 1375–1398.

Jombe Seppo, D., 2003. Etude de la dynamique sédimentaire dans le chenal d'accès du port de Douala à partir des données bathymétriques : modélisation 2D et 3D (Mémoire de DEA). Faculté des Sciences, Université de Yaoundé (Cameroun).

Joseph, K.B., 2016. (CIPMA-Chaire UNESCO) Master Recherche en Océanographie Physique et Applications (Mater's degree). Université d'Abomey-Calavi (UAC).

Kang, S.K., Chung, J., Lee, S.-R., Yum, K.-D., 1995. Seasonal variability of the M2 tide in the seas adjacent to Korea. Cont. Shelf Res. 15, 1087–1113.

Komba, D.E., GUsTAVE RAOUL, N.N., Dieudonné, J., Onguéné, R., Song, F., Etame, J., 2019. Utilisation de la bathymétrie pour la compréhension de la dynamique de la crème de vase en rapport avec le cycle hydrologique à l'estuaire du Wouri (Cameroun) 21, 7–15.

Krone, R.B., 1962. Flume studies of transport of sediment in estrarial shoaling processes. Final Rep. HydrEngr Samitary EngrResLab Univof Calif.

Krone, R.B., University of California, B., Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, B., Sanitary Engineering Research Laboratory, 1962. Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes; final report,. Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory, University of California, Berkeley.

Kynch, G.J., 1952. A theory of sedimentation. Trans. Faraday Soc. 48, 166–176.

Latapy, A., 2020a. Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le XIXe siècle (These de doctorat). Littoral.

Latapy, A., 2020b. Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le XIXe siècle (These de doctorat). Littoral.

Le Floch, J.F., 1961. Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime (PhD Thesis). Paris.

Le Hir, P., 2008. Aide mémoire de dynamique sédimentaire. 7ème édition.

Le Hir, P., Cayocca, F., Waeles, B., 2011. Dynamics of sand and mud mixtures: A multiprocess-based modelling strategy. Cont. Shelf Res. 31, S135–S149.

Le Hir, P., Karlikow, N., 1993. Sediment Transport Modelling in a Macrotidal Estuary: do we need to account for Consolidation Processes?, in: Coastal Engineering 1992. pp. 3121–3134.

LEBAIL, J., 1911. Mission hydrographique de l'Afrique occidentale 1909–1910. Rapp. Sur Trav. Exéc.

Leduc-Leballeur, M., 2012. Influence océanique du golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l'Ouest (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Lee, B.J., Toorman, E., Molz, F.J., Wang, J., 2011. A two-class population balance equation yielding bimodal flocculation of marine or estuarine sediments. Water Res. 45, 2131–2145. https://doi.org/10.1016/j.watres.2010.12.028

Leffler, K.E., Jay, D.A., 2009. Enhancing tidal harmonic analysis: Robust (hybrid L1/L2) solutions. Cont. Shelf Res., Physics of Estuaries and Coastal Seas: Papers from the PECS 2006 Conference 29, 78–88. https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.04.011

Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. Ocean Dyn. 56, 394–415. https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x

Manga, C.S., 2008. Stratigraphy, structure and prospectivity of the southern onshore Douala Basin, Cameroon, Central Africa. Afr. Geosci. Rev. 13–37.

Marcos, M., Puyol, B., Calafat, F.M., Woppelmann, G., 2013. Sea level changes at Tenerife Island (NE Tropical Atlantic) since 1927. J. Geophys. Res. Oceans 118, 4899–4910. https://doi.org/10.1002/jgrc.20377

Marcos, M., Puyol, B., Wöppelmann, G., Herrero, C., García-Fernández, M.J., 2011. The long sea level record at Cadiz (southern Spain) from 1880 to 2009. J. Geophys. Res. Oceans 116. https://doi.org/10.1029/2011JC007558

Maron, P., Rihouey, D., 2003. Numérisation de cartes bathymétriques et optimisation de la représentation des fonds à l'aide de « Surfer ». Rev. Fr. Génie Civ. 7, 1247–1264. https://doi.org/10.1080/12795119.2003.9692544

Mbevo Fendoung, P., 2019. Vulnérabilité et adaptation des populations de cap Cameroun aux risques naturels. Constr. Ville Portuaire Demain En Afr. Atl.

Mbevo Fendoung, P., Tchindjang, M., Fongnzossie, E., 2017. Analyse par télédétection de la vulnérabilité de la réserve de mangrove de Mabe face aux changements climatiques, entre 1986 et 2014. Territ. Afr.

Mbevo Fendoung, P., Voundi, E., Tsopbeng, C., 2018. Dynamique paysagère du littoral kribien face aux pressions de l'agro industrielle et de l'urbanisation. VertigO - Rev. Électronique En Sci. Environ. https://doi.org/10.4000/vertigo.22798

Mbusnum, K.G., Malleret, L., Deschamps, P., Khabouchi, I., Asia, L., Lebarillier, S., Menot, G., Onguene, R., Doumenq, P., 2020. Persistent organic pollutants in sediments of the Wouri Estuary Mangrove, Cameroon: Levels, patterns and ecotoxicological significance. Mar. Pollut. Bull. 160, 111542. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111542

McLusky, D.S., Elliot, M., 2004. The estuarine ecology: ecology, threats and management.

McQuarrie, B.R., 1997. Molecular collisions, effect on the HD infrared spectrum and development of a Moyal quantum mechanical description.

Mehta, A.J., 1991. Understanding fluid mud in a dynamic environment. Geo-Mar. Lett. 11, 113–118. https://doi.org/10.1007/BF02430995

Mehta, A.J., Li, Y., 1996. Fine-grained sediment transport engineering. Proc Coast. Oceanogr. Eng. Dept Course.

Migniot, C., 1989. Manuel sur l'hydrodynamique sédimentaire et l'érosion et sédimentation du littoral. Premiere Partie SOGREAH Grenoble.

Migniot, C., 1982. Etude de la dynamique sédimentaire marine, fluviale et estuarienne (PhD Thesis).

Migniot, C., 1980. Dynamique sédimentaire estuarienne ; matériaux cohésifs et non cohésifs.

Migniot, C., 1968. Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. Houille Blanche 591–620.

MINEPDED, 2015. Plan National d'adaptation aux changements climatiques du Cameroun.

Mitchell, S., Akesson, L., Uncles, R., 2012. Observations of turbidity in the Thames Estuary, United Kingdom. Water Environ. J. 26, 511–520. https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.2012.00311.x

Mitchell, S.B., 2013a. Turbidity maxima in four macrotidal estuaries. Ocean Coast. Manag. 79, 62–69.

Mitchell, S.B., 2013b. Turbidity maxima in four macrotidal estuaries. Ocean Coast. Manag. 79, 62–69.

Moftakhari, H.R., Jay, D.A., Talke, S.A., Kukulka, T., Bromirski, P.D., 2013. A novel approach to flow estimation in tidal rivers. Water Resour. Res. 49, 4817–4832. https://doi.org/10.1002/wrcr.20363

Morin, S., Kuété, M., 1988. Le littoral Camerounais : problèmes morphologiques. Trav. Lab. Géographie Phys. Appliquée 11, 5–52. https://doi.org/10.3406/tlgpa.1988.900

Morin, S., Mainet, G., 1984. Le site de Douala (Cameroun). Notes morphologiques. Trav. Doc. Géographie Trop. 37–78.

Mudersbach, C., Wahl, T., Haigh, I.D., Jensen, J., 2013. Trends in high sea levels of German North Sea gauges compared to regional mean sea level changes. Cont. Shelf Res. 65, 111–120. https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.06.016

Müller, M., Cherniawsky, J.Y., Foreman, M.G., von Storch, J.-S., 2014. Seasonal variation of the M 2 tide. Ocean Dyn. 64, 159–177.

Mvondo Owono, F., 2010. Surrection cénozoïque de l'Ouest de l'Afrique à partir de deux exemples : le plateau sud-namibien et la marge nord camerounaise (These de doctorat). Rennes 1.

Nandy, S., Bandyopadhyay, S., 2011. Trend of sea level change in the Hugli estuary, India. IJMS Vol406 Dec. 2011.

NASA, 2008. Ocean surface topography from space. Californian Institute of Technology. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California.

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. Afr. Sci. Rev. Int. Sci. Technol. 11, 173–182. https://doi.org/10.4314/afsci.v11i2

Nebra Costas, A., 2016. Ecology and bioindicator potential of benthic macroinvertebrates in a Mediterranean salt wedge estuary: the Ebro River case (Ph.D. Thesis). TDX Tesis Dr. En Xarxa. Universitat de Barcelona.

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

Ngo-Massou, V.M., Essomè-Koum, G.L., Kottè-Mapoko, E., Din, N., 2014. Biology and Distribution of Mangrove Crabs in the Wouri River Estuary, Douala, Cameroon. J. Water Resour. Prot. 2014. https://doi.org/10.4236/jwarp.2014.64029

Nichols, M.M., Biggs, R.B., 1985. Estuaries, in: Davis, R.A. (Ed.), Coastal Sedimentary Environments. Springer, New York, NY, pp. 77–186. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5078-4_2

Nihoul, J.C.J., Ronday, F.C., 1975. The influence of the "tidal stress" on the residual circulation. Tellus 27, 484–490. https://doi.org/10.3402/tellusa.v27i5.10174

Njike Ngaha, P.R., 2004. Palynostratigraphie et Reconstitution des Paléoenvironnements du Crétacé de l'Est du bassin Sédimentaire de Douala (Cameroun). Fac. Sci. Univ. Yaoundé I.

Nlend, B., 2019. Processus hydrologiques dans une zone côtière hyper-humide sous forte influence anthropique (Douala, Cameroun). : Une étude géochimique de la dynamique de l'eau de l'atmosphère au sous-sol. (These de doctorat). Bourgogne Franche-Comté.

Officer, C.B., 1981. Physical dynamics of estuarine suspended sediments. Mar. Geol., Estuary \3- Shelf Interrelationships 40, 1–14. https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90039-6

Olivry, J.C., 1986. Fleuves et rivières du Cameroun. Fleuves Rivières Cameroun.

Olivry, J.-C., 1974. Régime hydrologique du fleuve Wouri et estimation des apports reçus par l'estuaire et la mangrove du Wouri.

Onguene, R., 2015. Modélisation Multi-Echelles de la Circulation Océanique en Afrique Centrale, de la Plaine Abyssale à l'Estuaire du Cameroun. Université de Toulouse.

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 J. Mar. Sci. 5, 81–98. https://doi.org/10.4236/ojms.2015.51008

Orseau, S., Huybrechts, N., Tassi, P., Pham Van Bang, D., Klein, F., 2021. Two-dimensional modeling of fine sediment transport with mixed sediment and consolidation: Application to the Gironde Estuary, France. Int. J. Sediment Res. 36, 736–746. https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2019.12.005

Pan, H., Lv, X., Wang, Y., Matte, P., Chen, H., Jin, G., 2018. Exploration of Tidal-Fluvial Interaction in the Columbia River Estuary Using S_TIDE. J. Geophys. Res. Oceans 123, 6598–6619. https://doi.org/10.1029/2018JC014146

Pane, V., Schiffman, R.L., 1997. The permeability of clay suspensions. Geotechnique 47, 273–288.

Parchure, T.M., Mehta, A.J., 1985. Erosion of soft cohesive sediment deposits. J. Hydraul. Eng. 111, 1308–1326.

Parry, M., Cox, B.S., 2007. Technical Summary, in: In Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Edited By. University Press.

Partheniades, E., 1965. Erosion and deposition of cohesive soils. J. Hydraul. Div. 91, 105–139.

Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. Comput. Geosci. 28, 929–937.

Pedroni, L., 2011. Étude expérimentale et numérique de la sédimentation et de la consolidation des boues de traitement des eaux acides (PhD Thesis). École Polytechnique de Montréal.

Pein, J.U., Stanev, E.V., Zhang, Y.J., 2014. The tidal asymmetries and residual flows in Ems Estuary. Ocean Dyn. 64, 1719–1741. https://doi.org/10.1007/s10236-014-0772-z

Perillo, G.M.E., 1995. Chapter 2 Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries, in: Perillo, G. M. E. (Ed.), Developments in Sedimentology, Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Elsevier, pp. 17–47. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80022-6

Pons, F., 2008. Améliorations récentes apportées au logiciel NUNIEAU pour la numérisation des marégrammes papiers, in: Xèmes Journées, Sophia Antipolis. Presented at the Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Editions Paralia, pp. 615–624. https://doi.org/10.5150/jngcgc.2008.059-P

Postma, H., 1967. Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. Am. Assoc. Adv. Sci. 83, 158–179.

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 (PhD Thesis). Université de La Rochelle.

Prandle, D., 2009. Estuaries: dynamics, mixing, sedimentation and morphology. Cambridge University Press.

Pritchard, D.W., 1967. What is an estuary: Physical Viewpoint.

Pritchard, D.W., 1956. The dynamic structure of a coastal plain estuary. J Mar Res 15, 33–42.

Pritchard, D.W., 1952a. Estuarine Hydrography, in: Landsberg, H.E. (Ed.), Advances in Geophysics. Elsevier, pp. 243–280. https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60208-3

Pritchard, D.W., 1952b. Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system.. 1. Mar Res 11, 106–123.

Pugh, D.T., Bridge, E., Edwards, R., Hogarth, P., Westbrook, G., Woodworth, P.L., McCarthy, G.D., 2021. Mean Sea Level and Tidal Change in Ireland since 1842: A case study of Cork. Ocean Sci. Discuss. 1–26. https://doi.org/10.5194/os-2021-49

Ralston, D.K., Geyer, W.R., 2019. Response to Channel Deepening of the Salinity Intrusion, Estuarine Circulation, and Stratification in an Urbanized Estuary. J. Geophys. Res. Oceans 124, 4784–4802. https://doi.org/10.1029/2019JC015006

Ray, R.D., 2006. Secular changes of the M2 tide in the Gulf of Maine. Cont. Shelf Res. 26, 422–427. https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.005

Reeve, D., Chadwick, A., Fleming, C., 2018. Coastal engineering: processes, theory and design practice. CRC Press.

Robinson, I.S., 1983. Chapter 7 Tidally Induced Residual Flows, in: Elsevier Oceanography Series. Elsevier, pp. 321–356. https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70505-1

Sanford, L.P., Halka, J.P., 1993. Assessing the paradigm of mutually exclusive erosion and deposition of mud, with examples from upper Chesapeake Bay. Mar. Geol. 114, 37–57. https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90038-W

Sanford, L.P., Maa, J.P.-Y., 2001. A unified erosion formulation for fine sediments. Mar. Geol. 179, 9–23.

Santamaria-Aguilar, S., Schuerch, M., Vafeidis, A., Carretero, S., 2017. Long-Term Trends and Variability of Water Levels and Tides in Buenos Aires and Mar del Plata, Argentina. Front. Mar. Sci. 4. https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00380

Sassi, M.G., Hoitink, A.J.F., 2013. River flow controls on tides and tide-mean water level profiles in a tidal freshwater river: SUBTIDAL FLOW IN A TIDAL RIVER. J. Geophys. Res. Oceans 118, 4139–4151. https://doi.org/10.1002/jgrc.20297

Savenije, H.H.G., 2005. Salinity and Tides in Alluvial Estuaries. Gulf Professional Publishing.

Schott, F., Stramma, L., Fischer, J., 1999. Interaction of the North Atlantic Current with the Deep Charlie Gibbs Fracture Zone Throughflow. Geophys. Res. Lett. 26, 369–372. https://doi.org/10.1029/1998GL900223

Scully, M.E., Friedrichs, C.T., 2007. Sediment pumping by tidal asymmetry in a partially mixed estuary. J. Geophys. Res. 112, C07028. https://doi.org/10.1029/2006JC003784

Seudre, P., n.d. Synthèse et valorisation des résultats. PAPI Seudre. Axe 1 “Amélioration de la connaissance et de la conscience du risque”. Action n°I.M.1 " Mise en place d’un marégraphe dans l’estuaire de la Seudre et numérisation des données marégraphiques de Bourcefranc-le-Chapus 32.

Simmons, H., 1955. Some Effects of Upload Discharge on Estuarine Hydraulics. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 81, 1–20.

Simon, B., 2007. La Marée Océanique Côtière, 433 pp., Inst. Ocean. Paris.

Smith, J.D., 2002. Apolipoproteins and aging: emerging mechanisms. Ageing Res. Rev. 1, 345–365. https://doi.org/10.1016/S1568-1637(02)00005-3

Smolders, S., Plancke, Y., Bi, Q., Vanlede, J., Kolokythas, G., 2019. A Sand Transport Model for the Scheldt Estuary: The 3D Scaldis Sand Model.

Sogreah, 2006. Etude du schéma directeur d’assainissement de la ville de Douala et maitrise d’œuvre d’une tranche prioritaire de travaux rapport définitif des phases 3 et 4 (No. ° 2 35 0038 /DLN/FRB/PGN/ – avril 2006).

Sogreah, 2006. Etude du schéma directeur d’assainissement de la ville de douala et maitrise d’œuvre d’une tranche prioritaire de travaux rapport définitif des phases 3 et 4 (No. N° 2 35 0038 /DLN/FRB/PGN/ – avril 2006).

Sottolichio, A., 1999. Modélisation de la dynamique des structures turbides (bouchon vaseux et crème de vase) dans l’estuaire de la Gironde (PhD Thesis). Bordeaux 1.

Soulsby, R.L., 1997. Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. Oceanogr. Lit. Rev. 9, 947.

Speer, P.E., Aubrey, D.G., 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory. Estuar. Coast. Shelf Sci. 21, 207–224. https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90097-6

Struble, L.J., Schultz, M.A., 1993. Using creep and recovery to study flow behavior of fresh cement paste. Cem. Concr. Res. 23, 1369–1379.

Sun, J., Liu, L., Lin, J., Lin, B., Zhao, H., 2020. Vertical water renewal in a large estuary and implications for water quality. Sci. Total Environ. 710, 135593. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135593

Syvitski, J.P.M., 2005. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. Science 308, 376–380. https://doi.org/10.1126/science.1109454

Talke, S.A., Jay, D.A., 2020. Changing Tides: The Role of Natural and Anthropogenic Factors. Annu. Rev. Mar. Sci. 12, 121–151. https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010419-010727

Talke, S.A., Kemp, A.C., Woodruff, J., 2018. Relative Sea Level, Tides, and Extreme Water Levels in Boston Harbor From 1825 to 2018. J. Geophys. Res. Oceans 123, 3895–3914. https://doi.org/10.1029/2017JC013645

Talke, S.A., Orton, P., Jay, D.A., 2014. Increasing storm tides in New York Harbor, 1844–2013. Geophys. Res. Lett. 41, 3149–3155. https://doi.org/10.1002/2014GL059574

Tamfu, S., Batupe, M., Pauken, R.J., Boatwright, D.C., 1995. Geologic setting, stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Douala Basin Cameroon. Natl. Hydrocarb. J. Cameroon 3.

Tchindjang, M., Fendoung, P.M., 2019. Chapitre 22. Une Afrique Atlantique avec des villes sous l'eau ! Construire des villes côtières sans inondations? 30.

Tee, K.T., 1977. Tide-Induced Residual Current—Verification of a Numerical Model. J. Phys. Oceanogr. 7, 396–402. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1977)007<0396:TIRCOA>2.0.CO;2

Teisson, C., Ockenden, M., Le Hir, P., Kranenburg, C., Hamm, L., 1993. Cohesive sediment transport processes. Coast. Eng. 21, 129–162.

Testut, L., Miguez, B.M., Wöppelmann, G., Tiphaneau, P., Pouvreau, N., Karpytchev, M., 2010. Sea level at Saint Paul Island, southern Indian Ocean, from 1874 to the present. J. Geophys. Res. Oceans 115. https://doi.org/10.1029/2010JC006404

Thorn, M.F.C., 1982. Physical processes of siltation in tidal channels.

Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T., 2014. Modélisation 3D de la dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente (France) : évolution du bouchon vaseux et estimation des flux sédimentaires. https://doi.org/10.5150/jngcgc.2014.056

Toublanc, F., Brenon, I., Coulombier, T., Le Moine, O., 2015. Fortnightly tidal asymmetry inversions and perspectives on sediment dynamics in a macrotidal estuary (Charente, France). Cont. Shelf Res. 94, 42–54. https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.12.009

Tromeur, J., 1946. Mission hydrographique du Saloum (1930-1931), in: Annales Hydrographiques.

Tsalefac, M., Ngoufo, R., Nkwambi, W., Tatsangue, E.D., Fobissie, B.L., 2003. Fréquences et quantités des précipitations journalières sur le territoire camerounais 15, 9.

Uncles, R.J., 2002. Estuarine physical processes research: some recent studies and progress. Estuar. Coast. Shelf Sci. 55, 829–856.

Uncles, R.J., Barton, M.L., Stephens, J.A., 1994. Seasonal variability of fine-sediment concentrations in the turbidity maximum region of the Tamar Estuary. Estuar. Coast. Shelf Sci. 38, 19–39.

Uncles, R.J., Stephens, J.A., 1993a. The freshwater-saltwater interface and its relationship to the turbidity maximum in the Tamar estuary, United Kingdom. Estuaries 16, 126–141.

Uncles, R.J., Stephens, J.A., 1993b. The freshwater-saltwater interface and its relationship to the turbidity maximum in the Tamar estuary, United Kingdom. Estuaries 16, 126–141.

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

Van Campo, E., Bengo, M.D., 2004. Mangrove palynology in recent marine sediments off Cameroon. Mar. Geol., Material Exchange Between the Upper Continental Shelf and

Mangrove Fringed Coasts with Special Reference to the N. Amazon-Guianas Coast 208, 315–330. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.04.014
Van Leussen, W., 1994. Estuarine Macroflocs and Their Role in Fine-Grained Sediment Transport. Ph Thesis Univ. Utrecht.
van Maanen, B., Sottolichio, A., 2018. Hydro- and sediment dynamics in the Gironde estuary (France): Sensitivity to seasonal variations in river inflow and sea level rise. Cont. Shelf Res. 165, 37–50. https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.06.001
van Maren, D.S., Winterwerp, J.C., Vroom, J., 2015. Fine sediment transport into the hyper-turbid lower Ems River: the role of channel deepening and sediment-induced drag reduction. Ocean Dyn. 65, 589–605.
Van Rijn L.c., 1989. Mathematical modelling of morphological processes in the case of suspended sediment transport. 1.
Vondou, D.A., Yepdo, Z.D., Tchotchou, L.A.D., 2018. Diurnal Cycle of Convective Cloud Occurrences Over Cameroon During June–August. J. Indian Soc. Remote Sens. 46, 829–845. https://doi.org/10.1007/s12524-017-0747-x
Wang, D., Pan, H., Jin, G., Lv, X., 2020. Seasonal variation of the principal tidal constituents in the Bohai Sea. Ocean Sci. 16, 1–14. https://doi.org/10.5194/os-16-1-2020
Winterwerp, J.C., 2002. On the flocculation and settling velocity of estuarine mud. Cont. Shelf Res. 22, 1339–1360. https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00010-9
Winterwerp, J.C., Van Kesteren, W.G., 2004. Introduction to the physics of cohesive sediment dynamics in the marine environment. Elsevier.
Wolanski, E., 1995. Transport of sediment in mangrove swamps, in: Asia-Pacific Symposium on Mangrove Ecosystems. Springer, pp. 31–42.
Wolanski, E., Chappell, J., 1996. The response of tropical Australian estuaries to a sea level rise. J. Mar. Syst., The Coastal Ocean in a Global Change Perspective 7, 267–279. https://doi.org/10.1016/0924-7963(95)00002-X
Woodworth, P.L., 2010. A survey of recent changes in the main components of the ocean tide. Cont. Shelf Res. 30, 1680–1691. https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.07.002
Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Coulomb, A., Simon, B., Woodworth, P.L., 2008. Tide gauge datum continuity at Brest since 1711: France's longest sea-level record. Geophys. Res. Lett. 35. https://doi.org/10.1029/2008GL035783
Wu, Y., Hannah, C., O'Flaherty-Sproul, M., MacAulay, P., Shan, S., SUR LES, 2019. A modeling study on tides in the Port of Vancouver. Anthr. Coasts 2, 101–125. https://doi.org/10.1139/anc-2018-0008
Wu, Y., He, Y., Lu, C., Zhang, W., Gao, S., 2020. Feedback between channel resilience and tidal dynamics in an intensively dredged tidal river. J. Hydrol. 590, 125367. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125367
Zanke, U., 1977. Berechnung Der Sinkgeschwindigkeiten Von Sedimenten. Berechn. Sink. Von Sedimenten.
Zhang, G., Cheng, W., Chen, L., Zhang, H., Gong, W., 2019. Transport of riverine sediment from different outlets in the Pearl River Estuary during the wet season. Mar. Geol. 415, 105957. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.06.002
Zhu, L., Zhang, H., Guo, L., Huang, W., Gong, W., 2021. Estimation of riverine sediment fate and transport timescales in a wide estuary with multiple sources. J. Mar. Syst. 214, 103488. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103488

Annexes

A

Valorisation de la thèse

Les publications dérivées du travail entrepris dans cette thèse sont les articles de journaux et de conférence. D'autre part, des présentations orales et posters ont été faites et présentées tels que ci-dessous :

Article de journal publié

Yannick FOSSI FOTSI, Nicolas POUVREAU, Isabelle BRENON, Raphaël ONGUENE, Jacques ETAME. Temporal (1948-2012) and Dynamic Evolution of the Wouri Estuary Coastline within the Gulf of Guinea. J. Mar. Sci. Eng. 2019, 7, 343 – doi:10.3390/jmse7100343

Article de conférence

Yannick FOSSI FOTSI, Isabelle BRENON, Nicolas POUVREAU, Raphaël ONGUENE, Yann FERRET, Jacques ETAME. Dynamique du maximum de turbidité dans l'estuaire du Wouri (Cameroun). (pp 221-232) – DOI :10.5150/jngcgc.2020.025

Article de journal en révision

Yannick FOSSI FOTSI, Isabelle BRENON, Nicolas POUVREAU, Yann FERRET, Alexa LATAPY, Raphaël ONGUENE, Dieudonné JOMBE, Jacques ETAME. The use of hydrodynamic models in the understanding of tidal dynamics in a dredged tropical estuary (Wouri estuary). Continental Shelf Research.

Posters de conférence

FOSSI FOTSI Yannick, Isabelle BRENON, Raphaël ONGUENE, Nicolas POUVREAU, Jacques ETAME, Dieudonné JOMBE (2021). Response of the turbidity maximum zone to fluctuations in sediment deposition in the Wouri estuary. INTERCOH international symposium, Delft (The Netherlands, September 13-17)

FOSSI FOTSI Yannick, Nicolas POUVREAU, Isabelle BRENON, Raphaël ONGUENE, Jacques ETAME, Dieudonné JOMBE (2019). Reconstruction des variations du niveau de la mer et dynamique de l'évolution du littoral estuarien du Wouri (Cameroun). Journées REFMAR 2019, La Défense-Paris.

FOSSI FOTSI Yannick, Nicolas POUVREAU, Isabelle BRENON, Raphaël ONGUENE, Jacques ETAME. Evolution du trait de côte de la façade sud de l'ile de Cap Cameroun dans l'estuaire du Wouri (Cameroun), Université de Paris -Sud (Orsay).

Communication orale : Yannick FOSSI FOTSI, **CONCOURS MT180, 2020**[6]**. Finale Régionale. Université de La Rochelle.**

[6] . https://www.youtube.com/watch?v=mE5lX0VHqLU

B

Acte de colloque des XVI journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, LE HAVRE (2020)

XVI[èmes] Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil
Le Havre, 2020
DOI:10.5150/jngcgc.2020.025 *© Editions Paralia CFL*
disponible en ligne – http://www.paralia.fr – available online

Dynamique du maximum de turbidité dans le système estuarien du Wouri (Cameroun)

Yannick FOSSI FOTSI [1,2], Isabelle BRENON [1], Nicolas POUVREAU [3], Raphaël ONGUENE [2], Yann FERRET [3], Dieudonné DJOMBE [4], Thibault COULOMBIER [1], Jacques ETAME [2]

1. UMR 7266 LIENSs, Institut du Littoral et de l'Environnement, CNRS – Université de La Rochelle, 17000 La Rochelle, France.
   fossiyannick@gmail.com
2. Unité de formation doctorale de bio-géosciences et environnement, Université de Douala, BP 24157, Douala, Cameroun.
3. Shom-Service hydrographique et océanographique de la marine, 29200 Brest, France.
4. PAD, Port Autonome de Douala, BP 4020, Douala, Cameroun.

Résumé :
Les maxima de turbidité dans les estuaires influent sur le transport et le dépôt des sédiments fins, l'envasement des chenaux et la qualité de l'eau. La nécessité de compréhension et de prédiction de la dynamique des zones de turbidité maximale est donc un enjeu scientifique important et un besoin pour optimiser la gestion de ces eaux de transition. La dynamique sédimentaire estuarienne du Wouri (Cameroun) est fortement variable en fonction des saisons impactant les débits (de 250 à 3000 m^3/s). L'objectif de ce travail est l'analyse détaillée de mesures *in situ* pour comprendre cette dynamique dans la section fluviale de l'estuaire du Wouri. Pour se faire, deux sondes multi paramètres (OBS) ont été installées à 15 km de distance l'une de l'autre pour mesurer les caractéristiques physiques des eaux en amont et aval de l'estuaire. Au cours des 3 grandes saisons, la hauteur d'eau, la turbidité et la salinité ont été mesurées dans l'estuaire durant un mois en moyenne, afin de connaître l'impact de la variation tidale. A l'estuaire du Wouri, pendant les vives eaux, les contraintes de cisaillement sont plus fortes, ce qui favorise une plus forte remise en suspension des sédiments et donc de turbidité élevée. Pendant la saison de petite crue, l'observation persistante de la turbidité élevée permet de localiser le bouchon vaseux en aval de l'estuaire. Suivant les saisons, la remise en suspension des sédiments en amont de l'estuaire est contrôlée par les cycles dépôt/érosion dus à l'écoulement tidal.

Mots-clés :
Turbidité, Salinité, Estuaire du Wouri, Débit fluvial, Variation saisonnière

1. Introduction

La compréhension de l'hydrodynamique des estuaires représente un enjeu majeur, pour des raisons à la fois environnementales et socio-économiques. Ces environnements constituent généralement les zones privilégiées de construction des infrastructures portuaires et jouent un rôle essentiel dans les échanges économiques. De par leurs natures et morphologies qui ne cesse d'être modifiées, les estuaires sont soumis au phénomène de sédimentation. C'est le cas de l'estuaire du Wouri, qui abrite le Port Autonome de Douala (PAD). Le PAD est le principal port maritime du Cameroun et poumon économique de l'Afrique centrale. Il est situé à quelques 25 km de la mer sur le fleuve Wouri. Pour permettre l'entrée au port de la plupart des bateaux, un chenal d'accès est dragué en permanence car il est soumis à une forte sédimentation (DJOMBE SEPPO, 2011 ; FOSSI FOTSI, 2014). Comme tout estuaire mésotidal, l'estuaire du Wouri présente une zone de turbidité maximale (ZTM), appelée bouchon vaseux, à fortes concentrations en particules en suspension (MES) à la fois d'origine terrestre et marine (DJOMBE SEPPO, 2011 ; FOSSI FOTSI *et al*., 2019). La ZTM joue un rôle important dans le processus de sédimentation qui peuvent conduire à l'envasement des chenaux (ALLEN *et al*., 1980), affectant des profondeurs de navigation. La connaissance de la variabilité de la turbidité aux échelles de temps différentes est essentielle pour comprendre les processus hydro-sédimentaires, et la qualité des eaux dans cet estuaire camerounais. De nombreux travaux ont été publiés sur les phénomènes de turbidités maximales dans les estuaires du monde (GRABEMANN *et al.*, 1997 ; MITCHELL *et al*., 2012 ; UNCLES *et al*., 1994). Les informations sur les estuaires africains restent très parcellaires et mal connues (CAPO *et al*., 2006). Le cas de l'estuaire du Wouri est très évocateur. A ce jour, et à notre connaissance, aucune étude n'a permis de comprendre les mécanismes de formation de la ZTM et ses dynamiques, l'essentiel des travaux ayant porté sur l'étude hydro sédimentaire des accès du PAD (ERECO EUROPEAN ECONOMIC, 1993 ; MIGNIOT, 1989 ; SOGREAH, 2006).

Cette étude vise à améliorer la quantification *in-situ* des caractéristiques du maximum de turbidité au cours des divers régimes fluviaux et de marée dans l'estuaire du Wouri et ainsi aboutir à une compréhension plus fine et approfondie de sa dynamique.

2. Zone d'étude

L'estuaire hyposynchrone du Wouri (FOSSI FOTSI *et al*., 2019) d'une superficie de 1 200 km^2, constitue une vaste zone humide, de 30 km de long et presque autant de large, ouverte sur l'océan Atlantique (NDONGO *et al*., 2015). Situé à 04°00'01" de latitude nord et 09°37'15" de longitude Est, il occupe le cœur du bassin sédimentaire de Douala (19000 km^2 dont 7000 km^2 émergés). L'estuaire du Wouri, est caractérisé par des profondeurs plus élevées en aval (>8 m) qu'en amont (< 6 m), (FOSSI FOTSI, 2014).

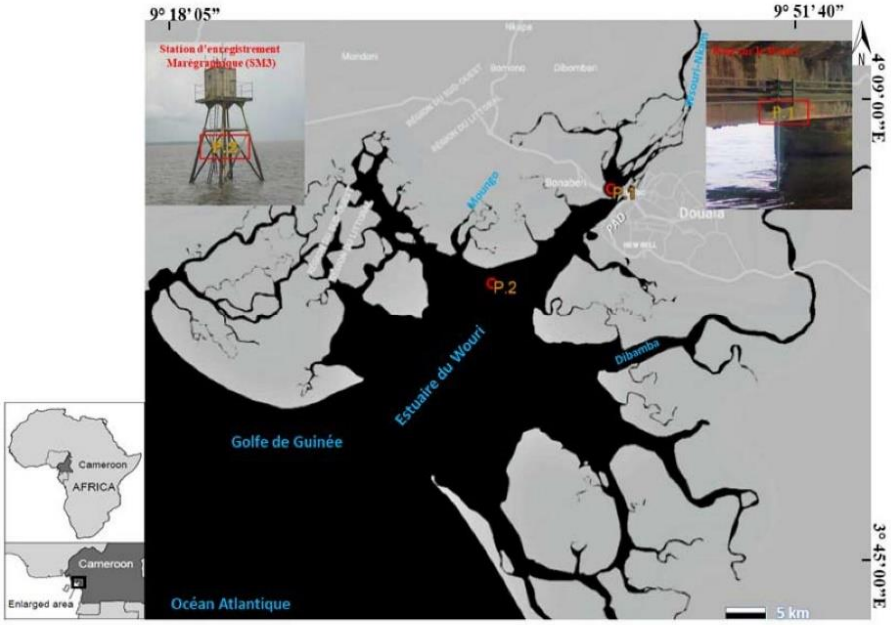


Figure 1. Carte de localisation de l'estuaire du Wouri montrant les deux stations de mesures des sondes multi-paramètres (P.1 et P.2).

Cette zone géographique est drainée par trois fleuves côtiers : la Dibamba, le Wouri et le Mungo (figure 1). Elle bénéficie d'un climat au régime équatorial d'un type particulier ou régime camerounais (DIN *et al.*, 2008) avec une pluviométrie et débit annuels moyens d'égale valeur Si les précipitations et débits sont répartis sur toute l'année (figure 2), la longue saison humide de mars à novembre enregistre jusqu'à 94% de pluies et débits annuels (OLIVRY, 1974 ; TSALEFAC *et al.*, 2003), alors que les mois secs (décembre à février) ne totalisent que 150 mm et 306 m^3/s, respectivement (AMELIE, 2018).

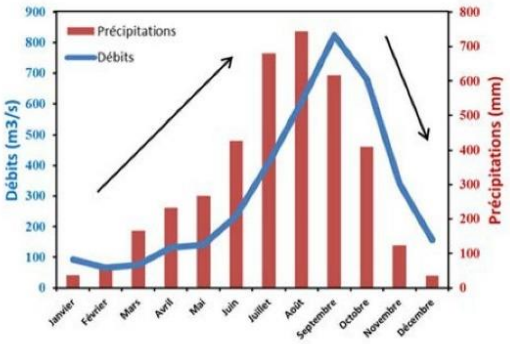


Figure 2. Précipitations mensuelles (année 2018) et débits moyens mensuels (période d'observation 1951-1974) à l'estuaire du Wouri.

L'amplitude moyenne de marée est de 2,5 m (FOSSI FOTSI, 2014). L'onde tidale qui se propage dans l'estuaire du Wouri est de type semi-diurne et tend à être déformée par la morphologie de l'estuaire, ce qui induit une asymétrie tidale forte (Fossi Fotsi, 2014).
Dans ce milieu, les différences d'altitude restent faibles, les reliefs dépassent rarement trois mètres, la végétation est une mangrove de palétuviers composée de *Rhizophoras* pouvant atteindre 40 m de hauteur et *d'Avicennias* qui colonisent les espaces intertidaux des terrains de sédimentation fine.

3. Matériels et méthodes

3.1 Mesure *in situ* de hauteurs d'eau, de turbidité et de salinité

Nous avons installé deux stations de mesure distantes de 15 km dans l'estuaire du Wouri : la station « Amont » P1, au niveau du pont sur le Wouri, et la station « Aval » P2 au niveau de la station marégraphique 3 présente dans l'estuaire (figure 1). Ces stations de mesures portent des sondes multi-paramètres (YSI 6600), équipées de capteurs qui assurent les mesures de hauteurs d'eau, de turbidité et de salinité, toutes les 5 minutes à 3 m sous la surface libre. Le capteur de turbidité mesure des valeurs entre 0 et 4000 NTU avec une précision de 10%.
Les périodes de mesures ont été choisies pour permettre de caractériser l'influence des variations saisonnières de débits fluviaux (figure 2) : du 13 janvier au 27 février 2019 pour la saison d'étiage, du 8 mai au 7 juillet 2019 pour la petite crue, et du 22 juillet au 12 septembre 2019 pour la saison de grande crue. Lors de chaque campagne de mesures, la durée d'observation a permis de couvrir plusieurs cycles tidaux Morte-Eau (ME) – Vive-Eau (VE) afin de pouvoir appréhender l'importance de la marée sur l'hydrodynamique sédimentaire de l'estuaire.

3.2 Le prétraitement et analyse des données

Lors de la période d'étiage, les eaux chaudes du Wouri sont propices à prolifération d'algues et de coquillages. Ce phénomène a eu pour effet de boucher le capteur de turbidité. Ainsi, avant toute analyse, une étape préalable de vérification et de nettoyage des données de turbidité a été indispensable. La valeur de turbidité de 4000 NTU correspond à la valeur de saturation du capteur, mais aussi à la valeur quand il est en défaut. Afin d'identifier et de supprimer les valeurs fausses, une appréciation visuelle a été associée à un critère additionnel développé pour distinguer les valeurs réellement aberrantes des valeurs caractéristiques d'une variation réaliste de turbidité. Le principe de ce test est de considérer comme fausses les valeurs égales à 4000 NTU lorsque les trois valeurs précédentes et suivantes sont inférieures à 1000 NTU c'est-à-dire quand il n'y a pas une augmentation progressive des valeurs jusqu'à 4000 NTU.

4. Résultats

4.1 Variabilité saisonnière des paramètres physiques dans l'estuaire du Wouri

Les variations saisonnières des paramètres hydrodynamiques (hauteurs d'eau, salinité et turbidité de l'eau) sont présentées à la figure 3.

La majeure partie de l'année, le marnage observé en amont est plus important que celui mesuré en aval, variant respectivement en fonction du cycle ME-VE entre 1,2 m et 2,8 m, et entre 1 m et 2,3 m (figures 3a1- 3a2). Lors des grandes crues, cette différence diminue (de 0,4m contre 0,07m de différence) fortement, allant même jusqu'à s'inverser lors des pics de VE (figure 3a3).

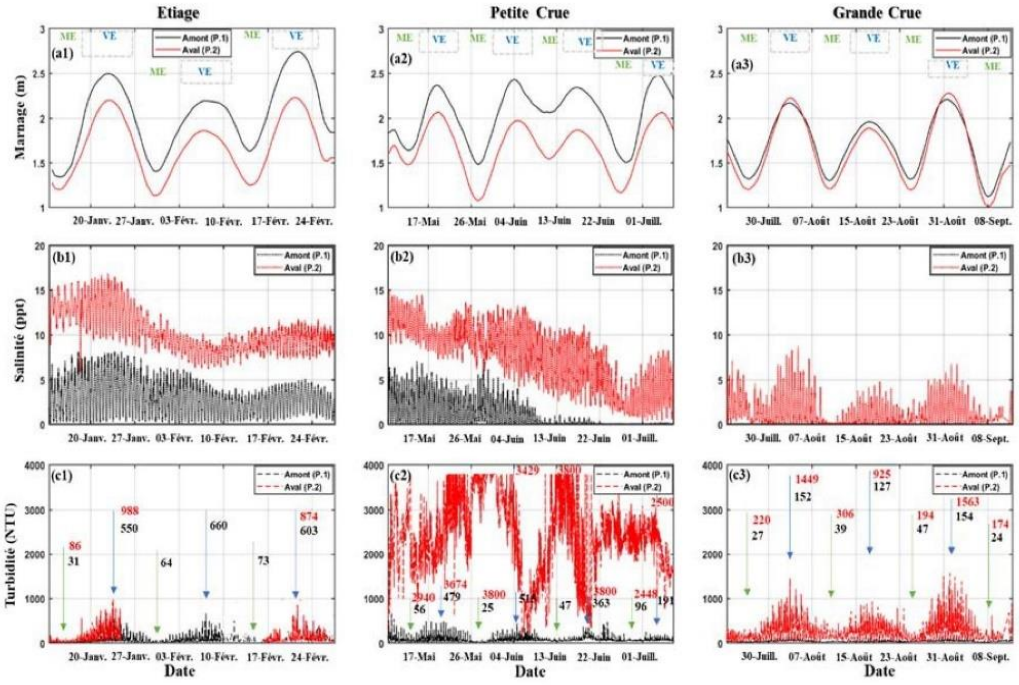


Figure 3. Séries chronologiques des niveaux de hauteurs de marée, illustrant les marées de vive et morte eau (a), de turbidité, présentant des pics de valeurs de turbidité de vive et morte eau (b) et de salinité (c) aux deux stations de mesure (Amont et aval) à l'estuaire du Wouri en période d'étiage, de petite et grande crue.

Les variations de salinité observées (figure 4b) présentent des valeurs plus importantes en aval qu'en amont de l'estuaire. Elles montrent également une évolution décroissante de la saison d'étiage (sal._max.$_{amont}$=8,13 et sal._max.$_{aval}$= 16,83), puis en petite crue ((sal._max.$_{amont}$= 7,4 et sal._max.$_{aval}$= 15,02). Jusqu'à la grande crue (sal._max.$_{amont}$=0,04 et sal._max.$_{aval}$= 8,72) enregistrant des valeurs presque nulles en amont de l'estuaire

Pour la dynamique des matières en suspension, la turbidité mesurée est toujours supérieure en aval (station P2) par rapport à l'amont (station P1) (figure 3c). Les variations de turbidité observées sont globalement typiques d'une dynamique contrôlée par la marée : les valeurs de turbidité sont plus élevées en période de VE et les cyclicités semi-diurnes sont clairement visibles. Seules les mesures réalisées en aval de l'estuaire en petite crue (figure 3c2) présentent des variations qui semblent non corrélées à la marée (PM/BM et ME/VE), avec des valeurs très élevées (jusqu'à 3800NTU) la majeure partie du temps.

4.2 Variations des turbidité, hauteurs d'eau, et salinité en fonction des cycles tidaux

4.2.1 Station Amont (P.1)

En amont, les trois débits observés montrent une variation de la salinité suivant les hauteurs d'eau : hauteur d'eau minimum (salinité faible) et hauteur d'eau maximale (salinité forte) (figure 4a). La turbidité présente des phases d'augmentation à chaque cycle de marée (morte et vive eau) (figures 4a et 4b). Les valeurs des pics de turbidité observées sont importantes en marée montante et moindre en marée descendante.

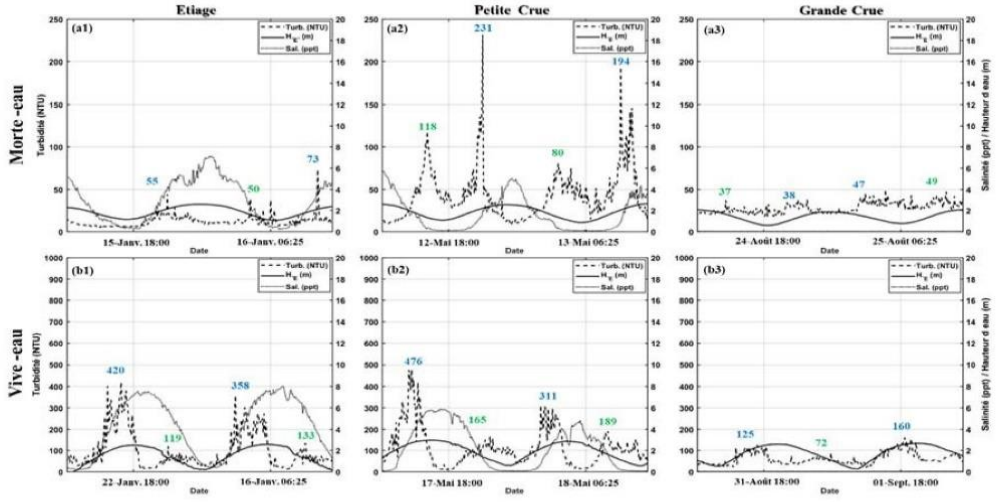


Figure 4. Variation de la Turbidité présentant ces valeurs maximales en marée montante (bleu) et descendante (verte), hauteur d'eau et salinité en fonction d'un cycle de marée observé en une journée pendant les mortes (a) et vives eaux (b) à la station de mesure amont de l'estuaire (noir) en période d'étiage (a1, b1), petite crue (a2, b2) et grande crue (a3, b3).

4.2.2 Station Aval (P.2)

En aval, la salinité varie suivant les hauteurs d'eau (hauteur d'eau minimum (salinité faible) et hauteur d'eau maximale (salinité forte) comme en amont (figure 5a). Les variations de turbidité observées en période d'étiage et grande crue montre des phases d'augmentations à chaque cycle de marée (morte et vive eau). Inversement à l'observation faite en amont, les valeurs des pics de turbidité observées en marée montante sont moindres, comparées à celle observées en marée descendante. Les turbidités observées pendant la petite crue (figures 5a2 et 5b2), montrent une non corrélation avec les variations de hauteurs d'eau présentant des valeurs élevées de turbidités (1500 – 3800NTU).

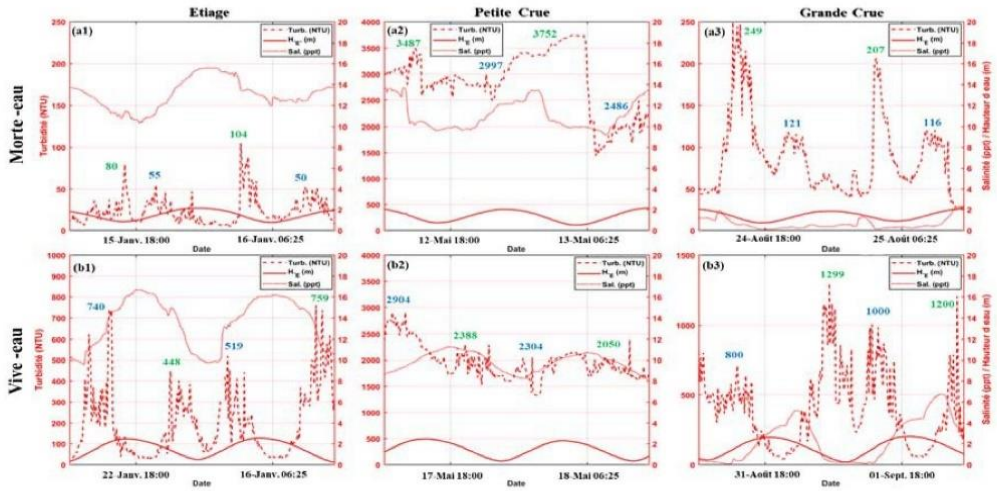


Figure 5. Variation de la Turbidité présentant ces valeurs maximales en marée descendante (bleu) et descendante (verte), hauteur d'eau et salinité en fonction d'un cycle de marée observé en une journée pendant les mortes (a) et vives eaux (b) à la station de mesures aval de l'estuaire (rouge) en période d'étiage (a1, b1), petite crue (a2, b2) et grande crue (a3, b3).

4.3 Variations moyenne des maximums de turbidité en fonction des heures de marée

Les valeurs de maximums moyenne de turbidité observées pendant les trois débits sont plus importantes en aval de l'estuaire (figure 6). En période d'étiage, le pic de turbidité est observé en marée montante (620 NTU) et en marée descendante pendant les crues (3764NTU et 2008 NTU, respectivement petite et grande crue) (figure 6b).

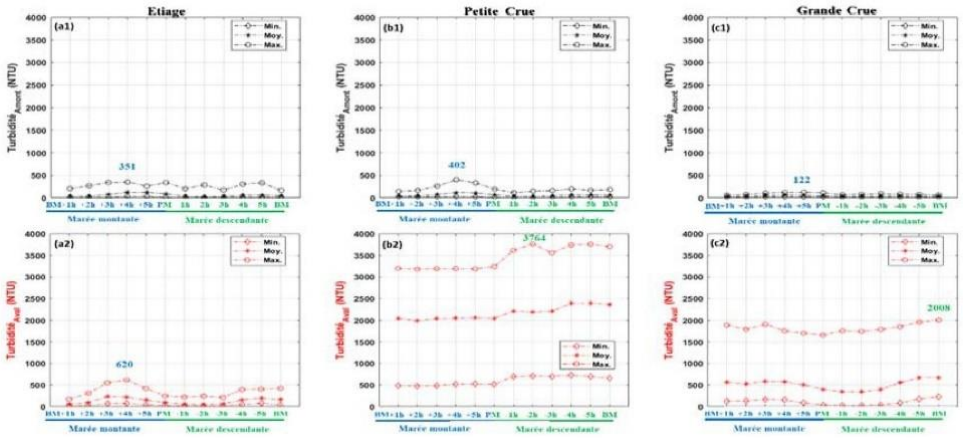


Figure 6. Variation de la turbidité, hauteur d'eau et salinité en fonction d'un cycle de marée observé en une journée pendant les mortes (a) et vives eaux (b) à la mesures aval de l'estuaire (rouge) en période d'étiage (a1, b1), petite crue (a2, b2) et grande crue (a3, b3).

5. Discussion-conclusion

Le suivi et la localisation des zones de turbidité maximale (ZTM) est aujourd'hui un besoin dans l'estuaire du Wouri et d'un intérêt particulier pour améliorer la gestion régionale des sédiments. Le présent travail, basé sur des mesures de hauteurs d'eau, salinité et turbidité aux stations de mesures amont et aval au cours l'année 2019 révèle des informations détaillées sur la dynamique des sédiments en suspension pour des échelles de temps et de conditions hydrologiques différentes :

(a)- Variabilité en fonction des cycles de marée : Dans l'estuaire du Wouri, les fortes turbidités observées en vives eaux sont liées à l'intensité des courants maximums, qui est elle-même liée au marnage en vive eaux, (CORMAULT, 1971). À l'échelle semi-diurne, les turbulences générées par les courants de marée nous ont permis d'observer deux pics de turbidité :

En amont, en raison de la déformation de l'onde de marée dans l'estuaire, la durée du flot (marée montante) est plus courte que la durée du jusant (marée descendante) (FOSSI FOTSI, 2014). Ceci induit des vitesses de courant plus intenses en marée montante et se traduit par une grande capacité l'érosion du fond, expliquant la présence systématique du pic de turbidité maximale en présence le bouchon vaseux.

En aval, le pic de turbidité maximale observé en marée descendante (mi-jusant) peut être expliqué en première approche par l'existence d'une zone de forte dynamique, associée à l'érosion maximale, suggérée par ALLEN *et al.*, 1980. Celle-ci résulte de la dissipation de la puissance de la marée, lors de sa propagation vers l'intérieur de l'estuaire (aval). La dissipation est maximale en aval, là où la convergence des rives impose à l'onde tidale

une forte friction sur le fond. Cependant, il est plus vraisemblable que ce maximum soit la conséquence des remises en suspension locales de crème de vase.
Toutefois, les pics des pleines et basses mers, sont liés à des phénomènes locaux d'érosion et de dépôt, donc à la présence de crème de vase à proximité des stations amont et aval.
(b)- Variabilité saisonnière : Le régime fluvial se matérialise par des migrations longitudinales de la position de la ZTM, et donc par le basculement amont-aval-amont (MITCHELL, 2013). Les valeurs permanentes élevées de turbidité (1500 – 4000 NTU) montrent que la ZTM s'étend en aval de l'estuaire pendant la petite période de crue. Ceci peut être dû à plusieurs facteurs :

- le débit élevé du fleuve peut avoir apporté une grande quantité de sédiments de l'amont vers l'aval ;
- le débit élevé du fleuve a peut-être érodé la rive solide du fleuve, générant des sédiments frais qui se sont déposés et installés dans l'estuaire (SYVITSKI, 2005 ; UNCLES *et al*., 1994).

La morphologie de l'estuaire entre amont et aval induit une convergence localisant la ZTM entre les courants de marée montante orientés vers l'amont et ceux de marée descendante orientés vers l'aval. Plus le débit du fleuve est faible, plus les courants intenses de flot induisent une turbidité maximale essentiellement liée par la marée donc en migration vers l'amont. En période de crue, la ZTM est essentiellement liée au débit et donc expulsée par advection vers l'aval. Les valeurs de turbidité fortes en petite crue sont liées à la forte disponibilité des sédiments, largement déposés dans l'estuaire pendant l'étiage, et remis en suspension dès l'augmentation des débits fluviaux. Ce fait de variabilité saisonnière responsable du contrôle des changements de la position de la ZTM (amont et aval) montré est également observé dans les estuaires de la Loire, la Seine et la Gironde (GUEZENNEC *et al*., 1999 ; JALON-ROJAS *et al*., 2016).
Afin d'étayer nos hypothèses de compréhension des caractérisations des ZTM en estuaire mésotidal, une analyse des données des vitesses de courant et un modèle hydrodynamique pour simuler la turbidité sur l'ensemble de l'estuaire à différents régimes fluviaux et tidaux est en cours d'études. Ceci, nous permettra d'apprécier la variation verticale des fonds sur la circulation, la vitesse des courants et également d'estimer comment le transport par la marée et les débits influençant la ZTM et le contrôle les dépôts.

6. Remerciements

Les auteurs remercient le Service d'Action Culturel de l'Ambassade de France au Cameroun (SCAC), le laboratoire LIENS (CNRS/Université de La Rochelle) et le Shom (Brest) et Yves MIMBEU, doctorant de l'Université de Douala (Douala) pour son aide précieuse dans les campagnes de mesure.

7. Références bibliographiques

ALLEN G. P., SALOMON J. C., BASSOULLET P., DU PENHOAT Y., DE GRANDPRE C. (1980). *Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries.* Sedimentary Geology, Vol. 26(1-3), pp 69–90. https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90006-8

AMELIE A. (2018). *Analyse temporelle de la représentation du risque d'inondation de 1980 à 2018 à Douala-Cameroun.* Rapport de Master, Université de Liège, 69 p.

CAPO S., SOTTOLICHIO A., BRENON I., CASTAING P., FERRY L. (2006). *Morphology, hydrography and sediment dynamics in a mangrove estuary : The Konkoure Estuary, Guinea.* Marine Geology, Vol. 230(3-4), pp 199-215. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.05.003

CORMAULT P. (1971). *Détermination expérimentale du débit solide d'érosion de sédiments fins cohésifs.* 14ème Congrès de l'AIRH, Paris.

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, Vol. 2(2), pp 22-30.

DJOMBE SEPPO D. (2011). *Contribution à la connaissance de la dynamique sédimentaire du chenal d'accès au port de Douala.* Rapport d'études, Port de Douala, 112 p.

ERECO EUROPEAN ECONOMIC. (1993). *Etude de protection environnementale du port de Douala, du chenal d'accès et des eaux côtières* (E2803 v1; 92 p.). Netherlands Economic Institute.

FOSSI FOTSI Y. (2014). *Etude des paramètres hydrodynamiques de contrôle de la sédimentation dans l'estuaire du Wouri*. Rapport de Master, Université de Douala, 51 p.

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, Vol. 7(10), 343. https://doi.org/10.3390/jmse7100343

GRABEMANN I., UNCLES R. J., KRAUSE G., STEPHENS J. A. (1997). *Behaviour of turbidity maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.),* Estuaries. Estuarine, Coastal and Shelf Science, Vol. 45(2), pp 235-246. https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0178

GUEZENNEC L., LAFITE R., DUPONT J.-P., MEYER R., BOUST, D. (1999). *Hydrodynamics of suspended particulate matter in the tidal freshwater zone of a macrotidal estuary (The Seine estuary, France).* Estuaries, Vol. 22(3), pp 717-727. https://doi.org/10.2307/1353058

JALÓN-ROJAS I., SCHMIDT S., SOTTOLICHIO A., BERTIER C. (2016). *Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network*. Continental Shelf Research, Vol. 117, pp 1-11. https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.017

MIGNIOT C. (1989). *Manuel sur l'hydrodynamique sédimentaire et l'érosion et sédimentation du littoral.* ER PM N° 88.01, METL, CETMEF, SOGREAH-LCHF, 323 p.

MITCHELL S., AKESSON L., UNCLES R. (2012). *Observations of turbidity in the Thames Estuary, United Kingdom.* Water and Environment Journal, Vol. 26(4), pp 511-520. https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.2012.00311.x

MITCHELL S. B. (2013). *Turbidity maxima in four macrotidal estuaries.* Ocean & coastal management, Vol. 79, pp 62–69. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2012.05.030

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, Vol. 11(2), pp 173-182.

OLIVRY J. C. (1974). *Régime hydrologique du fleuve Wouri et estimation des apports reçus par l'estuaire et la mangrove du Wouri*. Office de la recherche scientifique et technique Outre-Mer. 60 p.

SOGREAH. (2006). *Etude du schéma directeur d'assainissement de la ville de Douala et maitrise d'œuvre d'une tranche prioritaire de travaux rapport définitif des phases 3 et 4,* Rapport N° 2 35 0038 /DLN/FRB/PGN/ – avril 2006, 132 p.

SYVITSKI J. P. M. (2005). *Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean.* Science, Vol. 308(5720), pp 376-380. https://doi.org/10.1126/science.1109454

TSALEFAC M., NGOUFO R., NKWAMBI W., DJOUMESSI TATSANGUE E., LENGUE FOBISSIE B. (2003). *Fréquences et quantités des précipitations journalières sur le territoire camerounais.* Publications de l'Association internationale de climatologie- AIC, Vol. 15, pp 359–367.

UNCLES R. J., BARTON M. L., STEPHENS, J. A. (1994). *Seasonal variability of fine-sediment concentrations in the turbidity maximum region of the Tamar Estuary.* Estuarine, Coastal and Shelf Science, Vol. 38(1), pp 19–39. https://doi.org/10.1006/ecss.1994.1002

Dynamique Morpho-sédimentaire de l'estuaire du Wouri, Cameroun

L'estuaire du Wouri, situé au cœur du Golfe de Guinée et ouvert sur l'océan Atlantique est soumis à un large éventail d'influence atmosphérique, océanique, continentale et anthropique à différentes échelles de temps (court et long-terme) contrôlant son évolution. La première partie de cette thèse, axée sur des archives remontant au 20ème siècle, a permis de reconstituer l'histoire de l'évolution du littoral estuarien du Wouri. Parallèlement, pour déterminer les tendances d'évolution des hauteurs d'eau, quantifier et qualifier la cinématique du trait de côte et des fonds dans l'estuaire, un travail d'inventaire, de numérisation et d'analyse des documents historiques a été réalisé. Ceci a permis d'enregistrer une évolution du niveau moyen à un rythme d'environ 25mm/an en 17 ans (2002 – 2019). Les résultats ont révélé une prédominance des variations dominées par l'érosion en aval et inversement par l'accrétion en amont, sur la période de 64 ans (1948-2012). Ces tendances sont accentuées par la présence de facteurs amplificateurs (pression anthropique et changement climatique). Afin d'étudier les processus hydrodynamiques et sédimentaires à court terme, une modélisation numérique de la propagation de la marée et la distribution des salinités et des sédiments fins a été réalisée à l'aide de TELEMAC 3D (calibré et validé grâce aux mesures *in-situ* acquises au cours de l'année 2019). La marée a montré une asymétrie dominée par le jusant dans sa partie inférieure et inversement par le flot dans sa partie supérieure. La distribution de la salinité a permis de caractériser l'estuaire de bien mélangé en vive-eau, particulièrement en étiage à stratifié en morte eau, particulièrement en période de crue. Les variations saisonnières, du régime fluvial ont montré une migration longitudinale de la position de la zone de turbidité maximale : déplacement en amont pendant les étiages et en aval pendant les crues avec pour conséquence une exportation massive de sédiments dans la partie intermédiaire et aval de l'estuaire. Dans un contexte actuel du changement climatique associé aux forts impacts anthropiques, cette étude souligne la nécessité de l'utilisation des archives historiques, de données *in-situ* couplées à un modèle numérique pour mieux comprendre l'évolution passée et actuelle de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire.

Mots clés : estuaire du Wouri, archives bathymétriques et marégraphiques, marée non stationnaire, trait de côte, asymétrie tidale, distribution, sédiments fins, bouchon vaseux, données *in-situ*, modélisation numérique.

Morpho-sedimentary dynamics of the Wouri estuary, Cameroon

The Wouri estuary, located in the heart of the Gulf of Guinea and open to the Atlantic Ocean, is subject to a wide range of atmospheric, oceanic, continental and anthropic influences at different time scales (short and long term) controlling its evolution. The first part of this thesis, based on archives dating back to the 20th century, allows us to reconstruct the history of the evolution of the Wouri estuary coastline. At the same time, in order to determine the evolution trends of the water levels, to quantify and qualify the kinematics of the coastline and the bottoms in the estuary, an inventory, digitization and analysis of historical documents was carried out. This allowed to record an evolution of the average level at a rate of about 25mm/year in 17 years (2002 - 2019). The results revealed a predominance of variations dominated by erosion downstream and conversely by accretion upstream, over the 64-year period (1948-2012). These trends are accentuated by the presence of amplifying factors (anthropogenic pressure and climate change). In order to study the hydrodynamic and sedimentary processes in the short term, a numerical modeling of the tidal propagation and the distribution of salinities and fine sediments was performed using TELEMAC 3D (calibrated and validated thanks to in-situ measurements acquired during 2019). The tide showed an asymmetry dominated by the ebb in its lower part and inversely by the flood in its upper part. The distribution of salinity allowed to characterize the estuary from well mixed in spring tide, particularly in low water to stratified in neap tide, particularly in flood period. Seasonal variations of the river regime have shown a longitudinal migration of the position of the maximum turbidity zone: upstream during low water and downstream during high water with a massive export of sediments in the intermediate and downstream part of the estuary. In a current context of climate change associated with strong anthropogenic impacts, this study highlights the need to use historical archives, in-situ data coupled with a numerical model to better understand the past and present evolution of hydrodynamics and sediment dynamics

Keywords: Wouri estuary, bathymetric and tidal archives, non-stationary tide, coastline, tidal asymmetry, distribution, fine sediments, muddy plug, in-situ data, numerical modeling.