



HAL
open science

Modélisation multi-échelle de la circulation océanique en Afrique centrale, de la plaine abyssale à l'estuaire du Cameroun

Raphaël Onguéné

► **To cite this version:**

Raphaël Onguéné. Modélisation multi-échelle de la circulation océanique en Afrique centrale, de la plaine abyssale à l'estuaire du Cameroun. Océanographie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2015. Français. NNT : 2015TOU30393 . tel-03657048

HAL Id: tel-03657048

<https://theses.hal.science/tel-03657048>

Submitted on 2 May 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.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :

ONGUENE Raphael

le 07 Janvier 2015

Titre :

Modélisation multi-échelle de la circulation océanique en Afrique centrale, de la plaine abyssale à l'estuaire du Cameroun

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

Unité de recherche :

LEGOS-Laboratoire d'Etudes en Géophysiques et Océanographie Spatiale

Directeur/trice(s) de Thèse :

Yves Du-PENHOAT et Elkana PEMHA

Jury :

M. RAMIRO JOAQUIM DE JESUS NEVES, Rapporteur
M. MAHOUTON NORBERT HOUNKONOU, Examineur
M. GILLES REVERDIN, Rapporteur
M. NICHOLAS HALL, Membre
M. EBENEZER NJEUGNA, Membre
M. YVES DU PENHOAT, Directeur de thèse
M. ELKANA PEMHA, Directeur de thèse

Dédicace

A mes parents NDJOMO Florent et MVOGO Marie Claire

A mes petits frères et sœurs

A mon épousé Christiane Onguéné

A ma fille Adriana Onguéné et mes fils Ariel Onguéné, Yves Onguéné

Remerciements

Je tenais tout d'abord et spécialement à adresser mes remerciements à mon directeur de thèse M. Yves Du PENHOAT de m'avoir accepté au LEGOS, mais surtout d'avoir accepté de diriger cette thèse. Dans la même foulée, je remercie M. PEMHA Elkana qui m'a accueilli au sein du Laboratoire de Mécanique Appliquée et Hydraulique de la Faculté des Sciences l'Université de Yaoundé I depuis la classe de maîtrise, et qui, m'a donné envie d'étudier la mécanique des fluides. Mes remerciements vont à l'endroit de M. NJEUGNA Ebenezer qui m'a orienté vers la modélisation de la dynamique des estuaires du Cameroun dès mon stage de D.E.A, ce qui m'a fait découvrir cette problématique passionnante de la montée du niveau de la mer et des changements climatiques dans cet environnement.

Pour venir à bout de ce travail j'ai bénéficié de l'expertise de deux équipes de recherche de l'observatoire du midi pyrénéen. ECOLA au LEGOS, et POM au LA où j'ai rencontré des gens formidables et dévoués à la recherche et à qui j'adresse mes remerciements pour l'accueil qu'ils m'ont réservé. Je souhaite adresser particulièrement ma sincère gratitude à M. Florent Lyard avec qui j'ai travaillé sur la modélisation spectrale et séquentielle de marée avec le modèle T-UGOm, le soutien de M. Damien Allain et de Mme Nadia Ayoub, Rafael Almar à qui je dis merci pour leur grande disponibilité. Je suis ravi et fier d'avoir travaillé avec M. Thomas Duhaut ingénieur au LA qui m'a fait rentrer dans les profondeurs du modèle SYMPHONIE, qui a corrigé tous nos articles et le manuscrit de thèse. Sa grande disponibilité, a été un véritable catalyseur pour l'aboutissement de cette thèse. C'est une chance pour moi d'avoir appris à travailler avec SYMPHONIE version hydrostatique, auprès de ses principaux développeurs qui sont Patrick Marsaleix, Claude Estournel et Cyril NGUEN. Je vous témoigne ma profonde gratitude.

Je remercie naturellement le jury et les rapporteurs pour avoir accepté d'examiner ce travail :

Gilles Reverdin, DE Jesus Ramiro Neves, Hounkounou Norbert pour la méticuleuse revue de ce manuscrit. La matérialisation de ce doctorat à Toulouse est le fruit d'une collaboration scientifique et technique impliquant des plusieurs personnes, des instituts et des laboratoires en France, au Cameroun et au Bénin. Je remercie en premier l'Ambassade de France au Cameroun pour la bourse du SCAC en 2011 et en 2012, puis l'AIRD pour une bourse BEST en 2013 et 2014. En particulier, je souhaite remercier les différentes gestionnaires et Campus France pour toutes les facilités pour les mobilités et mon intégration en France.

Toute ma gratitude à MM. Bernard Bourles, Sylvain Ouillon, pour leur soutien sans faille et leurs conseils intarissables.

J'exprime ma profonde reconnaissance au Pr. Dieudonne OYONO, Recteur de l'Université de Douala, au Pr. AYINA OHANDJA Louis Max, Pr. ETAME Jacques, directeurs de l'IUT de Douala pour avoir accepté de me libérer malgré les sollicitations académiques.

Merci à Mme Sara Fleuri, Nicolas Bercher, Laurent Roblou et toute l'équipe informatique.

Mes remerciements vont à mes collègues de l'Université de Douala qui ont toujours accepté poursuivre mes enseignements et quelques fois l'encadrement de mes étudiants pendant mon absence.

Que tous ce qui de près ou de loin m'ont apporté une contribution ou suggestion, et qui ne sont pas cités nommément, trouvent en ces mots l'expression de ma profonde gratitude.

A ma chère épouse Christiane ONGUENE et à toute ma famille au Cameroun je dis tout simplement merci pour le soutien intarissable.

TABLE DE MATIERE

Dédicace	i
Remerciements	ii
Table de matière	iv
Liste des principales abréviations	viii
Liste des tableaux	x
Liste des figures	xi
Résumé	xx
Abstract	xxii
Introduction générale	1
Motivation a ce travail de these.....	1
Variabilité de la circulation côtière et estuarienne en Afrique Centrale.....	2
Zones d'étude et climat de la ville de Douala.....	3
La couverture végétale des rives de l'estuaire du Cameroun (la mangrove).....	7
Questions aborrees.....	9
Structure du document.....	10
PARTIE I : Etat de l'art sur la dynamique côtière et estuarienne en Afrique Centrale. ...	12
CHAPITRE 1. : Les forçages de la circulation océanique côtière au fond du Golfe de	
Guinée	13
1.1. Introduction.....	13
1.2. Vents, précipitations et evaporation.....	13
1.2.1. Circulation atmosphérique de grande echelle.....	13
1.2.2. Evolution saisonnière.....	16
1.2.3. Evolution saisonnière de la mousson africaine et interaction avec la température de surface océanique (SST).....	16
1.2.5 Cycle saisonnier de l'evaporation.....	19
1.3. La circulation océanique de surface et de subsurface dans l'atlantique Tropical.....	20
1.4. Les décharges fluviales dans la bande côtière d'Afrique Centrale.....	24
1.4.1 Variations mensuelle et interannuelle des débits du Niger à LOKOJA.....	24
1.4.2 Hydrologie de l'Ogooué a Lambarene.....	25
1.4.3 Moyenne mensuelle des débits du Wouri a Yabassi.....	26

1.4.4 Débits saisonniers du fleuve Sanaga.....	27
1.5.5 Récapitulatif de la variabilité saisonnière des débits dans le domaine d'étude.....	28
1.6. La nature des berges de l'estuaire du Cameroun.....	29
1.7 Conclusion partielle.....	33
CHAPITRE 2. : Les modèles numériques océaniques et côtiers dans l'océan Atlantique tropical Est.....	35
2.1 Introduction.....	35
2.2 Modélisation de salinité dans le Golfe de Guinée.....	35
2.3. Modélisation de température dans l'océan Atlantique tropicale Est.....	37
2.4. Les modèles de circulation grande échelle : Le modèle de circulation GUINEA.....	38
2.5. Les modèles T-UGOm et SYMPHONIE.....	40
2.5.1. Modélisation de la marée avec T-UGOm	40
2.5.2. Modélisation de la circulation côtière avec le SYMPHONIE.....	40
2.6. Conclusion partielle.....	41
 PARTIE II : Matériels et méthodes.....	42
CHAPITRE 3 : Données in situ et données satellite.....	43
3.1 Introduction.....	43
3.2 Les données de pré processing.....	43
3.2.1 Le trait de côte.....	43
3.2.2. La bathymétrie	46
3.2.2.1 La campagne de sondage bathymetrique.....	46
3.2.3 Numérisation de la mangrove de l'Estuaire du Cameroun.....	48
3.3 Mesures in situ de maree.....	49
3.3.1 Matériel et données in situ de la marée au Cameroun.....	50
3.3.2 Le système d'observation GLOSS.....	54
3.4. La marée par altimétrie satellitaire.....	54
3.5. Décomposition harmonique de la maree.....	55
3.6. Quelques données de circulation oceanique.....	56
3.6.1 Les données de salinité observées en Afrique centrale.....	56
3.7. Conclusion partielle.....	57

CHAPITRE 4 : Modélisation de la marée spectrale dans le Golfe de Guinée.....	60
4.1 Introduction.....	60
4.2 Article: A realistic spectral model of the tides in the Gulf of Guinea and tidal investigation drivers in the Cameroon Estuary.....	61
Résumé de l'article en français.....	
A realistic spectral model of the tide in the Gulf of Guinea and tidal investigation drivers in the Cameroon Estuary.....	62
4.3 Conclusion partielle.....	92
CHAPITRE 5 : Modélisation de la circulation côtière en Afrique centrale avec le modèle SYMPHONIE : Configuration DOUALA26.....	95
5.1. Introduction.....	95
5.2. Présentation du modèle SYMPHONIE et de la configuration de Douala.....	95
5.2.1 Les équations primitives du modèle.....	96
5.2.2 Equations de conservation de la température et de la salinité.....	97
5.2.3 Schéma de fermeture de la turbulence.....	98
5.2.4 Les conditions aux limites.....	99
5.3 Discrétisation des équations.....	101
5.3.1 La grille du modèle.....	102
5.3.2 La séparation des pas de temps.....	103
5.3.3 discrétisation temporelle.....	103
5.3.4 discrétisation spatiale.....	104
5.4 Configuration de la simulation de Douala.....	104
5.4.1 La grille de Douala26.....	104
5.4.2 Les forcages.....	106
5.5 La mangrove dans symphonie.....	108
5.5.1 Force de friction induite par la mangrove.....	108
5.5.2 Prise en compte des processus sous maille dans la mangrove.....	112
5.6 Conclusion partielle.....	117
CHAPITRE 6 : La circulation océanique dans la plaine abyssale en Afrique Centrale et dans l'estuaire du Cameroun : résultats de la modélisation.....	119
6.1. Simulation de référence de la configuration de Douala26.....	119

6.2. Climatologie de la salinité et de température dans le sous bassin atlantique de l’Afrique central.....	120
6.2.1. La salinité de surface (SSS).....	120
6.2.2. Cycle saisonnier du bilan de sel dans la couche de mélange.....	122
6.2.3. Cycle saisonnier de la température de surface (SST).....	124
6.3. Variabilité saisonnière de la circulation de surface et de subsurface en Afrique Centrale...127	
6.3.1. Variabilité saisonnière de la circulation de surface.....	127
6.3.2. Le courant de Malabo.....	129
6.3.3. Circulation de subsurface.....	131
6.4. Caractérisation de la dynamique dans l'estuaire du Cameroun.....	145
6.4.1 Salinité dans l'estuaire du Cameroun	147
6.4.2. Température de surface (SST) dans l'estuaire du Cameroun	151
6.4.3. La circulation moyenne dans l'estuaire du Cameroun.....	153
6.4.4. Circulation sur un cycle de marée dans estuaire du Cameroun.....	159
6.4.5. Sensibilité du modèle au forçage climatique et environnemental.....	165
6.5. Conclusion partielle.....	179
Chapitre 7 Le modèle séquentiel de marée dans l'estuaire du Cameroun.....	182
7.1. Les équations séquentielles de T-UGOm en mode barotrope.....	182
7.2. Les forces exercées sur le systeme.....	184
7.3. Grille non structurée, conditions aux limites dans T-UGOm, choix des sections et positionnement des maregraphes.....	185
7.4. Discretisation.....	187
7.5. Choix des critères simulation à respecter pour l'élévation et le courant en relation avec le maillage.....	188
7.6. Comparaison entre la variation de la surface libre de SYMPHONIE, la marée de TUGOm et les données in situ.....	189
7.7 Bilan des flux d'eau dans l'estuaire du Cameroun.....	195
7.8. Conclusion partielle	197
Conclusions et perspectives.....	199
Bibliographie.....	205

ANNEXES

LISTE DES PRINCIPALES ABREVIATIONS

1D : Une dimension

2D: Deux dimensions

2DH: Deux dimensions horizontales et verticale barotrope

3D: Trois dimensions

AC : Angola Current

AG : Angola Gyre

AMMA : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

COI : Commission Océanographique Intergouvernementale

DEA: Diplôme d'Etude Approfondie

DPM : Directional Point Model

EGEE

EUC : Equatorial Under-Current

LA : Laboratoire d'Aerologie

LEGOS: Laboratoire d'Etudes en Geophysiques et Océanographie Spatiale

FES2004 : Atlas global de maree du LEGOS publie en 2004(Finite Elements Solutions 2004)

FES2012 : Atlas global de maree du LEGOS publie en 2012(Finite Elements Solutions 2012)

FIT : Front Intertropical

GC : Guinea current

GCUC : Gabon-Congo Under Current

GEBCO : General Bathymetric Chart of the Oceans

GLOSS : Global Sea-level Observing System

GLORYS : GLobal Ocean ReanalYsis and Simulations

GMT : Greenwich Mean Time

IAEA : International Atomic Energy Agency

INSU : Institut national des sciences de l'Univers

JEA : Jet d'Est Africain

JET : Jet d'Est Tropical

JOST : Jet d'Ouest SubTropical

OGCM: Oceanic General Circulation Model

OMP : Observatoire du Midi-pyrenees
NBC : North Bresilian Current
NEC : North Equatorial Current
NECC: North Equatorial Counter Current
PROPAAO :Programme Regionanal d'oceanographie Physique en Afrique de l'Ouest
SEC : South Equatorial Current
SECC : South Equatorial Counter-Current
SM2 : Station maregraphique 2, situee dans le chenal inferieur du Port Autonome de Douala
SM4 : Station maregraphique 4, situee au Port Autonome de Douala.
SMD : Station maregraphique de la station de pompage de Japoma sur la Dibamba
SSH : Sea Surface Heigth
SST : Sea Surface Temperature
SSS : Sea surface Salinity
T-UGOm : Toulouse Unstructured Grid Ocean model
VOS :Voluntary Observing Ship
UNESCO : Organisation des Nations Unies pour l'Education, la Science et la Culture
WWF : World Wildlife Fund
ZCIT : Zone de Convergence Intertropicale
SWBD :SRTM Water Body Data
SRTM :Shuttle Radar Topography Mission
[NASA](#) :National Aeronautic and Space Agency
NGA :National Geospatial-Intelligence Agency
WGS84 :World Geodetic System
EGM :Earth Gravitational Model 1996

LISTE DES TABLEAUX

Table 3.1 : Marégraphes GLOSS dans notre zone d'etude.....	54
Tableau 6.1 : Variation des moyennes mensuelles des flux d'eau entrant et sortant a la section de Malabo.....	143
Tableau 6.2 : Variation des moyennes mensuelles des flux d'eau entrant et sortant a la section Ouest.....	145
Tableau 6.3 : Variation maximale des paramètres de circulation dans l'estuaire du Cameroun pendant un cycle de marée suivant les conditions de marée mortes-eaux, vives-eaux en saison d'étiage et de crue.....	164
Tableau 7.1 : Récapitulatif des paramètres de forçage des débits des fleuves contributeurs de l'estuaire du Cameroun.....	193

LISTE DES FIGURES

Figure A : Domaine de modélisation (A-1:Golfe de Guinée; A-2: limites du modèle en Afrique Centrale; A-3: Estuaire du Cameroun).....	4
Figure B : Moyennes mensuelles des paramètres climatiques de la ville de Douala (1991-2002); B-1 Climatologie des précipitations température; B-2: climatologie de l'insolation; B-3 : climatologie de l'humidité relative ; B-4: climatologie de l'évaporation.....	6
Figure C : Rive droite d'un petit bras de l'estuaire du Cameroun avec une forêt de mangroves....	7
Figure 1.1 : Champs de pression ramené au niveau de la mer (hPa) (contour) et du vent a 2 mètres en moyenne sur trois mois (juillet-aout-septembre ou JAS) pour la période 2002-2007. Le trait en gras (= isoligne 0 du vent zonal) matérialise la position du Front Intertropical (Meynadier et al.,2010).....	14
Figure 1.2 : Identique a figure 1.1 pour le cycle saisonnier moyen (Meynadier et al.2010).....	15
Figure 1.3 : SST TMI moyennée entre 10°O et 10°E de 2000 à 2009 (LEBALLEUR et al. 2012).....	17
Figure 1.4 : Précipitations TRMM 3B42 moyennes entre 10°O et 10°E de 2000 à 2009 (LEBALLEUR et al, 2012).....	18
Figure 1.5 : Cumul annuel moyen de précipitations (mm/an) pour le produit TRMM 3B42 (source livre blanc AMMA).....	18
Figure 1.6 : Cumul annuel de précipitations (gauche), évapotranspiration (milieu) et ruissellement (droite), en moyenne sur la période 1950–1989 en mm/an (Nicholson et al, 1997).....	19
Figure 1.7 : Moyenne annuelle (a) issue de l'évaporation modèle NEMO force par ERA-Interim, (b) donnée ERA-Interim de l'évaporation et (c) précipitation ERA-Interim. Unité en mm/jour (Da-Allada et al, 2013).....	19
Figure 1.8 : Tension du vent dans l'Atlantique équatorial en hiver boréal a) (decembre-fevrier) et en été boréal b) (juin- aout) (vents ERS), moyenne des années 1995-1999. Guiavarc'h,2007	20
Figure 1.9 : Distribution schématique des principaux courants entre 0 et 100m de profondeur pour le a) printemps boréal (avril-juin) b) : et l'automne boréal (selon Stramma et Schott,1999). Courants montres : le courant équatorial Nord (NEC), le dome de Guinée (GD), le contre-courant	

Nord équatorial (NECC), le courant de Guinée (GC), le courant équatorial Sud (SEC) et ses 4 branches nord (nSEC), équatoriale (eSEC), centrale (cSEC) et sud (sSEC), le sous-courant Équatorial (EUC), le courant Nord brésilien (NBC), le sous-courant Gabon-Congo (GCUC), la gyre d'Angola (AG), le courant d'Angola (AC), le dome d'Angola (AD), le contre-courant équatorial (SECC), le courant du Brésil (BC). La ligne pointillée symbolise le front Angola-Benguela (ABF). Le symbole **Up** représente les zones de possible upwelling.....22

Figure 1.10 : Représentation idéalisée des sous courant à l'est de l'atlantique tropical autour de l'équateur (juillet-aout-septembre) à 0, 100, et 200m de profondeur. Les termes abregés : North Equatorial Counter Current (NECC), South Equatorial Current (SEC), South Equatorial Countercurrent (SECC), Equatorial Undercurrent (EUC), North Equatorial Undercurrent (NEUC), and South Equatorial Under Curent (SEUC).....23

Figure 1.11 : Climatologie hydrologique du fleuve Niger à LOKOJA à gauche encadre en rouge ; évolution interannuelle des débits du Niger a LOKOJA à droite (Source : ABN = Autorite du Bassin du Niger).....24

Figure 1.12 : Modulation mensuelle des debits moyens (MOY), minimums (MIN) et maximums (MAX) de l'Ogooue a Lambarene, calculée sur la période 1930-1984 ([Mahe et al.1990](#)).....25

Figure 1.13 : Modules annuels de l'Ogooué a Lambarene de 1930 à 1984. Les modules des années 1951, 1952 et 1984 ont été entièrement reconstitués, ceux de 1950, 1953 et 1983 partiellement. La droite figure du module moyen interannuel : 6480 m³.s⁻¹ ([Mahe et al, 1990](#)).

Figure. 1.14 : Débit Moyen du Wouri a Yabassi sur la période (1951-1973)26

Figure 1.15 : Débits des années les plus sèches et les plus humides de la Sanaga a Edéa entre 1930-1970 ([Dubreuil et al. 1976](#)).....28

Figure 1.16 : Climatologie des débits côtiers en Afrique Centrale ; periode (1930-1980)29

Figure 1.17 : Carte de répartition des zones à risque d'inondations produite à partir d'une image SPOT4 multi spectrales de Douala de 2001 (source : [Onana et al. 2005](#)).....30

Figure 1.18 : Relation entre le coefficient de friction sur la colonne d'eau et le nombre de Reynolds (Re).....31

Figure 1.19 : Vitesses barotropes simulées et la contrainte de frottement de fond dans le canal (CR) et dans la mangrove (FO) en fonction du temps sur un cycle de marée de 12h.....32

Figure 2.1 : Cycle saisonnier de la SSS: observations (courbe en noir), modélisée (courbe en rouge) dans le NGoG, en PSU. ([DA-ALLADA et al., 20013b](#))36

Figure. 2.2 : Variation mensuelle de la salinité moyenne pour les années (1995 à 2006) au fond du Golfe de Guinée (Baie du Biafra). La courbe en rouge continu représente les climatologies issues des simulations du modèle NEMO pour la configuration de Berger et al, 2014, pour la couche de mélange, en rouge interrompue on a la salinité a 10 m en dessous de la couche de mélange, les courbes en noir représentent les climatologies issues des travaux de traitement de données des flotteurs Argo effectués par Gaillard et al (2009)	37
Figure 2.3 : Energie cinétique a une période comprise entre 12 et 17 jours sur le site de BIOZAIRE (Côte angolaise) ou on a les données de TOTAL et de l'Ifremer. La courbe en trait continu est la simulation du modèle GUINEA, et celle en tirets est la simulation du modèle NATL4. Guiavarc'h et al. (2008)	39
Figure 3.1 : Topographie en m de l'estuaire de Douala et ses environs, (source : données SWBD)	44
Figure 3.2 : Trait de côte (A) du Golfe de Guinée, de la côte Ghanéenne à la côte Gabonaise et (B) de l'estuaire du Cameroun.....	45
Figure 3.3 : Sondage bathymétriques de janvier 2013. Haut : photographies de l'embarcation et les membres de l'équipage. On aperçoit également sur la photo à gauche l'extraction de sable qui a un impact sur la bathymétrie. Bas : positions des zones sondées.....	47
Figure 3.4 : (A) La bathymétrie GEBCO-08 initiale ; les zones encadrées sont celles qui présentent des gros biais. (B) carte de navigation libre CM93 de 2011. (C) Bathymétrie reconstituée. Echelle en mètres.....	48
Figure 3.5 : Mangrove de l'estuaire de Douala numérisée	49
Figure 3.6 : Les installations de mesure du niveau de la mer au Cameroun : en (A) et (B) on a respectivement les stations n°2 et n°4 du chenal d'accès au port de Douala ; en (C) et (D), on a l'installation du capteur de pression au bas d'une échelle dans le port de Kribi et la gaine en acier utilisé pour protéger le marégraphe de chocs et déplacements ; en (E) on voit sur la photo du point de pompage de Japoma (Douala) le tube de tranquillisation qui est la seule relique du marégraphe.....	51
Figure 3.7 (A) : Courbe de variation de la marée dans l'estuaire du Wouri aux stations S.M.2 et S.M.4 en 2011. (FOSSI 2013).....	52
Figure 3.7 (B) : Courbe de marée en heure dans l'estuaire de la Dibamba à la station de pompage	

Japoma. La courbe en bleu est la marée mesurée ; en rouge la valeur moyenne; en vert la marée simulée (ONGUENE et al. 2010) aux coordonnées 9.822 E, 4.041 N.....	52
Figure 3.7 (C) : Données du marégraphe du port de pêche de Kribi (9.880E, 2.928N) installé par le centre de recherche des écosystèmes Marins (CERECOMA). En abscisse on a le temps en heure (1=30/11/2009, 08h44 heure locale (07h44 GMT) ; 6337=01/06/2010, 20h01 heure locale (21h44 GMT)) ; ordonnée on a la hauteur de la colonne d'eau au-dessus du capteur en m. (Amadou Zoua Roland et Joannes Berque 2010).....	53
Figure 3.7 (D) : Données du marégraphe du Port de la SONARA a Limbe. Les mesures couvrent la période du 2010/09/01 au 2011/03/09. Les valeurs en abscisse représentent le temps GMT...53	53
Figure 3.8 : Couverture spatiale des traces Topex/Poseidon+Jason1+ Jason2 sur le Golfe de Guinée (A), zoom sur la trace 020 qui longe la cote Camerounaise (B) avec ses 25 points de mesure espaces de 6.2km.....	55
Figure 3.9 : Fonctionnement d'un flotteur profileur (http://www.argo.ucsd.edu/How_Argo_floats.html) La couverture régulière des flotteurs ARGO dans l'Atlantique tropical, et plus précisément dans le Golfe de Guinée a été utilisée pour la validation de plusieurs modèles de salinité (Da-Allada et al.,2013 ; Berger et al., 2014.).....	57
Figure 5.1 : Grille C du modèle (http://sirocco.omp.obsmp.fr/outils/Symphonie/Documentation/SymphonieDoc.htm).....	102
Figure 5.2 : Trait de côte à gauche, Grille horizontale centrée sur la Dibamba à droite. On observe sur cette grille que tous les points de sont pas en eau. Pour optimiser le temps de calcul, on crée un masque de 0 et de 1 ayant pour frontière le trait de côte. Tous les pixels dans l'eau sont mis a 1, et tous les pixels à terre sont mis a 0. Cette technique présente l'avantage de faire le calcul uniquement sur la zone en eau du modèle.....	105
Figure 5.3 : emprise spatiale de l'estuaire du Cameroun avec les canaux de prolongement des fleuves.....	107
Figure 5.4 : Dépendance du nombre d'éléments de diamètre D en fonction de la verticale (z) 109	109
Figure 5.5 : Vision schématique de la dynamique de la marée dans la mangrove (Kobashi et al. 2004).....	109
Figure 5.6 : Dépendance du niveau d'eau en fonction de différentes espèces de mangrove. a: Coral Creek, Hinchinbrook Island, Australia (Rhizophora sp.), b: Ho-Can-Gio, Chi-Minh, Vietnam (Rhizophora sp.), c: Maera-Gawa, Iriomote Island, Japan (Rhizophora sp.), d: Rio-	

Chone, Manabi, Ecuador (*Rhizophora* sp.), e: Aira-Gawa, Iriomote Island, Japan (*Bruguiera* sp.), f: Nakama-Gawa, Iriomote Island, Japan (*Bruguiera* sp.) Maera-Gawa, Iriomote Island, Japan (*Bruguiera* sp.), g:Maera-Gawa, Iriomote Island, Japan (*Bruguiera* sp.) ([Mazda et al. 2005](#))....111

Figure 5.7 : Scène ERS1 de l'estuaire de Douala du 23 aout 1994.....113

Figure 5.8 : Aperçu d'un réseau de distribution des bras en eau dans la mangrove114

Figure 5.9 : Réseau hydrographique digitalise des bras en eau (couleur blanche) et la mangrove (couleur noire).....115

Figure 5.10 : Loi d'échelle fractale du réseau hydrographique.....116

Figure 6.1 : Variabilité journalière de l'Energie cinétique du domaine. Simulation de référence en rouge, simulation avec les forçages climatologiques en vert.....120

Figure 6.2 : Cartes climatologiques de la SSS, en moyenne mensuelle, à partir de la simulation de référence (2003-2009). L'année de spin up, 2002, n'a pas été prise en compte dans le calcul de la moyenne.....122

Figure 6.3 : A gauche, (a) bilan de sel dans la couche de mélange (ML), SSS moyenne, et Profondeur de la ML pour la simulation de référencé sans l'année de spin up, ne sont pas pris en compte les zones de bathymétrie inferieure a 10m. A droite, (b), solution de Berger et al. (2014) pour le même bassin à partir d'une simulation NEMO 3.2.1 (1995-2006) . Complete ici pour mettre ARVO9. Indique aussi (a) et (b) sur la figure. Tu as 4 plots. Peut-être précise mieux (a), (b),(c), et (d).....124

Figure 6.4 : Cartes climatologiques de la SST (en °C) en moyenne mensuelle, a partir de la simulation de référence (2002-2009) sans l'année de spin up 2002.....126

Figure 6.5 : Climatologie du bilan flux d'eau douce (Précipitation – Evaporation) (courbe rouge), climatologie du stress de vent (courbe verte) dans partie océanique du bassin faites à partir des données journalières des réanalyses GLORYS MyOCEAN V2 (1992-2009)127

Figure 6.6 : Climatologie du bilan flux de chaleur (Radiations courtes + bilan infra rouge + le flux de chaleur latente + le flux de chaleur sensible) dans la partie océanique du bassin faites à partir des données journalières des réanalyses GLORYS MyOCEAN V2 (1992-2009).....127

Figure 6.7 : Cartes climatologiques des courants de Surface en (m/s) à partir de la simulation de référence (2003-2009).....129

Figure 6.8 : Différentes sections radiales du domaine où sont présentés les sous-courants. Dans la partie hauturière, nous avons la section ouest (courbe rouge), pour la validation avec les

données de la campagne EGEE a 6°E, nous avons la section EGEE (courbe verte) et pour la section côtière, la section Malabo. En arrière-plan, les courbes noires sont des isobathes.....	132
Figure 6.9 : Cartes climatologiques des courants de subsurface (50 m) à partir de la simulation de référence (2002-2009); l'année de spin up 2002 n'est pas inclus dans le calcul de la moyenne	133
Figure 6.10 : Comparaison de la moyenne mensuelle du courant zonal des mois de juin et septembre 2005 avec les données de la campagne EGEE 2005 pour les mois de juin et septembre. Les valeurs positives indiquent que les courants circulent du large vers “l'estuaire” alors que les négatives indiquent le contraire. Les isopycnes $\sigma_\theta = 24.5, 25.5, 26.5$ et 26.75 sont superposées en noire dans les données et le modele.....	135
Figure 6.11 : Comparaison de la moyenne mensuelle de ma salinité pour les mois de juin et septembre 2005 avec les données de la campagne EGEE 2005 pour le mois de septembre 2005. Les isopycnes $\sigma_\theta = 24.5, 25.5, 26.5$ et 26.75 sont superposées en blanc dans les données et en noir dans le modele.....	136
Figure 6.12 : Sections de la moyenne mensuelle de la température pour les mois de juin et septembre 2005 avec les données de la campagne EGEE 2005 pour le mois de septembre. Les isopycnes $\sigma_\theta = 24.5, 25.5, 26.5$ et 26.75 sont superposées en blanc dans les données et en noir dans le modele.....	137
Figure 6.13 : Cartes climatologiques des courant de subsurface en m/s à partir de la simulation de référence (2003-2009); coupe verticale effectuée proche de la frontière océanique. Les valeurs positives indiquent que les courants circulent du large vers l'estuaire alors que les négatives indiquent le contraire.....	139
Figure 6.14 : Cartes climatologiques des courant de subsurface en m/s à partir de la simulation de référence (2003-2009); coupe verticale au niveau de l'ile de Malabo de la surface au fond. Les valeurs positives indiquent que les courants circulent du large vers l'estuaire alors que les négatives indiquent le contraire.....	140
Figure 6.15 : Distribution verticale des courants de subsurface a la section Malabo.....	142
Figure 6.16 : Distribution verticale des courants de subsurface a la section Ouest.....	144
Figure 6.17 : Carte Symphonie de l'estuaire du Cameroun. Les points de prélèvement des séries	

temporelles sont : D1 et D2 dans pour la Dibamba; W1 et W2, pour le Wouri; M1, M2 et M3 pour les zones de mangrove; et CE pour l'embouchure. Les sections longitudinale et transversale sont celles en noir et en rouge respectivement. Les zones en blanc représentent les parties en eau de l'estuaire (à l'exception de la partie au nord-est qui est en dehors de la grille de

calcul).....146

Figure 6.18 : Distribution de la salinité de surface (en PSU) dans l'estuaire du Cameroun, climatologies mensuelles réalisées à partir de la simulation de référence (2003-2009).....149

Figure 6.19 : Profils aval-amont de salinité et de température en moyenne journalière, simulation de référence (2003-2009) dans l'estuaire du Wouri pour différentes conditions de marée (mortes eaux, vives eaux), et les débits moyens (crue, étiage).....150

Figure 6.20 : Profils aval-amont de densité moyennées sur 24h, simulation de référence (2003-2009) dans l'estuaire du Wouri pour différentes conditions de marée (morte-eau, vive-eau) et les débits moyens (crue, étiage).....152

Figure 6.21 : Cartes climatologiques, en moyennes mensuelles, de température de surface en °C dans l'estuaire du Cameroun à partir de la simulation de référence (2003-2009), avec une température des rivières comprise entre 20°C en été boréal et 25°C en hiver boréal153

Figure 6.22 : Cartes climatologiques, en moyennes mensuelles, des courants moyens de la surface au fond sur une section transversale a la sortie de l'estuaire du Cameroun à partir de la simulation de référence (2003-2009). En trait fort noir la courbe représente le zéro des vitesses nulles154

Figure 6.23 : Variabilité saisonnière de l'élévation de la surface libre de la simulation de référence (2003-2009) en divers point de l'estuaire (ordonnée de droite); au Port autonome Wouri (en bleu), dans la Dibamba (en violet) et à l'embouchure du Cameroun (en vert). La courbe rouge donne la variation saisonnière du bilan des flux d'eau dans l'estuaire (en m³/s) (ordonnées de gauche)156

Figure 6.24 : Cartes climatologiques, en moyennes mensuelles, de la circulation résiduelle eulérienne de surface dans l'estuaire du Cameroun à partir de la simulation de référence (2003-2009). En fond de carte nous avons l'intensité des courants, et les flèches au-dessus renseignent sur le sens de l'écoulement.....159

Figure 6.25 : Cartes climatologiques, en moyennes mensuelles, de la circulation résiduelle

eulérienne de fond dans l'estuaire du Cameroun à partir de la simulation de référence (2003-2009). En fond de carte nous avons l'intensité des courants, les flèches au-dessus renseignent sur le sens de l'écoulement.....160

Figure 6.26 : Distribution des courants de marée en surface dans l'estuaire du Cameroun en mortes-eaux d'étiage. Simulation par le modèle SYMPHONIE-S26 de la marée du 23 au 24 mars 2006. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.....161

Figure 6.27 : Distribution des courants de surface de marée dans l'estuaire du Cameroun en vives eaux d'étiage. Simulation par le modelé DOUALA26_HF de la marée du 29 mars 2006. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.....162

Figure 6.28 : Distribution des courants de surface de marée dans l'estuaire du Cameroun en mortes eaux de crue. Simulation par le modèle DOUALA26_HF de la marée du 2 septembre 2006. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.....163

Figure 6.29 : Distribution des courants de surface de marée dans l'estuaire du Cameroun en vives eaux et en saison de pluie. Simulation DOUALA26_HF marée du 09 septembre 2006. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.....164

Figure 6.30 : Ecart entre l'élévation, en moyennes mensuelles, de la surface libre de la simulation DOUALA26_No-mangrove et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.....168

Figure 6.31 : Ecart entre la salinité de surface, en moyennes mensuelles, de la simulation DOUALA26_No-mangrove et la simulation DOUALA26_REF dans l'estuaire du Cameroun.169

Figure 6.32 : Ecart entre les courants de surface, en moyennes mensuelles, de la simulation DOUALA26_No-mangrove et la simulation DOUALA26_REF dans l'estuaire du Cameroun. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.....170

Figure 6.33 : Ecart de salinité, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_05Debit et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun...174

Figure 6.34 : Ecart des courants résiduels de surface, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_0.5debit et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun.....	175
Figure 6.35 : Ecart de salinité de surface, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_2debit et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun.....	176
Figure 6.36 : Ecart en température de surface, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_TEMP et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun.....	178
Figure 6.37 : Ecart en salinité de surface, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_TEMP et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun.....	179
Figure 7.1 : Le maillage non structure de l'estuaire du Cameroun. Les points bleus représentent la frontière océanique du modelé (Γ_o) ou s'appliquent les conditions aux limites FES2012, et les sections d'entrée des débits de rivières sur la ligne de cote, elle même étant représentée en rouge (Γ_c). Les marégraphes sont également géo référencés par des ronds jaunes sur la carte. Les segments noirs représentent les différentes sections de débits.....	186
Figure 7.2 : Les deux types d'éléments disponibles.....	188
Figure 7.3 : Comparaison des simulations de T-UGOm (courbe verte) avec les données marégraphiques (courbe rouge) aux stations du port autonome de Douala SM4 (a), et SM2 très proche de l'embouchure (b).....	190
Figure 7.4 : Comparaison des simulations de T-UGOm (courbe rouge) avec celles de SYMPHONIE (courbe verte) aux stations marégraphiques SM4 du port autonome de Douala (a), et de la station SM2 très proche de l'embouchure (b).....	191
Figure 7.5 : Comparaison des simulations de T-UGOm (courbe rouge) avec celles de SYMPHONIE (courbe verte) aux stations marégraphiques D1 (a), D2 (b) sur la Dibamba.....	194
Figure 7.6 : Comparaison de la marée T-UGOm (courbe rouge) avec la marée de SYMPHONIE (courbe verte) dans trois canaux de mangroves : M1, sur le Wouri cote aéroport international de Douala (a), M2, sur le Wouri cote Bonaberi (b) et M3 sud ile de Manoka (c).....	195
Figure 7.7 : Bilan des flux d'eau oscillants aux différentes sections dans l'estuaire du Cameroun	197
Figure 7.8 : Différence entre le flux oscillant à la section embouchure de l'estuaire du Cameroun et la somme des flux oscillants dans les principaux estuaires contributeurs.....	197

Résumé

Pour étudier la variabilité de la circulation côtière (Salinité, Température, courants et transport) en Afrique centrale, avec une grande précision dans l'estuaire du Cameroun aux échelles de temps saisonnière, intra-saisonnière et événementiels, nous avons construit trois modèles et réalisé plusieurs simulations suivies d'une validation par des observations in-situ et satellitaires, et des comparaisons avec d'autres modèles existants dans la zone. Nous avons montré que la qualité des observations satellites des missions Topex-poseidon, Jason1 et Jason2 et les traitements spécifiques effectués par le Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) permettent une bonne estimation de la marée côtière avec un décalage de deux centimètres entre le modèle et les données satellites alors qu'avec les données in situ on note un centimètre d'écart avec le modèle. L'erreur avec l'altimétrie est plus grande dans les zones où il y a d'importantes décharges fluviales. Dans la plaine abyssale, on note que la température de surface reste élevée presque toute l'année, On observe cependant une baisse de plus de 5°C en été boréal. Elle serait fortement liée à l'apparition de la langue d'eau froide au sud de l'équateur.

Le diagnostic des courants montre que dans la plaine abyssale, entre 1°N et 4°N, on observe le Courant de Guinée qui rentre avec une intensité donc le maximum atteint 0.4 ms⁻¹. Une partie de ce courant recircule directement vers le large en passant par l'île de Principe, l'autre se dirige vers la côte avant de remonter vers la baie du Biafra, en passant par le sud-est de Malabo où il semble s'intensifier avec le gradient bathymétrique. On observe également un courant très côtier qui est orienté du sud vers le nord-ouest durant toute l'année, il s'agit de la dérive littorale. Plus spécifiquement, au mois d'Août, on observe un tourbillon qui naît à la frontière des côtes Camerounaise et Gabonaise. Il s'intensifie au mois de septembre et fait plus de 50 km de rayon. Il est alimenté par le courant guinéen et le courant côtier décrit plus haut. Autour de 50 m de profondeur, nous observons un sous courant pas encore identifié dans la littérature, qui rentre à la latitude 3.5°N avec une terminaison se situant vers 7°E. Il recircule dans le sous courant équatorial nord. Dans la partie profonde la variabilité de la salinité est liée à la variabilité de l'OGCM, alors que dans l'estuaire elle dépend non seulement des régimes des différents fleuves, mais surtout du cycle vives eaux, et mortes eaux de la marée. Le courant de marée maximal respectif associé ces cycles est de l'ordre de 1 ms⁻¹ et 2 ms⁻¹. La stratification frontale de l'estuaire est beaucoup plus dépendante de la marée que du débit des cours d'eau.

Les tests de sensibilité montrent que la déforestation de la mangrove diminue le niveau d'eau

moyen de l'estuaire à l'échelle d'un cycle de marée. Un déficit d'écoulement d'eau douce entraîne une forte augmentation de la salinité, qui peut atteindre 7 PSU en hiver boréal, et de 2 PSU en été boréal. On a les mêmes ordres de grandeur mais en terme de diminution de la salinité si les débits sont plutôt importants.

La température de forçage des débits du fleuve a aussi un impact sur la température dans l'estuaire.

Mots clés : *Estuaire du Cameroun, modélisation multi-échelle, la marée dans le Golfe de Guinée, Afrique centrale, circulation océanique.*

Abstract

In order to study the variability of coastal circulation (salinity, temperature, current, and transport) in Central Africa with a high accuracy in the Cameroon estuary at seasonal, intra-seasonal and event times scales, three models and simulations were performed; they were followed by a validation through in-situ, satellite observations and comparison with other existing models. We have shown that the quality of satellite observations through Topex-Poseidon, Jason1 and Jason2 missions and specific processing performed by the « Centre de Topographie des Oceans et de l'Hydrosphere » (CTOH) enable a good estimate of the coastal tide with an error of two centimeters between the model and satellite data, whereas an error of one centimeter is been noted with in-situ data.

The error with the altimetry is greater in the areas with a significant river discharge. In deep ocean, the temperature at the surface remains high throughout the year, however a drop of more than 5°C is observed during the boreal summer. It should be strongly related to a sheet of the cold tongue at the south of Equator.

In the deep ocean the model shows that, between 1° and 4° of Northern Latitude, the Guinea current entering with intensity of up to 0.4ms⁻¹. A part of the current flow re-circulates directly towards the Atlantic Ocean through the Principe Island or is driven towards the coast before reaching the Biafra bay, through the South-Est of Malabo where it seems to increase due to high bathymetric gradient. Additionally, there is also a coastal current oriented from the South towards the Northwest throughout the year. More specifically, during the month of August, a vortex appears at the Cameroon and Gabon coastal borders. It intensifies during the month of September and has a radius of more than 50 Km. It is fed by both the Guinean and the coastal currents. Around 50m depth a sub-current is been noted, the later has not yet been described in the literature. It fits in around the latitude 3.5°N with a termination being around 7° of Eastern longitude. It re-circulates in north Equatorial sub-current. In the deep part the variability of the salinity is due the OGCM variability, whereas in the estuary it depends not only on the flow rate of the various, but mostly on the neap and spring tide cycles. The maximal tide flow associated with those cycles is respectively of 1ms⁻¹ and 2ms⁻¹. The frontal stratification of the estuary depends more on the tide than the rivers flow. Sensibility tests show that the mangrove deforestation decreases the average level of water in the estuary at the scale of a tidal cycle. A deficit of freshwater flow yields a high increase of salinity, which can reach 7PSU during

boreal winter summer and 2PSU in boreal summer. The same order of magnitude in terms of the decrease of salinity is observed in case of more important river discharges. The temperature of river flow forcing has also an impact on the temperature of the estuary. An enhancement of 3°C can increase the salinity to 1 or 3 PSU according to the site.

Keywords: *Cameroon estuary, Multi scale modeling, tide in the Gulf of Guinea, Central Africa, ocean circulation.*

Introduction

Motivation à ce travail de thèse

La station de pompage de l'usine des eaux de la ville de Douala (Japoma) sur le fleuve Dibamba a été jusqu'en 2011 la principale source d'approvisionnement en eau potable, jusqu'à la mise en marche de la station de Yato sur le Moungo. Cependant, la difficulté à expliquer la cause des fortes remontées salines dont le début des observations date de 1974 avec Olivry J.C. et poursuivies en 2000 avec Bandji D. Cette recherche a été poursuivie dans le cadre de mon DEA en 2007 où il a été question de mesurer la marée à ce point de captage et de proposer une relation entre le niveau d'eau, le débit total et le débit d'eau douce à travers la section de la station. Dans la quête d'une compréhension plus poussée, nous avons décidé de nous orienter vers la modélisation qui présente l'avantage de couvrir une zone géographique plus importante et une meilleure prise en compte des processus physiques.

Variabilité de la circulation cotière et estuarienne en Afrique Centrale

Très peu d'études concernant la dynamique océanique et côtière ont été effectuées dans cette région. Dans l'optique d'exploiter les données de circulation existantes, satellites (missions satellites Topex/Poseidon, Jason 1 et Jason 2 calculées des le long des traces) et in situ (les marégraphes du Réseau GLOSS (Global Sea Level Observing System), nous avons étendu le travail sur le Golfe de Guinée, de -1 W à 10E et -3.5 S à 6.5 N (figure A-1) pour construire un modèle de marée spectrale. Pour étudier la circulation régionale en Afrique Centrale, nous avons choisi une zone centrée sur l'estuaire du Cameroun, qui s'étend en latitude de l'équateur à 6N, et en longitude de 5E à 10 E (figure A-2). Ce choix a pour objectif de limiter le nombre de points dans notre grille de calcul en rapport avec nos moyens informatiques. La partie estuaire de Douala va de 9.15E à 10.15E et de 3.35N à 5.00N. L'intérêt de cette zone est de remonter beaucoup plus loin dans les bras des fleuves qui constituent l'estuaire du Cameroun en nous servant du raffinement des mailles apporté par la grille non structurée.

La zone côtière d'Afrique Centrale représente la deuxième source d'apport en eau douce en direction de l'océan Atlantique. Sans être exhaustif, on peut citer les fleuves dont les débits sont les plus importants : le Congo, le Niger, l'Ogooué et la Sanaga. De nombreux travaux de synthèse, des mémoires de thèse et des articles scientifiques ont été publiés sur l'hydrologie de ces fleuves sur la

base des observations effectuées par [Mahé, 1995](#); [Bricquet et al, 1996](#); ; [Olivry et al, 1998](#); [Paturel et al, 1998](#); [Ouedraogo, 2001](#); . Il en ressort que pour le fleuve Niger par exemple, entre 1950 et 2000, les apports moyens annuels côtiers du Niger suivent une tendance générale à la baisse de 45% de moins par rapport aux décharges de 1950. Cet exemple illustre l'évolution hydrologique de ces dernières décennies de la plupart des fleuves d'Afrique Centrale. Au Cameroun et Gabon, des stations de pompage d'eau douce construites en amont des cours d'eau débouchant sur l'océan, sont devenues obsolètes à cause de très fortes remontées salines. Celles-ci pourraient être dues à la diminution du débit, aux aménagements de l'estuaire, à la montée du niveau de la mer.

D'un autre côté, la hausse du niveau moyen de la mer autour de 1.7 mm/an en Afrique Centrale causée principalement par l'expansion thermique des océans ([Meysignac et al, 2012a](#) ; [Church et al 2011b](#)) n'est plus à démontrer. L'accélération récemment identifiée de la fonte des glaciers polaires, laisse prédire une élévation niveau de la mer de l'ordre de 1m ou plus d'ici 2100 ([Lowe et al, 2009](#)). Les zones côtières de faibles altitudes (moins de 10 m d'élévation), où se concentre 10% de la population mondiale sont les plus vulnérables ([McGranahan et al, 2007](#)). Les activités anthropiques telles que l'exploitation pétrolière, l'extraction d'eau dans la nappe phréatique, l'exploitation de la mangrove dans les zones subtropicales, l'envasement des chenaux causé par la construction des grands édifices (barrages et autres), amplifient très souvent cette vulnérabilité. Sur la carte dressée par [Robert et al, 2010](#), les côtes d'Afrique Centrale figurent parmi celles sur lesquelles les impacts physiques du relèvement du niveau de la mer seront les plus accrus. Au Cameroun, on observe déjà des conséquences liées à ces changements tels qu'un important recul du trait de côte (10 m/an) à certains endroits, et une intrusion saline très prononcée dans l'estuaire de la Dibamba.

Les changements observés dans la dynamique de l'estuaire pourraient être d'origine climatique et anthropique. On note également une importante dégradation de la mangrove dont les conséquences sur la dynamique locale ne sont pas encore suffisamment étudiées.

La circulation côtière à l'échelle de la région et plus précisément celle de l'estuaire du Cameroun dépendent des variables dont les fréquences vont de l'évènementiel (processus allant de la seconde à l'intra-saisonnier), au saisonnier et jusqu'à la variabilité climatique. Parmi les paramètres mesurant la variabilité climatique, il regarder les débits des fleuves et niveau moyen de la mer, la température et la salinité océaniques dont les variations modifient la densité de l'eau qui joue un rôle principal pour la circulation verticale et horizontale. Ils influencent également les propriétés

hydrologiques des estuaires, la production primaire et la distribution des espèces. Deux processus bien connus sont généralement la cause de la variabilité dans la circulation estuarienne : premièrement l'intrusion saline dont les causes peuvent être anthropiques ou climatiques , et le réchauffement de la surface (Scavia et al, 2002). Le réchauffement global qui s'opère actuellement se manifeste aussi par des modifications des interactions océan-atmosphère dont la tendance serait au renforcement régionalement. (Pugh et al, 1979). Définies comme les différences entre la marée observée et la marée astronomique prévue au même instant, les surcotes et les décotes marines sont en partie contrôlées par cette variabilité, puisqu'elles témoignent de l'influence des facteurs météorologiques, essentiellement la pression atmosphérique, le vent et les vagues. En zones côtière et estuarienne, elles peuvent être du même ordre de grandeur ou moins que la marée, selon le marnage local. En fonction de leur intensité, elles peuvent causer des submersions et inondations. Bouligand et Pirazzolie (1998) ont montré dans une étude statistique que les surcôtes et les décotes extrêmes affichent un caractère fortement non linéaire et que la meilleure approche pour leur prédiction reste probabiliste.

La marée est une variable qui influence beaucoup la dynamique estuarienne. Bien que son origine soit astronomique, sa propagation dépend beaucoup de la morphologie du lit. Les modifications de bathymétrie (mouvement des bancs de sable, envasement) dans les zones peu profondes peuvent conduire à d'importants changements dans sa dynamique. Chaalali et al. (2013) ont montré que la marée est l'agent principal dans un processus de salinisation des eaux douces ; plus précisément sur la marinisation des estuaires et la formation des courants résiduels. Les courants de marée vont aussi être en partie responsables du transport lagrangien des masses d'eau dans le continuum océan-continent.

L'action du vent se fait sur une grande gamme d'échelles, de, l'événement à la variabilité saisonnière et interannuelle. Le vent impose une contrainte de surface sur le domaine qui agit non seulement sur la température en refroidissant les couches de surface, mais est aussi en partie responsable de la stratification de la salinité dans l'estuaire (Schoeder et al, 1990 ; Goodrich et al, 1987). Les courants induits par le vent en milieu estuarien ont également fait l'objet de plusieurs travaux expérimentaux (par exemple Weisberg, 2006).

Zones d'étude et climat de la ville de Douala.

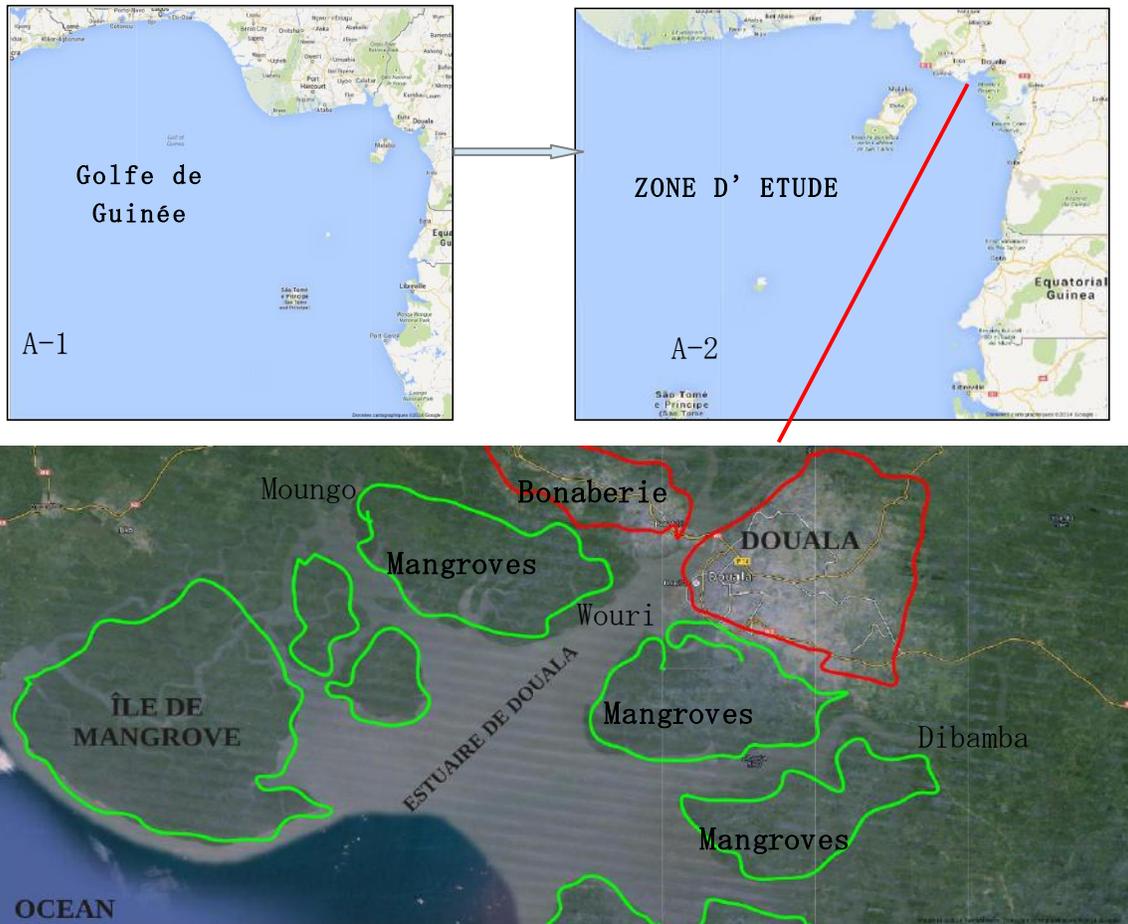


Figure A. *Domaine de modélisation (A-1:Golfe de Guinée; A-2: limites du modèle en Afrique Centrale; A-3: Estuaire du Cameroun).*

L'estuaire du Cameroun aussi appelé estuaire du Wouri ou encore estuaire de Douala est situé dans la partie méridionale de la plaine côtière du Cameroun (figure A.3), caractérisée par une très faible altitude (voir la topographie au chapitre 3). Il est tributaire de quatre fleuves qui sont :

- le Mungo au nord-ouest,
- le Wouri au centre,
- la Dibamba à l'est,
- la Sanaga au sud.

Selon la classification faite par [Larras \(1965\)](#) c'est un estuaire hyper synchrone. Les populations occupent majoritairement deux grandes zones. Une située entre le Wouri et la Dibamba, et l'autre appelée Bonabérie est située entre le Wouri et le Moungo. En 2005, cette population était estimée à deux millions cinq cent dix mille habitants ([Institut National de la Statistique, 2009](#)). Les

quartiers en contact avec le Wouri que ce soit à Douala ou du côté de Bonabérie sont exposés aux inondations. L'estuaire du Cameroun présente aussi un intérêt économique pour la région d'Afrique Centrale avec le port de Douala, malgré l'envasement extrême de son chenal d'accès dont les causes restent toujours à identifier.

Douala connaît un climat de mousson humide et tropical, avec un total des précipitations moyennes annuelles compris entre 3000 mm et 4000 mm. Les précipitations atteignent leur niveau maximum durant l'été, les mois de Juin à Novembre lorsque les dynamiques de circulation de mousson sont mieux développées. La ville est soumise à deux saisons, une longue saison humide de mars à novembre et une saison sèche de décembre à février (figure B-1).

Les valeurs moyennes mensuelles de l'insolation et leur variation (figure B-2) montrent un maximum en mai et un minimum en août. L'humidité moyenne annuelle est de 82,32 %, la courbe des moyennes mensuelles montre un pic en août (figure B-3). Les vitesses de vent sont en général faibles à Douala, inférieures à 4 m/s. La vitesse moyenne annuelle calculée de 1991 à 2002 est de 1,82 m/s. . L'évaporation moyenne annuelle observée pendant douze années (1991 – 2002) est de 603,9 mm. Elle représente le sixième de la hauteur moyenne de précipitation. La courbe des moyennes mensuelles d'évaporation est présentée à la figure B-4. C'est une zone qui reste chaude toute l'année avec la température moyenne qui varie entre 25°C et 30°C.

Les observations climatologiques présentées ici sont des valeurs moyennes mensuelles pour une période de douze années (1991- 2002) provenant de la direction de la météorologie du Cameroun.

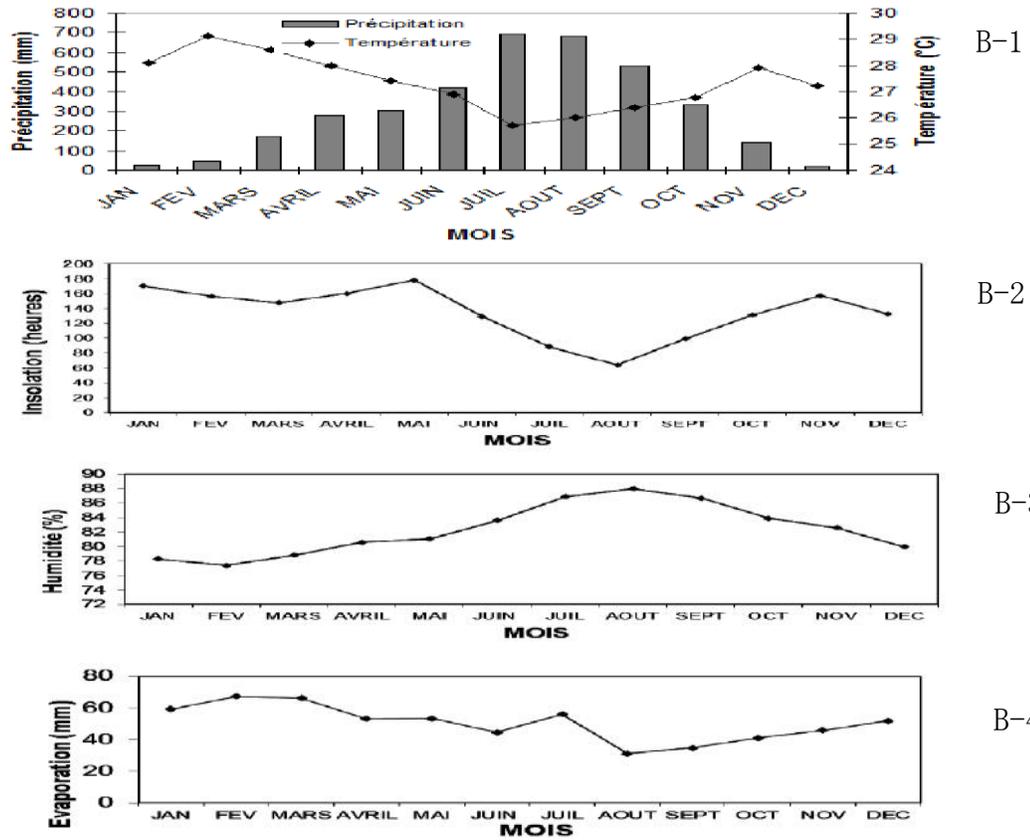


Figure B : Moyennes mensuelles des paramètres climatiques de la ville de Douala (1991-2002);
 B-1 Climatologie des précipitations température; B-2: climatologie de l'insolation; B-3 :
 climatologie de l'humidité relative ; B-4: climatologie de l'évaporation.

La couverture végétale des rives de l'estuaire du Cameroun (la mangrove)

Le rôle de barrière protectrice que joue la mangrove dans l'estuaire du Cameroun est capital (figure A-3). La dynamique de cet estuaire est fortement contrainte par cette forêt composée de six espèces, l'espèce dominante le *Rhizophora racemosa* avec 90% de la couverture totale (WWF, 2001) (figure C) et pouvant atteindre 40 m de hauteur, et d'*Avicennias* qui colonisent les espaces intertidaux des terrains de sédimentation fine et généralement cohésive. Plusieurs auteurs (Wolanski et al, 1980 ; Ridd et al, 1990 ; Mazda et al, 1995 ; Aucan et al, 2000) se sont intéressés à la relation entre la marée et la mangrove. Leurs travaux expérimentaux ont montré que le coefficient de dissipation vertical des arbres de mangroves et plus précisément de *Rhizophoras* est dix fois plus important que le frottement sur le fond.



Figure C : Rive droite d'un petit bras de l'estuaire du Cameroun avec une forêt de mangroves.

La hauteur d'inondation dans la mangrove varie de 1m en saison sèche et peut évoluer jusqu'à 2m

en saison de pluie (Munji et al, 2013). Partant des rives de l'estuaire, la marée peut s'étaler sur plusieurs kilomètres dans la mangrove et inonder les zones habitées. Historiquement, la recrudescence des inondations extrêmes s'opérait sur des intervalles allant de 5 à 7 ans. Cependant, ces 15 dernières années, on a une périodicité d'un an (Munji et al, 2013), avec un pic se situant dans la période Juillet-Octobre (Munji, 2010). La destruction de la mangrove serait la principale cause de cette amplification. La réduction du couvert végétal des mangroves a été considérable au cours des deux dernières décennies (Spalding et al, 1997 ; Barbier & Cox 2003 ; Duke et al, 2007 ; Mmom & Arokoyu 2010 ; Polidoro et al, 2010; Spalding et al, 2010; Nfotabong et al, 2013). Les populations environnantes de la mangrove tirent l'essentiel de leurs ressources financières dans l'exploitation du bois de mangrove. Les usages de ce bois sont multiples (bois de chauffage, construction des habitations, etc..).

De 1974 à 2003, 39.86 % des forêts de mangrove ont été décimés. Entre 2003 et 2009, 22.10 % ont disparu, soit en tout 53.16 % de la végétation de mangrove disparus en 35 ans (période allant de 1974 à 2009) (Nfotabong et al., 2013).

Malgré toutes ces études, on n'a pas encore établi un lien scientifique entre la déforestation de la mangrove de Douala, les inondations et le processus de salinisation des estuaires. Dans le même sens, la salinisation des eaux douces observée au Cameroun et au Gabon reste assez étonnante si l'on tient compte de l'importance des débits des fleuves et des précipitations. Très peu d'études à notre connaissance se sont intéressées à l'étude de ces processus dans cette zone. La plupart des résultats sur la circulation sont issus des modèles globaux ou régionaux avec une résolution assez faible (1° , $1/4^\circ$, $1/12^\circ$) parfois insuffisante pour prendre en compte tous les processus locaux mais surtout très côtiers (Da-allada et al., 2013, Berger et al., 2013). Certaines études s'appuient aussi sur les observations disponibles, et ne prennent pas en compte tous les forçages qui gouvernent la circulation. De plus, on peut noter la faible couverture des données disponibles pour la plupart des études publiées.

En plus de l'intérêt scientifique lié à la compréhension des mécanismes qui pilotent la variabilité régionale et locale de Douala, la salinisation des eaux douces est un problème de santé publique qui mérite d'être correctement diagnostiqué pour proposer des solutions durables au problème d'alimentation en eau de la ville de Douala.

La modification de la dynamique locale fragilise aussi les échanges entre le Cameroun et les pays étrangers. L'envasement extrême du chenal d'accès du port de Douala ne permet pas aux

navires à fort tirant d'eau d'accoster. Pour maintenir la profondeur du chenal inférieur à 7m (sur une longueur de 25 km), il faut extraire en moyenne un volume de 4 000 000 m³ de sédiments par an (Ntamack et al, 2002), alors que la prévision était de moitié (L.C.H.F et al, 1985). Il est important de connaître l'environnement de la zone et donc de bien connaître les courants résiduels et le transport sédimentaire. La connaissance de la circulation résiduelle va en effet permettre d'étudier la circulation des masses d'eau et plus tard des sédiments. Toutes les échelles temporelles des courants sont importantes, que ce soit la circulation générale, inertielle ou la marée.

Questions abordées

Dans ce travail, nous nous intéressons à la marée spectrale et séquentielle et à la variabilité de la distribution 3D et temporelle des salinités et des températures de la mer dans cette région, avec une forte résolution dans l'estuaire du Cameroun. Nous nous intéressons particulièrement aux courants 3D, au transport moyen et au transport de Stockes. A partir de l'utilisation conjointe des observations et des résultats de la modélisation océanique, notre but est d'apporter des réponses aux différentes questions suivantes :

- 1) La densité et la qualité des observations in situ et satellites de la marée océaniques, associées aux données de forçage des atlas globaux FES2004/FES2012, et les données de bathymétrie disponibles, nous permettent-elles d'estimer précisément la marée dans le Golfe de Guinée? En particulier, est-il possible de caractériser la marée dans l'estuaire du Cameroun? Si oui, quels sont les mécanismes qui pilotent sa variabilité?
- 2) Quels sont les forçages qui pilotent la variabilité en 3D de la salinité, la température, et de la densité dans l'estuaire du Cameroun? En particulier, quelle peut être la contribution de chacun des forçages sur le bilan de sel aux échelles saisonnières? A quelle variable (évaporation, précipitation, forçages OGCM, décharges des fleuves) le bilan de sel de l'estuaire du Cameroun est-il le plus sensible?
- 3) Jusqu'où s'étend l'impact de l'intrusion saline dans l'estuaire du Cameroun en fonction des saisons et du cycle vive-eau, morte-eau?
- 4) Quel peut être l'apport de la modélisation de la mangrove sur le niveau de la surface libre, les courants et la salinité dans l'estuaire du Cameroun? En particulier, quelle est la réponse en salinité de l'estuaire vis à vis de la variation du coefficient de frottement vertical due à la déforestation de la mangrove?
- 5) Comment se répartissent les courants résiduels dans l'estuaire du Cameroun; (à la surface,

sur une section latérale et longitudinale de l'estuaire)? Quelle est la stratification en salinité et en température?

Structure du document

Ce manuscrit de thèse est organisé et présenté comme suit:

La partie I, qui tient lieu d'état de l'art sur la dynamique côtière et estuarienne en Afrique Centrale, comporte deux chapitres. Le chapitre 1 est consacré à la revue de la littérature sur les forçages de la circulation au fond du Golfe de Guinée. Nous dressons un état des connaissances sur les forçages atmosphériques, les décharges fluviales, la circulation OGCM, et nous terminons par la dynamique de la forêt de mangrove dans l'estuaire du Cameroun. Au chapitre 2, nous nous intéressons à la modélisation océanique côtière et estuarienne existante, et en particulier, aux modèles de salinité et de circulation.

La partie II de ce manuscrit revient sur le matériel, les données et les méthodes exploitées dans cette thèse. Elle débute par le chapitre 3 dans lequel, nous présentons les données de pré processing tel le trait de côte, la bathymétrie, la topographie, et la numérisation de la mangrove. Nous présentons également les données de marée GLOSS (GLOSS pour Global Sea Level Observing System), l'extraction de la marée à partir des données de SLA (SLA pour Sea Level Anomaly) des missions satellite Topex/Poseidon + Jason-1 + Jason-2). Le chapitre 4 est dédié à la simulation de la marée spectrale dans le Golfe de Guinée avec TUGOm (TUGOm pour Toulouse Unstructured Grid Ocean model), sous forme d'article. Le chapitre 5 est consacré à la configuration DOUALA26 avec le modèle SYMPHONIE-S26. Dans cette partie, nous faisons la description du modèle, nous insistons sur l'implémentation du module mangrove, le diagnostic des données de forçage GLORYS/MyOCEAN V2, la stratégie de prise en compte des rivières dans la grille de calcul.

La troisième partie présente les résultats des de la simulation DOUALA26 au chapitre 6 et de la configuration de la marée séquentielle avec T-UGOm en faisant des comparaisons entre les deux modèles et les données in situ. Au chapitre 6 consacré aux résultats issus des différentes simulations du modèle SYMPHONIE, Pour le bilan de sel dans la couche de mélange, faisons une comparaison est faite avec les travaux de [Berger et al. \(2014\)](#). Nous comparons également nos sorties de courants et sous courants avec les observations de la campagne EGEE, au mois de juin et de septembre 2005. Nous caractérisons et également notre estuaire en étudiant la circulation résiduelle et la circulation haute fréquence en fonction régime de la rivière (crue et étiage) et des

caractéristiques de la marée (vive-eau et morte-eau). Enfin nous faisons des tests de sensibilité pour la recherche des forçages dominants.

PARTIE : I

Etat de l'art sur la dynamique côtière et estuarienne en Afrique Centrale.

CHAPITRE 1. : Les forçages de la circulation océanique côtière au fond du Golfe de Guinée

1.1. Introduction

Avant de discuter dans les chapitres suivants de la modélisation de la circulation océanographique en Afrique centrale, il est essentiel de faire une étude générale des forçages de cette circulation et de leur variabilité dans le fond du Golfe de Guinée. Si en effet, cette thèse s'appuie principalement sur un travail de modélisation numérique à très haute résolution, il ne faut pas oublier que la qualité des résultats va dépendre de la qualité des forçages.

Dans un premier temps, nous nous intéresserons à la variabilité des forçages atmosphériques. Les connaissances sur la circulation générale et sur le cycle saisonnier des courants seront ensuite exposées en commençant par la description de la circulation dans les couches superficielles pour terminer par la circulation dans les couches plus profondes. Notre domaine d'étude comporte plus d'une dizaine de fleuves qui l'alimentent en eau douce. La variabilité saisonnière de leur débit, qui diffère selon le climat local sera explorée dans ce chapitre. Nous terminerons avec une revue de la littérature sur la forêt de mangrove, et l'impact que sa destruction jouerait sur la dynamique locale.

1.2. Vents, précipitations et évaporation

1.2.1. Circulation atmosphérique de grande échelle

La circulation atmosphérique d'été en Afrique de l'Ouest est illustrée sur la figure 1.1. Sur cette figure nous pouvons voir quatre composantes de la circulation dans les basses couches (flèches en trait plein) : (i) les Alizés de Nord associés à l'Anticyclone des Açores (centré sur 35°N, 35°O à cette époque) ; (ii) les Alizés de Sud associés à l'Anticyclone de Sainte-Hélène (centré sur 30°S, 10°O) ; le flux de mousson, de sud-ouest, transportant de l'air humide depuis l'océan Atlantique vers le Sahara ; (iv) opposé à lui, l'Harmattan, un flux sec de nord-est associé à l'Anticyclone de Libye (centré sur 35°N, 15°E). Ces deux flux sont également associés à une zone de basse pression localisée sur le Sahara (isoligne 1010 hPa en bleu sur la Figure 1.1) appelée la dépression thermique saharienne (Heat-Low en anglais). En altitude, on trouve trois jets (flèches en tirets bleus) : le Jet d'Est Africain (JEA ou AEJ en anglais) dans la moyenne troposphère (700-600 hPa), le Jet d'Est Tropical (JET ou TEJ) dans la haute troposphère (200hPa), et le Jet d'Ouest SubTropical (JOST ou STJ en anglais) également dans la haute troposphère. Le JEA se forme en réponse au gradient thermique méridien, avec une zone océanique au Sud relativement plus fraîche et plus humide en comparaison au Sahara au nord, relativement plus chaud et plus sec. La rencontre dans les basses couches des alizés du nord et du sud (Figure 1.1) forme sur l'océan Atlantique la Zone de

Convergence Intertropicale (ZCIT ou ITCZ en anglais) appelée aussi Equateur Météorologique (Dhonneur, 1981). Le JET provient de la mousson indienne, mais il est renforcé au-dessus de l’Afrique par la divergence de masse au sommet de la (ZCIT). Il s’agit d’une zone de convection profonde caractérisée par des mouvements ascendants jusqu’à 200 hPa et associée à des maxima de précipitations (Figure 1.3). L’ascendance de l’air dans la ZCIT donne lieu à une circulation méridienne de grande échelle et forme deux cellules au nord et au sud (cellules de Hadley). La rencontre de l’Harmattan et du flux de mousson définit une autre zone de convergence appelée Front Intertropical (FIT, ou ITF ou ITD en anglais). Elle est indiquée par l’iso-ligne de vent zonal nul (Figure 1.1).

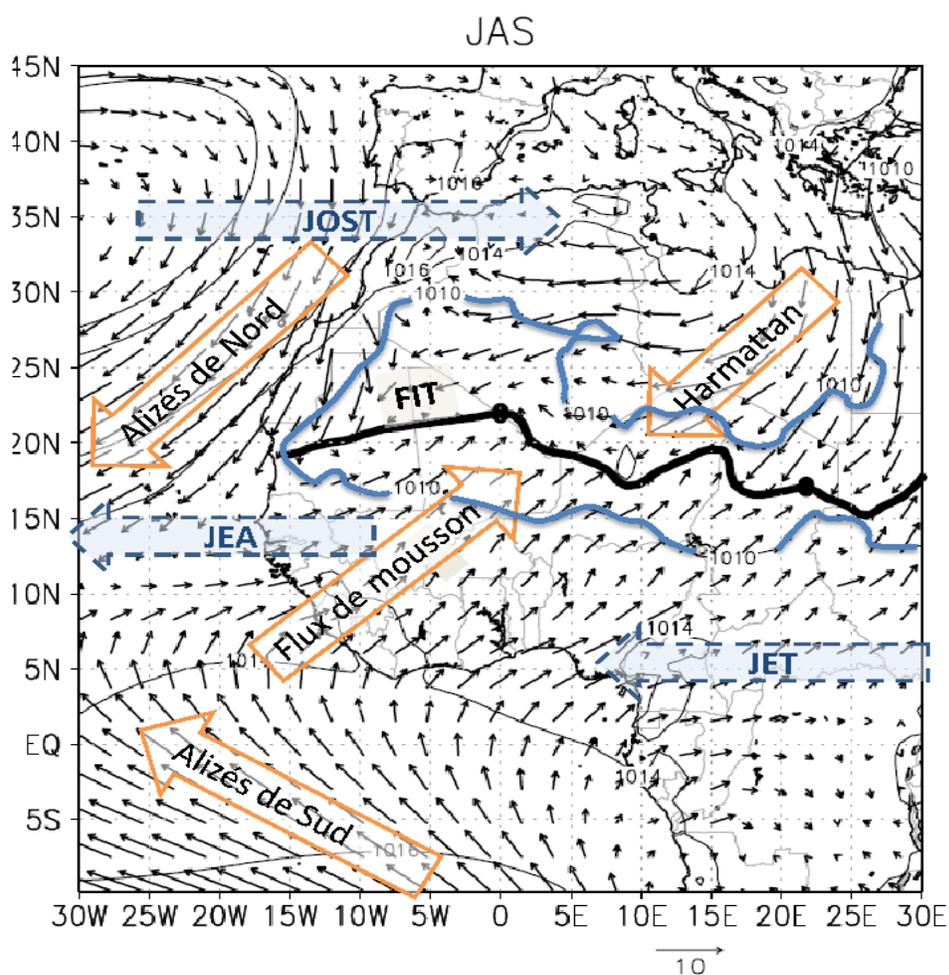


Figure 1.1 – Champs de pression ramenée au niveau de la mer (hPa) (contour) et du vent à 2 mètres en moyenne sur trois mois (Juillet-Août-Septembre ou JAS) pour la période 2002-2007. Le trait en gras (= isoligne 0 du vent zonal) matérialise la position du Front Intertropical (Meynadier et al., 2010).

Pendant la période de janvier à mars (JFM), le flux d'Harmattan et les Alizés de Nord s'étendent très au sud (Figure 1.2). Le FIT est situé vers 8° N et la dépression thermique est centrée sur l'Afrique centrale (10° N, 20°E). La ZCIT (ainsi que la bande de pluie associée) est localisée au-dessus de l'Océan. Le JEA et le JET ne sont pas discernables et le JOST est localisé très au Sud. Pendant la période d'avril à juin (AMJ), le gradient thermique méridien s'accroît (en réponse au forçage radiatif solaire) et contribue au déplacement vers le nord de la ZCIT (5° N), du FIT (16° N), et de la zone de convection sèche.

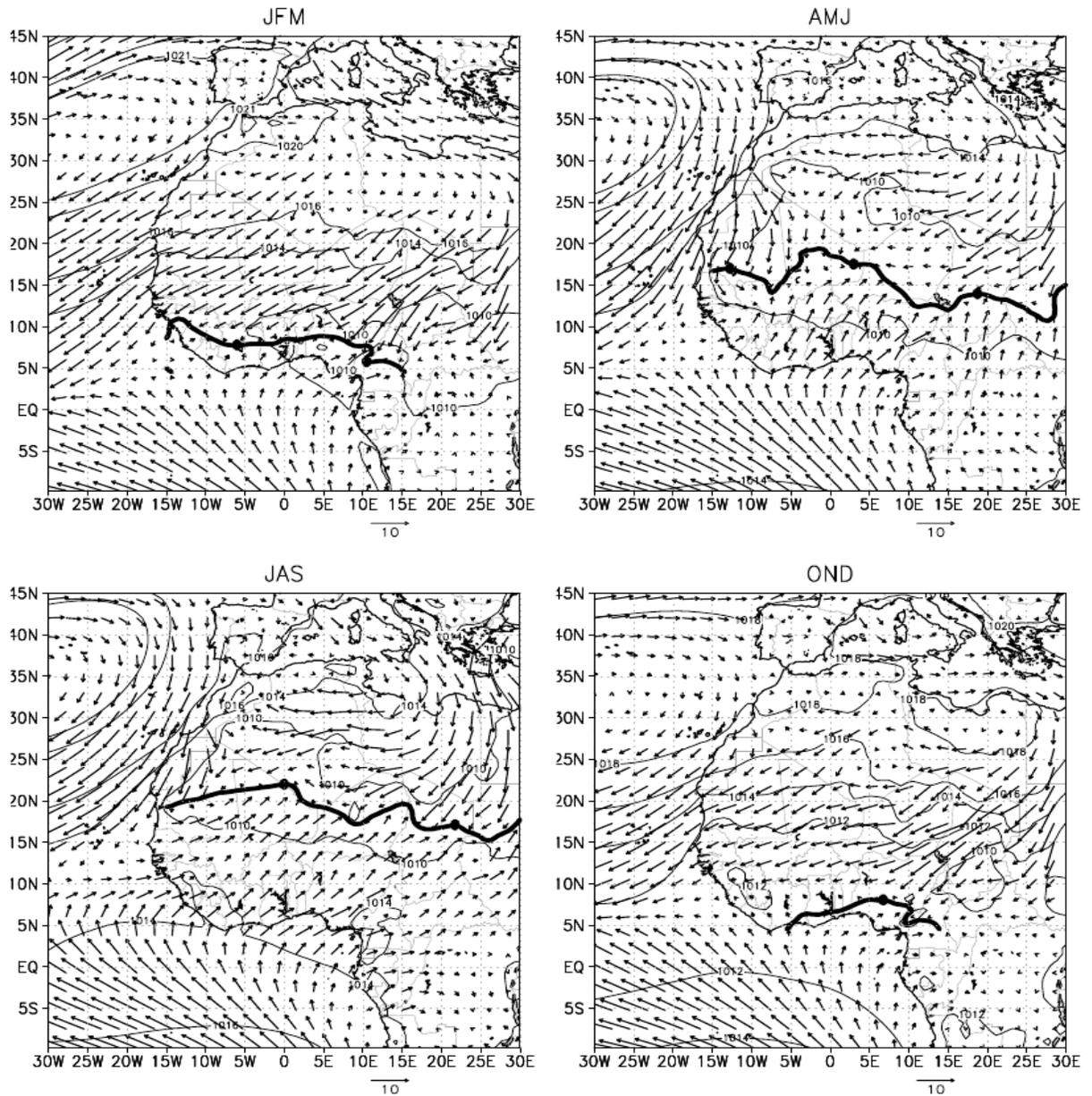


Figure 1.2 – Identique à figure 1.1 pour le cycle saisonnier moyen (Meynadier et al. 2010).

La dépression thermique migre vers le nord-ouest et le JEA apparaît alors vers 10°N. La vapeur d'eau évaporée au-dessus de l'océan Atlantique est transportée dans les basses couches par le flux de mousson qui pénètre plus nettement sur le continent africain.

1.2.2. Evolution saisonnière

Le phénomène de mousson se retrouve en plusieurs endroits dans les tropiques. Il est associé au renversement saisonnier des vents dans la basse atmosphère qui pousse les précipitations vers le continent. Cependant, la mousson africaine possède une dynamique régionale qui lui est propre. En première approche, la mousson peut être comparée à une "brise thermique géante". En effet, le continent ayant la capacité de se réchauffer et se refroidir plus rapidement que l'océan, un contraste thermique s'établit entre les deux. Le gradient de pression qui en résulte agit alors sur le vent de surface.

Ainsi, en hiver boréal, le continent est plus froid que l'océan. Le contraste thermique reste faible mais le gradient de pression créé engendre un vent de surface soufflant de la terre vers la mer. A l'inverse, au printemps boréal, le continent se réchauffe rapidement ce qui provoque un renversement du gradient de pression. Le vent souffle alors de l'océan vers le continent : c'est la circulation de mousson.

Le phénomène de mousson est relié aux variations saisonnières de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). Cette zone naît de la convergence des alizés, vent de sud-est dans l'hémisphère Sud et vent de nord-est dans l'hémisphère Nord. Ces vents sont issus des anticyclones subtropicaux et se dirigent vers les basses pressions équatoriales. L'afflux d'air chaud et humide engendré par les alizés alimente une zone de convection profonde tout autour du globe. La ZCIT est ainsi associée à des mouvements ascendants jusqu'à 200 hPa et à de fortes précipitations. Elle suit le mouvement apparent du Soleil, se déplaçant vers le nord durant l'été boréal et refluant vers le sud en hiver. Cette oscillation entraîne l'alternance de la saison sèche et de la saison des pluies dans la bande tropicale. En Afrique de l'Ouest, la ZCIT migre de l'équateur en hiver boréal à environ 15°N en été. Cependant, la mousson est aussi liée à la distribution des continents. Elle n'est donc pas présente dans toute la bande tropicale.

1.2.3. Evolution saisonnière de la mousson africaine et interaction avec la température de surface océanique (SST)

La mousson est le résultat d'un fort couplage entre l'océan, l'atmosphère et le continent. En Afrique de l'Ouest, le gradient de pression provient du contraste entre la région saharienne et les eaux plus froides du golfe de Guinée comme indiqué dans [Peyrillé et al, 2007](#).

L'Est de l'Atlantique équatorial a un cycle saisonnier très marqué en SST ([Wauthy, 1983](#)). La Figure 1.3 montre la température de surface de la mer (SST) annuelle moyenne pour la zone entre 10°O et 10°E. Entre avril et juillet, un refroidissement de plus de 6°C de la SST se développe au sud de l'équateur, lié à la formation de l'upwelling équatorial [[Merle et al. 1980](#) ; [Picaut, 1983](#) ; [Weingartner et Weisberg, 1991](#)]. De nombreux auteurs suggèrent l'influence de cette langue d'eau froide sur la mousson africaine à l'échelle saisonnière (exemple : [Zheng et al, 1999](#) ; [Vizy et Cook, 2002](#) ; [Gu et Adler, 2004](#) ; [Okumura et Xie, 2004](#) ; [Caniaux et al., 2011](#)).

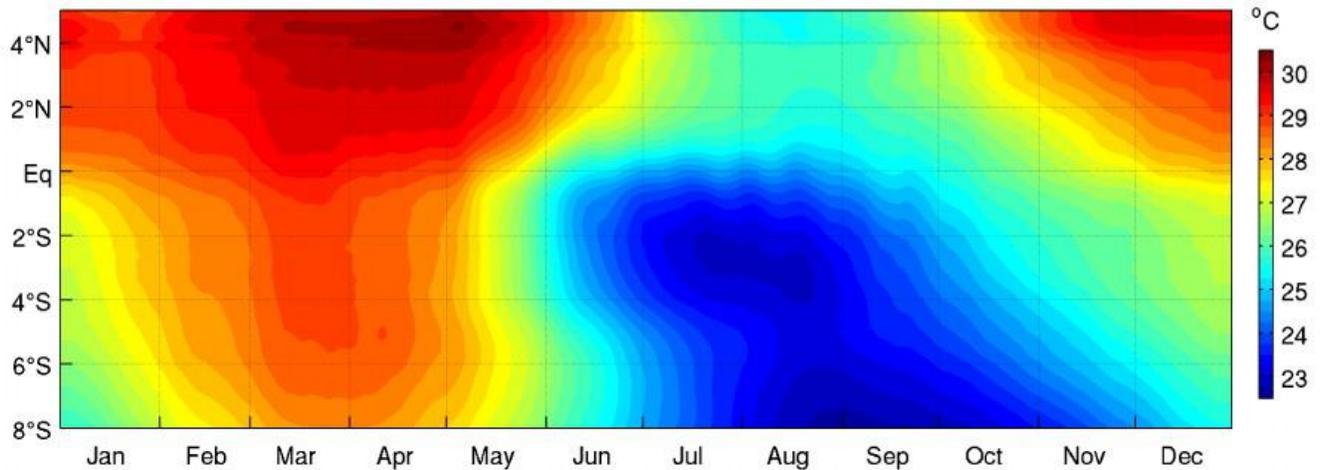


Figure 1.3 – SST TMI moyennée entre 10°O et 10°E de 2000 à 2009 ([LEBALLEUR et al. 2012](#)).

1.2.4 Cycle saisonnier et lien avec les précipitations

C'est la ZCIT, et plus particulièrement la bande de précipitations qui lui est associée, qui régle l'évolution saisonnière de la mousson en Afrique de l'Ouest. La répartition méridienne des précipitations au cours de l'année est représentée sur la Figure 1.4. En fonction de la latitude, deux régimes de précipitations sont observés. Le premier, le long de la côte guinéenne (~5°N), est caractérisé par deux saisons des pluies : l'une au printemps boréal (avril-juin) et l'autre, moins marquée, à l'automne (septembre-octobre). Le second, au-dessus du Sahel (~10°N), est associé à une saison des pluies unique en été (juillet-septembre).

Cependant, le déplacement de la bande de précipitations ne se fait pas de manière régulière et continue. En effet, bien que la migration de la ZCIT suive le mouvement apparent du Soleil, les interactions avec la surface terrestre, l'atmosphère et l'océan perturbent son évolution ([Li et Philander, 1997](#) ; [Chou et al, 2001](#) ; [Okumura et Xie, 2004](#)). L'évolution saisonnière des principaux éléments contribuant à la mousson est donc déterminante.

Figure 1.4 – Précipitations TRMM 3B42 moyennes entre 10°O et 10°E de 2000 à 2009 (LEBALLEUR et al, 2012).

On remarque que :

- la phase océanique entre novembre et mi-avril : le pic de pluie est observé au nord de l'équateur (~1°N).
- la phase côtière entre mi-avril et juin : le pic de pluie est observé dans la région côtière (2-6°N).
- la phase de transition durant la première moitié de juillet : le pic de pluie diminue fortement.
- la phase sahélienne entre mi-juillet et septembre : le pic de pluie est observé au Sahel (9-13°N).

La figure 1.4 montre l'importance des précipitations dans la zone côtière d'Afrique centrale avec un cumul annuel de 2000 mm par an.

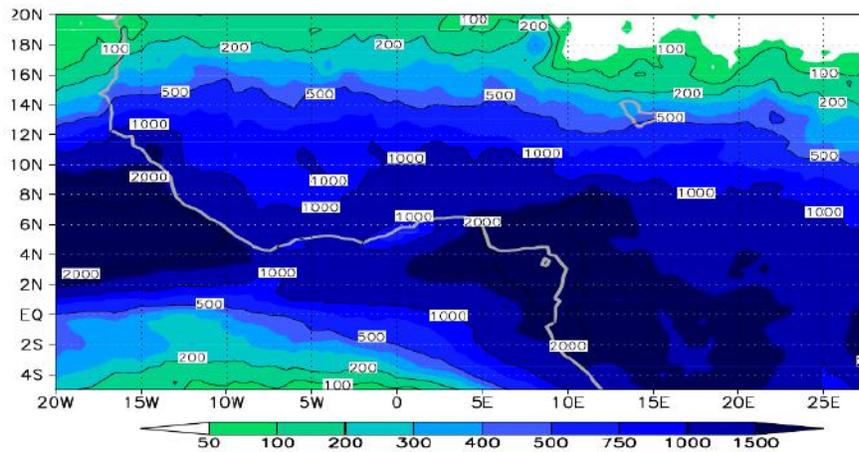


Figure 1.5 – Cumul annuel moyen de précipitations (mm/an) pour le produit TRMM 3B42 (source livre blanc AMMA).

1.2.5 Cycle saisonnier de l'évaporation

Nicholson et al. (1997) analysent le bilan d'eau à la surface en Afrique de l'Ouest à partir d'une climatologie de soixante ans de données pluviométriques au sol et d'un modèle de climatologie (Lettau 1969) fournissant des estimations mensuelles de l'évapotranspiration, de l'humidité des sols et de l'écoulement total au sol (runoff) à l'échelle du continent africain. Le bilan d'eau à la surface s'exprime sous la forme : $dSM = E - P - R$ où dSM est la tendance de l'humidité du sol, E l'évaporation, P les précipitations et R le ruissellement (runoff en anglais).

Lorsqu'on regarde les cartes du bilan d'eau douce en Afrique centrale tel que proposé par Nicholson et al. (1997) à la figure 1.6

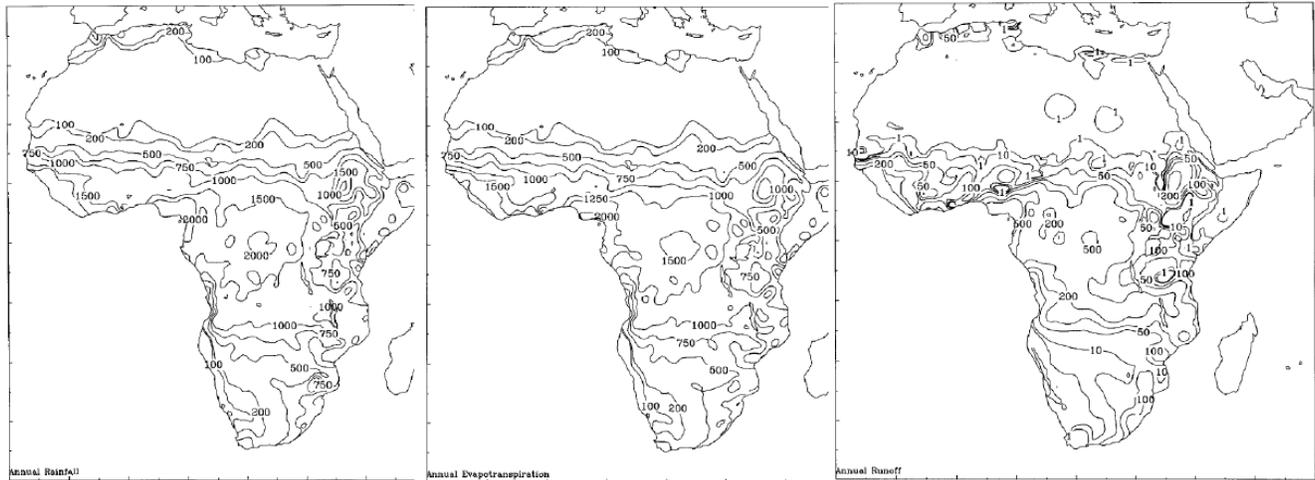


Figure 1.6 – Cumul annuel de précipitations (gauche), évapotranspiration (milieu) et ruissellement (droite), en moyenne sur la période 1950–1989 en mm/an (Nicholson et al, 1997).

On voit que la différence E-P en Afrique centrale tend vers 0, ce qui contraste un peu avec Da-Allada et al, 2013, qui utilisent les données ERA-Interim, et montrent que les précipitations dominent très largement sur l'évaporation dans cette zone région (figure 1.7). On pourrait croire qu'il y'a une forte dépendance de la source du bilan d'eau douce dans cette région. Même si je jeu de données utilisé par les différents auteurs ne couvrent pas la même période.

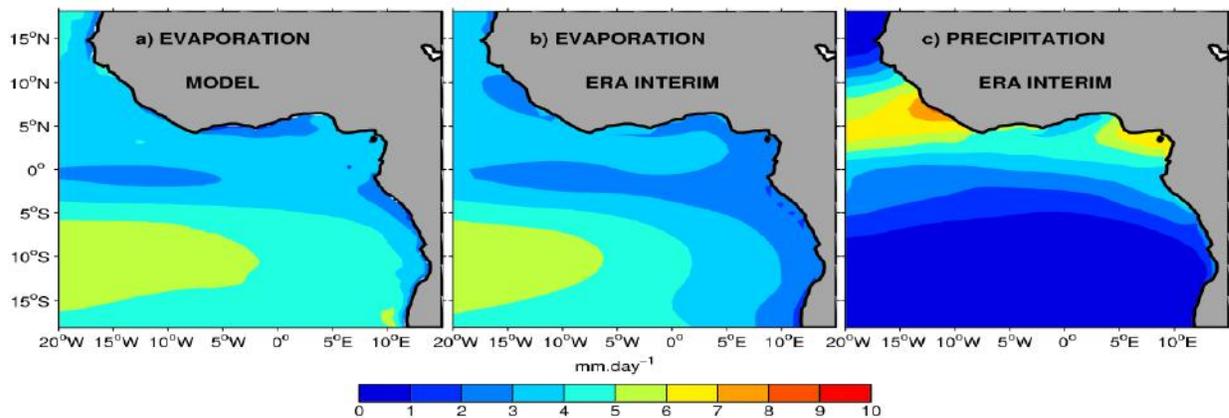


Figure 1.7 Moyenne annuelle (a) issue de l'évaporation modèle NEMO forcé par ERA interim, (b) donnée ERA Interim de l'évaporation et (c) précipitation ERA Interim. Unité en mm/jour (Da-Allada et al, 2013).

1.3. La circulation océanique de surface et de subsurface dans l'atlantique Tropical

Dans l'océan Atlantique tropical, la circulation dans les couches superficielles est principalement conditionnée par le régime des alizés. La variabilité saisonnière de ces champs de vents entraîne une variabilité de la circulation. Les alizés, orientés du Sud/Sud-Est au Sud de l'équateur et Sud/Sud-Ouest le long des côtes Nord du Golfe de Guinée, se renforcent nettement durant l'été boréal

correspondant au déplacement vers le Nord de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) (Peterson et Stramma, 1991) (figure 1.8).

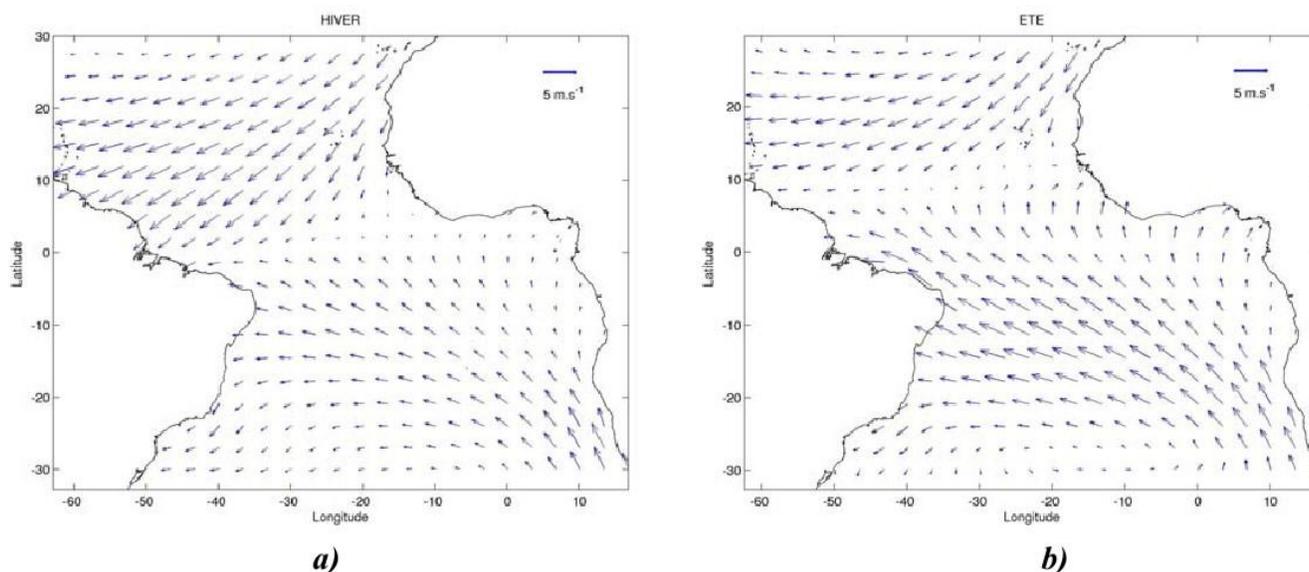


Figure 1.8 : Tension du vent dans l'Atlantique équatorial en hiver boréal a) (décembre-février) et en été boréal b) (juin- août) (vents ERS), moyenne des années 1995-1999. Guiavarc'h, 2007

L'orientation des vents entraîne une circulation vers l'Ouest en surface sous la forme d'un large courant, le Courant Equatorial Sud (SEC: South Equatorial Current) (Molinari, 1982). On distingue trois branches du SEC, séparées par le Contre-courant Equatorial Sud (SECC : South Equatorial Counter-Current) et le Sous-Courant Equatorial (EUC : Equatorial Under-Current) qui s'écoulent vers l'Est (figure 1.9).

La limite Nord du Courant Equatorial Sud est formée par le Contre-courant Nord Equatorial (NECC: North Equatorial Counter Current), situé entre 3° et 10°N. Sa source principale est la réflexion du Courant Nord Brésilien (NBC) entre 5° et 8°N (Bourles et al., 1999; Schott et al., 2002). Il est également alimenté par un transport réfléché du Courant Nord Equatorial (NEC) ainsi que par la branche Nord du SEC. Le NECC est maximum en automne de l'hémisphère Nord. Durant le printemps (Avril-Juin) il s'affaiblit et peut même s'inverser à l'Ouest du bassin Atlantique tropical. Le NECC se prolonge ensuite par le Courant de Guinée qui s'écoule vers l'Est jusqu'à 4°E le long des côtes africaines et transporte des eaux chaudes de faible salinité originaires de l'Ouest du bassin (Stramma et Schott, 1999). Cela provoque la remontée de la thermocline vers le Nord pour satisfaire l'équilibre géostrophique favorisant ainsi l'apparition d'un upwelling côtier vers 5°N le long des côtes du Golfe de Guinée.

La circulation dans le Sud du Golfe de Guinée est caractérisée par une gyre cyclonique

subtropicale: la gyre d'Angola (AG). Celle-ci est centrée à 13°S-5°E (Wacongne et Piton, 1992, Gordon et Bosley, 1991, Mercier et al, 2003, Stramma et England, 1999). Son bord Est forme le courant d'Angola (AC). En s'écoulant vers le Sud, le courant d'Angola rencontre le courant du Benguela orienté vers le Nord, causant un front de température appelé le front Angola-Benguela, bien développé dans les 50 premiers mètres et détectable jusqu'à 200m de profondeur. A l'intérieur du gyre d'Angola, le dôme d'Angola, centré à 10°S-9°E, présente un signal saisonnier. Le dôme d'Angola est visible dans la structure thermique des couches supérieures durant l'été austral mais il ne l'est pas en hiver (Stramma et Schott, 1999). Il est causé par les vents locaux qui durant l'été austral sont favorables à l'apparition d'un upwelling. Le signal saisonnier le plus fort dans le Golfe de Guinée est le refroidissement des eaux de surface à l'équateur. Cet upwelling équatorial est dû d'une part à la divergence des courants créée par l'intensification des alizés durant l'été boréal, et d'autre part à la remontée de la thermocline causée par le régime des vents dans l'Ouest du bassin via des ondes de Kelvin équatoriales (McCreary et al, 1984). Si cet upwelling a un signal essentiellement saisonnier, sa présence et son amplitude diffèrent d'une année sur l'autre.

En sub-surface, le principal courant de l'océan Atlantique tropical est le Sous-Courant Equatorial ou EUC pour Equatorial Under Current (Hisard et Morlière, 1973). L'EUC est alimenté par des eaux chaudes et salées provenant des régions subtropicales via la réflexion du Courant Nord Brésilien (Peterson et Stramma, 1991) (figure 1.10). L'EUC perd de son intensité en traversant tout le bassin Atlantique tropical d'Ouest en Est. Il se prolonge jusque dans le Golfe de Guinée où il se sépare en deux branches: l'une dévie vers le Nord vers la baie du Biafra, l'autre vers le sud en alimentant le sous courant du Gabon-Congo (GCUC: Gabon-Congo Under Current) à 1-6°S (Hisard et Morlière, 1973 ; Hisard et al, 1975 ; Wacongne et Piton, 1992).

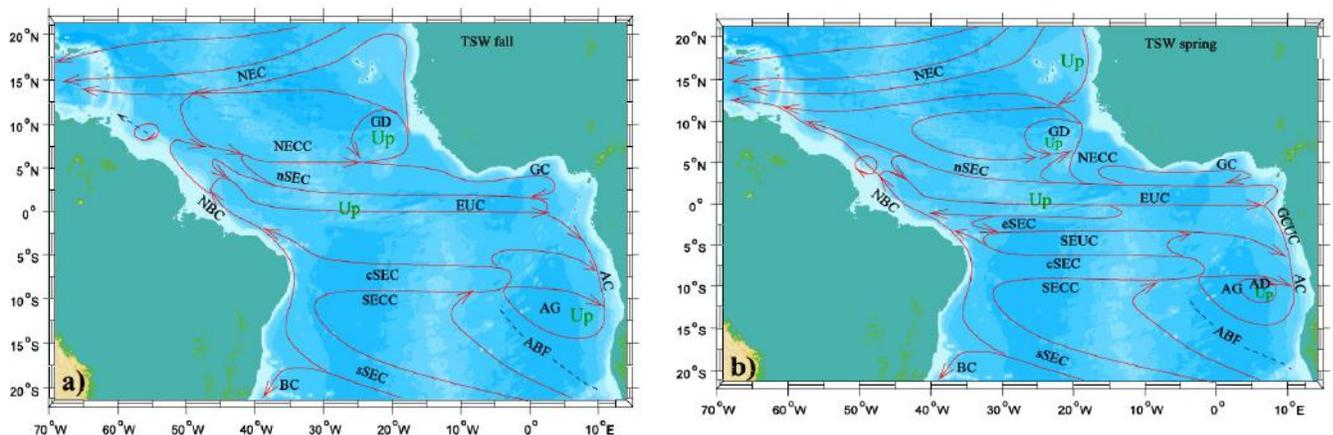


Figure 1.9 : Distribution schématique des principaux courants entre 0 et 100m de profondeur pour

le **a**) : printemps boréal (Avril-juin) **b**) : et l'automne boréal (selon Stramma et Schott, 1999). Courants montrés : le courant équatorial Nord (NEC), le dôme de Guinée (GD), le contre-courant Nord équatorial (NECC), le courant de Guinée (GC), le courant équatorial Sud (SEC) et ses 4 branches Nord (nSEC), équatoriale (eSEC), centrale (cSEC) et Sud (sSEC), le sous-courant équatorial (EUC), le courant Nord brésilien (NBC), le sous-courant Gabon-Congo (GCUC), la gyre d'Angola (AG), le courant d'Angola (AC), le dôme d'Angola (AD), le contre-courant équatorial (SECC), le courant du Brésil (BC). La ligne pointillée symbolise le front Angola-Benguela (ABF). Le symbole **Up** représente les zones de possible upwelling.

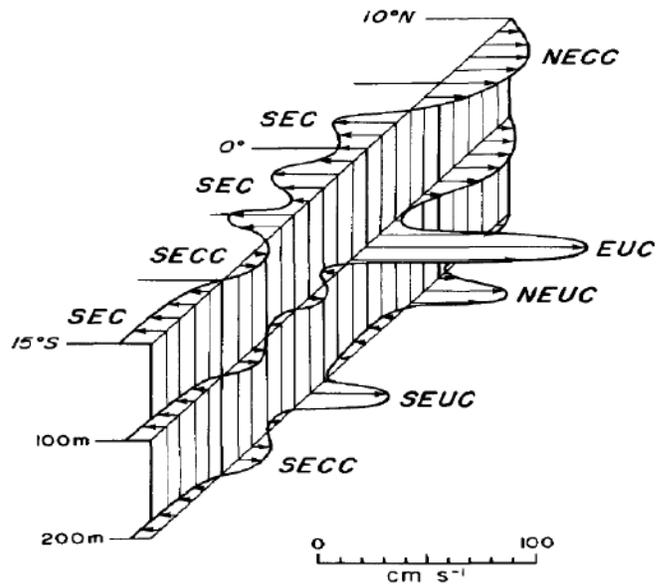


Figure 1.10 : Représentation idéalisée des sous courants à l'est de l'atlantique tropical autour de l'équateur (Juillet-Août-Septembre) à 0, 100, and 200m de profondeur. Les termes abrégés : North Equatorial Counter Current (NECC), South Equatorial Current (SEC), South Equatorial Counter Current (SECC), Equatorial Undercurrent (EUC), North Equatorial Undercurrent (NEUC), and South Equatorial Under Current (SEUC).

La branche Nord du sous-courant équatorial forme la partie sub-superficielle de la branche Nord du courant équatorial sud. Les proportions de l'EUC qui s'orientent vers le Nord et vers le sud ne sont pas encore bien définies et peuvent dépendre de la position du sous-courant et de ses méandres à l'approche de l'île de Sao Tomé.

Le Sous-Courant Equatorial présente une variabilité saisonnière importante due au cycle saisonnier des alizés et un maximum entre mai et novembre. L'EUC présente des variations saisonnières et interannuelles de son maximum de courant vers l'Est. Selon [Wacongne et Piton \(1992\)](#), pendant le

printemps et l'été boréals, l'EUC atteint le bord Est du bassin, remplissant ainsi un réservoir de sel et créant un gradient de pression forçant un courant salé vers le Sud-Est : le sous-courant du Gabon-Congo présent seulement durant cette période. Pendant les autres saisons, à 1°E, l'EUC forme une branche vers l'Est à la latitude de 2-8°S qui atteint à son tour le bord Est et nourrit ainsi le Sous-Courant du Gabon-Congo vers 4-6°S qui alimente ensuite le gyre d'Angola (AG) à partir de 6°S (Stramma et Schott, 1999). La relation entre la variabilité de l'EUC et la tension de vent des alizés est indirecte car l'établissement du gradient de pression et son échelle de temps dépendent de l'échelle du bassin et du temps de trajet des ondes de Kelvin et de Rossby équatoriales.

De part et d'autre du Sous-Courant Equatorial, se trouvent le Sous-Courant Equatorial Nord (NEUC: North Equatorial UnderCurrent) et le Sous-Courant Equatorial Sud (SEUC; South Equatorial Under Current). Contrairement au Contre-Courant Equatorial Nord qui rejoint le Golfe de Guinée, le NEUC ne semble pas pénétrer dans l'Est du Bassin (Arhan et al, 1998), et s'incurve vers le Nord avant de se prolonger dans le dôme de Guinée (Voituriez, 1981). La terminaison de ces courants est particulièrement complexe et variable, le lien du Sous-Courant Equatorial et du Sous Courant Equatorial Sud avec les courants orientés vers l'ouest des gyres équatoriale et subtropicale Sud, c'est-à-dire les branches équatoriale et Sud du CES est encore mal connu (Stramma et Schott, 1999).

1.4. Les décharges fluviales dans la bande côtière d'Afrique Centrale.

Les décharges des fleuves côtiers d'Afrique Centrale représentent la deuxième source d'apport en eau douce dans l'océan Atlantique Tropical, la première étant les apports sud américains de l'Amazone. Partant de la baie du Biafra jusqu'à l'embouchure on dénombre 22 grands fleuves. Sur les 925 grandes décharges répertoriées par (Dai et al, 2009), quatre sont dans le top 40 mondial, à savoir le Congo, le Niger, l'Ogooué et la Sanaga ; respectivement 2ème, 27ème, 28ème et 39ème. Dans cette zone, la variabilité saisonnière et interannuelle des débits est un des forçages dominant de la circulation. Nous avons opté pour cette première étude de nous limiter au sud à la côte Gabonaises, ce qui nous permet de ne pas inclure les débits du Congo. Ce choix a aussi été effectué pour limiter les incertitudes sur la bathymétrie au niveau de l'embouchure du Congo qui pourraient apporter de grosses incertitudes dans le modèle. Les débits présentés dans les paragraphes qui suivent, sont choisis aux sections où la marée n'a plus d'influence et la salinité considérée comme nulle.

1.4.1 Variations mensuelle et interannuelle des débits du Niger à LOKOJA

L'hydrologie de cette zone a intéressé plusieurs chercheurs depuis les années 1950. Les apports à l'océan ont connu beaucoup de fluctuations, en relation avec celles du climat. Le débit du Niger par

exemple qui reste le plus important fleuve dans la zone modélisée a connu d'importantes variations entre 1950 et 2000 comme le montre la figure 1.11.

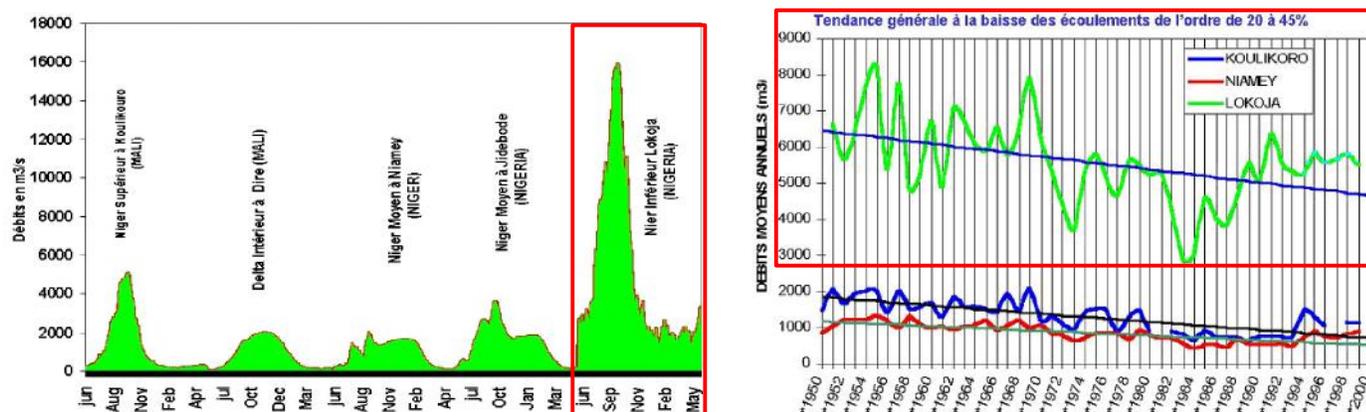


Fig. 1.11. Climatologie hydrologique du fleuve Niger à LOKOJA à gauche encadré en rouge ; évolution interannuelle des débits du Niger à LOKOJA à droite (Source : ABN = Autorité du Bassin du Niger).

1.4.2 Hydrologie de l'Ogooué à Lambaréné

Cette tendance à la baisse n'est pas observée avec la même intensité dans toute l'Afrique centrale. Autour de l'équateur nous avons l'Ogooué qui est présenté dans la littérature comme le fleuve le moins affecté par le déficit pluviométrique des décennies 70, 80 (G. Mahé & J.C. Olivry 1991). Sa variabilité mensuelle est de type équatorial à deux crues et deux étiages. Le maximum annuel est dans 70 % des cas observé en automne (octobre-décembre) (Mahé et al. 1990), et le minimum en été (Juillet-août-septembre) (figure 1.12). Le bassin-versant de l'Ogooué à Lambaréné couvre une superficie de 203 500 km². La modulation moyenne sur 55 ans (1930-1984) montre une légère diminution de 5% entre 1971 et 1983 (figure 1.13.)

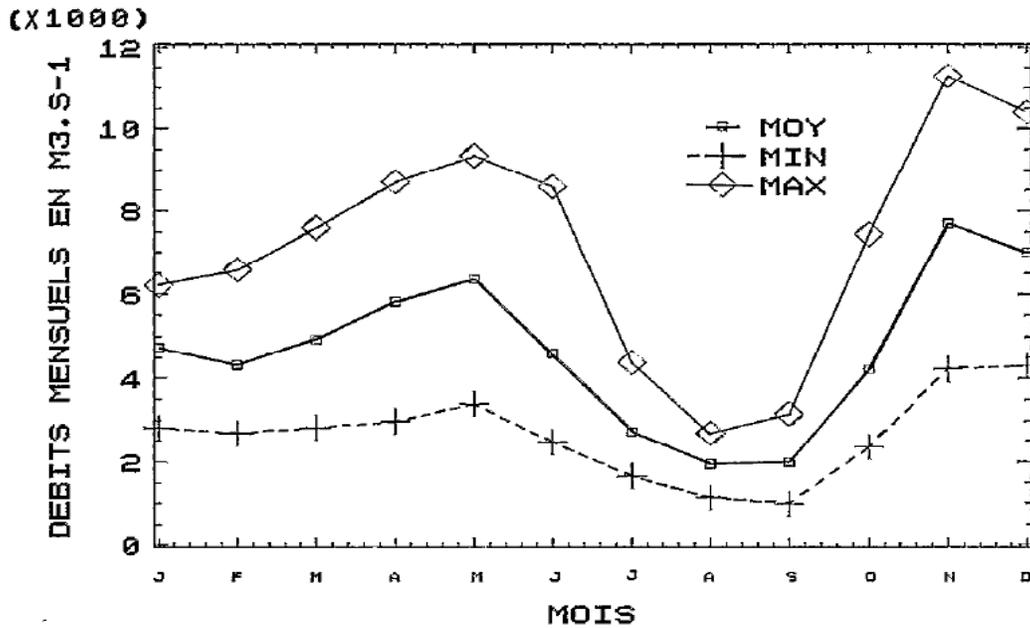


Figure. 1.12. - Modulation mensuelle des débits moyens (MOY), minimums (MIN) et maximums (MAX) de l'Ogooué à Lambaréné, calculée sur la période 1930-1984 (Mahé, G. et al (1990)).

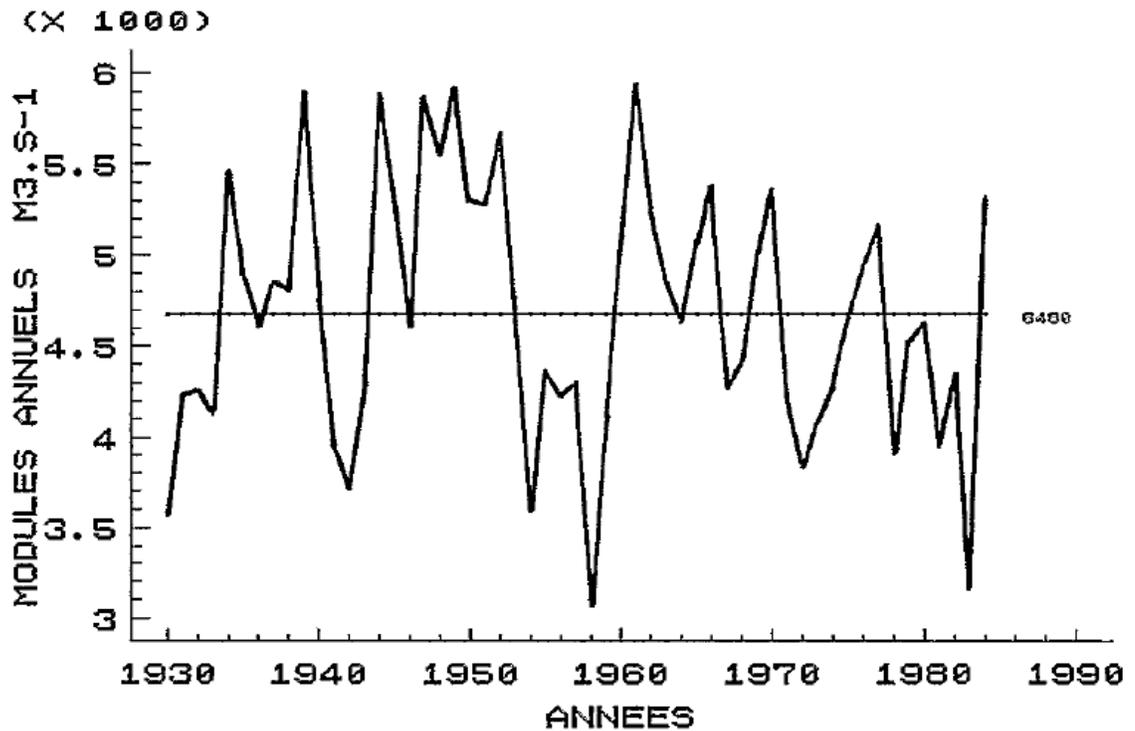


Figure. 1.13. Modules annuels de l'Ogooué à Lambaréné de 1930 à 1984. Les modules des années 1951, 1952 et 1984 ont été entièrement reconstitués, ceux de 1950, 1953 et 1983 partiellement. La droite figure du module moyen interannuel : $6480 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Mahé, G. et al (1990)).

En hydrologie, le module correspond au débit moyen inter annuel, c'est une synthèse des débits moyens annuels d'un cour d'eau sur une période de référence (au moins 30 ans de mesures consécutives).

Le Cameroun s'ouvre sur l'Océan par une façade de plus de 402 km de longueur. De l'estuaire de la Cross River à Calabar (Nigéria) à celui du Ntem à Campo, l'océan reçoit principalement les apports de quatorze fleuves : la Cross, l'Akwayafo, le Ndian, la Moko, la Meme, le Mungo, le Wouri, le Dibamba, la Sanaga, le Nyong, le Lokoundje, la Kienke, la Lobe et le Ntem. Toutes ces décharges fluviales sont prises en considération dans cette étude.

1.4.3 Moyenne mensuelle des débits du Wouri à Yabassi

L'estuaire du Wouri encore appelé estuaire du Cameroun, qui est le principal point d'attraction de ce travail de thèse, a intéressé plusieurs chercheurs depuis les années 70. Les travaux d'Olivry et al, (1974) ont permis de jeter les premières bases de la dynamique qui est très complexe. L'estuaire comprend directement trois principaux fleuves : la Dibamba à l'est, le Wouri au centre et le Moungo au Nord-Ouest; et indirectement, la Sanaga au sud, dont les eaux sont transportées à l'estuaire par un courant remontant du sud le long de la côte.

Nous présentons à la figure 1.14, le cycle saisonnier du fleuve Wouri. Ail est marqué par une très forte variabilité qui présente une saison sèche (Décembre-Mai), avec un débit d'étiage de moins de $100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ au mois de février, et une saison humide (Juin-Novembre), avec une crue de l'ordre de $800 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ au mois de Septembre.

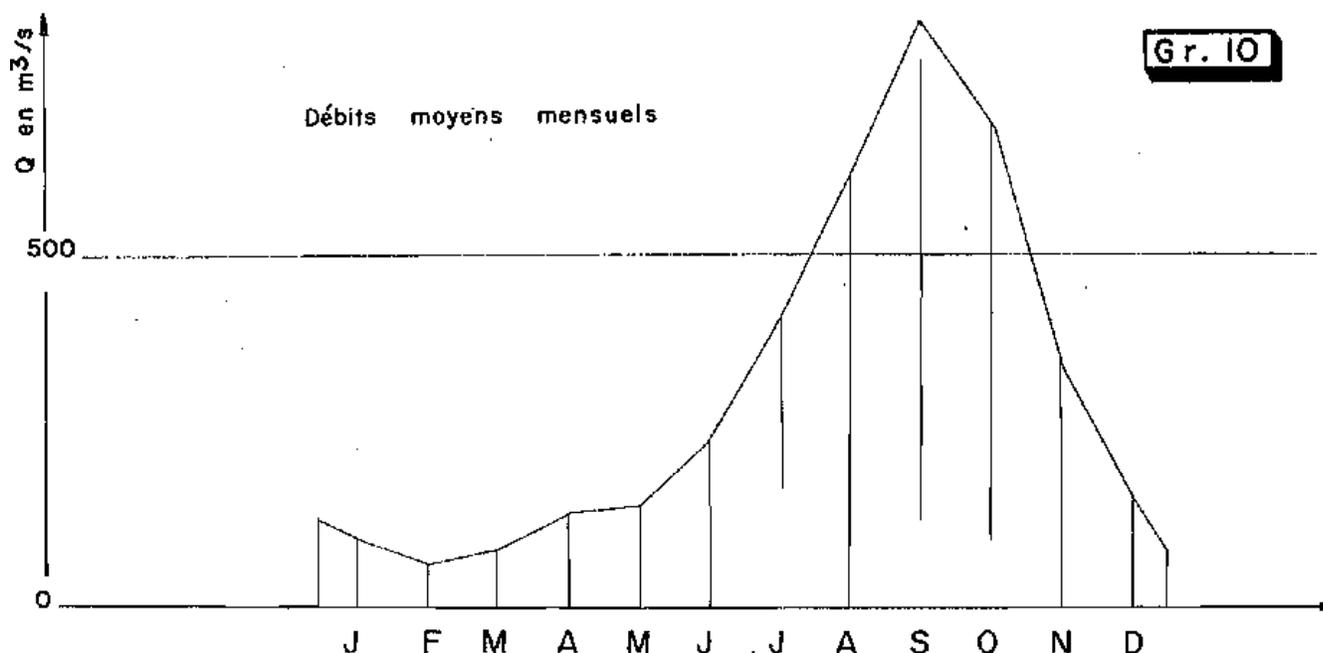


Figure. 1.14. Débit Moyen du Wouri à Yabassi sur la période (1951-1973) (Olivry et al. 1974a)

estimer le bilan sel dans l'estuaire du Cameroun fait partie de nos objectifs dans cette étude. Nous avons, commencé par présenter les débits du Wouri. Dans la suite nous présentons le cycle saisonnier du fleuve Sanaga.

1.4.4 Débits saisonniers du fleuve Sanaga

La Sanaga est le plus grand fleuve du Cameroun ; elle draine environ 133000 km², soit plus de 25 % de la superficie totale du pays. La quasi-totalité du bassin est située sur le territoire national ; une infime partie (200 km²) se trouve en République Centrafricaine, à l'est dans la région de Garoua-Boulaï. Le bassin s'étend du parallèle 3°32' N au parallèle 7°22' N, et du méridien 9°45' E au méridien 14°57'E. Ainsi, en latitude, le bassin couvre des régions passant du climat équatorial de transition au climat tropical de transition, au sud avec deux saisons sèches d'importance inégale, au nord avec une longue saison sèche. Son estuaire est relativement court, 67 km du bas des chutes d'Edéa à l'océan. Les débits des années sèches et des années humides à Edéa entre (1930 et 1980) sont présentés sur la figure 1.15.

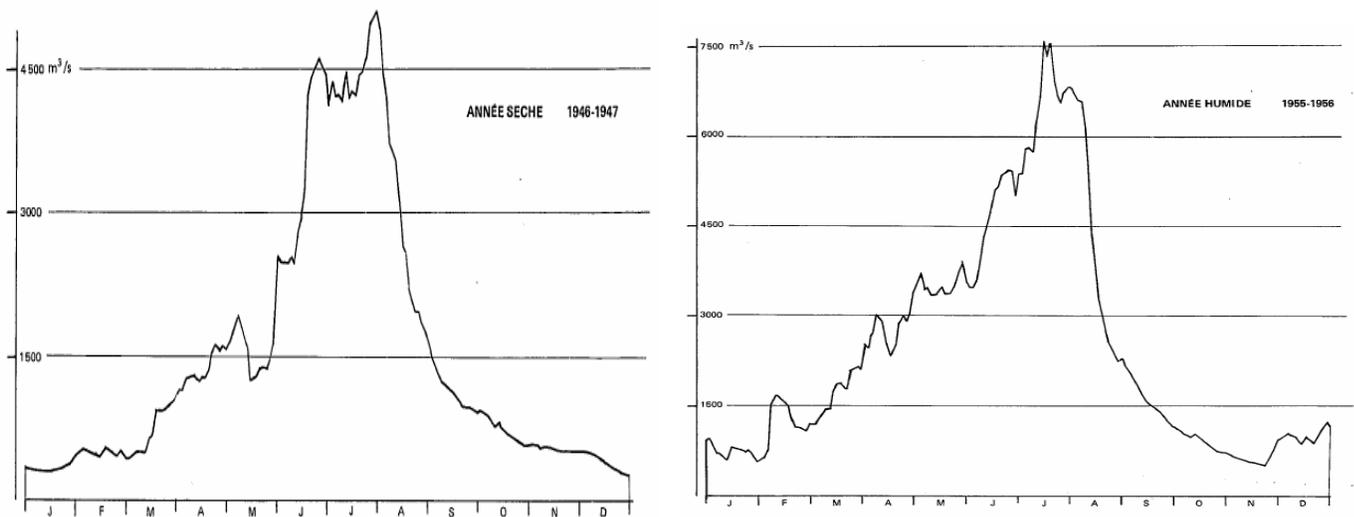


Figure. 1.15. Débits des années les plus sèches et les plus humides de la Sanaga à Edéa entre 1930-1970 (Dubreuil et al. 1976)

Le volume total écoulé pendant une année humide est pratiquement le double de celui écoulé pour une année sèche. Cette variabilité a potentiellement une grande influence sur la salinité de l'estuaire, que nous allons regarder en effectuant un test de sensibilité.

1.5.5 Récapitulatif de la variabilité saisonnière des débits dans le domaine d'étude.

Les jaugeages des différents fleuves que nous avons présentés dans les paragraphes précédents ont été effectués avant la décennie 80. Leur variabilité interannuelle ne peut pas être prise en compte dans les modèles d'aujourd'hui. Nous allons les utiliser dans ce travail pour regarder uniquement la variabilité saisonnière. L'analyse des moyennes mensuelles laisse apparaître une très forte variabilité. Du Niger à l'estuaire du Cameroun, on a une saison de crue (Juillet-août-septembre) et une saison d'étiage (Décembre-janvier-février). La Sanaga a un débit qui n'obéit pas beaucoup à un classement particulier, ce qui s'explique par le fait qu'elle traverse plusieurs types de climat. Les fleuves situés autour de l'équateur connaissent deux saisons de crue par an, la plus importante se situant en octobre-décembre figure 1.16.

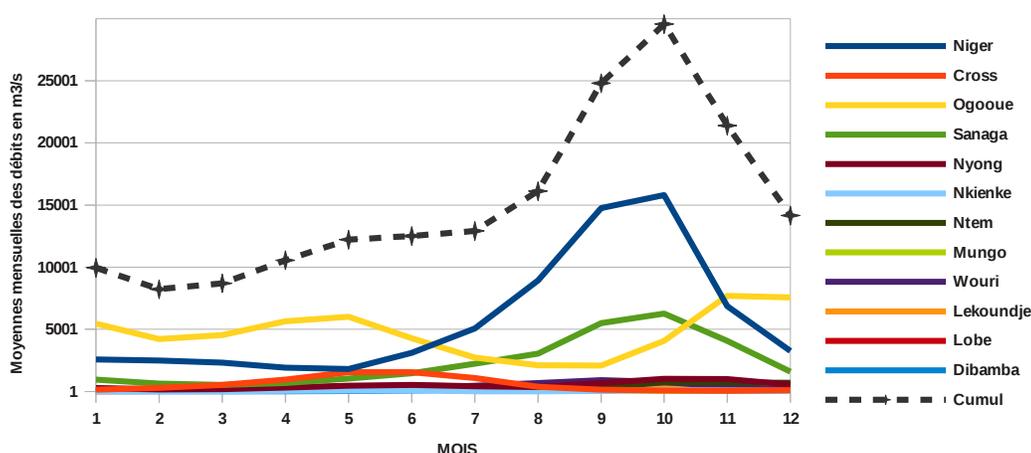


Figure. 1.16 Climatologie des débits côtiers en Afrique Centrale ; période (1930-1980).

1.6. La nature des berges de l'estuaire du Cameroun

Le trait de côte est un paramètre essentiel dans le modèle de circulation océanique que nous allons utiliser car il marque la limite entre la zone en eau et la terre. Dans un article paru dans la revue *Hydro International* en 2001 sous le titre «*Where is the shoreline ? The answer is not as simple as one might expect*», PARKER mettait en exergue toute la délicatesse de localiser et de positionner une limite entre la terre et la mer dans un espace aussi dynamique que le littoral. Cette difficulté pratique se double également d'une confusion sémantique selon BIRD (2007) qui souligne que dans la littérature anglo-saxonne et américaine en particulier, les termes "shoreline et coastline" sont souvent considérés comme synonymes alors qu'il faut les distinguer. En effet d'après cet auteur, l'expression shoreline désigne la limite du plan d'eau en fonction des fluctuations de la marée, c'est-à-dire en français la ligne instantanée de rivage alors que coastline renvoie à la limite atteinte par les pleines mers de vives eaux d'équinoxe. Toutefois, la définition de la ligne de côte dans le cas de

l'estuaire du Cameroun est soumise à deux influences. La première dépend des données du climat et de la dynamique locale, alors que la deuxième que nous souhaitons mettre en exergue dans ce travail de thèse, dépend de la pression anthropique. La croissance urbaine à Douala est un problème crucial dans la maîtrise de la gestion et de l'aménagement. Cette dynamique urbaine entraîne la déforestation de la mangrove périurbaine, ce qui conduit à des inondations, éboulements de terrain, dans la ville, mais surtout impacte très fortement la dynamique de l'estuaire. Vincent de Paul Onana et al (2004) ont dressé la carte des zones inondables de la ville de Douala par les eaux marines (figure 1.17).

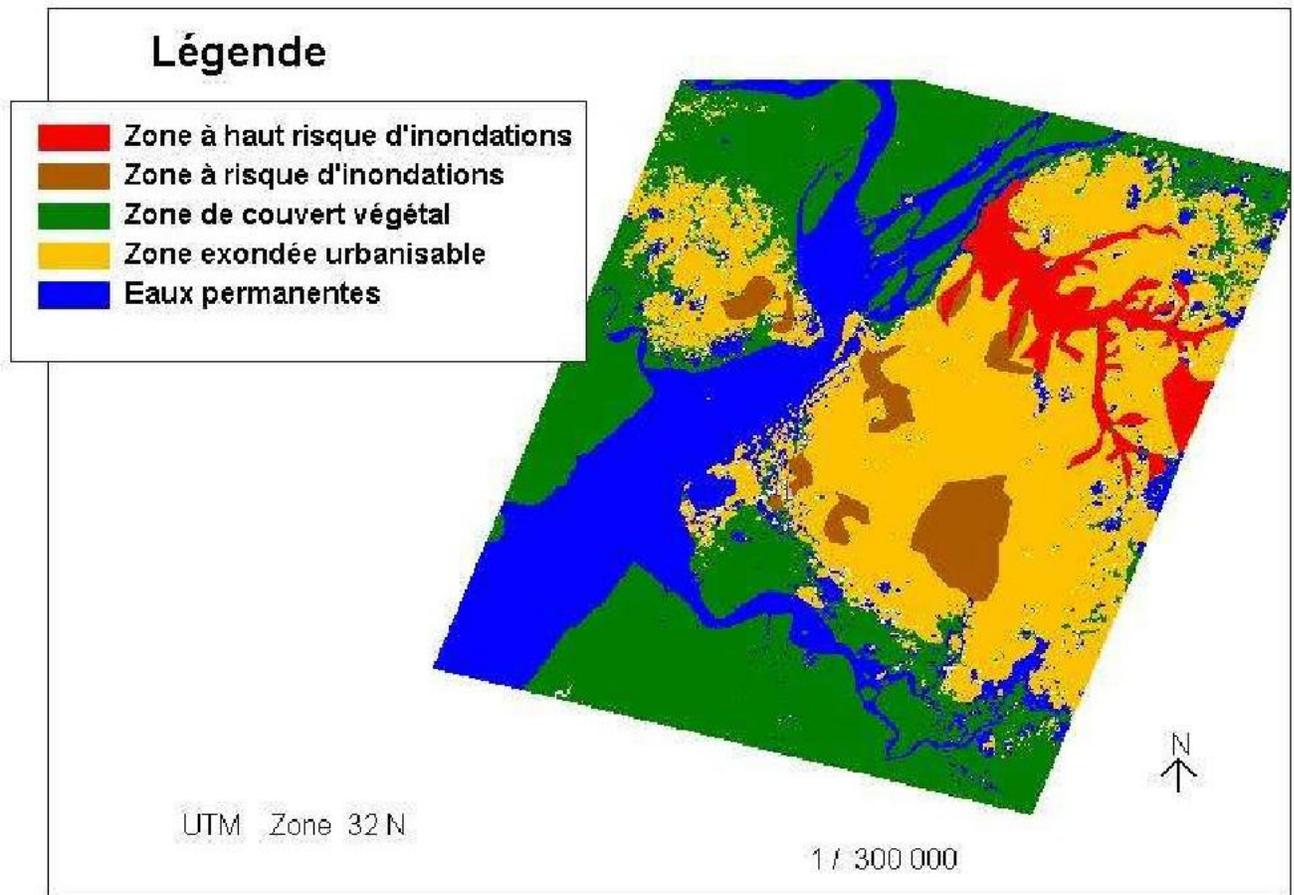


Figure 1.17 Carte de répartition des zones à risque d'inondations produite à partir d'une image SPOT4 multi spectrales de Douala de 2001 (source Vincent de Paul Onana et al. 2005).

Dans ce travail, ils n'ont pas pris en compte le relèvement du niveau de la mer et l'accélération de la déforestation de la mangrove. La hauteur de découverture dans la mangrove de Douala varie avec le cycle saisonnier. Elle serait de 1m en saison sèche (Décembre-Février) et peut évoluer jusqu'à 2m en saison de pluie (Juillet-Août-Septembre) (Cecilia A. Munji et al. (2013)). Partant des rives de l'estuaire, la marée peut s'étaler sur plusieurs kilomètres. Historiquement, la recrudescence des inondations extrêmes s'opérait sur des intervalles allant de 5 à 7 ans, alors que, ces 15 dernières

années, on a une périodicité quasiment annuelle (Munji et al. (2013)), avec un pic se situant dans la période Juillet-Octobre (Munji, 2010). La destruction de la mangrove serait la principale cause de cette amplification. La réduction du couvert végétal des mangroves a été considérablement étudiée au cours des deux dernières décennies (Spalding et al., 1997; Barbier & Cox 2003; Duke et al., 2007 Nfotabong-Autheull et al., 2013). Dans l'estuaire du Cameroun, de 1974 à 2003, 39.86 % des forêts de mangrove ont été détruites; entre 2003 et 2009, 22.10 % ont disparu. C'est en tout 53.16 % de la végétation de mangrove qui a disparu en 35 ans (Nfotabong-Autheull et al. 2013).

L'étude des processus physiques dans les zones de mangrove intéresse les chercheurs depuis fort longtemps. Mazda et al. (2007) ont résumé ces travaux en deux grands groupes. Le premier concerne les travaux théoriques sur les processus physiques dans la mangrove et le deuxième s'intéresse aux cas d'études pratiques. Ces travaux expérimentaux ont par exemple permis de montrer que le coefficient de frottement vertical dû aux arbres dans le cas d'un terme de frottement quadratique en vitesse dans l'équation de la quantité de mouvement varie entre les valeurs 0.4 à 10, en fonction du type de mangrove, et est inversement proportionnel au nombre de Reynolds figure 1.18 (Mazda et al. 1997)

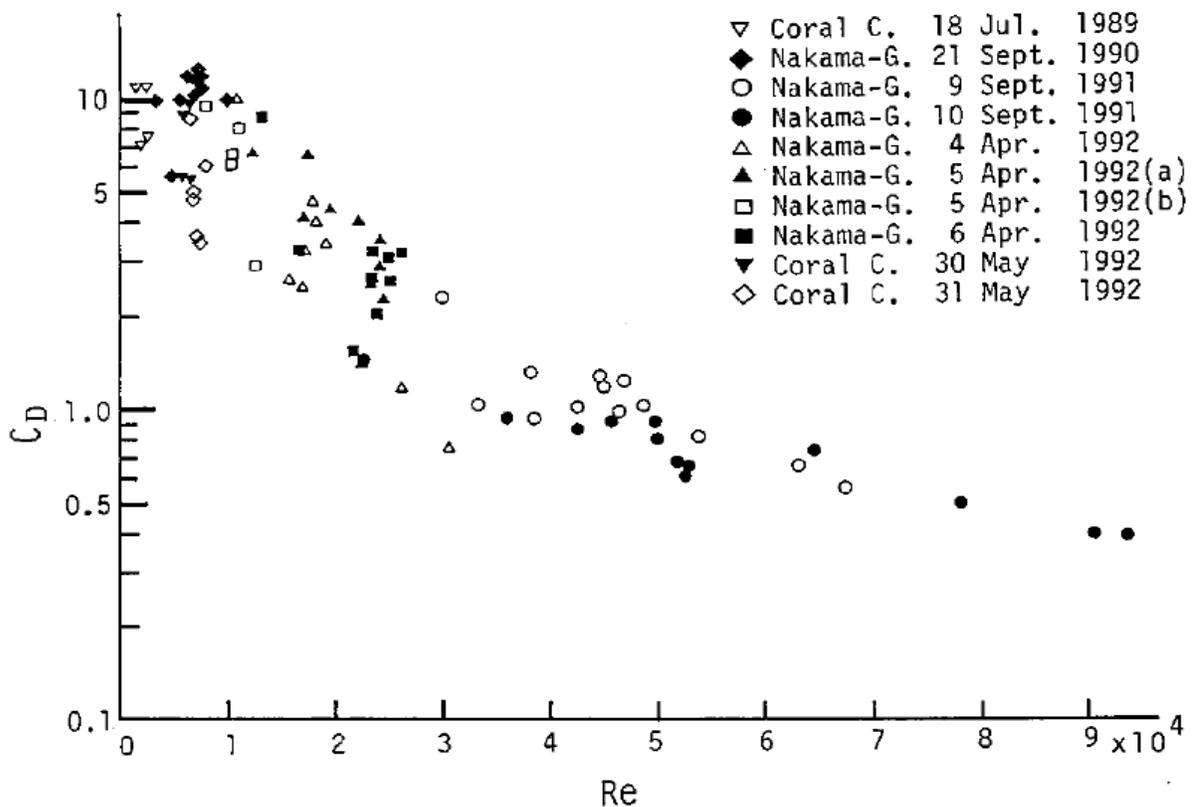


Figure. 1.18. Relation entre le coefficient de friction vertical et le Nombre de Reynolds (Re).

Plusieurs travaux sur la quantification et l'évolution des mangroves de l'estuaire de Douala ont été réalisés, et ont surtout permis d'effectuer la répartition des espèces, mais aussi l'évolution de la densité des mangroves. (Din, N. et al. 2002; Din, N et al 2008;). Des efforts récents ont été faits pour comprendre les effets des arbres dans la dynamique en milieux peu profonds, (Baptist, 2005) avec un modèle 1D a simulé la friction dans la mangrove en ajoutant un coefficient dû à la végétation. Uittenbogaard (2003) a ajouté une équation 1D verticale dans l'équation de la quantité de mouvement comptant comme la contribution de la végétation et représenté par une collection de cylindres rigides. Ce travail a été implémenté avec le modèle Delft3D-FLOW et validé avec les données expérimentales. Temmerman et al. (2005); Bouma et al. (2007) ont calibré le modèle 1D pour en faire un modèle 3D dans lequel la contribution de la végétation dans l'équation de la quantité de mouvement est représentée par :

$$F(z) = \frac{1}{2} \rho_w C_D n(z) D(z) |u(z)| u(z) \quad (1.1)$$

Avec : $F(z)$ le frottement résultant en fonction de la hauteur z ;

ρ_w est la masse volumique de l'eau [kg/m³]; C_D représente le coefficient de frottement des arbres et racines de la mangrove; n est le nombre de plantes par unité de surface en m⁻² avec un diamètre D [m]; et $u(z)$ le profil de vitesse horizontale. Erik Horstman et al. (2013) ont utilisé ces différents modèles, pour simuler la dynamique de la marée et le transport sédimentaire dans une zone de test sur petit bassin. Les résultats présentés à la figure 1.19, montrent très bien l'influence de la représentation de la mangrove dans la dynamique locale.

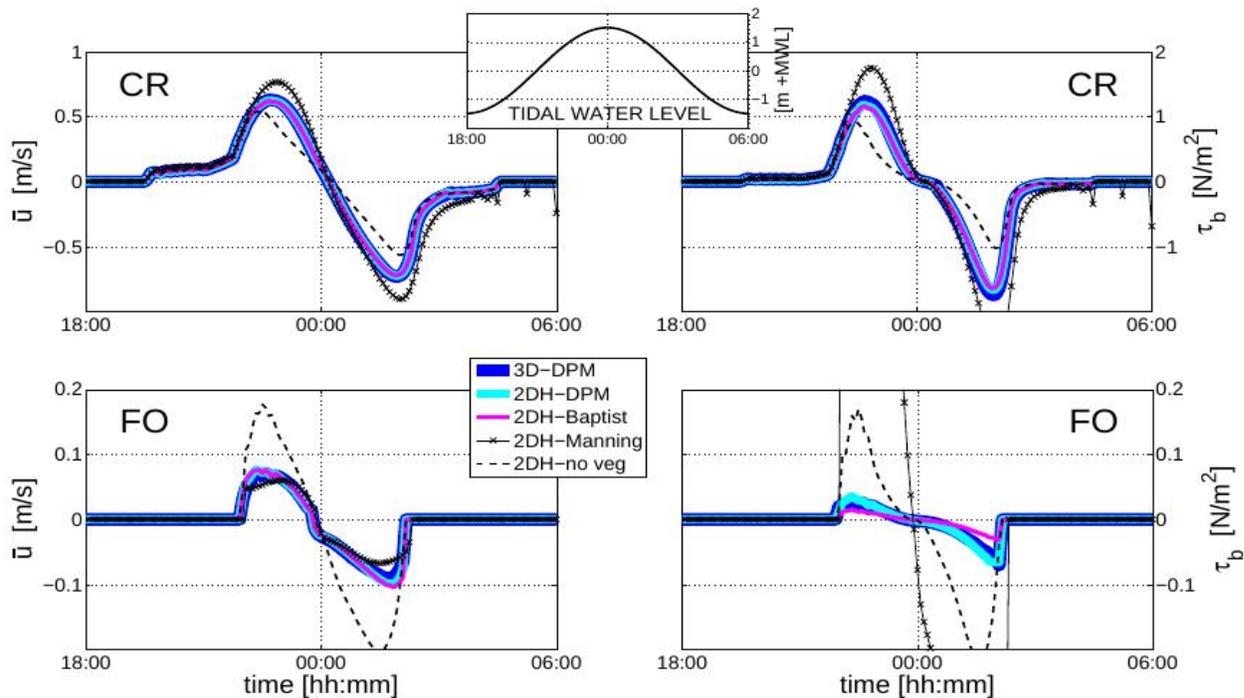


Figure. 1.19. Vitesses barotropes simulées et la contrainte de frottement de fond dans le canal (CR) et dans la mangrove (FO) en fonction du temps sur un cycle de marée de 12h. Les résultats montrent les effets des différentes représentations de la mangrove dans les modèles (DPM, Baptist, Manning) et dans les configurations (3D avec la une variation verticale de la végétation, ou barotrope (2DH) avec une végétation). Pour servir de référence, une simulation barotrope sans la végétation a été incluse (no veg). [Erik Horstman et al. \(2013\)](#)

1.7. Conclusion partielle

L'état des connaissances sur les différents forçages qui gouvernent la dynamique océanique dans l'atlantique tropical et en particulier dans le Golfe de Guinée, nous a permis d'avoir une idée claire sur les différents paramètres à plusieurs échelles temporelles. Les développements récents des mesures des paramètres atmosphériques par satellites, le développement de la modélisation des interactions océan-atmosphère et l'assimilation des données nous permettent d'obtenir des champs de forçages météo et de circulation océanique pour forcer notre modèle régional en Afrique centrale entre 1992 et 2009. La limitation de cette ambition provient des débits dont les dernières mesures permanentes se sont arrêtées dans les années 1980. Ces débits ne sont certainement plus les mêmes 34 ans plus tard si l'on tient compte de l'intrusion saline de plus en plus importante. Cette lacune en variabilité inter annuelle des débits nous pousse à beaucoup plus nous focaliser sur la variabilité saisonnière, qui n'a pas peut être beaucoup évolué entre temps.

L'estuaire du Cameroun est entouré de mangrove (*une illustration est faite à la figure 1.17*) sur presque 2000 km², détruite à plus de 50%. Cette destruction contribue à modifier la dynamique locale, et elle est prise en compte dans ce travail. Son intégration dans le modèle sera détaillée au Chapitre 5.

Le chapitre 2 est consacré à un état de l'art sur la modélisation océanique et côtière dans le Golfe de Guinée.

CHAPITRE 2. : Les modèles numériques océaniques et côtiers dans l'océan Atlantique tropical Est

2.1. Introduction

Les programmes d'observations réalisés dans l'Atlantique tropical Est autour des années 2000 ont favorisé une évolution de l'utilisation des modèles océaniques et côtiers dans cette zone. Ces activités ont été principalement axées sur le développement des réseaux d'observations PIRATA et ARGO, et des campagnes ponctuelles comme EQUALANT 99 et 2000 et les campagnes EGEE entre 2005 et 2007 dans le cadre du programme international AMMA (*Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine* - <http://www.amma-international.org>). Cet effort d'observation a permis l'élaboration de climatologies de température et de salinité de surface. Ces campagnes d'observation ont été suivies du projet PROPAO (Programme Régional d'océanographie Physique en Afrique de l'Ouest) de 2007 à 2010. Plusieurs configurations de circulation partant des modèles globaux à grande échelle ont été développées parallèlement et validées par ces observations (Redelsperger et al, 2006).

2.2. Modélisation de salinité dans le Golfe de Guinée.

DA-ALLADA et al. (2013) ont modélisé les variations saisonnières et inter annuelles de la salinité de la couche de mélange en atlantique tropical et dans le Golfe de Guinée avec un modèle résolu au $1/4^\circ$. Les résultats ont été validés par des observations in-situ et satellitaires. Dans ce travail, ils ont montré que la qualité des observations disponibles permet de calculer le bilan de sel dans la couche de mélange dans le bassin Atlantique tropical. Ce bilan de sel de la couche de mélange est beaucoup plus sensible aux courants de surface qu'aux flux d'eau douce. Les mécanismes qui modulent la variabilité de la salinité de surface océanique (SSS) dans l'Atlantique tropical et plus spécifiquement dans la région du Golfe de Guinée ont été déterminés. Il ressort qu'à l'ouest et au nord-est du bassin tropical, la variabilité saisonnière de la SSS est pilotée par l'advection et les flux d'eau douce alors qu'au centre du bassin, c'est principalement les flux d'eau douce qui contrôlent le bilan de sel. Par contre, dans le Golfe de Guinée, les flux d'eau douce ne jouent pas un grand rôle dans le bilan de sel, le cycle saisonnier de la SSS résultant d'un équilibre entre les processus verticaux (advection et diffusion) qui augmentent la SSS et l'advection horizontale qui la diminue. La variabilité interannuelle de la SSS étudiée spécifiquement dans le Golfe de Guinée révèle que, dans les régions nord et équatoriale, les changements de SSS sont dus aux changements du bilan précipitations évaporation ainsi qu'aux

changements dans les processus océaniques (advection et diffusion verticale). Au sud de ces régions, seuls les changements dans les processus océaniques peuvent expliquer les anomalies de SSS. On a observé une salinisation au nord-est du Golfe de Guinée durant la période 2002-2009 qui résulte d'une diminution des pluies et une augmentation de l'évaporation dans la région. Enfin, ils ont montré que les décharges fluviales ont pour rôle d'amplifier le signal de la SSS et qu'elles ont un impact sur la profondeur de la couche de mélange, les courants de surface et la température de surface de la mer.

Une des boîtes affectées par une forte variabilité de la SSS dans le modèle de DA-ALLADA et al. (2013b) est la NGoG (NGoG = The Northern Gulf of Guinea ; 2°S-5°N, 3°-10°E) qui correspond à notre zone d'étude. Dans le fond du Golfe de Guinée (NGoG), leur modèle reproduit la même tendance de l'évolution saisonnière de la salinité de surface (SSS) que les observations, mais les deux ne sont pas en accord sur le pic annuel qui est décalé de deux mois (figure 2.1).

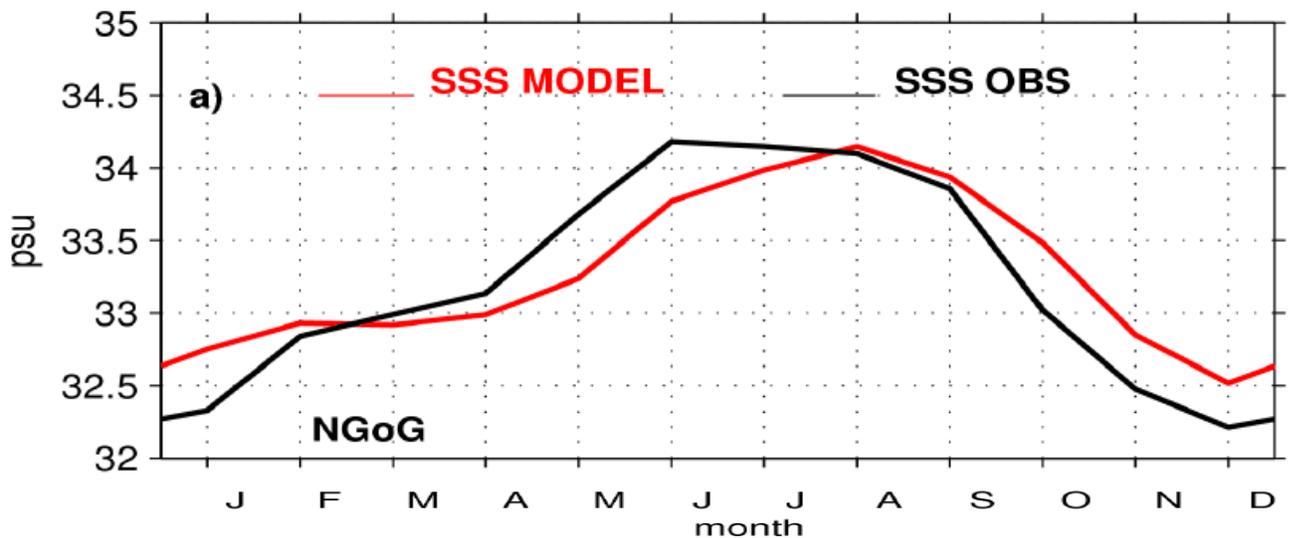


Figure 2.1: Cycle saisonnier de la SSS: observations (courbe en noir) , modélisée (courbe en rouge) dans le NGoG, en psu. (DA-ALLADA et al., 2013b).

Berger et al. (2013), dans leurs simulations ont travaillé avec une grille NEMO avec 75 niveaux verticaux, et une résolution horizontale égale à $1/12^\circ$, pour optimiser la prise en compte des courants au niveau du talus continental, qui sont très faibles, comparés aux observations à $1/4^\circ$ de résolution (Guiavarc'h et al (2008), voir la figure 2.7).

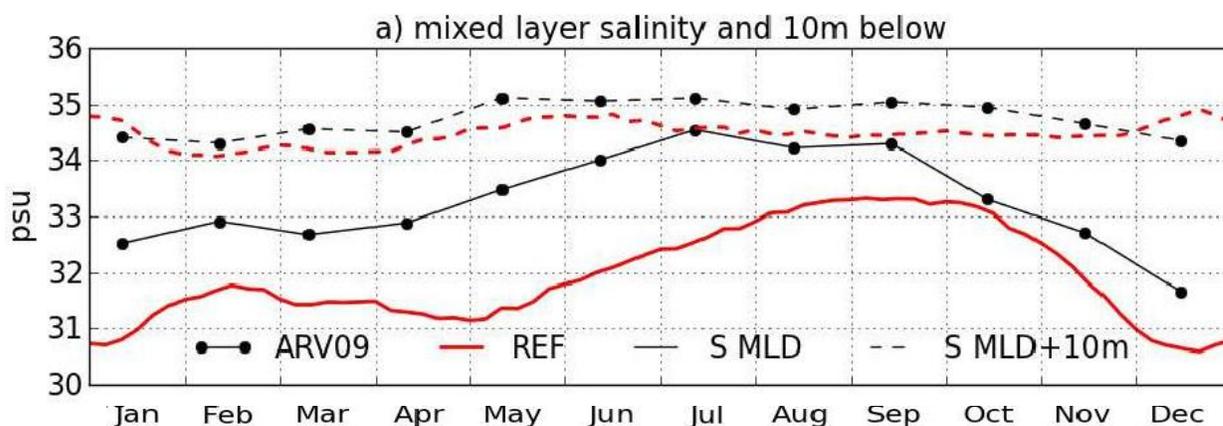


Figure. 2.2 Variation mensuelle de la salinité moyenne pour les années (1995 à 2006) au fond du Golfe de Guinée (Baie du Biafra). La courbe en rouge continu représente les climatologies issues du des simulation du modèle NEMO pour la configuration de Berger et al, 2014, pour la couche de mélange, en rouge interrompue on a la salinité à 10 m en dessous de la couche de mélange, les courbes en noir représentent les climatologies issues des travaux de traitement de données des flotteurs Argo effectués par Gaillard et al (2009).

Ce modèle reproduit correctement les tendances de la variation de la salinité de la couche de mélange, et même 10 m en dessous mais la sous évalue par rapport aux observations (Figure 2.2). On remarque aussi que comme dans le cas de DA ALLADA et al, le pic de salinité est décalé de deux mois par rapport aux observations.

La prise en compte des débits et de la marée dans les modèles globaux reste encore problématique. En pratique la résolution spatiale des modèles à la côte est parfois très grande devant les dimensions des embouchures. Certains modèles prescrivent les débits des rivières sous la forme des précipitations. Les paramètres physiques (température, salinité) dans les forçages des fleuves ont une influence non négligeable sur le panache sur le littoral et le talus continental. Ces aspects seront abordés de manière détaillée aux chapitres 4 et 6.

2.3. Modélisation de température dans l'océan atlantique tropicale est

La plupart des résultats sur la température sont issus des modèles globaux. Parmi les plus utilisés, nous avons les configurations du modèle de circulation océanique NEMO-OPA (OPA=Océan Parallélisé, Madec et al, 1998). Ces configurations diffèrent au niveau de la résolution (horizontale et verticale) et du forçage atmosphérique. C'est le cas par exemple des configurations CLIPPER, ORCA05 et ORCA2. CLIPPER est forcée par des flux de chaleur prescrits, sa haute résolution horizontale ($1/6^\circ \times 1/6^\circ$) permet d'évaluer plus précisément le rôle

des petites échelles spatiales dans l'évolution de la SST. Dans la configuration ORCA05 les flux de chaleur sont exprimés grâce aux formules bulk pour traiter la variabilité interannuelle sur la période, et étudier les forts liens entre la SST et les flux atmosphériques, en particulier le flux de chaleur latente . Pour l'étude précise des processus verticaux la configuration à forte résolution verticale est ORCA2 avec 300 niveaux verticaux.

Des modèles régionaux en relation avec le programme AMMA ont également été développés dans l'atlantique tropical est. [Hagos et Cook \(2009\)](#) ont développé un modèle régional couplé océan - atmosphère pour simuler les interactions entre la couche de surface atmosphérique, et la couche de mélange océanique. Ce modèle a permis de mieux comprendre cette interaction à l'échelle saisonnière. Le modèle a été utilisé pour identifier la variabilité des mécanismes qui permettent de coupler la circulation de la mousson africaine aux variations saisonnières de la SST dans le Golfe de Guinée. Dans le Golfe de Guinée, les alizés en provenance du sud de l'équateur contribuent à refroidir la zone entre les mois d'avril et juillet par l'augmentation du déplacement des eaux froides de subsurface et favorisant l'évaporation.

2.4. Les modèles de circulation de circulation grande échelle

Plusieurs modèles simulent la circulation grande échelle, englobant le Golfe de Guinée. Les plus connus et les plus utilisés en océanographie physique sont :

Acronyme

ADCIRC	AD vanced CIRC ulation model
COHERENS	CO upled HY drodynamical EC ological model for RE gio NAL Shelf seas
FVCOM	Fi nite V olume CO astal O cean M odel
HOPE	The H amburg O cean P rimitive E quation General Circulation Model
HYCOM	HY brid CO ordinate O cean M odel
LSG	The Hamburg L arge S cale G eostrophic O cean G eneral Circulation Model
MICOM	M iami I sopycnic CO ordinate O cean M odel
MITgcm	M.I.T. General Circulation Model
MOHID	MO dulo HID rodinâmico
MOM	GFDL M odular O cean M odel
NEMO	N ucleus for E uropean M odelling of the O cean
OPYC	The O cean I so PYC nal General Circulation Model
POM	P inceton O cean M odel
POP	The P arallel O cean P rogram
ROMS	The R egional O cean M odeling S ystem

(Source: http://fr.wikipedia.org/wiki/Liste_de_modèles_de_circulation_océaniques consulté le 21/05/2014)

Le modèle de circulation GUINEA

Le modèle GUINEA est dérivé de NEMO, et a récemment été monté pour étudier la circulation dans le Golfe de Guinée. La grille du modèle GUINEA est une grille Mercator au 1/12ème de degré. Le domaine GUINEA couvre le Golfe de Guinée de 2°5W jusqu'aux côtes Est de l'Afrique et de 15°S Sud jusqu'aux côtes. Il compte 199*261 points de grille et comporte 100 niveaux verticaux avec une résolution de 5m en surface et de 70m à partir de 1500m jusqu'au fond. Ceci est une nette amélioration par rapport à la grille du modèle CLIPPER puisque la résolution verticale était de 200m. La modélisation des courants près du fond est ainsi améliorée avec GUINEA. Il est basé sur le code parallèle aux équations primitives NEMO-OPA9 développé au LOCEAN (Madec et al. (1998). C'est un modèle aux différences finies du 2nd ordre avec surface libre. Le système de coordonnées est un système z utilisant les partial-steps, c'est à dire qu'une maille de la grille peut-être partiellement océanique permettant ainsi une meilleure représentation de la topographie. [Guiavarc'h et al \(2008\)](#) ont exploité GUINEA avec succès pour simuler les ondes piégées à la côte qui proviennent des oscillations de courant le long de la pente continentale à des périodes allant de quelques jours à plusieurs semaines ([Guiavarc'h et al., 2008](#); [Vangriesheim et al., 2005](#)).

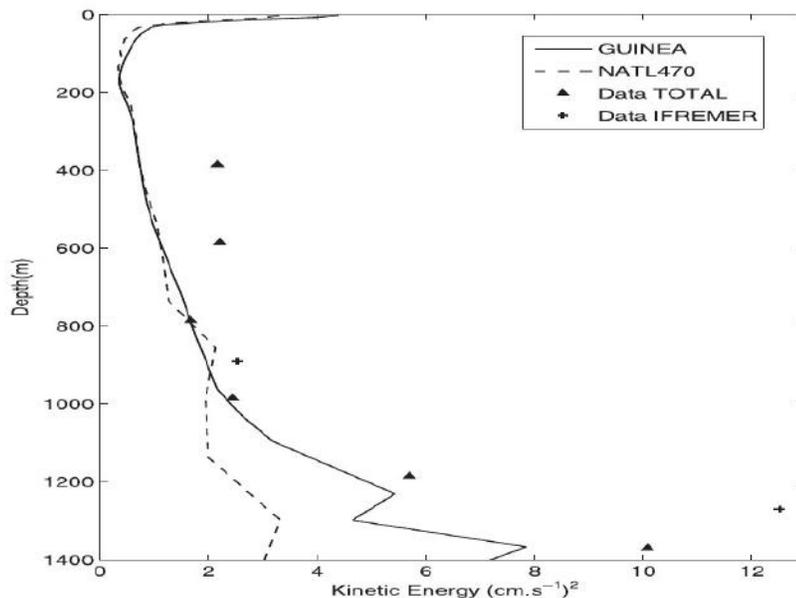


Figure 2.3. Energie cinétique à une période comprise entre 12 et 17 jours sur le site de BIOZAIRE (côte angolaise) où on a les données de TOTAL et de l'Ifremer. La courbe en trait continu est la simulation du modèle GUINEA, et celle en tirets est la simulation du modèle NATL4. [Guiavarc'h et al \(2008\)](#)

Le modèle GUINEA et les observations de TOTAL et de l'IFREMER sont en accord (figure 2.3)

2.5. Les modèles T-UGOm et SYMPHONIE

T-UGOm et SYMPHONIE sont des modèles développés par des chercheurs du POC (Pôle Océan Couplages) de l'Observatoire Midi-Pyrénées à Toulouse. Le premier est spécialisé pour faire de la marée, les surcotes et les tsunamis, alors que le deuxième est un code essentiellement utilisé aux échelles régionales. Nous ferons une présentation détaillée de ces modèles pour notre configuration aux chapitres 4 et 5.

2.5.1. Modélisation de la marée avec T-UGOm

Le modèle T-UGOm a été utilisé pour construire les atlas de marée globaux et mondialement reconnus, avec une précision millimétrique dans l'océan ouvert et centimétrique sur la côte, connus sous le nom de FES2004, FES2012 (FES = Finite Elements Solutions) [Lyard et al. \(2006\)](#). [Le Bars et al. \(2010\)](#) ont adapté le modèle hydrodynamique T-UGOm (ex MOG-2D 3) pour la modélisation de l'estuaire de l'Amazone. Leur modélisation portait sur la zone de l'embouchure à Gurupa et prenait en compte les canaux qui relient l'Amazone au Pará. Ils ont montré l'importance de la bathymétrie dans la modélisation de la marée. Les mailles dans T-UGOm sont non structurées, ce qui permet de modéliser facilement des estuaires et les zones avec des contours complexes.

Le modèle T-UGOm est présenté en détail dans les chapitres 4 et 6 pour la configuration du Golfe de Guinée et de l'estuaire du Cameroun.

2.5.2. Modélisation de la circulation côtière avec le modèle SYMPHONIE.

Les modèles côtiers exigent une physique très rigoureuse, compte tenu du nombre de processus qu'il faut prendre en compte. Le code Symphonie est essentiellement utilisé aux échelles régionales et côtières. Il a été principalement utilisé pour étudier des régions de la mer Méditerranée ou de la façade atlantique européenne. Des études de processus telles que les panaches fluviaux, les circulations du plateau continental induites par le vent, les upwellings, les circulations le long de la pente, la formation des eaux denses au large et sur le plateau continental, la marée externe et interne ([Marsaleix et al., 2006, 2008, 2009a](#)), ([Pairaud et al., 2008](#)). SYMPHONIE peut être couplé avec un modèle de transport sédimentaire à travers une équation d'advection-diffusion et un module de couche limite de fond qui calcule la tension turbulente moyenne et maximale sur un cycle de vague au niveau du fond. Le modèle de transport sédimentaire décrit dans [Ulses et al. \(2008\)](#), prend en compte les sédiments cohésifs et non

cohésifs dont la distinction est basée sur la fraction d'argile. Symphonie comporte également un module biogéochimique, la représentation des processus phytoplanctoniques est basée sur le modèle ECO3M (Baklouti et al. 2008)

Une configuration régionale en Afrique centrale centrée sur l'estuaire de Douala au Cameroun est effectuée avec le modèle Symphonie et présentée de manière détaillée au chapitre 5.

2.6. Conclusion partielle

Très peu de recherche concernant la dynamique côtière en Afrique centrale ont été publiés, La plupart des paramètres océaniques (température, salinité, etc..) disponibles au stade actuel de la recherche, proviennent des modèles globaux, généralement à basse résolution pour rendre compte des processus physiques à la côte. C'est à ce niveau que réside l'intérêt d'utiliser des grilles non structurées comme dans T-UGOm dont le raffinement des mailles au fur et à mesure que l'on se rapproche des côtes permet de gagner en résolution. On a aussi un avantage semblable avec Symphonie 3D ; de plus la verticale est en coordonnées σ , ce qui permet de gagner en résolution verticale en zone peu profonde tout en suivant la topographie.

Dans la partie II, nous présentons les données de validation, les différentes configurations de la marée avec T-UGOm et la circulation avec Symphonie, respectivement aux chapitres 3, 4 et 5.

PARTIE : II
Matériels et méthodes

CHAPITRE 3 : Données in situ et données satellite

3.1. Introduction

Les modèles numériques sont des outils théoriques qui nécessitent des données de base (trait de côte, bathymétrie) et une paramétrisation réaliste pour fournir des sorties exploitables, mais n'ont de sens que s'ils sont comparable aux observations. Ils n'ont de valeur que s'ils permettent d'expliquer et de prévoir les phénomènes hydrodynamiques. Pour cela, ils doivent être confrontés à des mesures. Le présent chapitre détaille les données que nous exploitons pour cette étude, ainsi que les différentes techniques mises en œuvre pour les traiter.

3.2. Les données de pré processing

3.2.1. Le trait de côte

Le trait de côte utilisé dans cette thèse provient des fichiers SWBD (*SRTM Water Body Data*). SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) fait référence à des fichiers matriciels et vectoriels topographiques fournis par deux agences américaines : la [NASA](#) (National Aeronautic and Space Agency) et la NGA (National Geospatial-Intelligence Agency) ex-NIMA. Ces données altimétriques ont été recueillies au cours d'une mission de 11 jours en février 2000 par la navette spatiale Endeavour (STS -99) à une altitude de 233 km en utilisant l'interférométrie radar.

Les *SRTM Water Body Data* sont des fichiers aux données vectorielles sous format shapefile. Elles bénéficient d'une précision d'une seconde d'arc (environ 30 m de côté sur le terrain) et sont géo-référencées par rapport au système WGS84/EGM 96 (World Geodetic System / Earth Gravitational Model 1996).

Nous avons par la suite retraité ces données dans le logiciel de Système d'Information Géographique XSCAN qui est une interface graphique développée pour le pré-traitement et de post-traitement des modèles d'océanographie T-UGOm et SYMPHONIE, distribués par ailleurs par le service SIROCCO (Simulation Réaliste de l'OCéan COtier, <http://sirocco.omp.obs-mip.fr>), et dont les fonctionnalités ont été étendues aux modèles respectant les standards COMODO. Pour plus de détails consulter la documentation sur le site <http://www.legos.obs-mip.fr/recherches/equipes/ecola/outils-produits/genesis>.

La figure 3.1 présente le modèle numérique de terrain de l'estuaire du Cameroun obtenu à partir des fichiers SWBD concatenés, de la ville de Douala et ses environs.

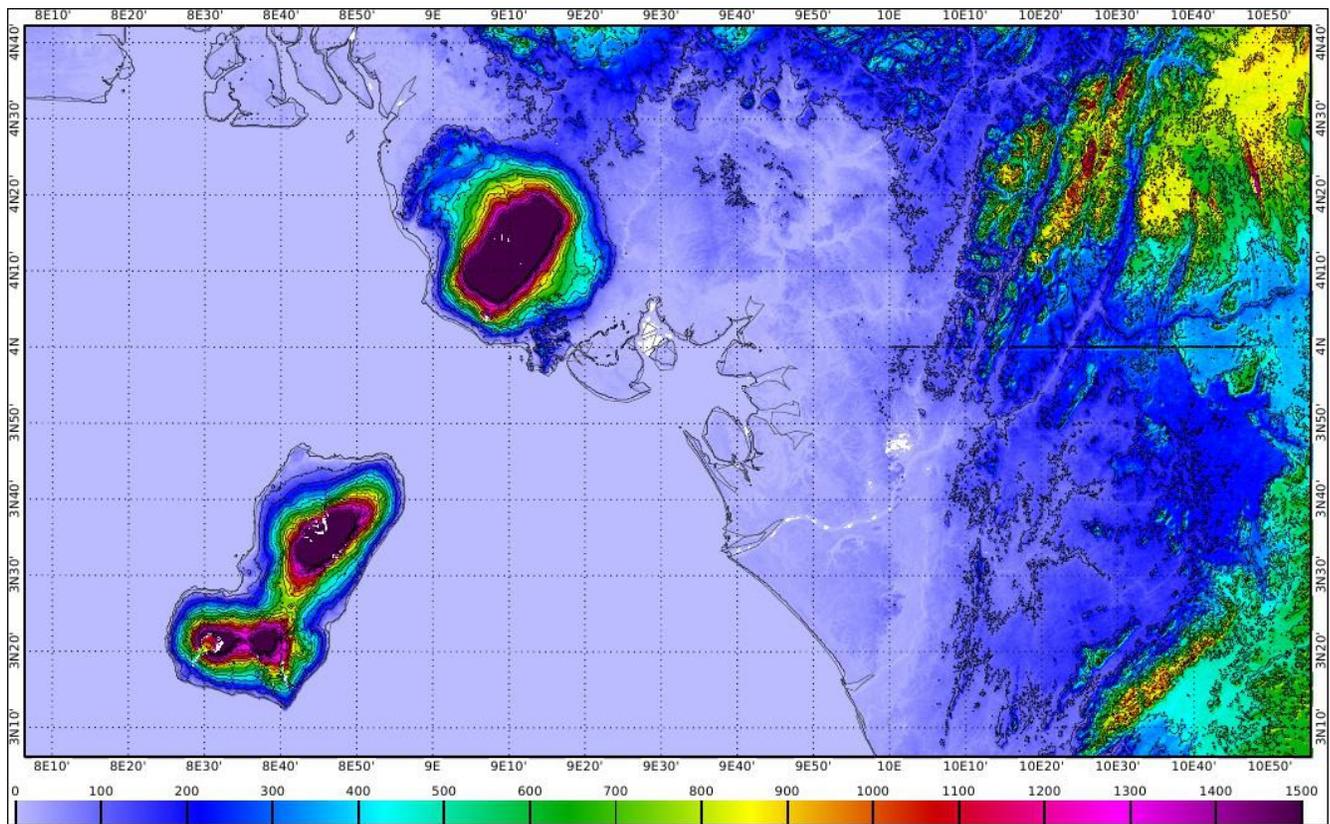


Figure 3.1 topographie en m de l'estuaire de Douala et ses environs, (source : données SWBD).

Les données SWBD contiennent un masque de trait de côte édité par la NGA. Ce trait de côte ne se prolonge pas dans les estuaires. Le trait de côte est l'un des paramètres qui varie beaucoup avec l'érosion et la sédimentation, mais son importance dans la qualité finale du modèle n'est plus à démontrer. Certains pays comme les USA font une mesure systématique du trait de côte assez précise à de petites échelles. Dans ce travail, n'ayant pas de données récentes pour l'estuaire du Cameroun, dans le prolongement des fleuves Dibamba, Wouri et Moungo, et surtout les îles de mangrove situés dans le bassin, nous avons utilisé des images google-earth, en récupérant plusieurs dalles qui ont une résolution variant entre 20 et 50 m. Nous les avons géo référencées dans le logiciel Xscan. Le fleuve Moungo au Nord Ouest de Douala arrive dans l'estuaire par un delta à mangrove. Son embouchure a été prise en compte dans le modèle mais nous ne sommes pas allés plus loin en amont dans le fleuve. Le trait de côte dans l'estuaire du Wouri au centre du domaine se prolonge jusqu'à la longitude 9°41'E et la latitude 4°09'N juste après le pont sur le Wouri à une soixantaine de km de l'embouchure. Dans la Dibamba qui se trouve à l'est du Wouri, nous sommes allés plus en amont, jusqu'aux chutes de Bonépoupa, où la marée ne se fait plus sentir (9°55'E et

4°06E). La circulation océanique impose qu'on tienne compte du fleuve Sanaga situé au sud-est du Wouri. Nous sommes remontés dans ce fleuve jusqu'à la longitude 10°E et la latitude 3°42'N. Les résultats de tous ces traitements liés à l'édition du trait de côte dans notre domaine d'étude sont présentés à la figure 3.2.

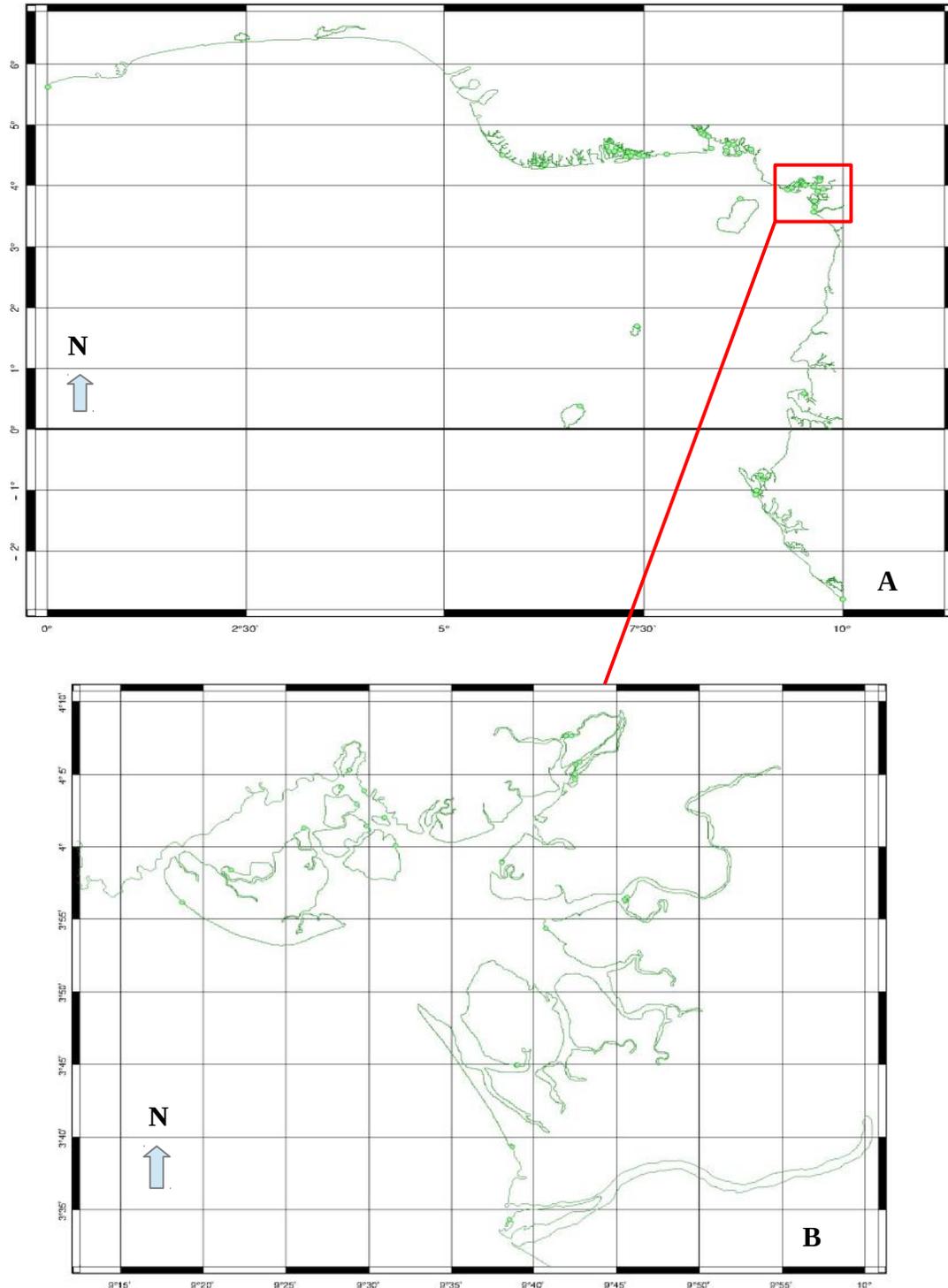


Figure 3.2 Trait de côte (A) du Golfe de Guinée, de la côte Ghanéenne à la côte Gabonaise (et

(B) de l'estuaire du Cameroun .

Comme nous l'avons signalé plus haut, l'estuaire du Cameroun est reconnu comme une zone de sédimentation très importante [Ngo et al., \(2002\)](#). Dans les travaux futurs pour améliorer ce trait de côte, nous calibrerons des zones tests avec les données de terrain.

3.2.2. La bathymétrie

La bathymétrie est une donnée essentielle du modèle. Après plusieurs tentatives sans succès d'obtention des données bathymétriques auprès de sociétés locales, surtout pour les zones peu profondes nous avons décidé de construire notre propre bathymétrie. Pour cela, nous avons travaillé avec trois jeux de données différents. Dans l'océan profond et sur le talus continental, nous avons utilisé la base de données GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans; [Monahan, 2008](#)) avec une résolution de 1.8km. Pour densifier les données sur les parties côtières et estuariennes, nous l'avons enrichie avec des cartes marines de la région et les données collectées pendant les campagnes de mesure *in situ* effectuées en janvier 2013. Ces données, fortement bruitées par la marée, et très faiblement par la houle, ont nécessité un traitement particulier que nous décrivons dans le paragraphe suivant. Cette campagne nous a permis aussi de détecter les bancs de sable à l'embouchure de l'estuaire de Cammeroun.

3.2.2.1 La campagne de sondage bathymétrique

Pour compléter les données manquantes surtout dans l'estuaire de la Dibamba, et dans certains bras du fleuve Wouri, nous avons réalisé une campagne de sondage bathymétrique en Janvier 2013 durant 03 jours avec un GPS Garmin 526s équipé d'un sondeur NMEA 2000 mono faisceau avec deux fréquences (50/200kHz). Nous avons utilisé les deux fréquences 200kHz, 50kHz qui permettent la mesure de l'épaisseur des sédiments.

Pour alimenter le GPS et la sonde NMEA 2000, nous nous sommes servis d'une batterie solaire 12V – 5A. La sonde a été immergée à 50cm sous le plan d'eau, et la profondeur minimale réglée à 1 m; le chargement de la barge a été optimisé pour diminuer le roulis.

Les coordonnées longitude, latitude, et les données de profondeur et de température sont enregistrées et le stockage se fait dans une carte SD. Les images des transects réalisés au cours des trois jours de terrain sont également présentées sur la figure 3.3.

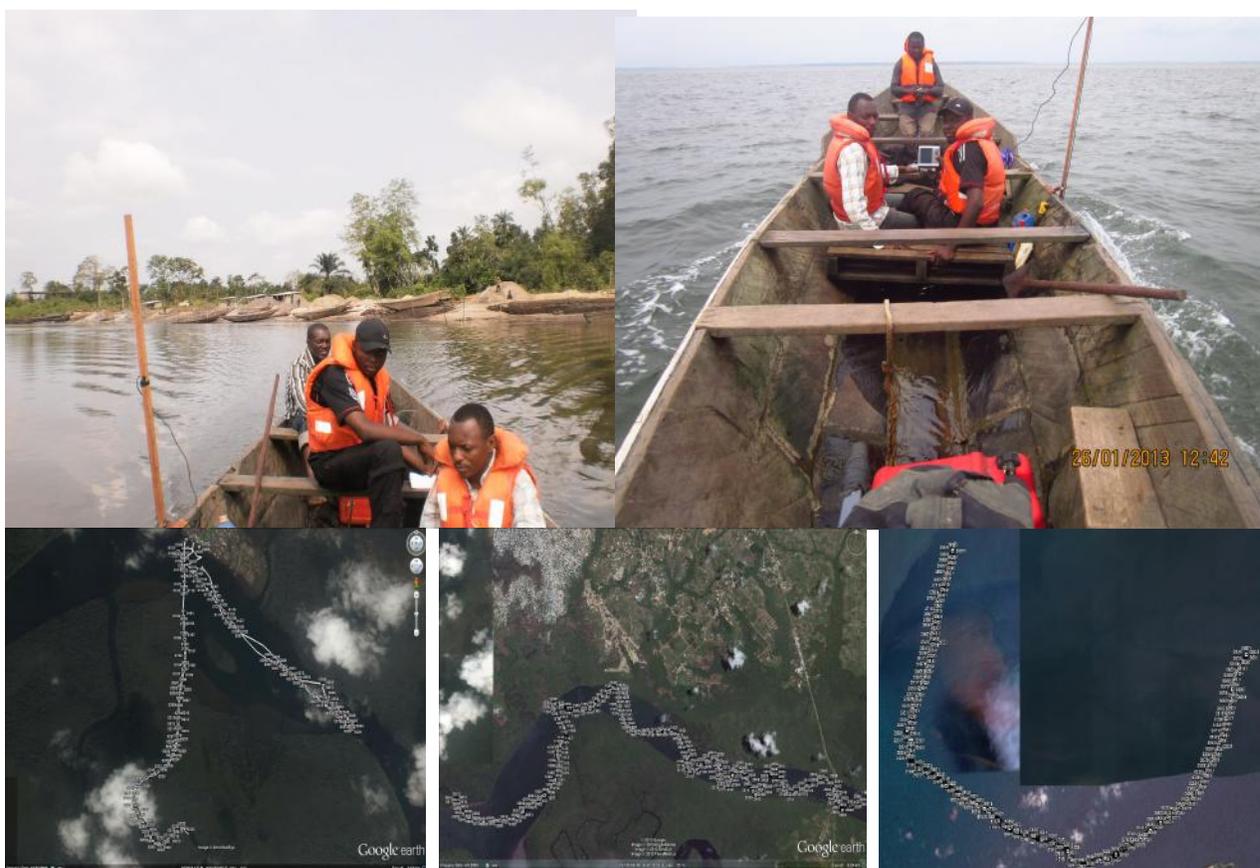


Figure 3.3. Sondage bathymétrique de Janvier 2013. Haut : photographies de l'embarcation et les membres de l'équipage. On aperçoit également sur la photo à gauche l'extraction de sable qui a un impact sur la bathymétrie. Bas : positions des zones sondées.

L'estuaire du Cameroun est convergent, et partiellement résonnant (Onguene et al , 2014b). Pour extraire la marée des données de sondage nous avons effectué une première simulation avec la bathymétrie GEBCO-08 pour obtenir des atlas de marée de l'estuaire puis nous avons corrigé les sondages avec ces atlas. Cette opération a permis de ramener notre bathymétrie au niveau moyen.

Pour densifier nos données de bathymétrie dans l'estuaire nous avons eu également recours aux cartes de navigation de la zone que nous avons numérisées au préalable.

La figure 3.4 montre les différentes données et leur source, plus toutes les combinaisons réalisées pour obtenir une bathymétrie acceptable. GEBCO_08 avec une résolution de 1.8km, a déjà été

exploité dans plusieurs configuration de ce type, (projet AMANDES) Lebars et al, 2009.

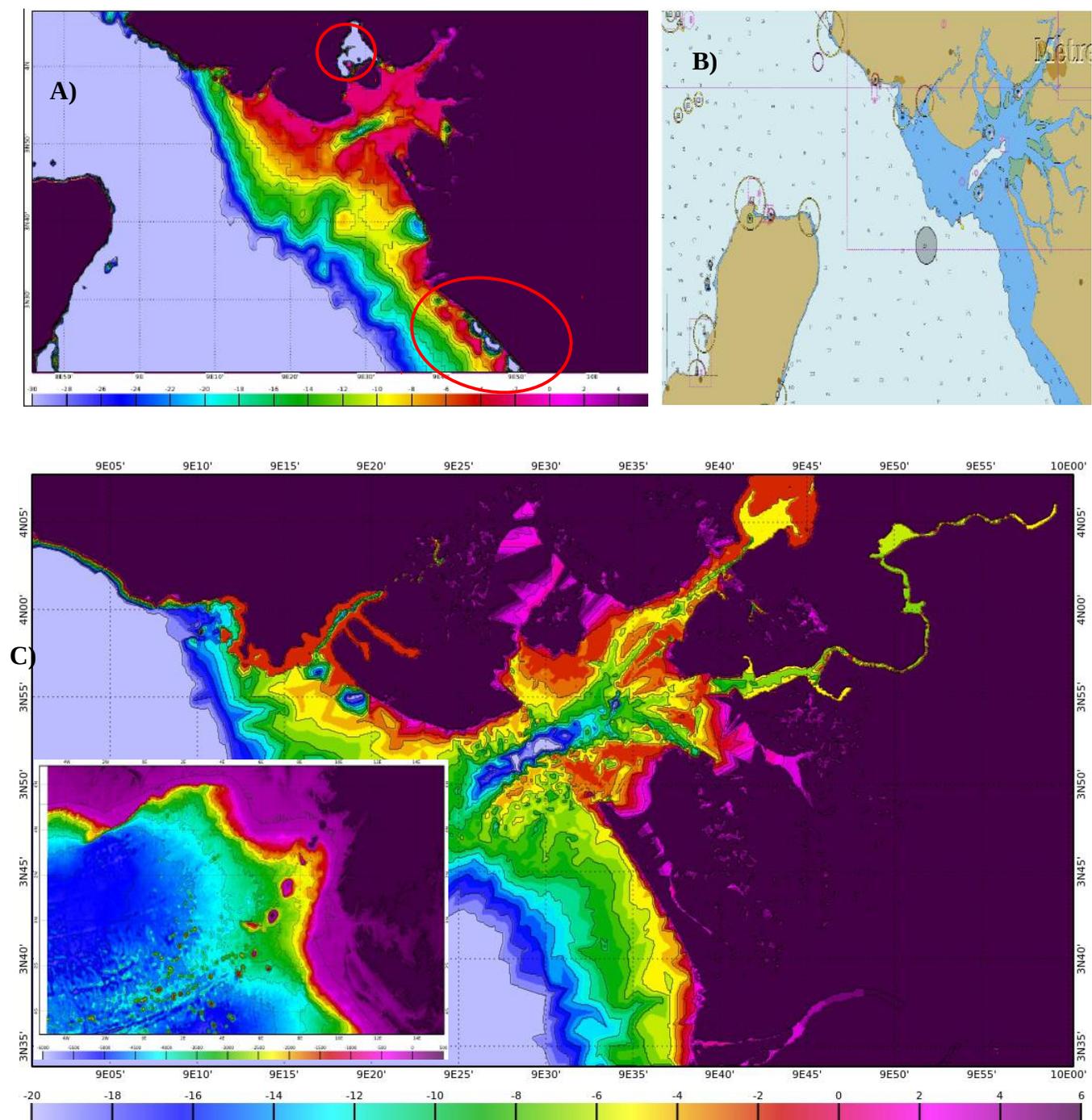


Figure 3.4 (A) La bathymétrie GEBCO-08 initiale ; les zones encerclées sont celles qui présentent des gros biais. (B) : carte de navigation libre CM93 de 2011. (C) : Bathymétrie reconstituée. Echelle en mètres.

3.2.3 Numérisation de la mangrove de l'Estuaire du Cameroun

Pour tenir compte de la mangrove dans le modèle de circulation Symphonie, nous avons créé un masque de végétation en 2D. Nous nous sommes servis du logiciel Xscan évoqué plus haut et des images Google-Earth pour créer les contours de la végétation. La grille utilisée est polaire, de même type que celles des rivières que nous allons détailler au chapitre 5. Elle garde la même résolution spatiale que la grille globale. La taille des plus petits pixels fait 250m x 250m. La densité de la végétation dans chaque pixel est représentée par un chiffre qui varie entre 1 et 9 ; les détails sur ce choix sont développés au chapitre 5. A cette résolution, les bras en eau de moins de 100m de large qui rentrent dans les mangroves ne sont pas pris en compte

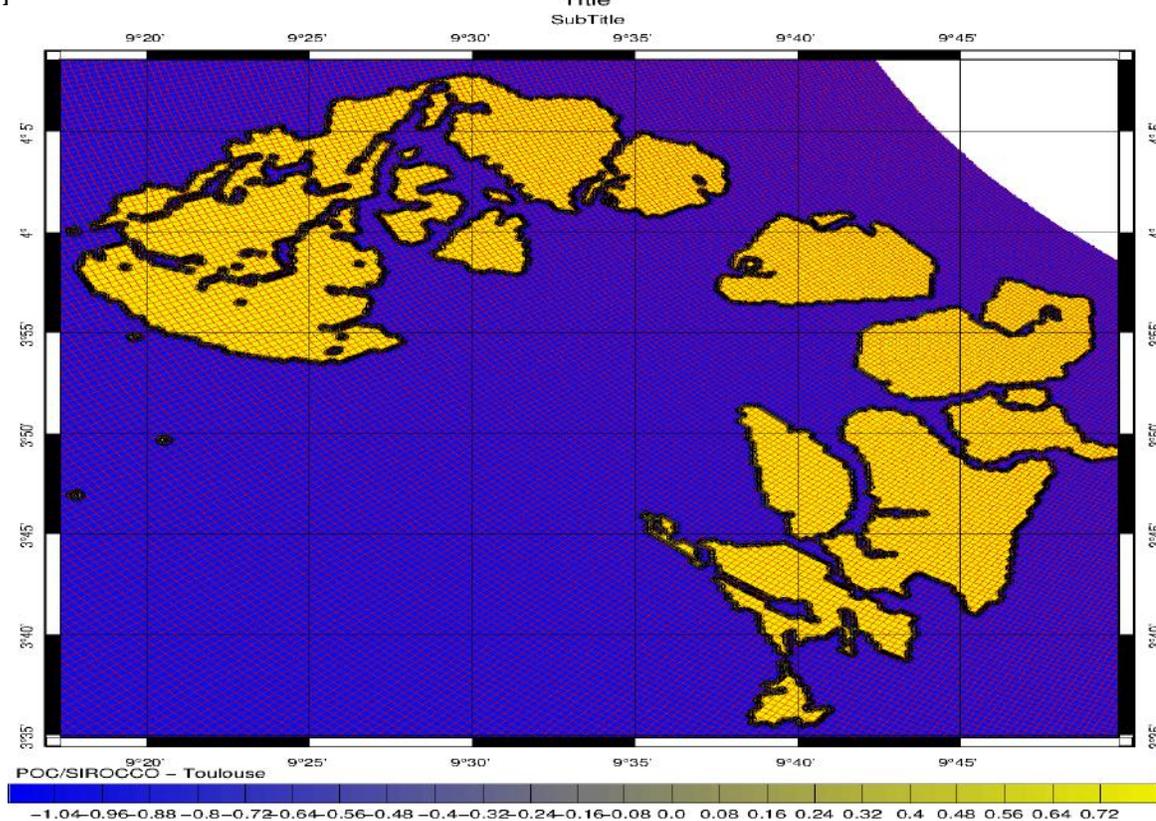


Figure 3.5 Mangrove de l'estuaire de Douala numérisée.

3.3. Mesures in situ de marée

Le début observations de la marée en France date de la fin du 17ème siècle. Au Cameroun, les observations du niveau de la mer on débuté en 1915 et en 1938, respectivement à Kribi et à Douala [Pouvreau \(2008\)](#).

Au Cameroun, l'hydrographie fait partie des services concédés par l'Etat à l'ex-Office National des

Ports du Cameroun, services qui dépendent encore du Port Autonome de Douala. A cet égard, l'hydrographie est régulièrement exécutée pour les besoins de la navigation maritime et des travaux de dragage. Cette activité est concentrée à plus de 90% au port de Douala en raison, d'une part de l'importance de ce port (96% du trafic du pays), et d'autre part de l'activité intense de dragage pour faire face au phénomène de sédimentation que connaissent généralement les ports d'estuaire.

3.3.1 Matériel et données in situ de la marée au Cameroun

Des marégraphes ont souvent été installés parfois pour les problèmes spécifiques et surtout de très courte durée. Les marégraphes utilisés au Cameroun sont de deux sortes : les marégraphes de surface et les marégraphes plongeurs. A la station de pompage de Japoma on a toujours utilisé un marégraphe à flotteur. En 1974, le tout premier a été installé par l'ORSTOM (Olivry et al, 1974). En 2000 Daniel BANDJI dans le cadre de sa thèse de doctorat, s'est intéressé à la marée de la Dibamba. Il a effectué quelques mois de mesure de la marée à Japoma ; pour plus de détail, se référer à Bandji et al. (2000). Les dernières observations de la marée à Japoma datent de 2007 ; ce sont celles que j'ai effectuées lors de mon stage de DEA (Onguene et al 2010). Le marégraphe qui a été utilisé à Japoma est un marégraphe à flotteur et les durées de fonctionnement n'ont pas dépassé 6 mois successifs. La station de pompage de Japoma est présentée à la figure 3.6

A Kribi, grâce à un projet avec l'UNESCO, le CERECOMA a installé un capteur de pression au port de Kribi, et les mesures ont été effectuées de novembre 2009 à Juin 2010 ; la figure 3.6 montre le matériel utilisé pour l'installation de ce marégraphe.

Les marégraphes les plus suivis au Cameroun restent ceux du Port Autonome de Douala, avec quatre stations (S.M.1, S.M.2, S.M.3, S.M.4) réparties le long de l'estuaire, définies comme suit : S.M.1 est la plus océanique des stations et se situe en aval du port au niveau la bouée d'atterrissage à 21 km de l'embouchure. S.M.2 également connue sous le nom de CAPCAM est située à 16 km de l'embouchure. S.M.3 encore appelé OLGA se situe à 9 km de l'embouchure. S.M.4 encore appelée DOUALA est située à 3 km de l'embouchure. De ces quatre stations nous n'avons pu avoir que des données marégraphiques de deux stations, CAPCAM (S.M.2) et DOUALA (S.M.4) présentées à la figure 3.6.

Au nord-ouest de l'estuaire de Douala, une station marégraphique radar a été installée en 2008. Elle est d'ailleurs la seule station faisant partie du réseau de marégraphes GLOSS (Global Observing Sea Level System) au Cameroun; depuis Juin 2010 elle n'est plus fonctionnelle.

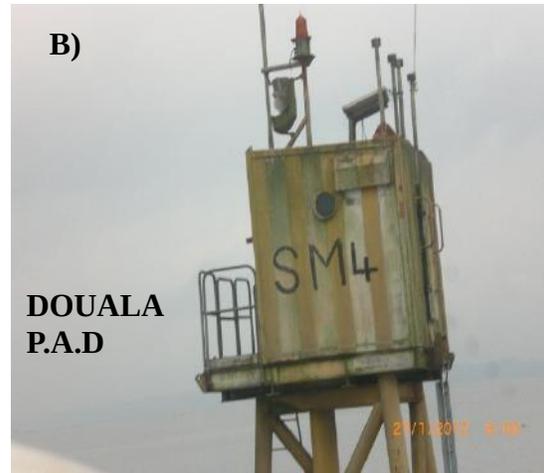
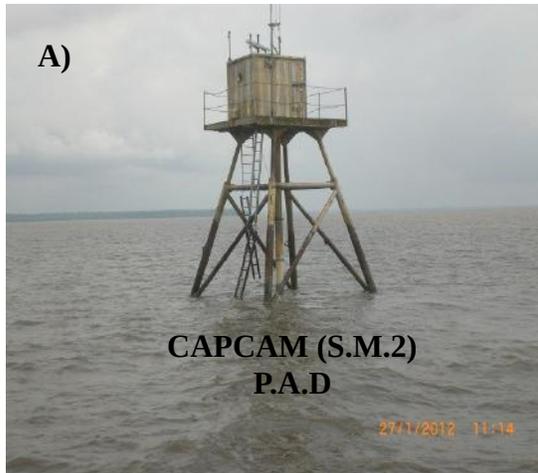


Figure 3.6 : Les installations de mesure du niveau de la mer au Cameroun : en (A) et (B) on a respectivement les stations n°2 et n°4 du chenal d'accès au port de Daouala ; en (C) et (D), on a l'installation du capteur de pression au bas d'une échelle dans le port de Kribi et la gaine en acier utilisée pour protéger le marégraphe de chocs et déplacements ; en (E) on voit sur la photo

du point de pompage de Japoma (Douala) le tube de tranquillisation qui est la seule relique du marégraphe.

La marée sur la côte camerounaise reste globalement méso tidale, et à dominance semi-diurne. On retrouve les marnages les plus importants, de l'ordre de 3m dans l'estuaire du Wouri (figure 3.7 (A)) et de la Dibamba (figure 3.7 (B)).

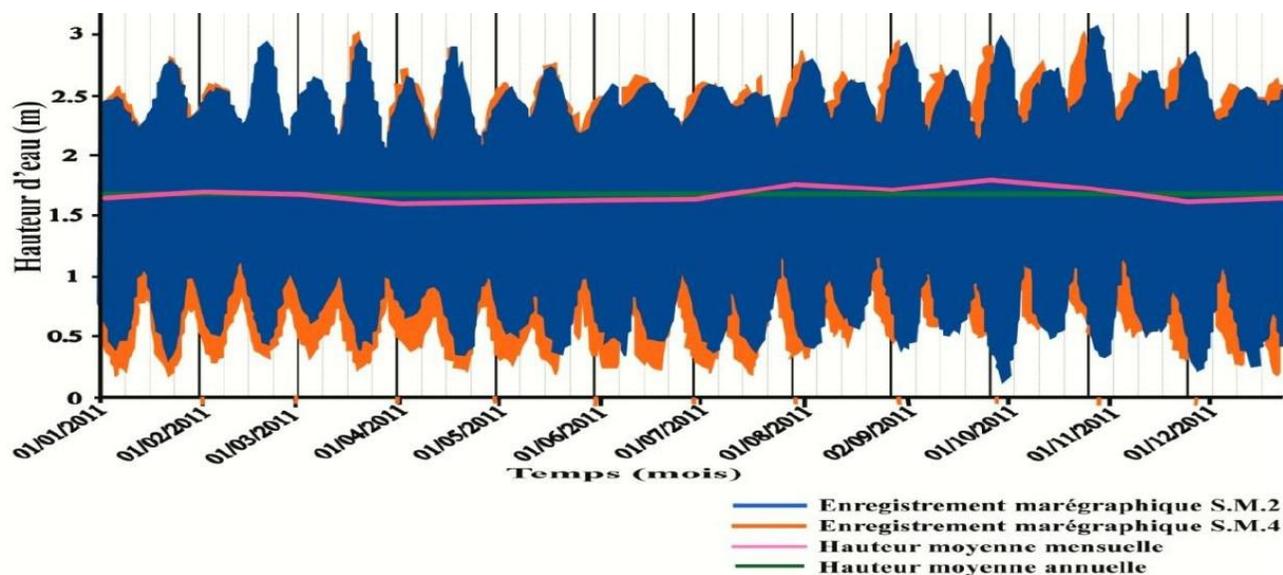


Figure 3.7. (A) Courbe de variation de la marée dans l'estuaire du Wouri aux stations S.M.2 et S.M.4 en 2011. (FOSSI et al. 2013)

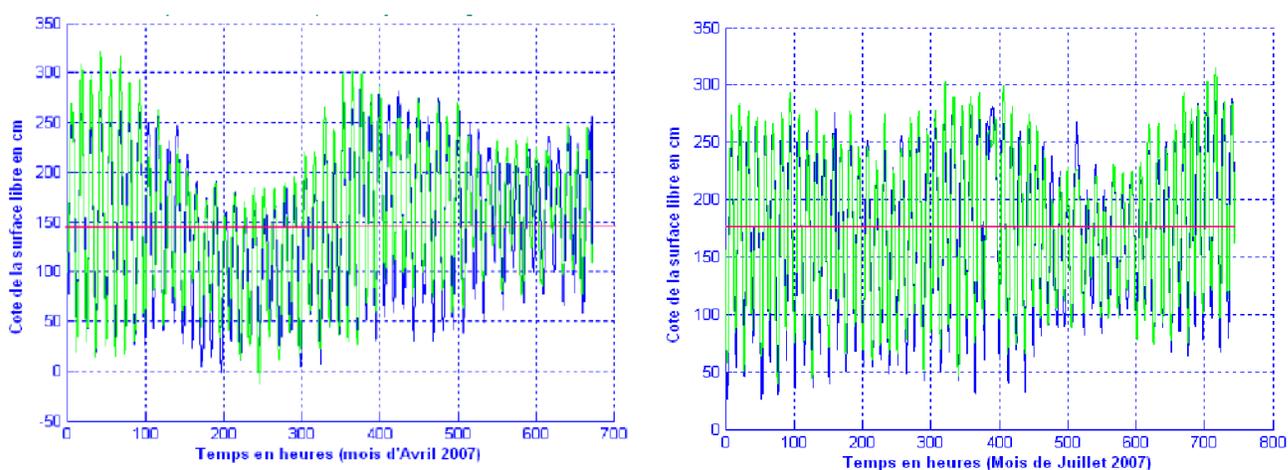


Figure 3.7 (B) : Courbe de marée en heure dans l'estuaire de la Dibamba à la station de Pompage Japoma. La courbe en bleu est la marée mesurée ; en rouge, la valeur moyenne; en vert, la marée simulée. (ONGUENE et al. 2010). Coordonnées 9.822E, 4.041N

Un examen très préliminaire sur les six premiers mois de données du marégraphe du port de Kribi permet de remarquer que, les amplitudes de marée à Kribi (moins que 2m de marnage) sont assez faibles comparé à Douala (figure 3.7 (C)).

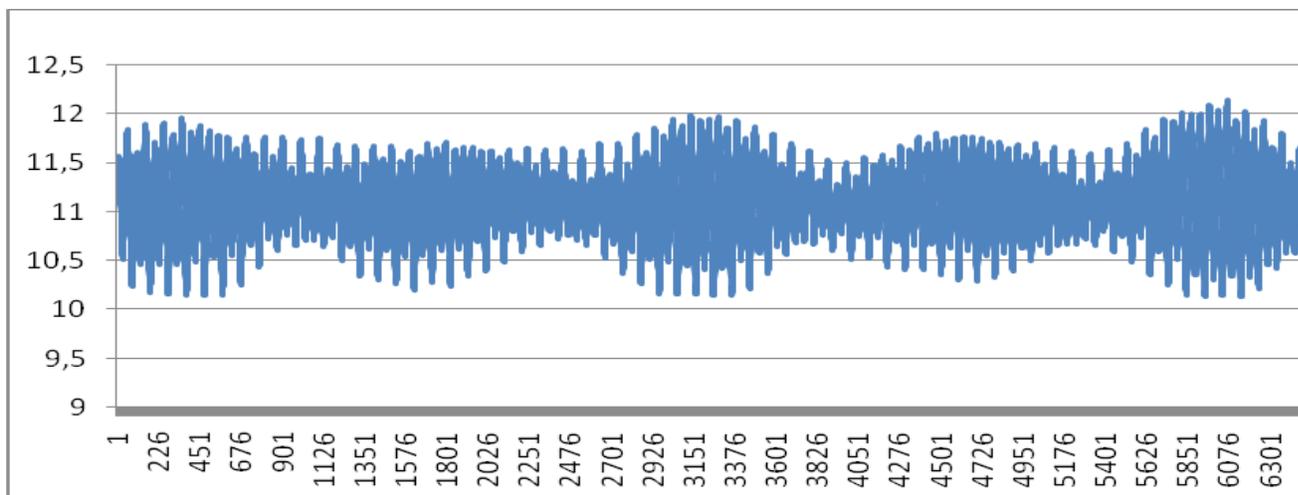
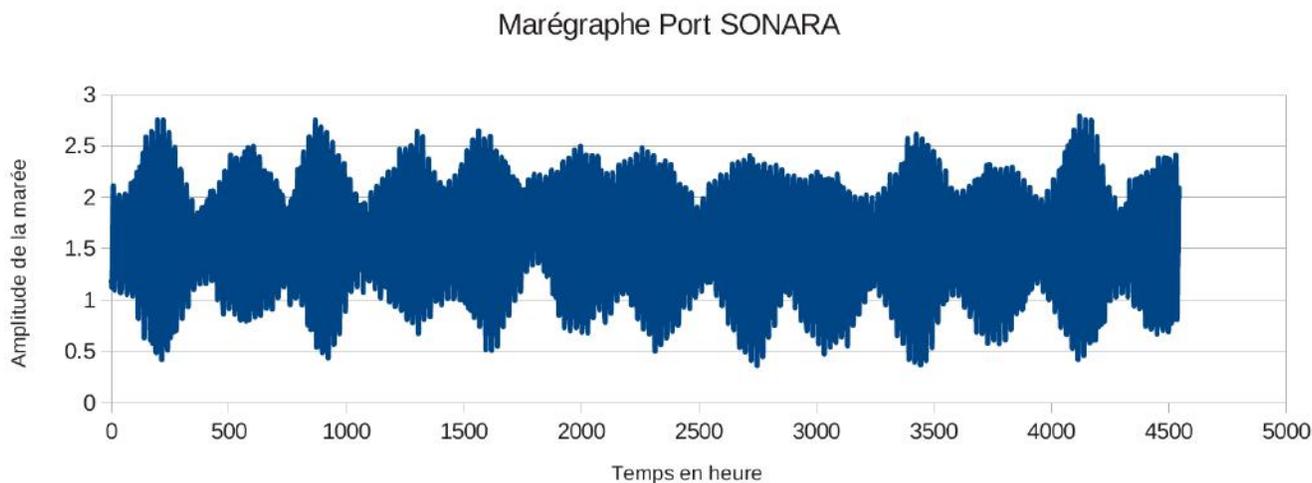


Figure 3.7 (C) : Données du marégraphe du port de pêche de Kribi (9.880E, 2.928N). Installé par le centre de recherche des écosystèmes Marins (CERECOMA). En abscisse on a le temps en heure (1=30/11/2009, 08h44 heure locale (07h44 GMT) ; 6337=01/06/2010, 20h01 heure locale (21h44 GMT)) ; ordonnée on a la hauteur de la colonne d'eau au dessus du capteur en m. (Amadou Zoua Roland et Joannès Berque 2010).

La marée à Limbé est semi-diurne avec un marnage très proche de celui de Douala voir figure 3.7 (D).

Figure 3.7 (D) : Données du marégraphe du Port de la SONARA à Limbé. Les mesures vont du



2010/09/01 au 2011/03/09. Les valeurs en abscisse représentent le temps GMT.

3.3.2 Le système d'observation GLOSS

Nous avons profité de cette thèse, pour produire un atlas de marée dans le Golfe de Guinée. Pour la validation de ces atlas, nous avons utilisé les marégraphes du réseau GLOSS qui est un système mondial d'observations du niveau de la mer (GLOSS), créé par la Commission océanographique intergouvernementale (COI) de l'Organisation des Nations Unies pour l'éducation, la science et la culture (UNESCO) en 1985. Dans le tableau 3.1 ci-dessous, nous avons repertorié les différents marégraphes GLOSS couvrant notre zone d'étude par pays, en indiquant également le nom du marégraphe, le code GLOSS de la station, et les coordonnées.

Pays	Nom de la station	Code	Longitude	Latitude
Togo	Lomé		1.283	6.133
Nigéria	Lagos	259	3.40725	6.42052
Cameroun	Port Sonara	350	9.125	4.005
Sao Tomé & Principe	Sao Tome	260	6.7366	0.34833

Le traitement des données marégraphiques font l'objet d'une publication scientifique acceptée sous le titre "Overview of tide characteristics in Cameroon coastal areas using recent observations", dans le journal Open journal of marine science et qui se trouve en ANNEXE 9.

3.4. La marée par altimétrie satellitaire

Depuis la décennie 1970, on mesure la variation de la surface de l'océan avec les satellites. Le principe est simple : l'altimètre de bord du satellite émet une onde radar et capte l'onde réfléchie, ce qui permet de déterminer la distance qui le sépare de la surface de l'océan.

Si le principe est simple, l'obtention de la SSH (Sea Surface Height) nécessite au moins une dizaine de corrections. Dans la plupart des données distribuées, on retire très souvent toutes les variations hautes fréquences au rang desquelles la marée.

Le CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère), du LEGOS traite des produits altimétriques, offrant notamment des données pour l'océanographie côtière, et plus précisément la marée. Le CTOH traite et distribue les constantes harmoniques de marée corrigées à partir des données de SLA le long des traces altimétriques à 1Hz. Les séries temporelles de SLA le long des traces sont issues de la chaîne de traitement X-TRACK sur les périodes des missions TOPEX-Poseidon, Jason-1 et Jason-2. La période de répétitivité de Topex-Poseidon et celle des satellites

Jason est de 9.916 jours pour une altitude de 1336 km, une inclinaison d'orbite de 66°, une intertrace à l'équateur de 315 km.

Les constantes de marée sont directement estimées à partir de l'analyse harmonique pour chaque série temporelle (i.e. chaque 6.2 kilomètres le long de la trace). Les produits de marée du CTOH contiennent, une variable d'amplitude (variable '*amplitude*'), phase lag (variable '*phase_lag*') pour chacune des soixante-quinze ondes, une variable pour le nom de l'onde. (Variable '*constituentname*'). Les points de mesure le long de la trace peuvent être considérés comme des marégraphes virtuels.

Dans cette étude, nous avons eu recours aux données fournies par les missions francoaméricaines Topex/Poseidon et Jason1 et Jason2 sur notre domaine (figure 3.8). Plusieurs travaux de recherche sont basés sur ces données ([voir ONGUENE et al 2014b](#) ; [Roblou et al., 2011](#) ; ; [Biol et al., 2010](#) ; [Lebars et al 2010](#)).

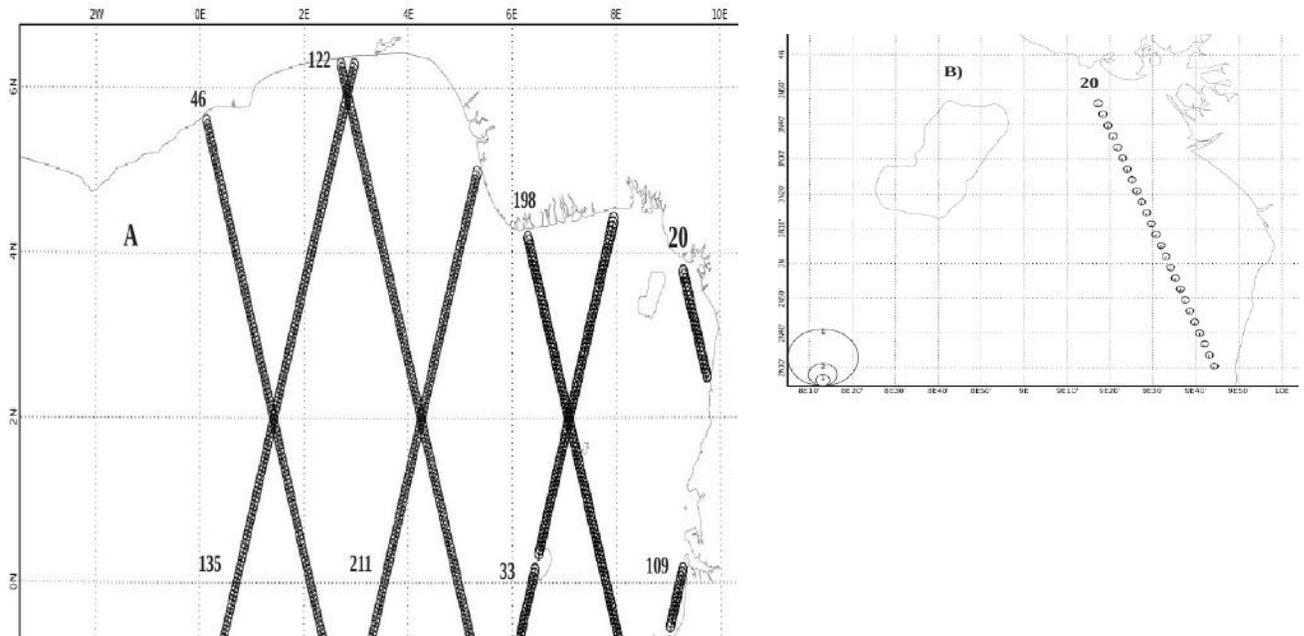


Figure 3.8 Couverture spatiale des traces Topex/Poseidon+Jason1+ Jason2 sur le Golfe de Guinée (A), zoom sur la trace 20 qui longe la côte Camerounaise (B) avec ses 25 points de mesure espacés de 6.2km.

3.5. Décomposition harmonique de la marée

La marée est un phénomène se prêtant très bien à la prédiction car bien que non périodique elle est constituée d'harmoniques. Tout le problème est donc de connaître précisément ces harmoniques. La

prédiction de la marée utilise la décomposition harmonique. C'est à Lord Kelvin que revient le mérite d'avoir développé cette méthode. En 1867, la *British Association for the Advancement of Science* mit en place un comité destiné à promouvoir l'amélioration et la généralisation de l'analyse harmonique des marées. Le rapport de ce comité fut rédigé par Kelvin et publié l'année suivante (voir [Tidal Observations Committee, 1868]). Quelques rapports complémentaires parurent sur ce sujet, mais la contribution la plus importante a été apportée par le rapport publié en 1883 par George Howard Darwin (1845 - 1912) où apparaissait un développement du potentiel générateur de la marée, qui a été universellement utilisé et qui a été longtemps à la base de tous les travaux sur les marées (voir [Darwin, 1883]). Connaissant l'amplitude et la phase des composantes de marée les plus importantes il est alors possible de reconstruire le signal de marée très précisément et à n'importe quel instant, passé ou futur. Ces paramètres nécessitent au préalable d'avoir une série temporelle de marée suffisamment longue pour pouvoir réaliser une analyse harmonique. En pratique il faut au moins une série de 6 mois avec les données in situ échantillonnées avec une période plus petite ou égale à 1 heure, alors qu'avec l'altimétrie il faut une période suffisamment longue à cause de l'aliasing.

Soit $\eta_j^{obs}(P)$ l'élévation (unité SI : m) mesurée au temps t_j (unité SI : s), composée de $n_{mes} \in \mathbb{N}^*$ mesures, $j \in [1, n_{mes}]$, $t_j \in \mathbb{R}^+$, $\eta_j^{obs} \in \mathbb{R}$. L'analyse harmonique consiste en un algorithme de type moindres carrés (voir Foreman et Neufled (1991); Godin (1972), thèse d'Ivane Pairaud), c'est à dire que l'on cherche à minimiser la fonction suivante :

$$J(P) = \sum \left(\eta_j^{obs}(P) - \eta(P, t_j) \right)^2 \quad (3.1)$$

Nous avons utilisé pour ce travail l'outil numérique "détidor" développé par F. Lyard et D. Allain au LEGOS pour faire l'analyse harmonique des séries temporelles issues des différents marégraphes présentés au paragraphe 3.1. Pour obtenir le spectre de la marée à partir de l'altimétrie, on utilise plutôt l'outil numérique "comodo-détitor" également développé par ce groupe au LEGOS.

3.6. Quelques données de circulation océanique

3.6.1. Les données de salinité observées en Afrique centrale

Il existe très peu de données d'observation de la salinité disponibles dans notre domaine d'étude. Le peu que l'on trouve provient des navires VOS (VOS, pour Voluntary Observing Ship). Dans le cadre du programme EGEE, volet océanographique d'AMMA, on dispose aussi dans la région

dépuis 2000 les flotteurs ARGO qui mesurent la température et la salinité en continu de la surface à 2000 mètres de profondeur. Ces flotteurs profileurs sont des instruments autonomes qui dérivent à une profondeur de 1000 m. Tous les 10 jours, une petite pompe leur permet de modifier leur flottabilité, de plonger à 2000 m et de remonter vers la surface en effectuant des mesures de température et de salinité. Arrivés en surface, les flotteurs transmettent, via des satellites, leurs enregistrements à un centre de données à terre (Figure 3.9). Celui-ci met en forme les données reçues, vérifie leur qualité puis les transmet à un centre de données global qui les met à disposition de l'ensemble des utilisateurs potentiels, le tout en moins de 24 heures.

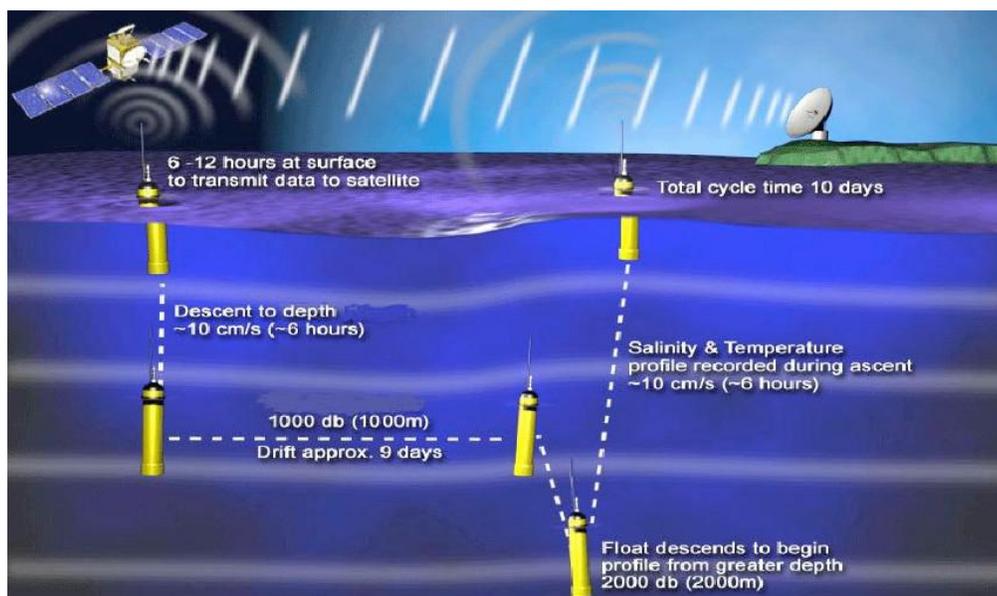


Figure 3.9. Fonctionnement d'un flotteur profileur

(http://www.argo.ucsd.edu/How_Argo_floats.html)

La couverture régulière des flotteurs ARGO dans l'Atlantique tropical, et plus précisément dans le Golfe de Guinée a été utilisée pour la validation de plusieurs modèles de salinité (Da-Allada et al 2013 ; Berger et al 2013.).

Le regroupement de l'ensemble des données disponibles est effectué au sein du service d'observations SSS du LEGOS/OMP en utilisant la méthode de Reverdin et al (2007). La base

actuelle se limite en 2013.

3.7. Conclusion partielle

Dans ce chapitre, nous présentés les différentes données exploitées dans cette thèse et leurs provenances. Pour les champs de forçage, il s'agit du trait de côte, de la bathymétrie, et la numérisation de la mangrove. Les données utilisées pour les comparaisons avec les simulations de notre étude sont essentiellement la marée in situ, et altimétrique, enfin les données de salinité disponibles. Dans les chapitres 5 et 6 qui suivent, nous allons nous intéresser à la modélisation proprement dite.

CHAPITRE 4 : Modélisation de la marée spectrale dans le Golfe de Guinée

4.1. Introduction

Dans le chapitre 3, nous avons édité le trait de côte et traité les données de bathymétrie. Pour confronter le modèle et les observations de marée, nous avons également présenté les données de marée in situ et satellite. Notre objectif dans ce chapitre est d'arriver à construire un modèle de marée spectrale dans le Golfe de Guinée que nous allons valider avec ces données

Les outils numériques qui accompagnent le modèle de marée T-UGOm (Toulouse Unstructured Grid Ocean model) sont en perpétuelle évolution, et développés par les ingénieurs et chercheurs du POC (Pôle Océan Couplage) de l'OMP (Observatoire du Midi-Pyrénées). T-UGOm utilise les langages de programmation C et C++, on trouve aussi des routines en Python. Le choix de T-UGOm réside dans le fait qu'il est conçu non seulement pour faire de la marée, mais qu'il prend aussi très bien en compte les débits des fleuves. Rappelons que l'un de nos objectifs est de comprendre et caractériser les mécanismes qui régissent l'accentuation de l'intrusion saline dans l'estuaire du Cameroun. En dehors des modèles globaux par exemple GOT4.7, FES2004, FES2012 (Lyard et al. 2006), nous ne connaissons pas de modèle de marée régional/local dans cette zone. Notre travail est donc beaucoup plus orienté vers l'implémentation de configurations réalistes régionale et locale dans l'estuaire.

T-UGOm est un modèle basé une grille non-structurée. La particularité de ce type de mailles est qu'elles peuvent être adaptées aux géométries complexes, et à diverses échelles, une même grille pouvant avoir une maille lâche dans certaines zones et devenir beaucoup plus fine dans d'autres. Cette capacité est particulièrement utile dans le cas de l'estuaire de Douala, où la configuration géographique est extrêmement complexe, avec plusieurs îles et îlots de mangrove.

De plus, cette zone présente de très faibles profondeurs : l'isobathe 20 m est pratiquement sur le talus continental. La géomorphologie de l'estuaire est aussi très particulière avec sa forme en entonnoir. A l'embouchure, l'estuaire fait pratiquement 28 km et se rétrécit jusqu'à quelques centaines de mètres sur moins de 50 km sur l'axe du port de Douala.

Bien que les profondeurs soient faibles, cette morphologie entraîne un effet venturi dont la résultante est un accroissement du courant de marée dans l'estuaire, ainsi responsable de l'amplification de la marée dans l'estuaire de Douala. On note aussi que les dimensions de l'estuaire du Cameroun permettent aux ondes quart diurne de résonner.

Nous avons commencé par implémenter la version spectrale de T-UGOm à l'échelle régionale. La sensibilité de la marée au frottement de fond est également diagnostiquée, et les résultats suggèrent que les valeurs du modèle qui sont le plus en accord avec les observations, sont obtenues pour les coefficients de frottement C_D compris entre 2.5×10^{-3} à 5×10^{-3} . Les résultats du modèle spectral de la marée sont dans un article en correction, et reproduit ici.

4.2. A realistic spectral model of the tides in the Gulf of Guinea and tidal investigation drivers in the Cameroon Estuary.

Cette section reproduit l'article ([ONGUENE et al., 2014](#)).

Résumé de l'article en français

Un modèle de propagation spectrale de marée avec une très haute résolution est réalisé dans le Golfe Guinée avec T-UGOm. L'élévation et les courants de surface sont calculés sur tout le domaine. Le rôle de la bathymétrie, de la convergence des et les fréquences de résonances dans la propagation du signal de marée sont investigués.

Le modèle est validé par les constantes harmoniques de marée obtenus le long des traces des missions altimétriques Topex/Poseidon, Jason-1 and Jason-2 (03/1993-03/2013). L'erreur complexe entre les observations altimétriques et le modèle montre 1 cm à l'ouest du bassin (côte béninoises et Ghanéenne, alors qu'à l'ouest (de la côte Nigérienne à la Gabonaise), on a une différence de 2 cm sur la composante M2 de la marée. Dans ces mêmes zones, les atlas globaux FES2004 et GOT4.7 présentent des gros biais, plus de 5cm. La comparaison du modèle avec les données GLOSS donne une erreur complexe de 1cm. On observe également des gros biais entre le modèle et les marégraphes dans l'estuaire (10 cm pour l'onde M2). Une investigation faite dans les données montre que les marégraphes du port changent constamment de référence horaire. Ce qui a pour effet la dé amplification de l'onde M2 au profit des ondes T2 et R2. On note également que l'estuaire du Cameroun n'est pas de résonant pour les ondes quart-diurne et semi-diurne, par contre la forte convergence des baies semble être le facteur prépondérant dans l'amplification de la marée.

A realistic spectral model of the tide in the Gulf of Guinea and tidal investigation drivers in the Cameroon Estuary.

**ONGUENE R.^{abd}, LYARD Florent^d, PEMHA Elkana^c, DU-PENHOAT Yves^a, ALLAIN Damien^a
NJEUGNA Ebénézer^e, Marsaleix Patrick^c, Duhaut Thomas^c.**

^aLEGOS/OMP UMR 5566 (CNES-CNRS-IRD-UPS), 14Av.Edouard Belin, F-31400 Toulouse-France

^bLaboratory of Applied Mechanics and Hydraulic, Faculty of Science-University of Yaounde I-Cameroon

^cLaboratoire d'Aérodynamique, CNRS and Toulouse University, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^dMulti-Disciplinary Climate Change Research Laboratory-University of Douala-Cameroon

^eMechanical Laboratory and Adapted Materials(ENSET-Douala-Cameroun)

Corresponding author; tel: +(237)99485936; email: raphael.onguene@legos.obs-mip.fr, ziongra@yahoo.fr

Abstract: Tidal wave propagation in the Gulf of Guinea (GG) with high resolution in the Cameroon Estuary (CE) has been modeled with Toulouse Unstructured Grid Ocean model (T-UGOm). Tidal currents and surface amplitudes are calculated. The role of bathymetry, funnel and resonance effects in the amplification of tide in the CE is investigated using the frequency variation method of the forcing wave with open ocean boundary conditions. The model is validated by the altimetric harmonic tide data of the Topex/Poseidon, Jason-1 and Jason-2 (1992-2012) satellites. The higher resolution triangular meshes help the complex differences (error) between the model and altimetric observation. The results show that, for M2 tide near the coast, the error from 10 cm using the global model drops down to 2 cm with our GG model. When compared to long time series tide-gauges data of the Global Sea Level Observing System (GLOSS), the M2 solution shows an error of 1 cm in coastal areas. But the solutions show greater differences (10cm for M2) with short time series tide-gauge data from Kribi or Douala-Japoma stations. Results show that the CE is not resonant for the semi-diurnal or the diurnal waves, and amplification of tide depends more on the funnel effect of the coast and the small depths.

Keywords: spectral model of tide, Gulf of Guinea, Cameroon Estuary, tidal amplification, Coastal altimetry

1-Introduction

Over the past 60 years (1950-2009) the mean sea-level in the Gulf of Guinea (GG) has increased by 0.18m (B. Meyssignac et al. 2012a). The prediction of future sea-level rise due to global warming range from 0.2 to 0.5m over the next 100 years (Church and White 2006; Bindoff et al. 2007; Rahmstorf 2007). The modification of current induced by this elevation can be probably neglected in deep estuaries. However, in shallow estuaries, this elevation can have devastating effects due to the dissipation of tidal energy, saline intrusion in fresh water or coastal erosion. In estuaries many factors influence tidal dynamics, the most important being bed morphological changes and external wave forcing. Moreover the length and shape of the bay can influence resonance. The capability to predict channel behavior is of great practical interest, for economic as well as environmental aspects of estuarine management (Hibma et al., 2003).

The Cameroon Estuary (CE) (9.15E – 10.15E and 3.35N – 5.00N) has three main arms with a cumulative watershed of 86820km² (Folack et al., 1999). These arms are composed by; in the south coast the Dibamba estuary, in the middle the Wouri estuary, and in the north west the Moungo estuary. The CE is a meso-tidal estuary with a maximum tidal range of 3 m. According to Olivry (1974b, 1986), tides in CE are semi-diurnal. In Dibamba River, tide spreads far more than 80km upstream and is very asymmetric. The Japoma water station built next to this river is more often out of use, especially in the dry season due to the intrusion of salt water. However, the river discharge highly influenced by the seasons is not negligible, average flow is about 1000 m³s⁻¹ (Angwe et al., 1997). J.C. Olivry (1974a), have showed that the minimum and maximum flows in CE are respectively 100 m³s⁻¹ and 3000 m³s⁻¹.

Observations done by L.C.H.F (1985) show for the Wouri Estuary, the difference of 25 km for the sea water intrusion between the dry and the wet season. The CE is a place of very high siltation. An estimation in the Wouri harbour channel alone is more than 2 million tons/year. This channel is

continuously dredged in dry or wet season. [Ngo Nlend Yem Mi et al., \(2002\)](#) showed that, to maintain the depth of the upper harbour channel (*25km long and 150m large*) at 6.5 meters, extraction of $4 \times 10^6 \text{ m}^3$ of sediment is required per year, although only $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ predicted ([L.C.H.F 1987](#)). These sediments are mainly sand and silt and their distribution depends on their physical properties, the tide hydrodynamics and river discharge ([L.C.H.F 1985, 1986, 1987](#)).

According to [Folack et al., \(1999\)](#), this zone is characterized by high rainfall (i.e. 4 meters/year in Douala and 11 meters/year in Debundscha near Mount Cameroon) and significant run-off. The banks are mostly covered with thick mangrove forest that covered 2700 km^2 in 1973 ([Valet G. 1973](#)). Swells oriented south-southwest originate mostly from the Benguela current ([Chaubert 1977](#)). The wind speed measured during a period of 10 years (1983-1993) ranged between 0.5 and 2 ms^{-1} and reached a maximum of 18 ms^{-1} . The main local wind driver is the West African Monsoon with a south-west prevalence ([Folack et al 1999](#)).

This zone is poorly documented in coastal studies. Many of the previous articles and reports cited above are based on very short period data series, and do not take into account physical aspects of hydrodynamic problems. Use of a tidal spectral model is a first step to improving knowledge of the hydrodynamics in this complex estuary. The model is extended to the Gulf of Guinea area so that it can be validated by the coastal altimetry harmonic tide data of satellite missions Topex/Poseidon, Jason-1 and Jason-2 (1992-2011). We also use the Global Sea Level Observing System (GLOSS) data and the local tide-gauge stations.

In section 2, an effort is made to provide high resolution meshes in estuaries with recent coastline data. We also present the T-UGOm numerical spectral 2DH model equations and justify our strategy of the modeling with bottom stress parameterization.

In section 3, we present and analyze the results. In section 4, we investigate the cause of the tidal amplification in Cameroon Estuary when the bathymetry and the drag coefficient are fixed.

Conclusions are give in section 5.

2. Methods and data

2.1. The hydrodynamic Model

The model used in this study (Toulouse Unstructured Grid Ocean model, [Lyard et al., 2006](#); [Carrère et al \(2003\)](#)) is a free surface, barotropic, non-linear and time-stepping model derived from MOG2D (2D Gravity Wave Model). It solves the continuity equation and momentum shallow water equation expressed as a single non-linear wave equation ([Lynch and Gray 1979](#)).

2.1.1. Unstructured triangular grid and bathymetry

The quest for accuracy and the appearance of unstructured grid have pushed researchers like [Chen et al., \(2003a\)](#); [Lyard et al., \(2006\)](#) to build high resolution tidal models in complex geometrical domains. The unstructured grid model, mostly use finite volume, or finite element methods have been developed over the past years to compute the tides in estuaries, continental shelves, and the regional basins. For example a three-dimensional (3D) primitive equation coastal ocean model (FVCOM) has been developed for the study of the coastal ocean and the estuarine circulation by [Chen et al., \(2003a, 2007\)](#). This tidal model is based on unstructured triangular grid, it has already been successfully used in coastal modeling (e.g; [Lyard et al., 2006](#); [Y. Le Bars et al., 2009](#); [L. Testut et al., 2012](#)), T-UGOm uses unstructured grids and a flexible architecture designed to accommodate a large variety of different types of discretization and numerical schemes. It has two major branches, one computes the numerical solution using a spectral method and the other one is using a time stepping method. In our case, we are using the spectral approach. The coastline used in this study is based on the limit of sea and land in the recent land elevation SRTM satellite data. The GG triangular grid is merged to the CE triangular grid (Fig.1) with very high resolution in order to achieve an acceptable compromise between the size of the domain modeling and the narrowness of the rivers. This helps to keep the higher resolution in the rivers and acceptable

computer cost. The largest edges are about 6 km long and the smallest ones are 1km long in the GG

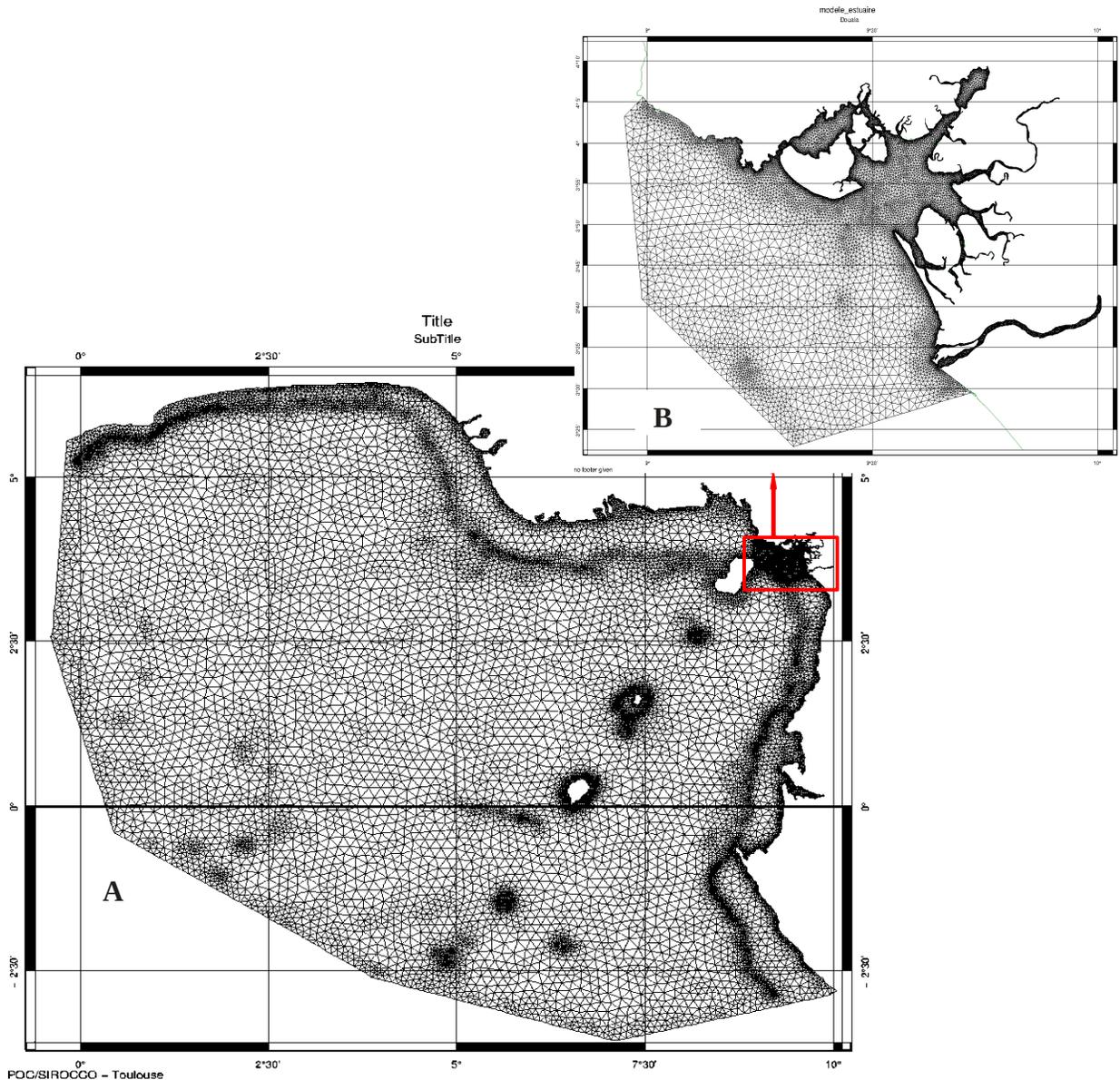


Fig. 1. : The finite elements mesh covering the Gulf of Guinea without Congo estuary (A), the Cameroon estuary mesh (B).

domain. The maximum refinement reduces the mesh to only 10m long in the CE.

Bathymetry data for the model has been obtained from the GEBCO_08 digital database in deep ocean and continental shelf (**Fig. 2 -A**). This bathymetry data has been successfully used in others tide models with TUGOm (Yvan Lebars et al., 2009). For rivers, The CM93 navigational charts

(2011) have been merged to the bathymetric sounding done in January 2013 to have an acceptable one (**Fig.2 -B**) for the Dibamba, Wouri, and Mungo estuaries. All these data are referenced from the WGS84 ellipsoid.

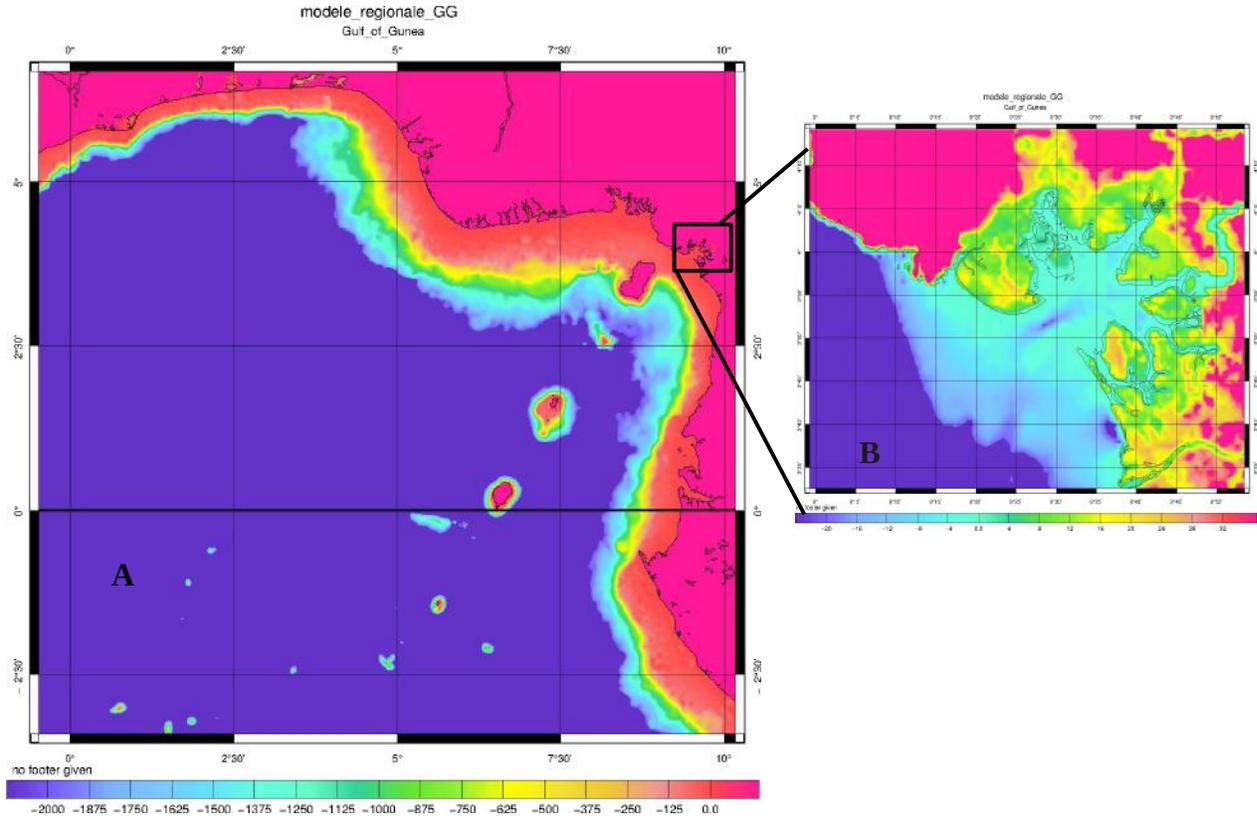


Fig. 2. The GEBCO_08 bathymetry in Gulf of Guinea in meters (**A**), the Cameroon Estuary bathymetry and land elevation in meters (**B**).
Note that the unit of the is m, land topography scale in the Gulf of Guinea domain and his islands is 0.

2.1.2 . TUGOm 2DH barotropic spectral equations

This subsection introduces the differential equations used in the TUGOm 2DH barotropic spectral equations, based on the CEFMO model of shallow water equations :

$$j\omega\alpha + \nabla \cdot hu = 0 \quad (1)$$

$$j\omega u + f \times \mathbf{u} = -g \nabla (\alpha + \delta) + g \nabla \Pi - Du \quad (2)$$

where $j^2 = -1$, ω is the tidal frequency in rad/s, δ is the ocean bottom radial displacement, α is the

ocean tide elevation, $\mathbf{\Pi}$ is the total tidal potential (i.e. astronomical plus loading/self-attraction potential), \mathbf{D} is the drag tensor, $\mathbf{f} = 2\Omega\mathbf{k}$ is the Earth rotation vector and \mathbf{g} is the gravitational acceleration. The boundary conditions are the classical zero-flux Neuman conditions on tidal currents along the rigid (or closed) boundaries $\partial\Omega_0$, and clamped (or Dirichlet) conditions on tidal elevations at the open ocean boundaries $\partial\Omega_0$.

The linear momentum equation (2) can be expressed in a matrix form :

$$Hu = M(\nabla\alpha - F) \quad (3)$$

$$\text{where } M = \frac{gH}{\Delta} \begin{bmatrix} iw+r & f-r' \\ -f-r'' & iw+r''' \end{bmatrix} \quad \text{and} \quad \Delta = \det \begin{bmatrix} iw+r & f-r' \\ -f-r'' & iw+r''' \end{bmatrix}$$

Substituting equation (3) into equation (2) yields to the spectral wave equation :

$$S[\alpha](x) = (1/k)(iw\alpha + \nabla \cdot M \nabla \alpha)(x) = (1/k)(F_\alpha + \nabla \cdot MF)(x) \quad (4)$$

Where k is a numerical normalization factor and F_α is zero for astronomical tides. The tidal equation is discretized over a triangular mesh and solved under the weak formulation. For any computational node n in the domain (except the open boundary nodes, where clamped conditions in elevation are applied), the weak formulation of the wave equation takes the form :

$$\langle S[\alpha], \beta_n \rangle = \int S[\alpha](x) \beta_n(x) ds = \int \Psi(x) \beta_n(x) ds \quad (5)$$

where β_n is the P2-Lagrange interpolation associated with node n (piecewise second order interpolation). Green's formula is used to transform the wave equation in the following manner :

$$\int (\nabla \cdot Hu) \beta_n ds = \int (\nabla \cdot \beta_n Hu - Hu \cdot \nabla \beta_n) ds = \oint \beta_n Hu \cdot n dl - \int Hu \cdot \nabla \beta_n ds \quad (6)$$

Finally, the discrete wave equation is solved in the following form :

$$\langle S[\alpha], \beta_n \rangle = \int (iw\alpha + \nabla \beta_n \cdot M \nabla \alpha)(x) ds = \int \nabla \beta_n \cdot MF(x) ds \quad (7)$$

The boundary integral vanishes under the rigid (zero-flux) boundary conditions. Once the tidal

elevation system is solved, the tidal currents can be deduced from equation (3). Explicit computations with equation (3) are ill-defined at finite element edges and vertices (cross-edge discontinuities coming from triangle dependant derivation) and therefore a weak formulation approach is in essence needed to solve for the tidal currents. For detail evaluations see [Le Provost et al., \(1998\)](#); [Lefebvre et al., \(2002\)](#) and [Lyard and al., \(2006\)](#).

2.2 . In situ tide dataset

In order to validate our results, at first, we compare our simulations with GLOSS observations. For the CE, we worked with the Douala harbor tide gauge, for the Wouri river and the Japoma water station tide gauge in the Dibamba river. The name and position of the in situ tide gauge station used to this study are summarized in Tab. 1. This stations can be regrouped in two categories; estuary's stations and non-estuary's stations.

Table 1 : the tidal gauge location on the study area

Name of the station/source		Position
Japoma Water Station/old SNEC	(DR)	9.822E - 4.041N
Kribi/ CERECOMA	(KC)	9.880E - 2.928N
Lagos/GLOSS	(LN)	3.412E - 6.423N
Lomé /GLOSS	(LT)	1.283E - 6.133N
Sonara habor/ GLOSS	(PS)	9.133E - 4.217N
Sao Tome/GLOSS	(ST)	6.733E - 0.348N
Wouri/Douala harbor	(WD)	9.667E - 4.050N

Fig. 3., the amplitude of the eight main harmonics are represented for each station. For A,B,E and G stations, the spectrum shows typical semi-diurnal and diurnal waves (M2, S2, N2,K2, K1, O1 and P1). Moreover in the stations A and E we can noticed the presence of M4 explained by abrupt topography such as continental slopes and western boundaries [Bessières et al., \(2008\)](#). For estuarine stations C, D and F, the spectrum presents more non linear harmonics. This fact can be explained by non linear term in advection due to the shallow water and increase of the bottom friction near coast and estuaries and mass conservation [Lyard et al \(2006\)](#).

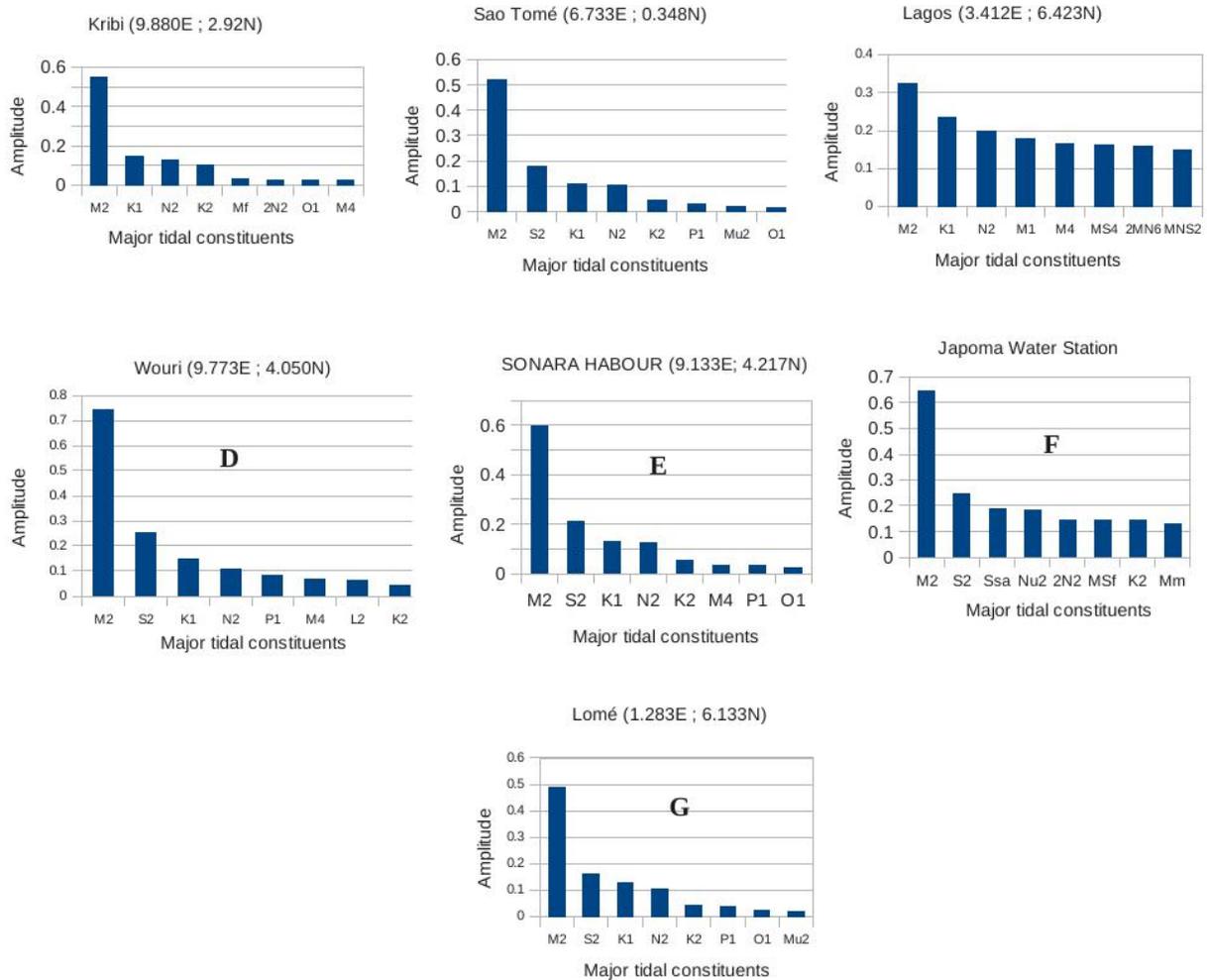


Fig. 3. The eight major tidal harmonics for gauge station in domain under study. Stations B,C,E and G are for the Global Sea Level Observing System (GLOSS); stations A, D,F are local tide gauge. (M2 is the principal lunar semidiurnal constituent, S2 the principal solar semidiurnal constituent, N2 the larger lunar elliptic semidiurnal constituent, K2 the lunisolar semidiurnal constituent, L2 the smaller lunar elliptic semidiurnal constituent, M4 the shallow water overtides of principal lunar constituent, K1, O1 and P1 are the solar diurnal constituents, Mu2 the variational constituent, Ssa the solar semiannual constituent, Mf the lunisolar fortnightly constituent, MS4 the the shallow water quarter diurnal constituent, Nu2 the larger lunar evectional constituent)

2.3 . The altimetric satellite tide dataset

The satellite altimetric mission, such as TOPEX/Poseidon, Jason-1 and Jason-2 missions, have

already been used in the coastal area and estuaries. Some examples are [Foreman et al., \(1998\)](#); [Han et al., \(2002\)](#); [Cherniawshy et al., \(2004\)](#); [Vignudelli et al., \(2005\)](#); [Lebedev et al., \(2008\)](#); [R.D.Ray et al., \(2011\)](#); [Testut et al., \(2012\)](#). To evaluate the complex difference between the model with the altimetric satellite data, we have selected the tracks numbered 020, 033, 046, 109, 122, 198 and 211 of the Topex/Poseidon, Jason-1, Jason-2 that cross the Gulf of Guinea and Cameroon estuary. Data used cover the period from 1992/11/02 to 2011/05/30. Fig. 4, the positions of the tracks in the modeling domain are represented.

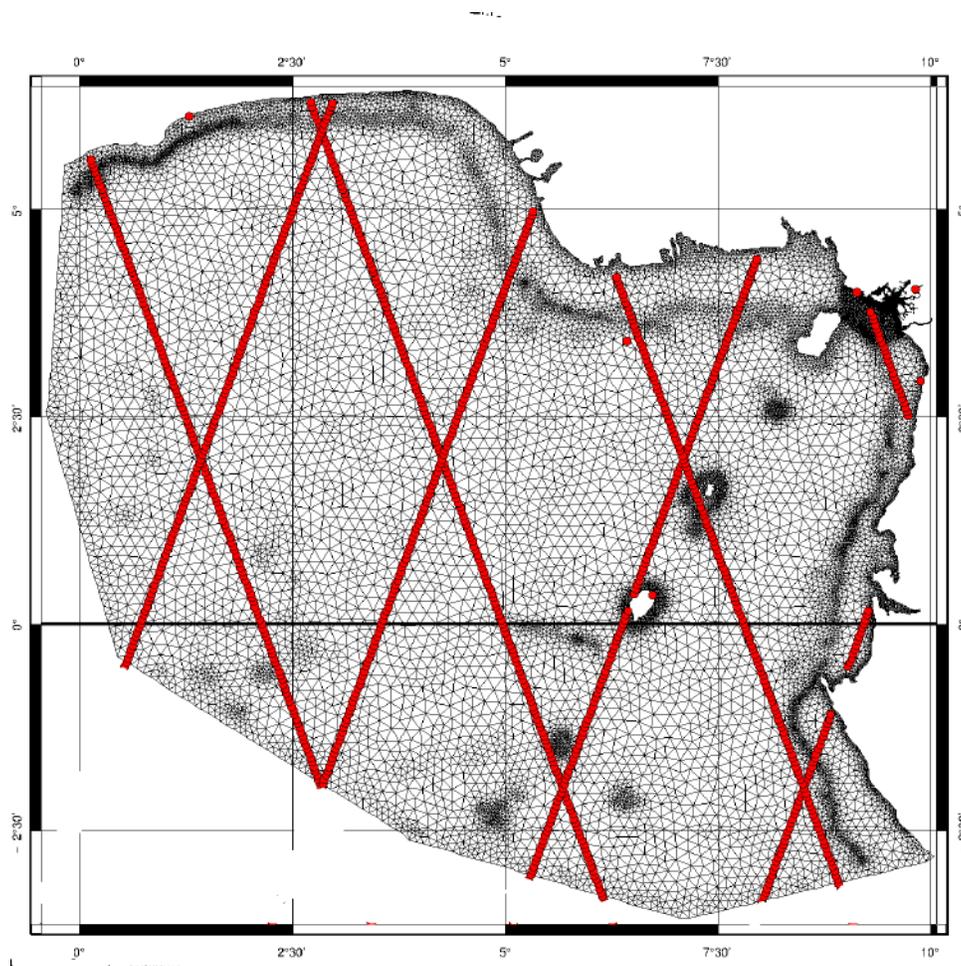


Fig. 4. The red line are the spatial distribution of the Topex/Poseidon, Jason-1 and Jason-2 tracks (each red circle in the line represents satellite measuring point), an isolated red circle represents the tidal gauge position.

[distributes tidal constants originated from along-track 1Hz sea level anomaly \(SLA\) products. For more details see in http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastal-products/coastal-products-1/tidal-constants.](http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastal-products/coastal-products-1/tidal-constants)

2.4. Bottom friction parameterization of the model

A realistic tide model depends on a good parameterization of the bottom friction. The modeling domain covers deep ocean and estuaries. [Gabioux et al., \(2005\)](#) shows that the drag coefficient and its variation due to the sediment patches have a great influence on the tide propagation. According to [Fontes et al., \(2008\)](#), its influence is of the same order as that for the bathymetry. In general, the deep ocean is modeled with the hydrodynamic approach, based on Chézy's formula and using the empirically determined Chézy's coefficient C . In rivers, the hydraulic approach is mostly used, based on Manning's formula, using the empirically determined Gauckler–Manning coefficient n . Anyway, these two approaches are equivalent according to [Dronkers, \(1964\)](#) :

$$C = \frac{R_h^{1/6}}{n},$$

where R_h is the hydraulic radius. Both n and C are to be empirically determined, and determining the hydraulic radius can be really complicated in our application. Therefore, as T-UGOm is a hydrodynamic model, we have kept the Chézy's formulation over all the modeled area.

2.4.1 Shear stress

Under Newtonian hypothesis and in viscous flow, the vertical shearing contribution force F_s may be expressed by [Dronkers, \(1964\)](#) :

$$F_s = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) \tag{8}$$

where μ is the dynamic viscosity of the fluid, and u is the Eulerian profile of the fluid speed. This momentum is derived from the shear stress τ :

$$\tau = \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (9)$$

In barotropic 2D case, we are interested in the mean vertical momentum diffusion \overline{F}_s

$$\overline{F}_s = \frac{\rho}{H} \int_0^H \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) dz = \frac{1}{H} (\tau_s - \tau_b) \quad (10)$$

where ρ is the fluid density, τ_s the surface stress, and τ_b the bottom stress. Surface stress is mainly caused by wind and surface pressure forcing. This stress is not relevant in the present study. Then we chiefly present the parameterization of the bottom stress used in T-UGOm.

2.4.2. Turbulent parameterization

According to [Hall et al. \(1997\)](#), in turbulent mode, bottom stress τ_b is parameterized as follows:

$$\tau_b = \rho u_{star} ||u_{star}|| \quad (11)$$

where ρ is the water density and u_{star} is the so-called frictional velocity. In the barotropic model, the speed is integrated over the whole water height. As a consequence, we only know the averaged-depth velocity \bar{u} , defined as :

$$\bar{u} = \frac{1}{H} \int_0^H u(z) dz \quad (12)$$

In order to link the Eulerian profile of speed and the frictional velocity, one uses a dimensionless correcting drag coefficient C_D formulated as :

$$u_{star} = C_D^{1/2} \bar{u} \quad (13)$$

In barotropic models, u is constant along the vertical axis \bar{u} . This leads to:

$$\tau_b = \rho C_D ||\bar{u}|| \bar{u} \quad (14)$$

According to [Dronkers \(1964\)](#), Chézy's coefficient C and drag coefficient C_D are related by:

$$C_D = \frac{g}{C^2} .$$

Sannino et al. (2004) simulated the semi-diurnal tidal exchange through the strait of Gibraltar, where the bottom friction coefficient was calculated by combining the velocity profile with the logarithmic law of the wall:

$$C_D = \max \left[2.5 \times 10^{-3}; k^2 \ln \frac{\Delta z_b}{z_0} \right] \quad (15)$$

where k , z_0 , and Δz_b are the Von Karman constant, the length roughness, and the distance from the bottom to the deepest velocity grid point, respectively. For the global model C_D is often considered as a constant, generally 2.5×10^{-3} . However, in shallow water, where the flow mostly depends on the bottom friction, it can yield inaccurate results. This study does not evaluate drag coefficient C_D , instead of, four sensitivity tests have been done with $C_D = \{10^{-3}, 2.5 \times 10^{-3}, 5 \times 10^{-3}, 10^{-2}\}$ to choose the best calibration to apply in the rest of the study.

3 Results

3.1. Sensitivity of the bottom friction row and tide elevation to the drag coefficient

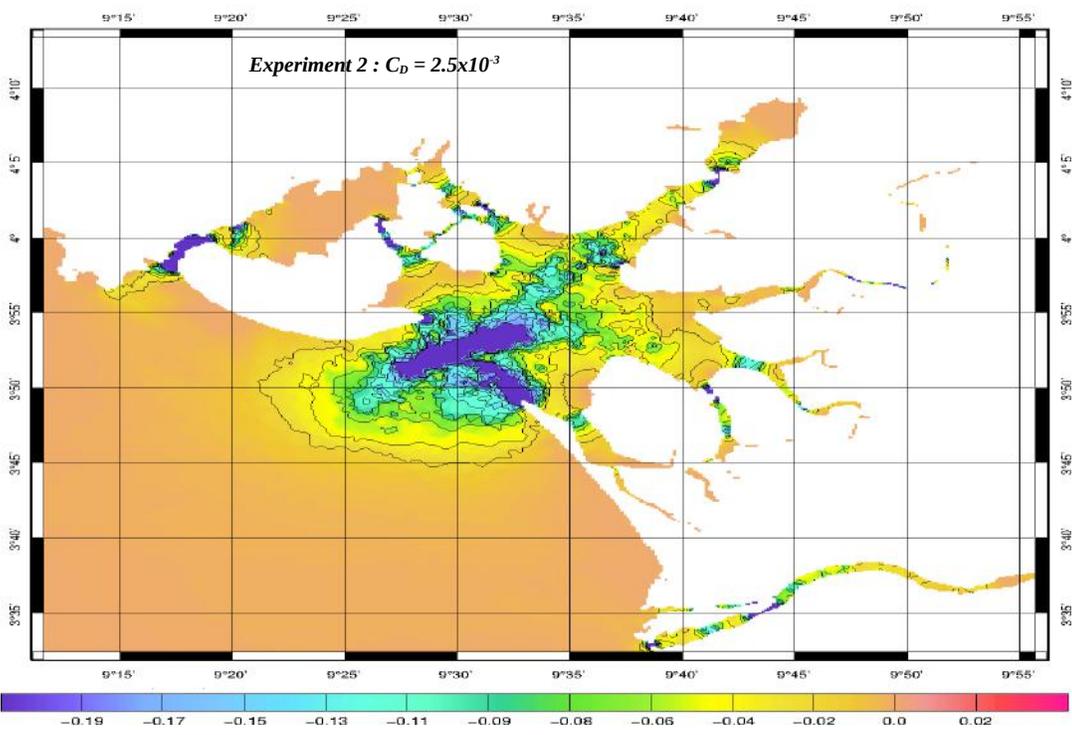
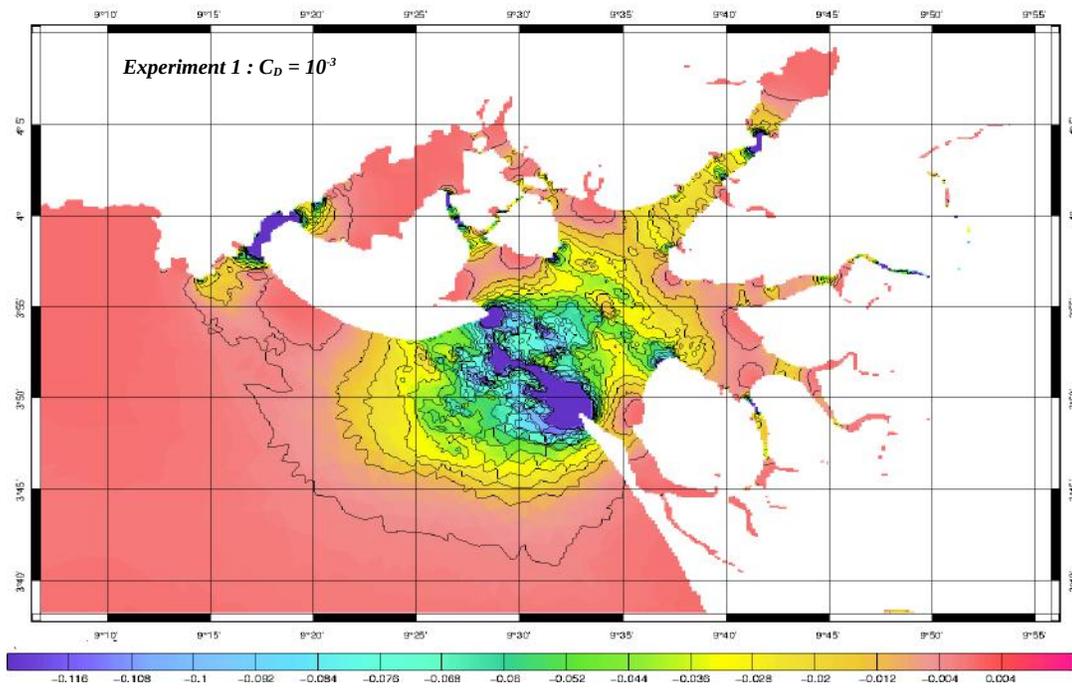
Results show the great dependance of the bottom friction RoW (rate of work) on the drag coefficient in the CE (Fig.5). Influence of the C_D becomes visible from the continental slope. Especially at the Wouri mouth the higher bottom friction RoW is obtained with drag coefficient 2.5×10^{-3} .

The validation of the model with the altimetric data have lead us to do the better choice of the drag coefficient. The overall root mean square (rms) error in complex difference between the model and altimetric data is formulated in equation (16) and caculated along the tracks of the satellites. A_{obs} is the observed amplitude, ρ_{obs} is the observed phase with the altimetry and A_{mod} and ρ_{mod} are respectively the modeled amplitude and phase.

$$\Delta z = A_{obs} \exp(j\rho_{obs}) - A_{mod} \exp(j\rho_{mod}) \quad (16)$$

Theses differences are represented by red circles for different drag coefficients. The background

shows the amplitude of the M2 tide from the model (Fig.6). For these four experiences, the value 2.5×10^{-3} appears clearly like that which minimizes errors between model and altimetric tide in



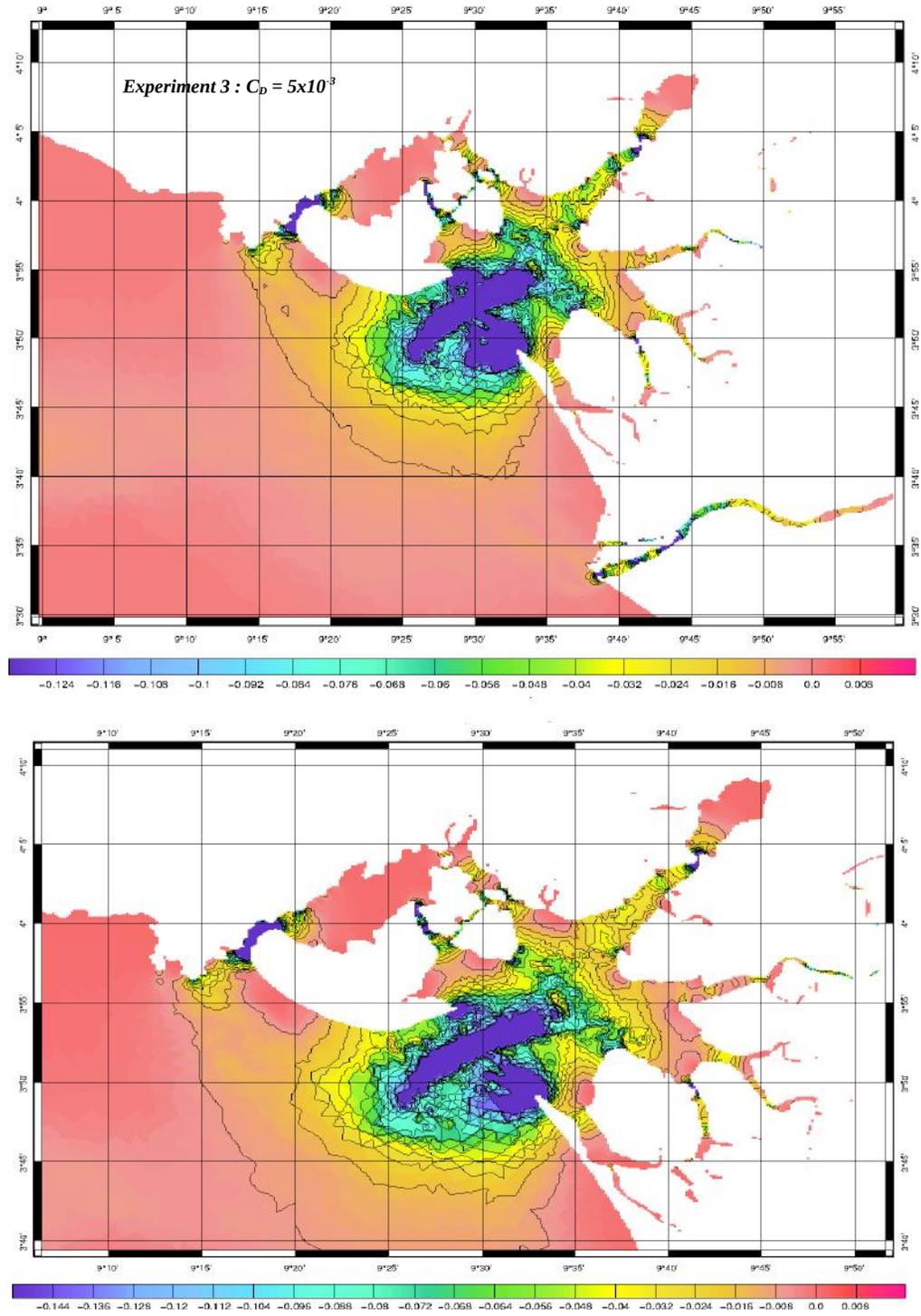


Fig. 5. Bottom friction row in (W/m^2) with different values of C_D .

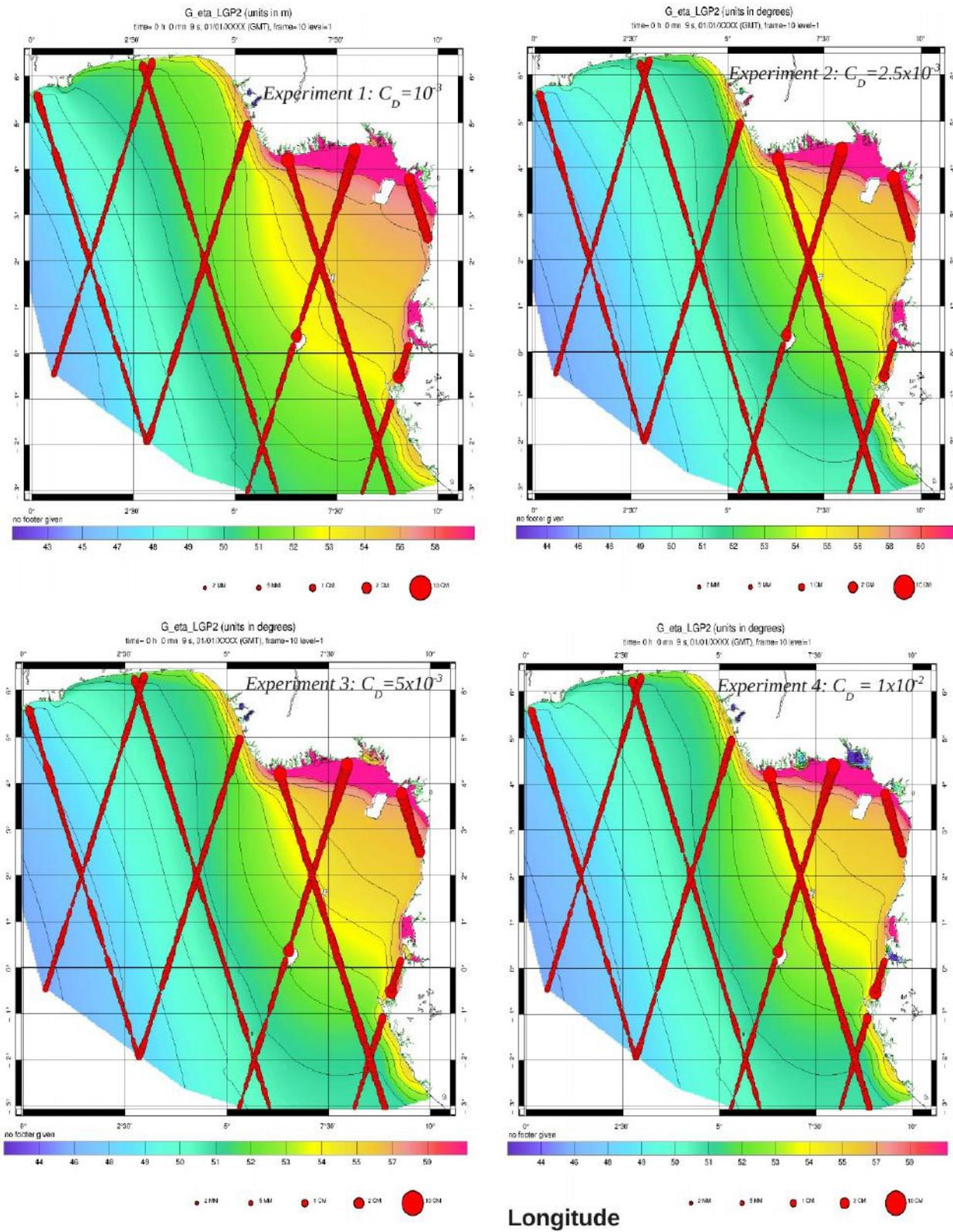


Fig. 6. The red circle are the complex differences (error) between the model and altimetric observations with different values of the drag coefficient (C_D), the background shows the M2 solution in m of the model.

open ocean and at the coast.

M2 tide increases from the ocean to the coast. The amplitude of the tide is higher at the east coast than at the north west coast. At the north west coast errors in M2 tide are smaller than the east coast. These differences can be explained by the presence of many estuaries on this coast (Nigeria, Cameroon, Gabon, Congo), with higher rivers discharge. The same altimetric data have been compared with the global ocean tide atlas FES2004 and GOT4.7 in the coastal zone and results show big errors between the models and data (over 10cm) in the same area. For details see CTOH web site (<http://www.legos.obs-mip.fr/en/observations/ctoh/>).

Table 2 : Comparison between the model and in situ data for the amplitude and phase lag of the majors semi-diurnal and diurnal components.

	M2(o/m)					S2(o/m)					N2(o/m)				
	A(cm)	G(deg)	dA	dG	dE	A(cm)	G(deg)	dA	dG	dE	A(cm)	G(deg)	dA	dG	dE
DR	65/76	172/187	11	15	21.2	25/26	216/245	1.5	29	12.7	7/13	249/206	6.4	-43	9.6
WH	75/72	138/148	-2.6	10	13.6	25/28	175/196	2.6	21	9.9	11/15	132/156	3.8	24	6.6
KC	55/56	132/98	0.81	-34	33						13/14	132/95	1.5	-37	8.8
LN	33/53	88/99	21	11	22.2						20/14	136/94	-6	-42	13.3
LT	49/50	103/105	0.83	1	1.3	16/24	134/132	7.9	-2	7.9	11/14	98/96	3.4	-3	3.5
PS	60/61	99/99	1.7	0	1.8	21/28	129/135	6.7	5	7.1	13/16	94/96	2.7	2	2.7
ST	52/53	95/96	0.76	1	1	18/23	124/131	5.2	6	5.7	11/13	90/94	2.5	4	2.6

	K1(o/m)					O1(o/m)				
	A(cm)	G(deg)	dA	dG	dE	A(cm)	G(deg)	dA	dG	dE
DR	12/13	44/44	0.65	-1	0.7	1/3	123/11	2.2	-111	3.3
WH	15/13	35/19	-1.9	-16	4.4	2/3	320/348	0.67	28	1.4
KC	15/12	17/351	-2.7	-26	6.7	3/3	341/320	-0.25	-21	1
LN	24/12	355/351	-11	-4	11.3	14/3	339/320	-11	-19	11.1
LT	13/13	353/352	-0.15	-1	0.3	3/3	330/327	-0.024	-3	0.2
PS	13/13	353/351	-0.42	-2	0.7	3/3	327/323	0.045	-5	0.2
ST	11/11	354/351	0.1	-3	0.6	2/2	313/310	0.16	-3	0.2

The higher resolution mesh helps us in this model to reduce the error to 2cm. The complex error is highest for C_D 10^{-3} and 10^{-2} . This suggests that the best calibration of CD in the CE is between 2.5×10^{-3} and 5×10^{-3} .

For the three main semi-diurnal waves (M2, S2, N2) and the two main diurnal waves (K1, O1) we have compared the model with different tidal gauges as shown in table 2.

Comparison of the model with GLOSS data (Fig.7) shows an error between 1 and 2.7 cm for the

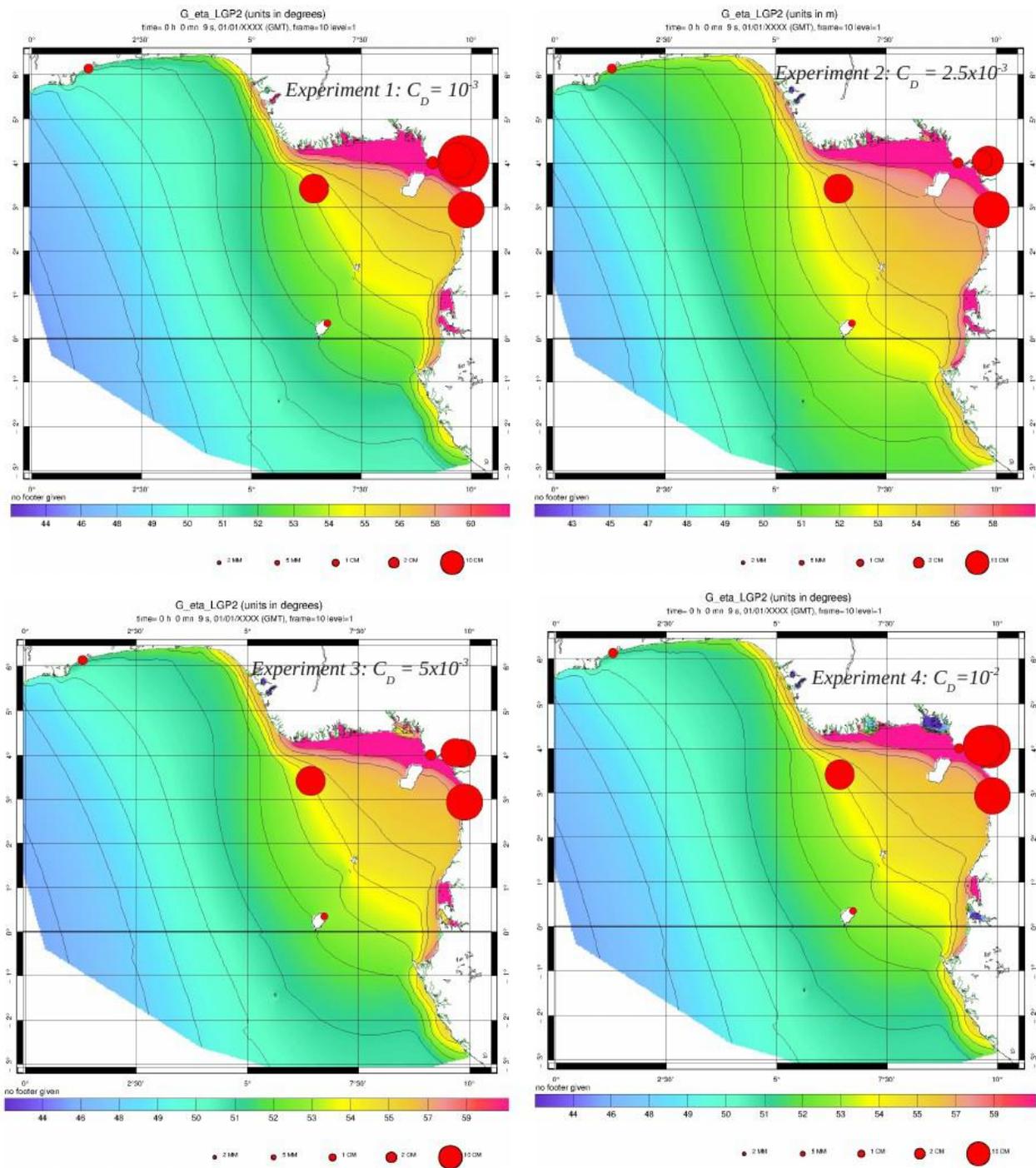


Fig. 7. The red circle are the complex differences (error) between the model and tide gauge observations with different values of the drag coefficient (C_D), the background shows the M2 solution in m of the model.

M2 wave in Sao Tome station (ST), SONARA harbor station (PS) and Lome-Togo station (LT).

The big error observed to the Lagos in Nigeria station (LN) can be due to a displacement of tide gauge or to the proximity of the Niger river's mouth.

For other stations, Dibamba Japoma (DR), Wouri harbor (WH) and Kribi, model and observations show big differences. These results were predictable due to the big gaps in tide data (the time series are very short and discontinuous).

3.2. The characteristic of the surface tidal currents.

Fig. 8 gives an elliptic representation of the barotropic tidal currents for two values of the C_D . Over the deep ocean, the tidal current is oriented zonally in the north-western part of the GG. Next to the continental slope, the currents follow the iso-values of the bathymetry. And over the continental shelf the current is oriented cross-shore. Near the shore, in the north, the model shows small currents (2.4 to 3.2 cms^{-1}) for the M2 tide. The central and south the coastal zones are dominated by higher currents (25 to 70 cms^{-1}) for the M2 tide, surely due to the convergence of estuaries. The current ellipses are mostly flattened, this result can suggest a fast reversal of the tide. According to equation (13) the values of the drag coefficient have a high influence on tidal currents. This influence is shown in Fig.8 in an elliptic representation. The maximum magnitude of the surface tidal current is about 1.5 time higher with $C_D = 2.5 \times 10^{-3}$ (Fig.8-B) compared to 5×10^{-3} . (Fig.8-D) (note that the color scales are different). At the mouth of the Cameroon estuary, currents are strongly amplified.

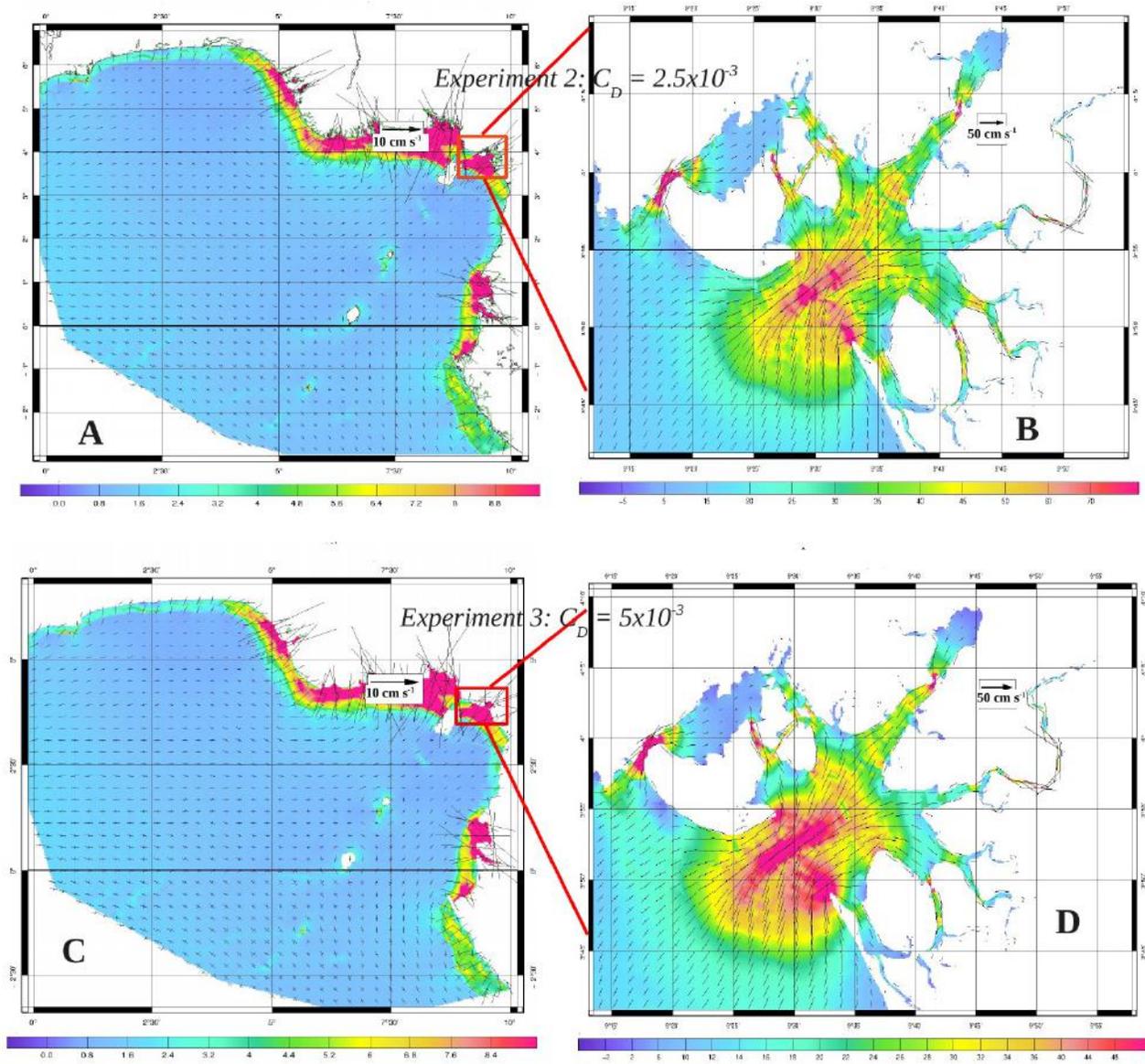


Fig. 8. Elliptic representation of the M2 tidal surface currents in cm s^{-1} covering the Gulf of Guinea (A and C) without Congo estuary. B and D are the zoom in Cameroon estuary. Please note the color scales are different respectively for drag coefficient 2.5×10^{-3} and 5×10^{-3} .

4. Tidal investigation drivers in the Cameroon Estuary

The scale of tidal range in the Cameroon estuary is 2.5m, but the salinity intrusion has been worrying these past years. Many scientific questions regarding the cause of this important sea water intrusion has been asked, but the answer is not easy because the causes can be climatic (sea level rise, the rainfall and river discharge decreasing) or anthropogenic (mangrove forest clearing, sand extraction and petroleum extraction). This section investigate the bed morphology behaviour

of the Cameroon estuary with ocean tides. Generally tidal resonance occurs when the offshore tide excites one of the resonant modes of the estuary. Knowledge will provide an indication of the sensitivity of this estuary. To investigate the tidal amplification in the Cameroon estuary, three likely effects are studied: (1) the resonance mode of the Cameroon estuary, (2) the influence of the bathymetry and (3) the convergence of the coastline.

Virtual stations indicated in Fig.9 have been created to investigate the resonance index with frequency of tide wave, the phase speed, and the surface speed derived to the bathymetry.

To know the resonant period of CE, our experiment is inspired from that of the response analysis using a simple model (Garrett, 1972; Sutherland et al., 2005; Arbic et al., 2007). This model assumes that the frequency response of a system is largely in one mode near resonance that can be represented as :

$$\eta(x,t,w) = \Re[A(w)S(x)R(w)\exp(iwt)] \quad (17)$$

where $A(w)$ is the (complex) forcing $H\exp(iG)$ for the tide outside the system. The mode has a complex spatial dependence $S(x)$, which cancels out when considering tidal ratios from outside to a single station inside, and a natural frequency w_0 . The response function $R(w)$ is given by:

$$R(w) = \left[\frac{w_0 - w}{w_0} - \frac{1}{2}i(cQ)^{-1} \right]^{-1} \quad (18)$$

Damping is represented by the quality factor cQ , where $c = 1$ for the M2 wave. In this experiment, damping by the standard quadratic friction is computed by using amplitude and phase of real-life M2 wave in open ocean boundary.

We now use our numerical model to provide an estimate of resonance frequency. The model is forced at frequencies between 6 and 100 deg/hour with the same amplitude and same phase. The M2 amplitude and phase derived from the FES2004 global tidal atlas. In this experiment we use a

drag coefficient $C_D=2.5 \times 10^{-3}$.

Diagram from the numerical experiments (Fig.10) shows a broad resonant peak found around the 72 deg/hour.

According to (Wilson, 1972; Sorensen and Thompson, 2002), the resonance periods of the Helmholtz and other harbour modes can be approximately estimated in a rectangular open-mouth basin with uniform depth H like :

$$T_n = \frac{4L}{2n+1} (gH)^{1/2}, \quad \text{for mode } n = 0, 1, 2, 3 \dots \quad (19)$$

Where the fundamental (Helmholtz) mode is found to have a period, $T_0 = 4L / (gH)^{1/2}$

When applying The Helmholtz resonant mode with de length of Wouri estuary corresponding to the distance between Douala harbour to L1 (Fig.10) considering like ocean point, estimated at 49 km. When considering H equals to 10meters the average depth of the Wouri habor chanel. For these values, the resonance frequency of Douala harbour is obtain at 66.122 deg/hour while the value given by model is 72 deg/hour. The results suggest that, the length of the Cameroon estuary does not allow resonance of semi-diurnal (26-33 deg/hour) or diurnal (12-17deg/hour) waves, so

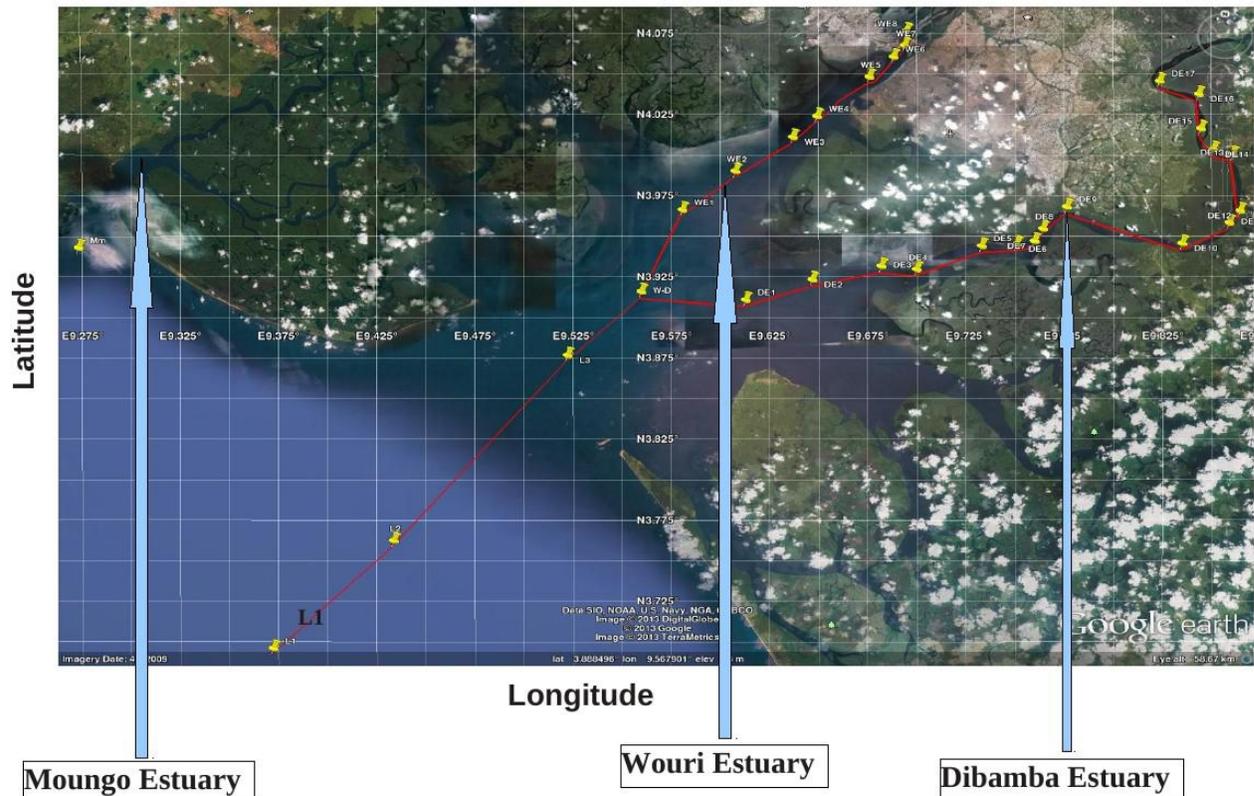


Fig. 9. Virtual stations for tidal amplification investigation (Mm=Mungo mouth; WE[1,2,3,4,5,6,7,8,9] are Wouri Estuary virtual stations; DE[1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11,12,13,14,15,16,17] are Dibamba Estuary virtual stations. L1 is near Malabo island considered as ocean point, L3 is Cameroon estuary mouth.

the resonance effect is not the principal cause of tidal amplification in the CE. But the range between 68 deg/hour and 75 deg/hour corresponding to the quarter-diurnal frequency, allows the resonance of those waves into the CE. This results are perfectly in agreement with the in situ data given on Fig. 3, where we noticed previously the presence of M4 wave in the major harmonics (Wouri, Dibamba and Lagos stations).

This model is useful for some preliminary estimates. Obviously, we cannot expect the crude estimate of treating the Cameroon estuary as a flat-bottomed rectangular bay to yield an accurate result.

Now we examine how the channel convergence of the Wouri and Dibamba affects tidal range. For

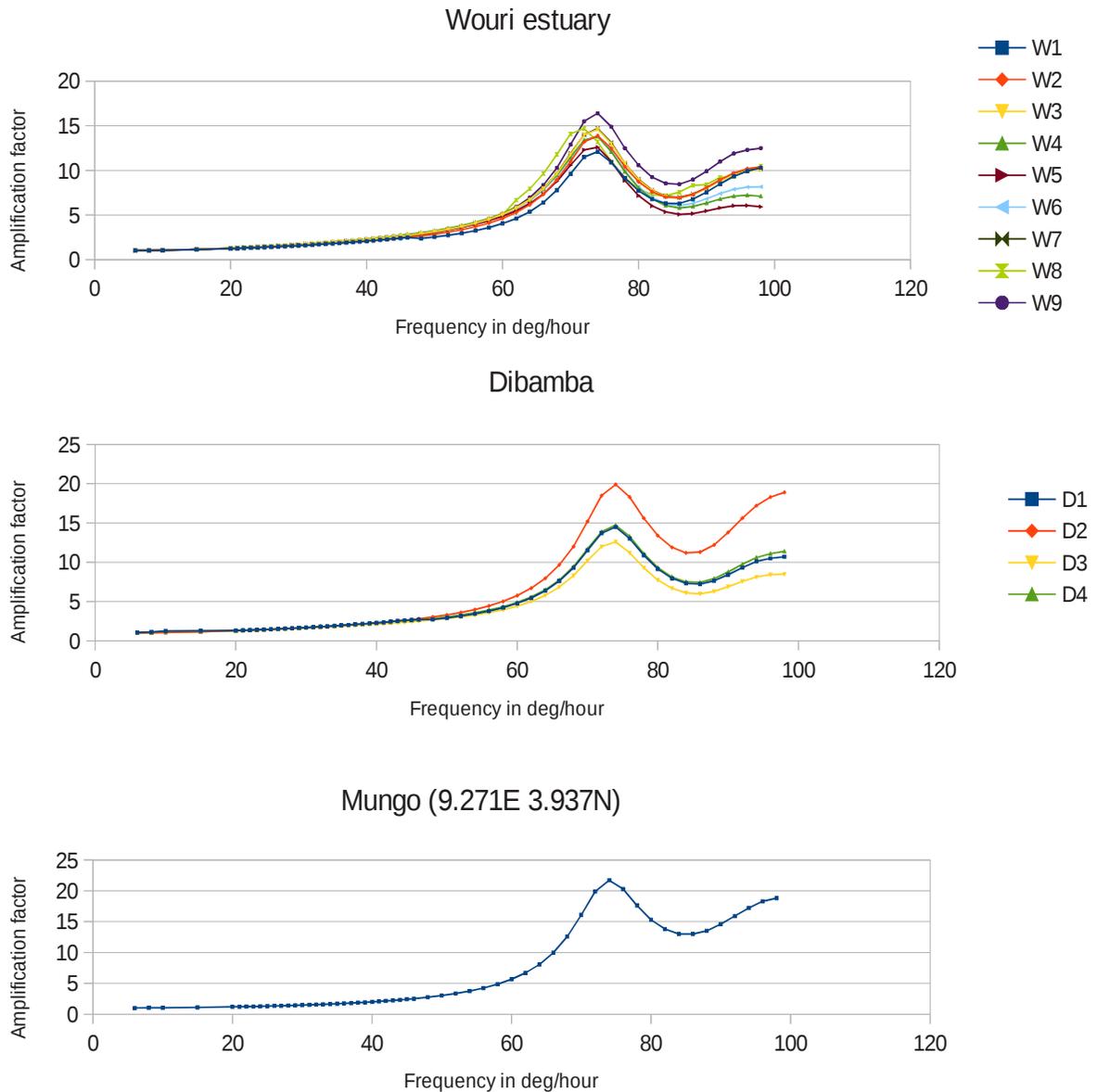


Fig. 10. Resonance index (Amplification factor) presented as the amplitude ratio between an estuarine point amplitude and offshore point amplitude. The offshore location is taken to L1 near the Malabo Island (Fig. 9) : *Virtual stations for investigation of the M2 tide amplification (Mm=Mungo mouth; W[1,2,3,4,5,6,7,8,9] are Wouri estuary stations; D[1,2,3,4] are Dibamba estuary stations).*

that we calculate amplification factor of the M2 wave (Fig. 11). We choose to keep the same distance between the virtual station in two estuaries. The bathymetry does not change greatly. The

Wouri estuary and Dibamba estuary have a common mouth (Fig. 9). The result of this experiment shows that, after the separation of the two channels, M2 tide is more amplified in Wouri estuary than Dibamba estuary.

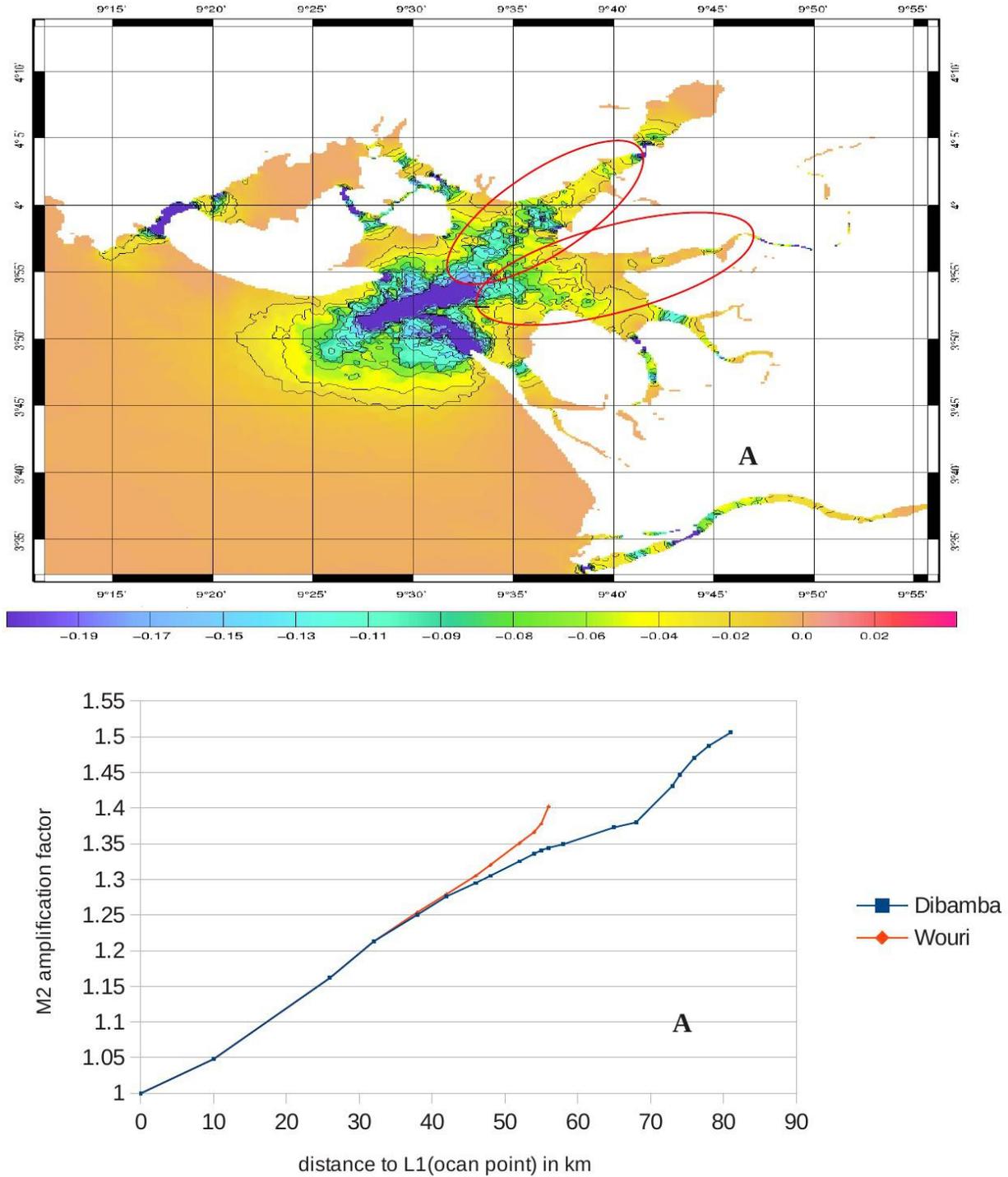


Fig. 11. (A) Energy lost (W/m^2) by friction in the bottom, the red ellipse covers the compared

areas in Wouri estuary and Dibamba estuary; (B) represents the amplification factor of the M2 wave since ocean point in the Wouri estuary and Dibamba estuary.

When looking at the dissipative energy for the compared areas (zones in red ellipse in Fig. 11. A), the M2 tide is mostly dissipated in Wouri estuary than Dibamba estuary. So this difference in amplification establish the importance of the convergence of the channels.

5. Conclusions

Tidal drivers in the Cameroon estuary have been investigated using a 2D T-UGOm finite-element model. Bathymetry used is a combination of the GEBCO-08 bathymetry, CM-93 navigation charts and a recent sounding bathymetry survey in Dibamba Estuary. To validate the model, we have used an altimetric data from the satellite missions Topex-poseidon+Jason-1+Jason-2 (1992-2011), GLOSS tide gauge and local harbour tidal gauge. A high resolution unstructured mesh was used to explore the dependence of tidal amplitude to resolution near the coast and the influence of the estuaries. Then the complex error between the altimetry and a global tidal atlas (FES2004, GOT.4.7) is significantly reduced in coastal area from 10cm to 2cm.

The bottom friction parameterization (Section 2.3) shows the influence of the drag coefficient which becomes important from the continental slope and increases in the estuary (see Fig.5). The complex error is high for extreme values of C_D , 10^{-3} and 10^{-2} in Douala harbor and Japoma water station. The best calibration is between 2.5×10^{-3} and 5×10^{-3} .

The M2 elevation complex error between the model and altimetry (Fig.6) increase from the ocean to the coast. In the GG the tide is higher in the east of the model domain than in the north-west. Errors on west coast are also smaller than errors on the east coast. These differences can be explained by the presence of many estuaries in the east.

Comparisons of the long time series tide-gauge of the Global Sea Level Observing System (GLOSS) for the M2, S2, N2, K1, O1 solutions with the model (Fig.7) show an error ranging

between 1cm and 2.7 cm in Sao Tome (ST), SONARA harbor (PS) and Lome (LT). The big error observed in the Lagos station (LN) could be due to a displacement of the tide gauge or the proximity of the the Niger River mouth.

For other stations Dibamba Japoma (DR), Wouri harbor (WH) and Kribi, the solutions show big differences. These results were predictable because of quality and quantity of data: the time series are very short and discontinuous.

M2 surface currents are very high in Cameroon estuary due to the funnel shape (70 cms^{-1}), and sensitive to variations of C_D . In shallow water currents are more pronounced, about 1.5 time higher, with a drag coefficient of 2.5×10^{-3} compared to 5×10^{-3} . The flattened form of ellipses suggests the rapid reversal of the currents.

T-UGOm numerical model has been modified to provide an estimate for the resonant frequency. The model was forced by frequencies between 6 and 100 deg/hour with the same amplitude and phase. In this experiment C_D is equal to 2.5×10^{-3} . Resonance peaks have been obtained between frequencies of 68 and 75 deg/hour. Specifically, the resonance of Douala harbour with a rectangular-shape approximation gives 66.122 deg/hour while the mean value from model with real bathymetry is 72 deg/hour.

These results suggest that the length of the Cameroon estuary does not allow a resonance effect for semi- diurnal (26-33 deg/hour) and diurnal (12-17deg/hour) tides for the area under study. In opposite, the shape of the CE allows the resonance the quarter-diurnal waves. This result is in agreement with the in situ tidal gauge in the CE where the M4 wave is among the major hamonics.

Knowledge of bathymetry will help to get more accurate results in future studies.

Our next configuration (time -stepping running) will include the river flow, mangrove forest islands (considered in this paper as solid islands), swell, waves, and trade-wind forcing.

Although Dibamba estuary and Wouri estuary have the same mouth, if we can apply the rectangu-

lar shape to Wouri estuary, due to its longitudinal form, the curvilinear form of Dibamba river will add future constraints not considered in this paper. Comparing estuaries with similar water depths, would allow us to add another constant to include realistic bays and non-longitudinal estuary into our experiments.

The wouri Bay has more small mangrove islands than the Dibamba bay. Since the tidal are similar, it is important to find out if these mangrove islands potentially block or reduce tidal ranges by acting as barriers, or if they could potentially have some other effect that would reduce tidal ranges within estuary.

Acknowledgments

Altimetry data used in this study were developed, validated, and distributed by the CTOH/LEGOS, France (<http://www.legos.obs-mip.fr/en/observations/ctoh/>).

This study was made possible through the support of the French research agencies:

IRD -DPF (Institut de Recherche pour le Développement -DPF),

CNRS/INSU (Centre National de la Recherche Scientifique/Institut National des Sciences de l'Univers).

And French government scholarship SCAC (French embassy Cameroon),

The authors thank Rafael Almar and Jean Piere LEFEBVRE for bathymetric sounding; also thank Sara Fleuri and Niolas Bercher for navigation charts and SRTM coastline respectively.

The authors also thank Dr. MBIAKE Robert who accepted to introduce this subject like a priority of research in UNESCO-HP-UD project.

References

A. Hibma*, H.J. de Vriend, M.J.F. Stive (2003), Numerical modelling of shoal pattern formation in well-mixed elongated estuaries; *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57 (2003) 981–991

Angwe C.A., Youmhi T.J., 1997. The present state of coastal management in Cameroon. IOC workshop rep. no. 120.

- Arbic, B. K., P. St-Laurent, G. Sutherland, and C. Garrett (2007), On the resonance and influence of the tides in Ungava Bay and Hudson Strait, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17606, doi:10.1029/2007GL030845.
- B. Meyssignac, M. Becker, W. Llovel, A. Cazenave (2012a) An Assessment of Two-Dimensional Past Sea Level Reconstructions Over 1950–2009 Based on Tide-Gauge Data and Different Input Sea Level Grids. *Surv Geophys* DOI 10.1007/s10712-011-9171-x
- Bindoff N, Willebrand J, Artale V, Cazenave A, Gregory J, Gulev S, Hanawa K, Quéré CL, Levitus S, Nojiri Y, Shum C, Talley L, Unnikrishnan A (2007) Observations: oceanic climate change and sea level. The physical science basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Bessières, L., G. Madec, and F. Lyard (2008), Global tidal residual mean circulation: Does it affect a climate OGCM?, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L03609, doi:10.1029/2007GL032644.
- Carrère, L., and F. Lyard (2003), Modelling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing: Comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1275, doi:10.1029/2002GL016473.
- Chaubert G., Garraud, P. 1977. Conditions de houle à la Pointe Limboh, Rapport de synthèse. ONPC, Sogreah, Grenoble.
- Chen C, Beardsley RC, Cowles G (2006a), An unstructured grid, finite volume coastal ocean model (FVCOM) system. Special Issue entitled “Advance in Computational Oceanography”. *Oceanography* 19(1):78–89
- Chen, C., H. Huang, R. C. Beardsley, H. Liu, Q. Xu, and G. Cowles (2007), A finite volume numerical approach for coastal ocean circulation studies: Comparisons with finite difference models, *J. Geophys. Res.*, 112, C03018, doi:10.1029/2006JC003485.
- Chen, C., H. Liu, and R. C. Beardsley (2003a), An unstructured, finite volume, three-dimensional, primitive equation ocean model: Application to coastal ocean and estuaries, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 159–186.
- Cherniawsky JY, Foreman MGG, Crawford WR, Beckley BD (2004) Altimeter observations of sea-level variability off the west coast of North America. *Int J Remote Sensing* 25:1303–1306
- Church J.A., White NJ (2006) A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys Res Lett* 33:L01,602
- Dronkers, J.J., 1964. Tidal Computations in Rivers and Coastal Waters. North-Holland, Amsterdam.
- Lyard, F., F. Lefèvre, T. Letellier, O. Francis (2006), Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004, *Ocean Dyn.*, 56, 394-415.

Folack Jean, Mbome L., Bokwe A., Tangang A. Le profil côtier du Cameroun, projet GEM-GOG, ISBN 2-010526-20-1

Fontes, R.F.C., Castro, B.M., Beardsley, R.C., 2008. Numerical study of circulation on the inner Amazon Shelf. *Ocean Dynamics* 58, 187–198.

Foreman MGG, Crawford WR, Cherniawsky JY, Gower JFR, Cuypers L, Ballantyne VA (1998) Tidal correction of TOPEX/Poseidon altimetry for seasonal sea surface elevation and current determination off the Pacific coast of Canada. *J Geophys Res* 103:27979–27998

Garrett, C. (1972), Tidal resonance in the Bay of Fundy and Gulf of Maine, *Nature*, 238, 441 – 443.

Han G, Tang CL, Smith PC (2002) Annual variations of sea surface elevation and currents over the Scotian shelf and slope. *J Phys Oceanogr* 32:1794–1810

Hall, Englewood Cliffs, NJ. Cushman-Roisin, B., Malačič, V., 1997. Bottom Ekman pumping with stress dependent eddy viscosity. *Journal of Physical Oceanography* 27, 1967–1975.

L.C.H.F, OCCR INTER, Port Autonome de ROUEN (1985). Etude des accès au port de Douala: Etude hydrosédimentaire, Synthèse des données. Comparaison avec d'autres estuaires, 52p.

L.C.H.F, OCCR INTER, Port Autonome de ROUEN (1986). Etude des accès au port de Douala: Propriétés physiques des sédiments et leurs comportement sous les actions hydrodynamiques, 64p.

L.C.H.F, OCCR INTER, Port Autonome de ROUEN (1987). Etude des accès au port de Douala: Rapport d'ensemble, 64p.

L. Testut, F. Birol & C. Delebecque (2012): Regional Tidal Modeling and Evaluation of Jason-2 Tidal Geophysical Correction, *Marine Geodesy*, 35:sup1, 299-313

Le Provost C, Bennett AF, Cartwright DE (1995) Ocean tides for and from TOPEX/POSEIDON. *Science* 267:639–642

Le Provost C, Lyard F (1998) Energetics of the M2 barotropic ocean tides: an estimate of bottom friction dissipation from a hydrodynamic model. *Prog Oceanogr* 40:37–52 (special issue on tidal science in honour of David E. Cartwright)

Lebedev S et al (2008) Exploiting satellite altimetry in coastal ocean through the Alticore project. *Russ J Earth Sci* 10:ES1002

Lefevre F, Lyard F, Le Provost C, Schrama EJO (2002) FES99: a global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *Atmos Ocean Tech* 19:1345–1356

Lynch, D. R., and W. G. Gray, 1979. A wave equation model for finite element tidal computations. *Computers and Fluids* 7:207–228.

Ngo Nlend Yem Mi, Ntamak-Nida J., Ndike J. 2002. Contribution à l'étude de la sédimentation du

chenal d'accès au port de Douala

Rahmstorf Stefan (2007) A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise ; Science 315, 368 ; DOI: 10.1126/science.1135456

R.D.Ray et al. (2011) Tide Predictions in Shelf and Coastal Waters: Status and Prospects; Coastal Altimetry 2011, pp 191-216.

Olivry, J. C. (1974b) Hydrologie du bief maritime de la Dibamba en periode d'étiage, note sur les étiages du mungo 9, ed. Mesres-Orstom, Paris.

Olivry, J. C. (1986) Fleuves et Rivières du Cameroun. Collection Monographie Hydrologique 9, ed. Mesres-Orstom, Paris.

Sannino, G., Bargagli, A., Artale, V., 2004. Numerical modeling of the semidiurnal tidal exchange through the strait of Gibraltar. Journal of Geophysical Research 109, C05011.

Sorensen, R.M. and E.F. Thompson, 2002: Harbor hydrodynamics, in *Coastal Engineering Manual*, Part II, U.S.

Sutherland, G., C. Garrett, and M. Foreman (2005), Tidal resonance in Juan de Fuca Strait and the Strait of Georgia, J. Phys. Oceanogr., 35, 1279 –1286. Army Corps. Of Engineers, Washington, D.C., New York, Chapter 7, 1-92.

Valet G., 1973. Aperçu sur la végétation marine du Cameroun. Ann. Fac. Sei, Univ. Yaounde. no. 15116: 17-24.

Vignudelli S, Cipollini P, Roblou L, Lyard F, Gasparini GP, Manzella G, Astraldi M (2005) Improved satellite altimetry in coastal systems: case study of the Corsica Channel. Geophys Res Lett 32:L07608

Wilson, B., 1972: Seiches, *Advances in Hydrosociences*, 8, 1-94.

Yoann Le Bars, Florent Lyard, Catherine Jeandel, Leonardo Dardengo (2009); *The AMANDES tidal model for the Amazon estuary and shelf; Ocean Modelling 31 (2010) 132–149.*

4.3 Conclusion partielle

Dans ce chapitre, nous avons construits un modèle spectrale de marée barotrope sur le Golfe de Guinée, basé sur le modèle T-UGOm. La comparaison effectuée entre le modèle et les données altimétrique pour l'onde M2 un écart d'un centimètre à l'ouest du bassin, et de deux centimètres dans la partie centrale et est. Nous estimons que l'écart est plus important au centre à cause de la complexité de la circulation due aux décharges fluviales abondante, et à la densité du couvert végétale. Les marégraphes GLOSS qui sont correctement suivis, montre un écart de l'ordre du centimètre avec le modèle. Pour finir, nous démontrons que la résonance de la marée n'est pas le

phénomène responsable de l'amplification de la marée dans l'estuaire du Cameroun mais plutôt la forte convergence des berges. Le chapitre 5 suivant, présente la configuration DOUALA26 issue du modèle SYMPHPNIE et dont l'objectif sera de compléter la compréhension de la dynamique dans l'estuaire et d'établir le lien entre la circulation dans la plaine abyssale et l'estuaire du Cameroun.

CHAPITRE 5 : Modélisation de la circulation côtière en Afrique centrale avec le modèle SYMPHONIE : Configuration DOUALA26

5.1. Introduction

La section précédente a permis de présenter l'outil T-UGOm de modélisation de la marée spectrale et séquentielle dans le Golfe de Guinée. Nous avons pu voir que la grille non structurée permet de rentrer dans les rivières tout en conservant un nombre de maille et un temps de calcul acceptable. Mais la marée n'est pas le seul paramètre qui nous intéresse. La modélisation de la dynamique océanique permet également l'accès aux paramètres comme la salinité, la température, la densité et les courants. Ces paramètres sont influencés par le vent, les précipitations, les flux de chaleur et la circulation générale de l'océan. De ce fait, une prise en compte précise des forçages atmosphériques, et de la circulation générale océanique est un élément indispensable pour la modélisation et le contrôle de cette dynamique. A tous ces éléments, il faut ajouter que les berges de l'estuaire du Cameroun sont couvertes par la mangrove. Nous avons décidé de la prendre en compte dans un modèle réaliste pour approcher la dynamique côtière réelle observée à Douala. La zone d'intérêt de ce travail reste l'estuaire du Cameroun, mais pour prendre en compte de manière correcte les forçages, qui sont plutôt sur une grille résolue au $\frac{1}{4}^\circ$, nous avons étendu le modèle à l'Afrique centrale. Le mode de résolution de la physique océanique que l'on a choisi va être maintenant exposé à travers la présentation du modèle SYMPHONIE. On y verra de quelle façon les différents paramètres que l'on vient d'envisager y sont pris en compte.

5.2. Présentation du modèle SYMPHONIE et de la configuration de Douala

SYMPHONIE est un modèle de circulation 3D, à surface libre, qui résout les équations primitives en tenant compte de l'approximation de Boussinesq et des hypothèses de l'hydrostatisme et d'incompressibilité. Ce modèle est développé par le POC (Pôle d'Océan et Couplages) du Laboratoire d'Aérodynamique de Toulouse (<http://poc.obs-mip.fr>) (Marsaleix et al. 2008) et fait partie du système SIROCCO (*Simulation Réaliste de l'Océan Côtier*) labellisé modèle communautaire par l'INSU en 2007. Les variables d'état (courant, température, salinité, élévation de la surface) et l'énergie cinétique turbulente sont calculées sur une grille C par la méthode des différences finies. La fermeture turbulente verticale est détaillée dans Ulses et al. (2005); elle est basée sur l'utilisation d'une équation pronostique pour déterminer l'énergie cinétique de la turbulence K et d'une équation diagnostique pour les longueurs de mélange et de dissipation (Bougeault et Lacarrère,

1989). Les applications du modèle régional sont nombreuses. Il a été principalement utilisé pour étudier des régions de la mer Méditerranée ou de la façade atlantique européenne. Les articles publiés à partir de ce modèle portent pour la plupart sur des études de processus typiques des problématiques côtières et régionales telles que les panaches fluviaux, les circulations du plateau continental induites par le vent, les upwellings, les circulations le long de la pente, la formation des eaux denses au large et sur le plateau continental ou la marée externe et interne. Il est également impliqué dans les thématiques liées à l'environnement du fait de son module de transport sédimentaire et biogéochimique ainsi que pour des applications opérationnelles notamment dans le cadre du projet de la Méditerranée nord occidentale. Plus récemment également, suite au séisme de 2011 qui a touché le Japon, le groupe SIROCCO a été sollicité par l'IAEA (International Atomic Energy Agency) pour mettre en place un système de prévision de la circulation océanique à l'échelle de la côte Pacifique du Japon associé à un modèle de dispersion des radioéléments. Pour plus de détails sur la liste des travaux associés au développement de SYMPHONIE et à ses applications, le lecteur peut visiter le site officiel de SIROCCO (www.sirocco.omp.obs-mip.fr). Dans cette section nous allons rappeler certains éléments fondamentaux de la modélisation océanique (telles les équations de base et les principes de résolution numérique) puis nous introduirons les spécificités du modèle SYMPHONIE à travers la description de certaines de ses paramétrisations. Enfin, nous présenterons les particularités sur lesquelles repose notre configuration de Douala.

5.2.1 Les équations primitives du modèle

Comme la majorité des modèles océaniques, SYMPHONIE est basé sur les équations primitives. Il s'agit des équations basées sur la conservation du mouvement, la conservation de la masse, l'approximation de Boussinesq et l'équilibre hydrostatique. Dans un système cartésien (O, x, y, z) où l'origine O correspond au niveau de repos de la surface de la mer, Ox et Oy les axes horizontaux orientés respectivement vers le sud et vers l'est et Oz l'axe vertical ascendant. Les composantes de la vitesse sur les axes Ox, Oy, Oz respectivement u et v, et w sont alors données par :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (5.1)$$

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t}}_{(1)} + \underbrace{u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}}_{(2)} + \underbrace{fu}_{(3)} = -\underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y}}_{(4)} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right)}_{(5)} \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (5.3)$$

Avec f le paramètre de Coriolis, P la pression, ρ_0 la masse volumique de l'eau de mer ($\rho_0 = 1024.8 \text{ kg.m}^{-3}$). On retrouve dans ces équations les termes de variation horizontale et verticale de la vitesse (1), d'advection horizontale et verticale (2), de Coriolis, dû à la rotation de la terre (3), du gradient de pression (4) et de diffusion (5) avec K_h le coefficient de diffusion horizontale et K_v le coefficient de viscosité turbulente.

Les deux principales hypothèses prises en compte sont l'hypothèse hydrostatique, c'est-à-dire que la pression en un point ne dépend que du poids l'épaisseur de la colonne d'eau qui se trouve au-dessus, et l'approximation de Boussinesq qui permet de supposer la densité constante, si ses variations sont petites, dans tous les termes des équations à l'exception du terme de gravitation.

L'hypothèse hydrostatique fournit la pression :

$$p(z) = \int_z^{\eta} g \rho dz \quad (5.4)$$

où D est l'élévation de surface de la mer, déduite de la divergence du courant moyenné sur la profondeur, (\bar{u}, \bar{v}) : résolution du système barotrope.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (h+\eta)\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial (h+\eta)\bar{v}}{\partial y} = 0 \quad (5.5)$$

où h est la hauteur de la colonne d'eau au repos et $h+\eta$ la hauteur totale de la colonne d'eau. La masse volumique dépend de la température T et de la salinité S d'après l'équation d'état. Selon la version utilisée, le code SYMPHONIE nous laisse le choix entre une équation non-linéaire (5.6) et linéaire (5.7). La version non-linéarisée prend en compte les variations de la masse volumique en fonction de la profondeur (pression) alors que la version linéarisée les néglige. La version non-linéarisée est basée sur la formulation de [McDougall et al. \(2003\)](#).

5.2.2 Equations de conservation de la température et de la salinité

La température et la salinité sont déterminées à partir de l'équation de conservation :

$$\bullet \quad \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial wT}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I_s}{\partial z} \quad (5.6)$$

$$\bullet \quad \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} + \frac{\partial wS}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial S}{\partial z} \right)$$

(5.7)

Où $\frac{\partial I}{\partial z}$ représente la part du flux solaire radiatif qui pénètre dans les couches superficielles, et C_p le coefficient de chaleur massique. Le coefficient de viscosité turbulente K_v est déterminé à travers le schéma de fermeture de la turbulence.

5.2.3 Schéma de fermeture de la turbulence

Dans les équations du mouvement du modèle, il est nécessaire de considérer le terme relatif aux processus de petites échelles qui ne sont pas résolus par la grille du modèle (processus sous-maille). Pour cela, on ajoute des équations qui sont dites « de fermeture turbulentes ». Elles vont permettre d'exprimer les termes indéterminés en fonction de variables calculées par le modèle. On utilise pour cela une relation entre les flux turbulents et les gradients verticaux des paramètres non-turbulents (hypothèse de fermeture newtonienne) :

$$-(\overline{u'w'}, \overline{v'w'}) = K_v \frac{\partial}{\partial z} (u, v) \quad (5.8)$$

$$-(\overline{T'w'}, \overline{S'w'}) = \Gamma \frac{\partial}{\partial z} (T, S) \quad (5.9)$$

où u', v' , et w' sont les composantes turbulentes de la vitesse et $\Gamma = K_v$.

La diffusivité verticale, K_v , est reliée à l'énergie cinétique turbulente E_t par la relation :

$$K_v = C_k l_k E_t^{\frac{1}{2}} \quad (5.10)$$

où C_k est une constante empirique, l_k est une longueur algébrique caractéristique des tourbillons transportant l'énergie. E_t , l'énergie cinétique turbulente, est donnée par : $E_t = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2 + w'^2)$

Elle est calculée de manière pronostique à partir de l'équation d'évolution :

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial uE}{\partial x} + \frac{\partial vE}{\partial y} + \frac{\partial wE}{\partial z} = K_v \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{g}{\rho_0} K_v \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial E}{\partial z} \right) - \varepsilon \quad (5.11)$$

ε représente la dissipation visqueuse de l'énergie cinétique turbulente. Ce terme de dissipation est modélisé par l'équation :

$$\varepsilon = \frac{C_g E_t^{3/2}}{l_g} \quad (5.12)$$

où l_g est la longueur de dissipation, et C_g une constante empirique.

Les longueurs l_k et l_g correspondent au déplacement vertical d'une particule fluide à un niveau donné. Celui-ci est effectué tant que l'énergie cinétique de la turbulence moyenne dont elle dispose n'est pas compensée par l'énergie potentielle qu'elle acquiert en se déplaçant vers le haut d'une distance l_u ou vers le bas (l_d) (Bougeault and Lacarrère, 1989). Les longueurs sont définies par les relations :

$$l_k = \min(l_u, l_d) \text{ et } l_g = \sqrt{l_u l_d} \text{ avec :}$$

$$E(z) = \frac{g}{\rho_0} \int (\rho(z) - \rho(z')) dz' \text{ et } E(z) = \frac{g}{\rho_0} \int (\rho(z) - \rho(z')) dz' \quad (5.13)$$

Les constantes empiriques C_k et C_g ont quant à elles été déterminées par Gaspar et al. (1990) qui les fixent respectivement à 0.1 et 0.7.

En surface, la paramétrisation de Craig and Banner (1994) est utilisée pour spécifier un flux d'énergie cinétique turbulente dû aux vagues (voir Estournel et al. 2001, pour une application en Méditerranée avec SYMPHONIE).

5.2.4 Les conditions aux limites

a) A la surface libre

Les conditions en surface sont les suivantes :

$$\rho_0 K_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{sx}, \tau_{sy}) \quad (5.14)$$

$$E = \frac{\bar{h} \bar{\tau}_s \bar{h}}{\rho_0 \sqrt{C_g C_k}} \quad (5.15)$$

Vérifie cette équation 5.15. Sur le document pdf il y a un $\sim h$ qui n'est pas défini. Y-a-t-il une erreur ?

où τ_{sx} et τ_{sy} sont les composantes de la tension de vent $\bar{\tau}_s$.

Les flux de chaleur et de salinité s'écrivent :

$$\blacksquare \quad K_v \frac{\partial T}{\partial z} = Q_l + Q_c + Q_s + Q_e \quad (5.16)$$

$$\blacksquare \quad K_v \frac{\partial S}{\partial z} = (E_s - \text{Pr}_s) S \quad (5.17)$$

où Q_l est le flux radiatif pour les grandes longueurs d'onde, Q_c est le flux radiatif pour les courtes longueurs d'onde (flux solaire), Q_s le flux de chaleur sensible, Q_e le flux de chaleur latente, $E_s = Q_e / L_v$ est le taux d'évaporation, rapport entre le flux de chaleur latente et la chaleur latente de condensation. Enfin, Pr_s est le taux de précipitation. Les flux de chaleur et la tension de vent sont calculés avec les formules bulk ([Large and Yeager, 2004](#)), ou par les flux forcés par les champs GLORYS, comme c'est le cas dans ce travail.

b) Au fond

Au fond, les conditions aux limites s'écrivent :

$$E = \frac{\tilde{h} \tilde{\tau}_b \tilde{h}}{\rho_0 \sqrt{C_\varepsilon C_k}} \quad (5.18)$$

même remarque que pour 5.15.

Les flux de chaleur et de salinité sont nuls :

$$K_v \left(\frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0 \quad (5.19)$$

La tension de cisaillement sur le fond est paramétrisée par une relation quadratique de la vitesse près du fond \tilde{V}_b prise au premier niveau à partir du fond, à une profondeur z_1 :

$$\tilde{\tau}_c = \rho_0 C_D \tilde{h} \tilde{V}_b \tilde{h} \tilde{V}_b = \rho_0 u^2 \quad (5.20)$$

même remarque que pour 5.15 et 5.18 au sujet de h qu'on trouve dans ces formules.

où C_D est le coefficient de traînée de fond donné en fonction de la longueur de rugosité du fond $z_0 = 0.01 \text{ m.s}^{-1}$ ([Blumberg et Mellor, 1987](#)) :

$$C_D = \left(\frac{\kappa}{\log \left(\frac{z_1}{z_0} \right)} \right)^2 \quad (5.21)$$

où $\kappa = 0,41$ est le coefficient de Von Karman et z_1 la hauteur du premier niveau du modèle au-dessus du fond. Cette relation est basée sur une forme logarithmique du courant de fond. La longueur

de rugosité caractérise l'intensité du frottement en fonction des propriétés physiques du sol (e.g. sable ou vase).

c) Aux frontières latérales

Lorsque la frontière latérale est fermée, le flux normal à cette frontière est considéré nul. Dans le cas d'une frontière latérale ouverte, le calcul de la composante de la vitesse moyenne normale à la frontière est fait en utilisant des conditions radiatives (Oey et Chen, 1992) :

$$\bar{u} - \bar{u}_f = -(\eta - \eta_f) \sqrt{\frac{g}{H}} \text{ en } x=0 \quad (5.22)$$

$$\bar{u} - \bar{u}_f = +(\eta - \eta_f) \sqrt{\frac{g}{H}} \text{ en } x=L \quad (5.23)$$

$$\frac{\partial H(\bar{v} - \bar{v}_f)}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial (v' - v'_f)}{\partial x} = 0 \text{ et } \frac{\partial (u' - u'_f)}{\partial x} = 0 \text{ en } x=0 \text{ et } x=L \quad (5.24)$$

où les variables indicées f représentent le forçage (courant moyen et élévation de la surface) appliqué aux frontières : il s'agit ici de variables issues d'une simulation à plus grande échelle sur l'Atlantique Equatorial.

En ce qui concerne la température et la salinité, les conditions aux limites sont inscrites dans le schéma d'advection qui est un schéma hybride (upwin/upstream) d'ordre 3, composé d'un schéma centré et d'une partie diffusive. Dans le cas d'un flux entrant, la température et la salinité advectées sont fournies par le forçage grande échelle (T_f, S_f) ; dans le cas d'un flux sortant, la température et la salinité sont données par les valeurs intérieures au domaine de calcul. Les conditions aux limites comportent également des termes de rappel vers la solution de grande échelle, introduits dans les membres de droite des équations de température, de salinité et de la vitesse. Ils décroissent de manière exponentielle en fonction de la distance à la frontière ouverte. A la frontière ouverte, ces termes sont de la forme :

$$e^{-\frac{z}{d}} \frac{\phi_f - \phi}{T_{res}} \quad (5.25)$$

où ϕ_f représente la vitesse, la température ou la salinité du champ de grande échelle. L'échelle temporelle est liée au temps mis par les ondes pour parcourir le domaine : $T_{res} = L/c$ avec $c = \sqrt{gh}$, la célérité des ondes dans de gravité dans le mode barotrope. En mode barocline, on prend $c = 0.1 \text{ cm.s}^{-1}$. L'échelle spatiale, quant à elle, dépend de la taille du domaine et de la maille; typiquement $d = L/30$. La décroissance exponentielle rend les termes de rappel négligeables loin des frontières.

5.3 Discrétisation des équations

5.3.1 La grille du modèle

Sur la verticale, le modèle utilise les coordonnées sigma généralisées qui permettent de suivre exactement la topographie et d'augmenter la résolution en surface et au fond. (Ces coordonnées épousent les variations de la topographie des fonds marins et se transforment en coordonnées géopotentielles dans les couches de surface). La conversion de la coordonnée sigma en coordonnée z s'écrit :

$$\sigma = \frac{h+z}{h+\eta}$$

Sur l'horizontale, le modèle est écrit en coordonnées curvilignes, ce qui permet de traiter les frontières irrégulières et d'utiliser de meilleures résolutions dans les zones d'intérêt. L'horizontale et la verticale utilisent des schémas aux différences finies sur des grilles décalées. Sur l'horizontale, les équations du modèle sont résolues par la méthode des différences finies sur une grille C ([Arakawa 1966](#)) présentée sur la figure 5.1. Les variables sont définies un point sur deux sur et de façon alternée : La température et la salinité sont définies au centre de la maille à chaque demi-niveau. Les composantes horizontales de la vitesse sont obtenues au milieu des côtés, de façon alternée et à chaque demi-niveau. L'énergie cinétique, les échelles de longueur turbulentes et la composante verticale de la vitesse sont calculées au centre de la maille à chaque niveau vertical entier. Enfin, l'élévation de la surface est définie au centre du niveau supérieur.

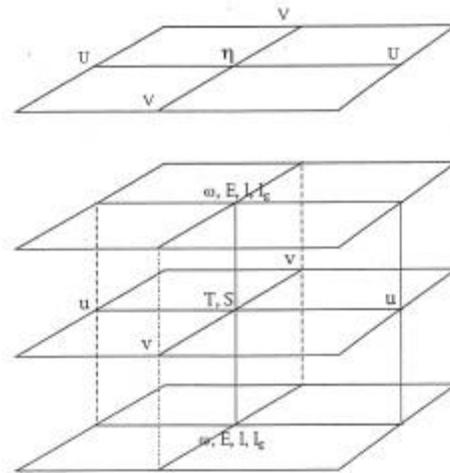


Fig. 5.1 - Grille C du modèle (<http://sirocco.omp.obs-mip.fr/outils/Symphonie/Documentation/SymphonieDoc.htm>)

5.3.2 La séparation des pas de temps

Le modèle calcule explicitement les ondes de gravité de surface. Les ondes de gravité externes (mode barotrope) se propagent plus rapidement que les ondes de gravité internes (mode barocline). Afin de limiter les coûts de calcul, une technique de séparation des pas de temps (Blumberg et Mellor, 1987) est utilisée pour calculer séparément le cisaillement vertical de courant et le courant moyenné sur la verticale avec des pas de temps appropriés. Le mode externe se calcule avec l'équation 5.5 et les équations du mouvement intégrées sur la verticale (5.30 et 5.31). Le couplage entre les deux modes s'effectue à travers une série de substitutions entre les vitesses barotropes du modèle et l'intégrale verticale des vitesses baroclines. Ce couplage est optimisé de manière à empêcher le développement d'instabilités numériques notamment par la répercussion de la compressibilité sur la densité à chaque pas de temps barotrope.

5.3.3 Discrétisation temporelle

Dans notre configuration, le code SYMPHONIE que nous utilisons découple les équations en deux modes. Un mode barotrope ou externe, et un mode barocline ou interne. Le calcul utilise un système dit « Time Splitting » pour faire avancer en parallèle le mode interne (lent) et le mode externe (rapide)

- le « leapfrog » ou « saute-mouton » explicite pour le mode interne .
- le type Foward backward pour le mode externe,

Dans le mode leapfrog la valeur des variables au temps $t + 1$ est calculée en fonction des variables au temps $t - 1$ et t selon l'équation :

$$F^{t+1} = F^{t-1} + 2\Delta t f^n (F^t) \quad (5.26)$$

Afin de réduire les erreurs numériques, ce schéma est associé au filtre d'Asselin qui agit comme une force de rappel dans le but d'empêcher la divergence des solutions. La solution lissée est alors donnée par :

$$F_{Asselin}^t = F^t + \frac{\alpha_{asselin}}{2} (F^{t+1} - 2F^t + F^{t-1}) \quad (5.27)$$

où $\alpha_{asselin} = 0.3$ est le coefficient du filtre d'Asselin. **Peux-tu préciser d'où vient la valeur 0.3 pour la valeur de alpha? Est-ce par tâtonnement ou autres?**

Dans le mode Forward Backward les équations 5.28 :

$$U^{T+1} = U^T + \Delta T_e f^n(\eta^{T+1/2}); \eta^{T+1/2} = \eta^{T-1/2} + \Delta T_e f^n(U^T) \quad (5.28)$$

où ΔT_e est le pas de temps du mode externe.

5.3.4 Discrétisation spatiale

La version de code que nous utilisons est discrétisé spatialement suivant un schéma de type upwind.

La valeur des variables au point $x+1/2$ est calculée en fonction des variables au point $x+1$ et $x-1$ selon l'équation :

$$(u\phi)_{i+1/2} = u_{i+1/2}(\phi_{i+1} + \phi_i)/2 + K_x(\phi_i + \phi_{i-1})/\Delta x \quad (5.29)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial H\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H\bar{u}}{\partial y} - fH\bar{v} = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(HK_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HK_h \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \\ + \left[K_v \frac{\partial u}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int \rho' dz' + \frac{\partial u' u'}{\partial x} + \frac{\partial v' u'}{\partial y} \right) dz \end{aligned} \quad (5.30)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial H\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}H\bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}H\bar{v}}{\partial y} + fH\bar{u} = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(HK_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HK_h \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \\ + \left[K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int \rho' dz' + \frac{\partial u' v'}{\partial x} + \frac{\partial v' v'}{\partial y} \right) dz \end{aligned} \quad (5.31)$$

$$+ \left[K_v \frac{\partial v}{\partial z} \right]_{-h}^{\eta} - \int \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int \rho' dz' + \frac{\partial u' v'}{\partial x} + \frac{\partial v' v'}{\partial y} \right) dz$$

où $\rho' = \rho + \rho_0$ est la perturbation de densité.

Le mode interne est calculé à partir des équations 5.1, 5.2, 5.6 et 5.7 .

J

5.4 Configuration de la simulation de Douala

Dans ce travail, nous avons utilisé le code SYMPHONIE que nous venons de décrire dans une configuration haute résolution centrée sur le fleuve Dibamba de l'estuaire du Cameroun, et se limitant au nord-ouest au delta du Niger et sur la côte Gabonaise. Nous l'avons désigné par le nom **DOUALA26**. Cette configuration est simulée sur plusieurs périodes temporelles, que nous détaillerons ultérieurement.

5.4.1 La grille de Douala26

Sur l'horizontal, dans cette première maquette que nous avons monté pour étudier la circulation côtière et estuarienne en Afrique Centrale, nous avons choisi une zone qui s'étend de 5°E à 10°E et de 1°S à 6°N. Les travaux de [DA-ALLADA et al. 2013](#) et de [Berger et al. 2013](#) sur la salinité se sont intéressés à cette zone. Par ailleurs, les courants intra-saisonniers bimensuels dans la baie du Biafra ont été validée par [Guiavarc'h et al. \(2008\)](#). Nous utilisons ces études commz référence pour la salinité et la couche de mélange.

Remarque: ce n'est pas au lecteur de valider le modèle. Soit tu utilise ces deux études pour valider et tu dis en quoi ta simulation ressemble et diffère...

Le trait de côte et toutes les îles/presqu'îles (Malabo, Sao Tomé, Principé, manoka soleyba) sont les mêmes que ceux du modèle de marée du chapitre 4 (voir figure 5.1). Le pôle de la grille à pour coordonnées 10.16° E et 4.35° N. La résolution au maximum dans les zones d'intérêt est de 250 mètres par 250. Sur l'horizontal la grille polaire fait 418 points par 514 points suivant l'angle (10). Cette grille offre plusieurs intérêt : précision là où on en veut, couplage avec le modèle de circulation général (OGCM) plus facile au large. (Voir figure 5.1)

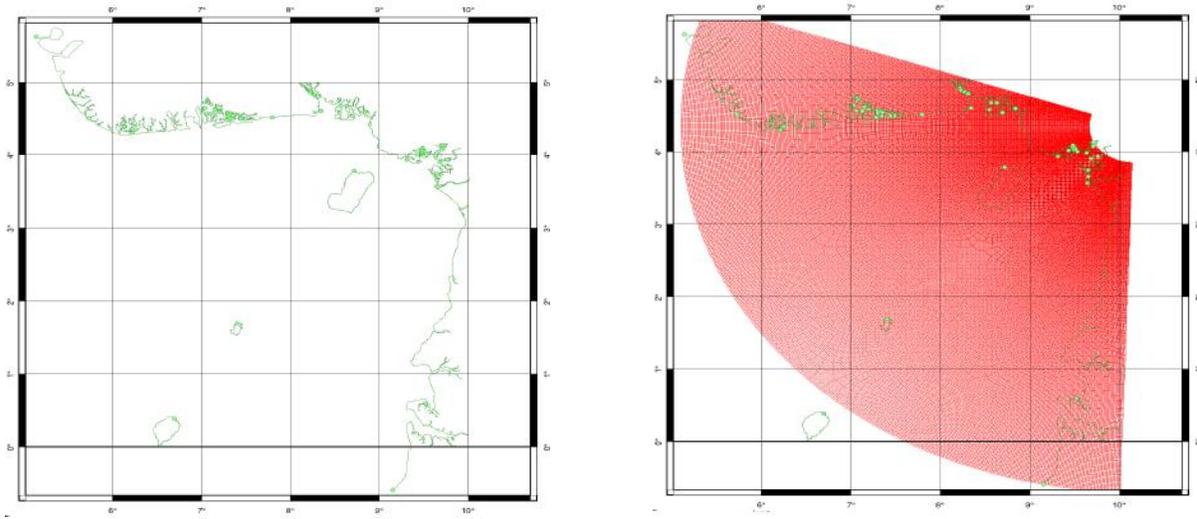


Figure 5.1 trait de côte à gauche, Grille horizontale centrée sur la Dibamba à droite.

On observe sur cette grille que tous les points ne sont pas en eau. Pour optimiser le temps de calcul, on crée un masque de 0 et de 1 ayant pour frontière le trait de côte. Tous les pixels dans l'eau sont mis à 1, et tous les pixels à terre sont mis à 0. Cette technique présente l'avantage de faire le calcul uniquement sur la zone en eau du modèle.

Sur la verticale, la bathymétrie utilisée dans cette configuration est celle traitée au chapitre 3. Nous avons 20 et 30 niveaux de coordonnées sigma généralisées, selon les expériences.

A la frontière ouverte océanique, on force avec l'OGCM courant (u,v), salinité (S), température (T) plus la marée.

5.4.2 Les forçages

A la frontière océanique, la simulation est forcée à partir de champs issus des réanalyses GLORYS (GLobal Ocean ReanalYsis and Simulations)/MyOcean 1992 -2009 v2 au $1/4^\circ$ et 75 niveaux verticaux en coordonnées z, fournie par MERCATOR-Océan. Les champs disponibles sont la température (T), la salinité (S), l'élévation de la surface libre (SSH), la vitesse zonale (U) et la vitesse méridienne (V). Dans la configuration SYMPHONIE de Douala, on effectue d'abord les réanalyses des ondes de marée sur notre grille en mode barothrope, sur les principaux harmoniques (M2, S2, K2, N2, K1, O1, Q1, P1 et M4) à partir des atlas de marée FES2012. Cette réanalyse permet d'obtenir des champs de marée correcte en vitesse et élévation sur la grille de calcul du modèle.

A l'instant initial, les valeurs de T, S, SSH, U, V de forçages GLORYS (As-tu défini GLORYS auparavant dans ton manuscrit? Je ne suis pas sûr) sont données aux frontières océaniques du

modèle.

Dans cette étude, nous avons utilisé comme forçages météo les données ERA Intérim réinterpolés, plus moyennés sur 24 H sur la grille GLORYS. Les paramètres utilisés étant:

- l'irradiation solaire de surface (ssr “surface solar radiation”),
- le flux de chaleur latent de surface (slhf “surface latent heat flux”)
- le flux de chaleur sensible de surface (sshf “surface sensible heat flux”)
- le flux de chaleur radiatif de grande longueur
- les précipitations
- la contrainte zonale du vent (ustrs “zonal wind stress”)
- la contrainte méridionale du vent (vstrs “meridional wind stress”)

L'Afrique équatoriale est très arrosée et compte plusieurs fleuves qui font partir des plus grands (en terme de débits?) de la planète. Leurs apports sont indispensables à prendre en compte car, ils influencent la circulation océanique sur des étendues qui ne sont pas négligeables avec notamment des courants rapides en surface et qui confèrent aux éléments transportés une dynamique particulière. Les débits utilisés dans ce travail sont des climatologies issues des travaux de [Dai et al. 2009](#) complétées par les mesures in situ de l'ORSTOM(IRD). Le débit dans le modèle se ramène finalement à une vitesse horizontale u dans une des quatre directions possibles la plus proche de l'axe du fleuve suivant l'équation :

$$u = \frac{D}{Lh_c} \quad (5.31)$$

où D est le débit, L la largeur et h_c la profondeur de la maille du rejet.

Les valeurs de D sont de débit est contenu dans un fichier. La résolution de la grille ainsi que son emprise spatiale ne nous permettant pas de rentrer très en amont dans les canaux des fleuves. Nous avons creusé des canaux avec un volume équivalent à celui qu'occuperaient une marée de vive eau (figure 5.2). Nous prescrivons les débits au premier point du masque de terre en amont de ces canaux.

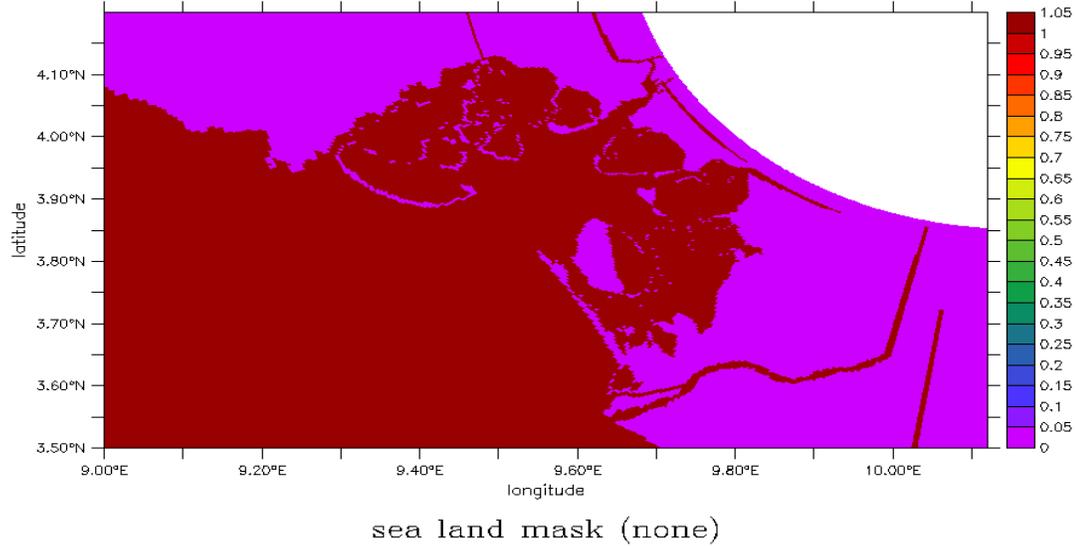


Figure 5.2 emprise spatiale de l'estuaire du Cameroun avec les canaux de prolongement des fleuves.

Dans SYMPHONIE, le schéma numérique utilisé pour la discrétisation de l'advection en température et en salinité est du type upwind d'ordre 3. Pour diminuer les overshoots dues à ce schéma, on impose sur les dix premiers nœuds une combinaison linéaire entre un schéma upwind de premier ordre qui est très diffusif et stable et un schéma upwind de troisième ordre peu diffusif. Le choix des valeurs minimum et maximum de la courbe sinusoïdale qui décrit les variations saisonnières de la température à l'embouchure de chaque fleuve proviennent des valeurs de la météorologie locale, et des mesures effectuées lors de la campagne de Janvier 2013. De plus un ajustement de ces température affectées afin de limiter les effets dans les flux atmosphériques prescrits issus des forçages GLORYS.

En dehors des améliorations apportées sur la paramétrisation du code et le choix des forçages, nous avons également profité de l'effort permanent fourni par l'équipe du POC (Patrick Marsaleix, Thomas Duhaut, Cyril N'Guyen, Claude Estourel) dans le développement du code SYMPHONIE, que ce soit pour l'amélioration de ses schémas numériques ou les aspects informatiques (parallélisation). Nous sommes ainsi passés à la version S26 pour la simulation de Douala.

5.5 La mangrove dans symphonie.

5.5.1 Force de friction induite par la mangrove.

La mangrove de Douala est considérée dans le modèle comme une zone en eau ayant de la végétation. Des efforts récents visant à comprendre l'effet des arbres dans la dynamique des zones peu profondes ont encouragé la création dans SYMPHONIE de modules additionnels simulant la résistance due à la végétation. Pour introduire la mangrove dans SYMPHONIE, nous avons donc créé un module additionnel comme dans le modèle Delft3D-FLOW, et plus précisément le modèle DPM (*the directional point model*) (Baptist, 2005) ; Uittenbogaard (2003). Dans ce module on ajoute dans l'équation du moment un terme de friction dû à la végétation. Dans un premier temps on considère la végétation de mangrove comme une collection de cylindres verticaux rigides. Ceci amène à simplifier la dépendance en z du frottement. Ce modèle en 1DV (une dimension verticale) a été validé avec beaucoup de succès par des données expérimentales (Uittenbogaard, 2003; Baptist, 2005).

Son implémentation 3D a été calibré pour les mangroves à coin salé par (Temmerman et al. 2005; Bouma et al. 2007). Dans le modèle DPM-3D, la dépendance à la profondeur de la végétation dans l'équation de transport est modélisée par la force de friction induite par la végétation (F) :

$$F(z) = \frac{1}{2} \rho_w C_D n(z) D(z) \|u(z)\| u(z) \quad (5.32)$$

Avec ρ_w la densité de l'eau en $[\text{kg}/\text{m}^3]$; C_D représente le coefficient de résistance des plantes; n est le nombre d'éléments de plantes par unité de surface $[\text{m}^{-2}]$ avec un diamètre D $[\text{m}]$, et $u(z)$ le profil de vitesse horizontale en $[\text{m}/\text{s}]$. Le nombre et le diamètre d'éléments par unité de surface dépendent de la profondeur comme illustré à la figure 5.2 ci-dessous :



Figure 5.2. Dépendance du nombre d'éléments de diamètre D en fonction de la verticale (z)

Si l'on considère A_p comme la rigidité de la végétation, et suivant la formule :

$$A_p(z) = \frac{1}{4} \pi D(z)^2 n(z) \quad (5.32)$$

Alors, $1 - A_p(z)$ est la mesure de la porosité.

Suivant les trois directions (x, y et z) (figure 5.3) , les échanges de flux dans la zone de mangrove peuvent se mettre sous la forme de force de viscosité , et sous la forme de force de frottement comme présenté à la figure 5.3 qui suit

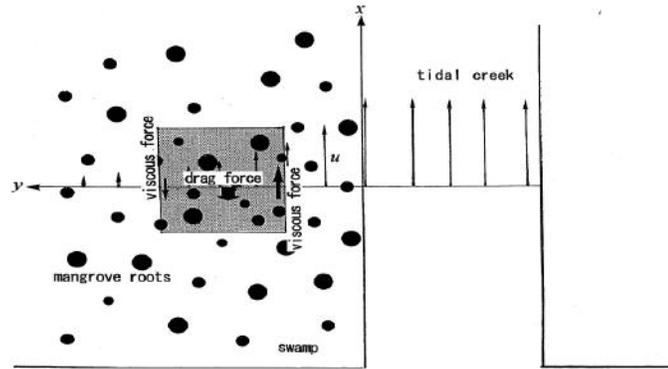


Figure 5.3 Vision schématique de la dynamique de la marée dans la mangrove (Kobashi et al. 2004)

on précise que la z est dans la direction verticale, les composantes de la vitesse u,v et w sont respectivement dans les directions x, y et z,

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + k \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + F_x \quad (5.33)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + k \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + F_y \quad (5.34)$$

$$\rho_0 \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\rho_0}{1 - A_p(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left((1 - A_p(z)) (k + k_T(z)) \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \frac{\partial F(z)}{1 - A_p(z)} \quad (5.35)$$

Avec $\partial p / \partial x$ le gradient de pression horizontal [N/m³]; k est la viscosité [m²/s]; and k_T est la viscosité turbulente [m²/s].

Mazda et al. (1997b) ont démontré, dans une étude expérimentale que les termes en

$$\frac{\partial(u,v)}{\partial t}, \frac{\partial(u,v)}{\partial y}, \frac{\partial^2(u,v)}{\partial x^2} \text{ sont de deux ordres de grandeur plus petit que le terme en } g \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

En négligeant ces termes, en mode barotrope, les équations (5.33) et (5.34) deviennent

$$0 = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_y \quad (5.36)$$

$$-v \frac{\partial u}{\partial y} + v \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = -F_x \quad (5.37)$$

Selon Wilson et al. (1977) et Raupach et al. (1981) Le frottement dû à la végétation peut être formulé sous forme quadratique comme suit :

$$F_y = \frac{-1}{2L_e} C_D v \|v\| \quad \text{où} \quad v = \frac{1}{H} \int v(z) dz \quad (5.38)$$

Selon Mazda et al. (1997b), C_D varie entre 0.4 et 10; L_e représente une échelle de longueur effective la végétation. Pour définir L_e on choisit un volume de contrôle V qui varie en fonction du niveau d'eau dans la mangrove; on définit V_M qui se définit comme V_M . On définit V_M et A respectivement le volume et la surface au sol occupée par la végétation dans le volume de contrôle V .

$$L_e = \frac{V - V_M}{A} \quad (5.39)$$

Selon cette formulation, L_e dépend fortement du type de mangrove mais surtout de la densité de la végétation. La figure 5.4 présente une estimation de ce paramètre avec la hauteur de l'eau et le type de mangrove.

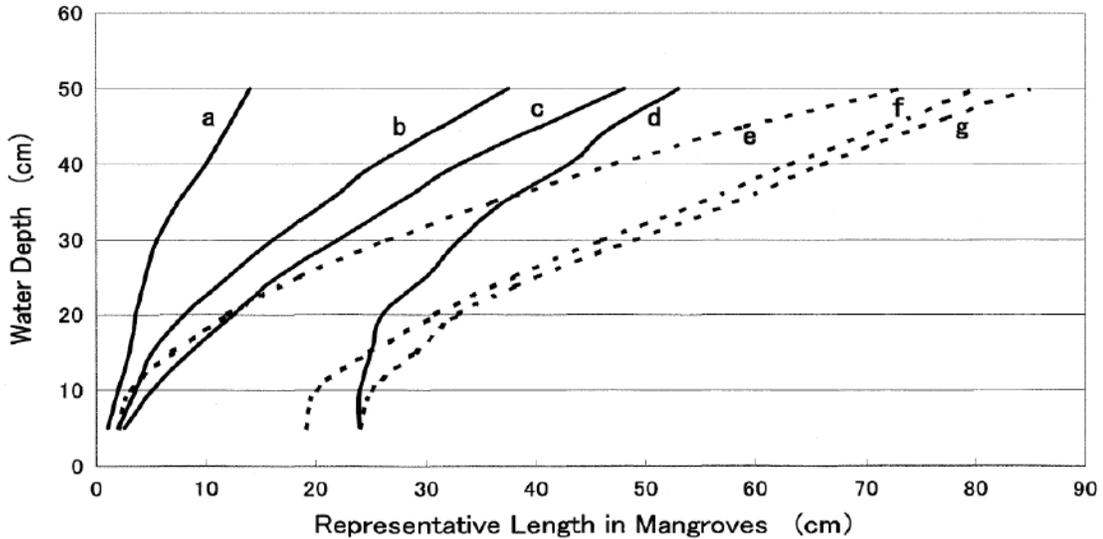


Figure 5.4. Dépendance de L_e du niveau d'eau en fonction de différentes espèces de mangrove. a: Coral Creek, Hinchinbrook Island, Australia (*Rhizophora* sp.) b: Ho-Can-Gio, Chi-Minh, Vietnam (*Rhizophora* sp.) c: Maera-Gawa, Iriomote Island, Japan (*Rhizophora* sp.) d: Rio-Chone, Manabi,

Ecuador (Rhizophora sp.) e: Aira-Gawa, Iriomote Island, Japan (Bruguiera sp.) f: Nakama-Gawa, Iriomote Island, Japan (Bruguiera sp.) Maera-Gawa, Iriomote Island, Japan (Bruguiera sp.) g: Maera-Gawa, Iriomote Island, Japan (Bruguiera sp.) (Mazda et al. 2005).

L'estuaire du Cameroun est dominé par l'espèce *Rhizophora racemosa* ou encore le *Rhizophora* spp. Cette espèce a une envergure beaucoup plus importante que le *Rhizophora* sp. D'après Mazda et al. 2005, une bonne calibration du *Rhizophora* en général est obtenue avec une longueur équivalente comprise entre 0.15 et 0.25 m.

Dans la configuration de Douala, pour une première approche, nous avons pris F sous sa forme linéaire :

$$\frac{-1}{2L_e} C_D v \|v\| \approx -rv \quad (5.40)$$

Le coefficient linéaire peut alors se mettre sous la forme :

$$r \approx \frac{C_D \|v\|}{2L_e} \quad (5.41)$$

Une paramétrisation de r en fonction des ordres de grandeur de C_D , v et L_e nous permet d'approximer $r \in [0.1; 0.01]$.

5.1.1. Prise en compte des processus sous maille dans la mangrove.

Afin de garder un nombre de points et un temps de calcul acceptable, nos mailles les plus petites font 250m x 250m. Pourtant, l'interaction entre la mangrove et la dynamique se fait à des échelles beaucoup plus petites (de l'ordre de l'arbre) qu'on pourrait même approximer au mètre. Yagi et al. (2005) and Yagi et al. (2007) ont déjà utilisé les fractales pour comprendre les processus de sédimentation dans la mangrove et le mécanisme de formation de la configuration fractale du réseau de chenaux en se servant d'un modèle mathématique. Même si la géomorphologie des bras des canaux est fortement non linéaire, ces travaux précurseurs de la représentation fractale des mangroves nous ont orientés à l'évaluation de la correction qu'il faut apporter au coefficient de frottement linéaire dans notre simulation pour tenir compte de la quantité d'eau qui rentre dans la mangrove en gardant notre résolution. La figure 5.5 montre une image de réseau des chenaux dans l'estuaire du Cameroun. Malgré la résolution assez basse de l'image, on peut voir la configuration fractale des canaux dans l'estuaire.



©European Space Agency. Provided by NASA Astrophysics Data System

Figure 5.5 Scène ERS1 de l'estuaire de Douala du 23 Août 1994.

On utilise dans cette étude la définition la plus simple de la dimension fractale, dite du ‘box-counting’ (cf. Falconer 2003 pour les autres définitions possibles). Prenons comme exemple le calcul de la dimension fractale de la répartition spatiale des bras en eau dans la mangrove. Soit une taille d’observation X que l’on découpe en sous espace Δx . On appelle résolution le nombre d’intervalles $\lambda = X/\Delta x$. Puis on compte le nombre de boites $n(\lambda)$ dans lesquelles il y a de l’eau. Si ce nombre varie en fonction d’une puissance de la résolution, alors la répartition des canaux d’eau dans la mangrove est fractale et l’exposant de la loi puissance est la dimension fractale :

$$n(\lambda) \sim \lambda^{Df} \quad (5.42)$$

Le signe \sim signifie l’égalité à un facteur constant près, qui peut varier lentement en fonction des corrections logarithmiques. La dimension fractale peut être interprétée comme une mesure de l’occupation de l’espace par l’objet fractal et peut être comparée à la dimension topologique de l’espace, à la différence que la dimension fractale n’est pas nécessairement entière. Dans le cas de la mangrove les images libres des mangroves de l’estuaire du Cameroun sont fortement bruitées par la couverture nuageuse sur presque toute l’année. Pour déterminer l’échelle fractale dans la mangrove par la méthode du ‘box-counting’, nous avons utilisé une image traitée de la mangrove en Casamance (figure 5.6) pouvant fournir les détails sur les zones de végétation et les bras d’eau jusqu’à sur une résolution variant d’une dizaine de mètres au kilomètre. Soit 2 ordres de magnitude .

Carte de la mangrove du fleuve Casamance

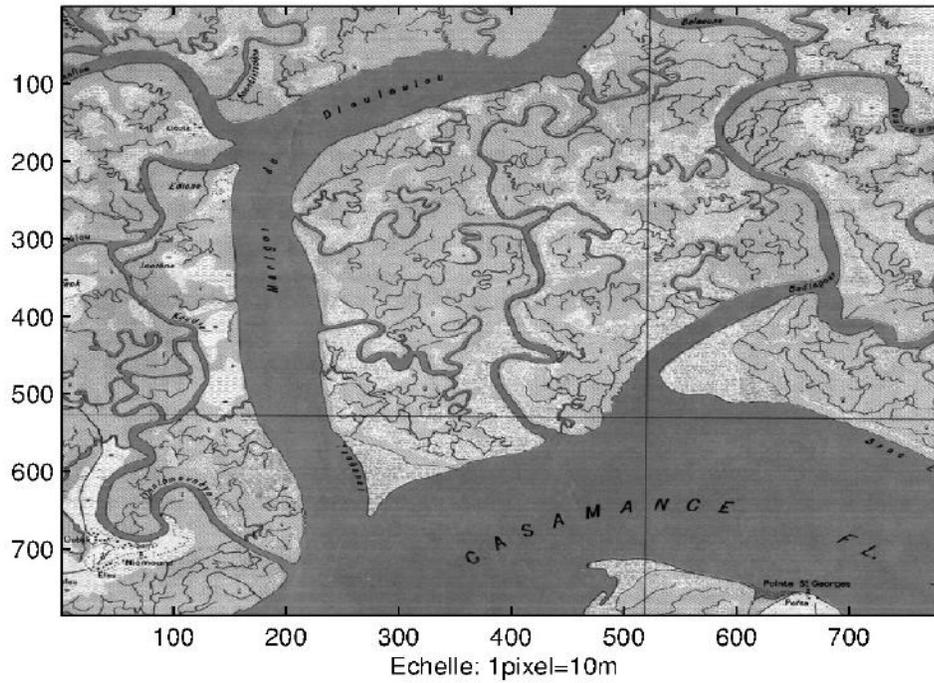


Figure 5.6 Aperçu d'un réseau de distribution des bras en eau dans la mangrove.

On fait une transformation en niveaux de gris entre 0 et 255. Ensuite pour obtenir une image binaire, on prend tous les niveaux de gris plus petit que 130 qu'on met à 0, et tous les niveaux de gris compris entre 130 et 255, on met à 1. Cette séparation nous permet d'obtenir les pixels en 1 et en 0 correspondant respectivement au blanc (bras d'eau) et au noir (mangrove).

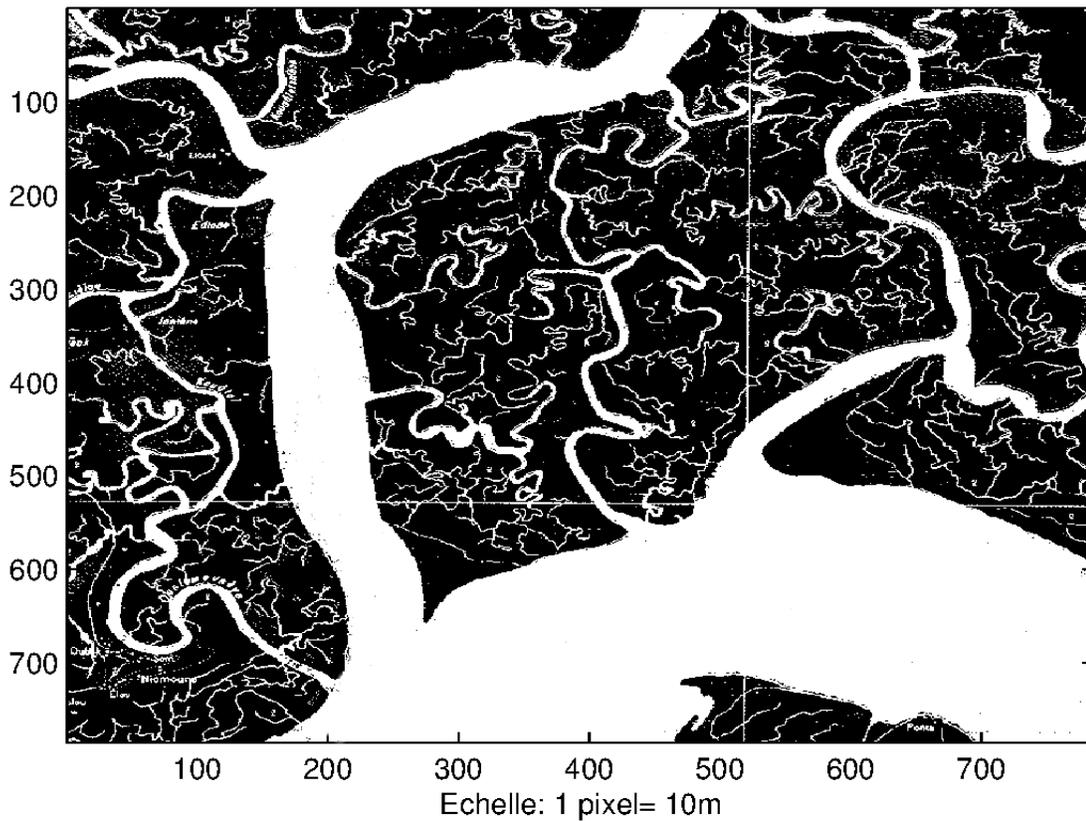


Figure 5.7. Réseau hydrographique digitalisé des bras en eau (couleur blanche) et la mangrove (couleur noire).

En Appliquant la méthode du 'box-counting' on obtient une loi d'échelle du réseau hydrographique à la figure 5.8. , nous permettant d'évaluer la dimension fractale .

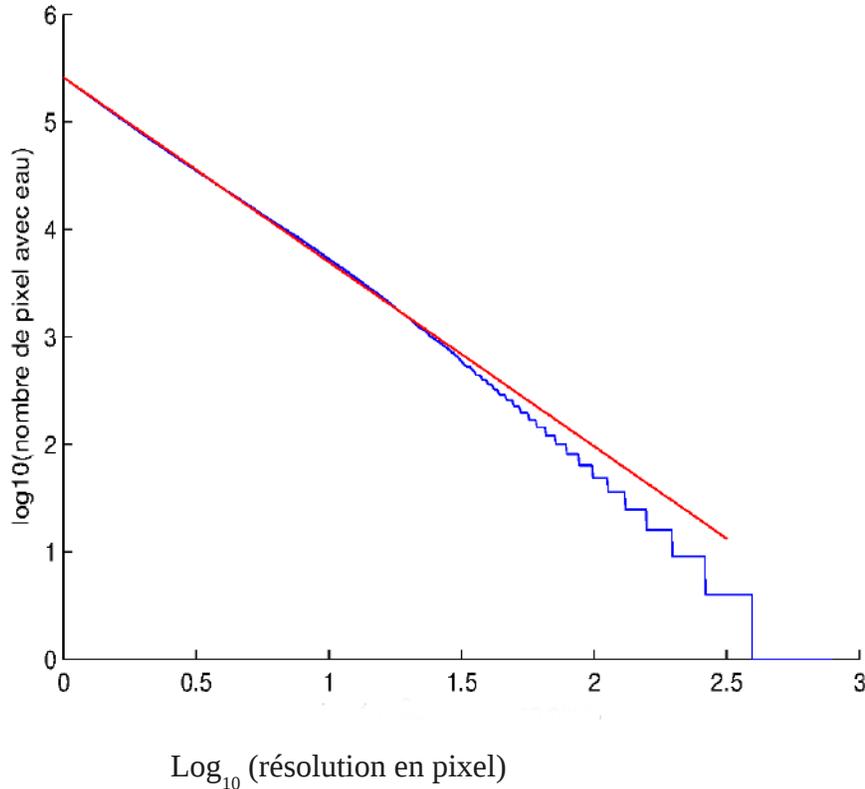


Figure 5.8 Loi d'échelle fractale du réseau hydrographique.

La dimension de notre image de base (7.8 km), nous permet d'obtenir et d'appliquer la méthode du box counting jusqu'à 200m de résolution. A plus de 200 m de résolution, tous les pixels passent en eau, ce qui se caractérise sur la figure 5.8 par le passage d'une fonction linéaire à une fonction en escalier accompagné d'un changement de la pente également.

Si Y et X désignent respectivement le nombre de pixel en eau et la résolution en pixels, dans une échelle logarithmique en base 10,

la loi d'échelle fractale ce réseau est :

$$Y = -1.72X + 5.413 \tag{5.42}$$

Sachant que le plus petit pixel vaut 10 m, une résolution de 250 m correspond à 25 pixels. En supposant que que 10 m soit la taille idéale à laquelle on applique un coefficient de frottement linéaire dû à la végétation d'une valeur de $r = 10^{-2}$; cherchons la correction α qu'il faut appliquer pour passer d'une résolution de 10m à 250m pour conserver la quantité de masse (débit) qui rentre

dans la mangrove. En utilisant la loi fractale retrouvée ci dessus pour les valeurs Y_{250} et Y_{10} , une valeur approchée de α peut être obtenue en calculant la différence $Y_{250} - Y_{10}$.

On trouve alors la valeur -2.4045 .

Lorsqu'on effectue le passage de l'échelle logarithmique à une échelle décimale, on trouve:

$\alpha = 10^{-2.4045}$: d'où le coefficient de frottement linéaire moyen appliqué à la végétation dans la configuration de Douala est de l'ordre du produit de α par r soit $r' = 10^{-4.4045}$. Les tests de sensibilité effectués pour les réanalyses de marée FES2012 (voir résultat au chapitre 7) ont permis de valider cette paramétrisation du frottement dans la mangrove.

Il faut également noter que le coefficient de frottement sur le fond est prescrit à 10^{-3} et reste inchangé dans tout le domaine.

– Conclusion partielle

Dans ce chapitre, il a été question de présenter le modèle de circulation Symphonie, notamment ses équations primitives. Nous avons aussi présentés de conservation de la température et la salinité, le schéma de fermeture turbulente ainsi que les conditions aux limites (surface libre, au fond et aux frontières latérales). Pour ce qui est de la discrétisation temporelle du modèle, notre configuration a deux schémas numériques : le leapfrog explicite pour le mode barocline et le forward backward pour le mode barothrope. Spatialement le modèle est discrétisé avec un schéma upwind d'ordre 3. Dans la simulation de Douala, l'interaction entre l'atmosphère et l'océan ainsi que la circulation générale sont pris en compte par les champs GLORYS-V2 de 2002 à 2009. Les débits de fleuves sont donnés sous la forme de climatologies. Une grande partie de ce chapitre a été consacré à mise en place de la mangrove dans le modèle, notamment la numérisation de forêt et la paramétrisation du coefficient de frottement dû aux arbres, à une résolution de 250 m. Les chapitres 6 et 7 seront donc consacrés aux résultats de la circulation, et à la marée séquentiel respectivement.

Chapitre 6 : La circulation océanique dans la plaine abyssale en Afrique Centrale et dans l'estuaire du Cameroun : résultats de la modélisation.

Nous avons, dans cette étude, modélisé la température, la salinité et la circulation océanique multi-échelles en Afrique Centrale avec une très haute résolution dans l'estuaire du Cameroun. Nous avons utilisé le code numérique SYMPHONIE-S26, avec pour forçages océaniques et météorologiques, les réanalyses GLORYS MyOcean V2 décrits au chapitre 5, qui couvrent la période 2002-2009 pour la simulation de référence. Elle sera dénommée par la suite DOUALA26_CALMIP. Les décharges fluviales sont des climatologies mensuelles issues de Dai et al (2009) complétées par les archives de l'ORSTOM / IRD pour cette région.

Dans ce chapitre, nous décrivons les sorties d'une simulation longue 2002-2009 avec laquelle nous construisons les climatologies de température, de salinité et de circulation de surface et de subsurface, afin de caractériser notre domaine, notamment dans la plaine abyssale et dans la zone côtière. Nous allons dans un premier temps vérifier que notre simulation de référence reproduit bien les oscillations de la salinité et de la profondeur de la couche de mélange dans cette région tel qu'observées dans les études de Berger et al (2013) et DA-ALLADA (2013) qui ont mis en évidence un cycle saisonnier.

Dans la suite, ne disposant pas de débits interannuels des fleuves d'Afrique centrale pour la période 1992-2009, pour observer les fluctuations dues aux débits,, nous avons effectué deux tests de sensibilité aux débits. Le premier utilise la climatologie que la simulation de référence mais avec des débits pris de moitié, alors que le deuxième utilise le double des débits climatologique par rapport à la simulation de référence. Dans le modèle, les zones peu profondes sont fortement influencées par les flux de chaleur prescrits par les forçages GLORYS, pour étudier l'impact dans ces zones, nous avons fait un test de sensibilité sur la température initiale des débits, la température du rejet étant un moyen d'ajuster celle que le modèle produit dans l'estuaire. Le dernier test de sensibilité que nous faisons permet d'évaluer l'influence de la mangrove sur la circulation locale dans l'estuaire de Douala. Nous terminons ce chapitre avec la caractérisation de l'estuaire du Cameroun. Il s'agit plus précisément d'analyser la stratification de la salinité et de la température ainsi que la circulation, en fonction des cycles vives eaux et mortes eaux, et en période de crue et d'étiage.

6.1 Simulation de référence de la configuration de Douala

La simulation de référence est forcée avec les réanalyses GLORYS journalières et la marée FES2012 réajustée pour la grille de calcul de notre modèle en ce qui concerne les vitesses à la condition aux

limites ouvertes. Tous les forçages sont ré-interpolés sur la grille de calcul symphonie. La simulation a nécessité 20000 heures de calcul sur 64 processeurs avec la machine Hypérion du mésocentre CALMIP (projet 13120) pour couvrir les 8 ans (2002-2009) . Les sorties de cette simulation sont la température, la salinité, les courants 3D (“along axis” soit dans le sens de la grille) et la surface libre. En instantané, nous faisons une sortie tous les 5 jours. Nous réalisons également les moyennes journalières de ces paramètres ainsi que le transport barotrope.

Pour avoir une idée sur le temps de spin up, qui est la durée qui s'écoule entre le début de la simulation et le temps où le domaine atteint son l'état d'équilibre, nous avons calculé la variation journalière moyenne de l'énergie cinétique du domaine. Dans la simulation de référence (courbe rouge, figure 6.1), ce temps s'observe difficilement à cause de la variabilité haute fréquence dans les forçages. Pour éliminer cette haute fréquence dans les forçages,, nous avons réalisé une simulation climatologique d'une durée de 3 ans forcée avec les moyennes mensuelles GLORYS (2002-2004)) sauf la marée . Certes on sous-évalue l'énergie cinétique moyenne du système, mais on observe clairement la période transitoire du système qui est de 4 mois (période encadrée en rouge sur la courbe verte .

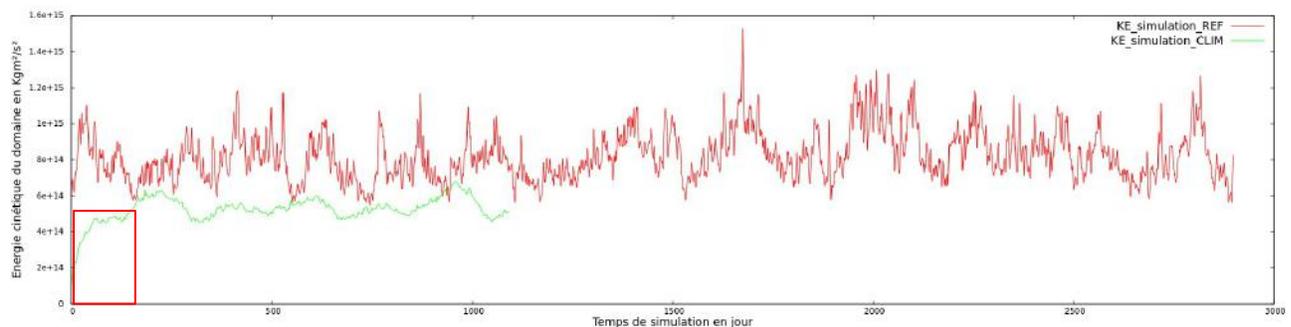


Figure 6.1: Variabilité journalière de l'énergie cinétique du domaine. Simulation de référence en rouge, simulation avec les forçages climatologiques en vert.

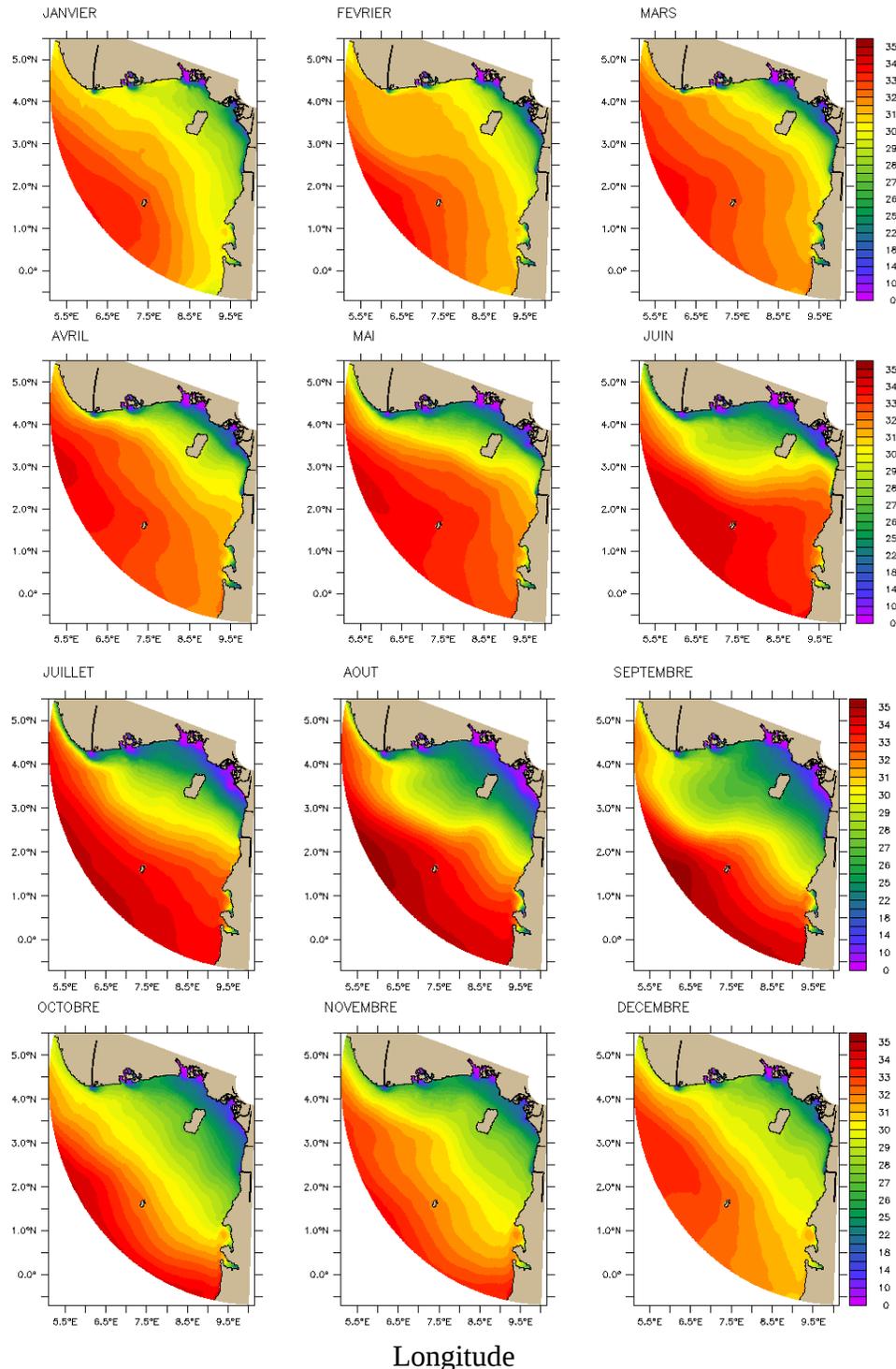
Pour prendre en compte le bilan de sel dans notre domaine nous avons prolongé ce spin up à 1 an, le temps qu'il faut pour que s'établisse l'équilibre du bilan en eau dû aux précipitations et aux débits de fleuves. L'énergie cinétique de la simulation de référence présente une variabilité mensuelle avec 2 pics observés par an. Ces pics semblent plus prononcés en été boréal (juin-août) qu'en hiver (décembre-février). Le premier semble correspondre au déplacement vers le Nord de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) (Peterson et Stramma, 1991) qui s'accompagne d'un renforcement des alizés. Le second maximum qu'on observe en automne (septembre-novembre) correspondrait au

maximum de décharge fluviale dans le domaine (figure 1.16).

6.2 Climatologie de la salinité et de température dans le sous bassin atlantique de l'Afrique central

6.2.1. La salinité de surface (SSS)

Les observations de la SSS dans cette partie de l'Atlantique équatorial restent peu nombreuses. Celles mises à notre disposition (SSS distribuée par le LEGOS (1992-2013) ont très peu de résolution spatiale de (1°) sur les côtes en Afrique centrale et ne couvrent pas tous les mois pour construire une climatologie permettant de valider nos simulations.



Longitude

Figure 6.2 Cartes climatologiques de la SSS en moyenne mensuelle, à partir de la simulation de référence (2003-2009). L'année de spin up, 2002, n'a pas été prise en compte dans le calcul de la moyenne.

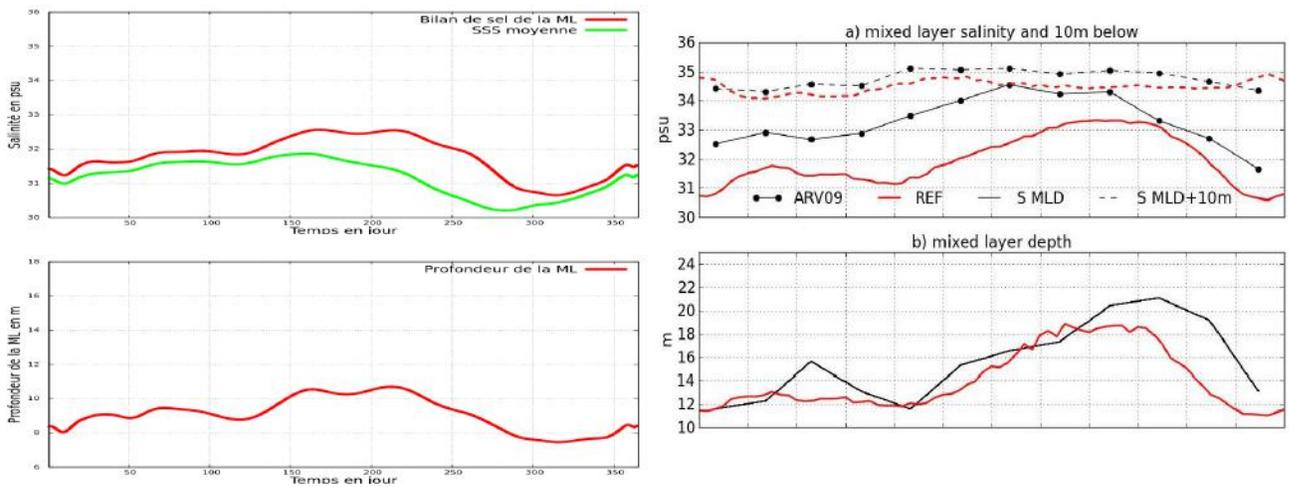
La climatologie construite à partir de notre simulation de référence montre deux grandes zones où le

cycle saisonnier dépend du forçage dominant. Sur la plaine abyssale, en surface, un signal salé entre dans le domaine 9 mois sur 12 avec un maximum observé en été boréal (juin-juillet-août). Dans cette partie du bassin on observe une diminution de la SSS uniquement en automne boréal (septembre-octobre-novembre).

Sur la bande côtière, particulièrement sur la côte Camerounaise, la salinité présente de fortes fluctuations en fonction des débits des fleuves. Elle atteint difficilement 29 psu sur le talus continental du Nigéria. Les variations de débits du fleuve Niger n'ont que peu d'impact sur la SSS dans l'estuaire du Cameroun, mais beaucoup plus derrière l'île de Malabo en allant vers le large. Les fortes SSS dans l'estuaire du Cameroun surviennent dans la période allant du mois d'octobre au mois de mars avec un maximum en décembre. Nous y reviendrons plus précisément dans la partie sur la description de l'estuaire.

6.2.2. Cycle saisonnier du bilan de sel dans la couche de mélange.

Berger et al(2014) ont étudié la capacité d'un modèle 3D (avec une résolution horizontale $1/12^\circ$) à reproduire l'évolution temporelle du bilan de sel, et la profondeur de la couche de mélange (ML) dans cette région °. Cette zone, qui va de la baie du Biafra à la côte Gabonaise ($4^\circ\text{E}-10^\circ\text{E}$, $2^\circ\text{S}-7^\circ\text{N}$), est certes légèrement plus importante que notre domaine, surtout dans la partie hauturière mais nous faisons une comparaison entre les deux modèles pour savoir si l'évolution du cycle saisonnier du bilan de sel et de la couche de mélange reste la même. D'après De Boyer Montegut et al (2004), pour définir la profondeur de la couche de mélange dans les régions tropicales, on peut appliquer un le critère densité $\Delta\rho > 0.03 \text{ kg.m}^{-3}$, le différentiel de densité entre les couches superficielles et le base de la couche de mélange. Notre configuration présente l'avantage de prescrire correctement les flux d'eau douce. Car, elle est conçue pour prendre compte des processus côtiers et estuariens ainsi que les zones peu profondes de l'estuaire du Cameroun. Pour éliminer ces zones peu profondes et qui ne sont pas pris en compte dans les modèle globaux, par exemple la configuration de Berger et al, avec laquelle nous faisons une comparaison, nous avons appliqué le critère de densité aux zones plus profondes que 10 m.



(a) Simulation de référence (2003-2009)

(b) Berger et al (2014)

Figure 6.3 A gauche,(a) bilan de sel dans la couche de mélange (ML), SSS moyenne, et profondeur de la ML pour la simulation de référence sans l'année de spin up , ne sont pas pris en compte les zones de bathymétrie inférieure à 10m. A droite,(b), solution de Berger et al (2014 pour le même bassin à partir d'une simulation NEMO 3.2.1 (1995-2006) . Complète ici pour mettre ARV09. Indique aussi (a) et (b) sur la figure. Tu as 4 plots. Peut être précise mieux (a) , (b),(c), et (d)

On remarque que le bilan de sel dans notre domaine reste du même ordre de grandeur que celui de

Berger et al(2014), mais le maximum de salinité apparaît un mois plutôt dans notre simulation, ce qui semble être en accord avec la climatologie ARV09 figure 6.3 (b) de Gaillard et al (2009). La profondeur de la ML reproduit très bien les mêmes variations que le modèle de Berger et al 2014, mais avec un pic qui arrive un mois plutôt comme dans le cas du bilan de sel. La ML varie entre 7.5 m et 11 m. Au regard des résultats précédents, notre simulation de référence reproduit correctement la profondeur de la couche de mélange et son bilan en sel au fond du Golfe de Guinée. La très haute résolution (raffinement de 250 m dans l'estuaire) et les forçages avec les débits climatologiques obtenus à partir des observations in situ pour tous les fleuves de notre domaine nous permettent de bien observer l'impact du débit d'eau douce, et de la température prescrite aux points de forçage de l'eau douce, sur la salinité de surface, de subsurface, la température et les courants de la circulation grande échelle et des apports d'eau douce. De novembre à mai, la SSS et le bilan de sel dans la ML suivent les mêmes variations. Les mécanismes qui pilotent cette variabilité pour cette période de l'année pourraient être l'advection horizontale et

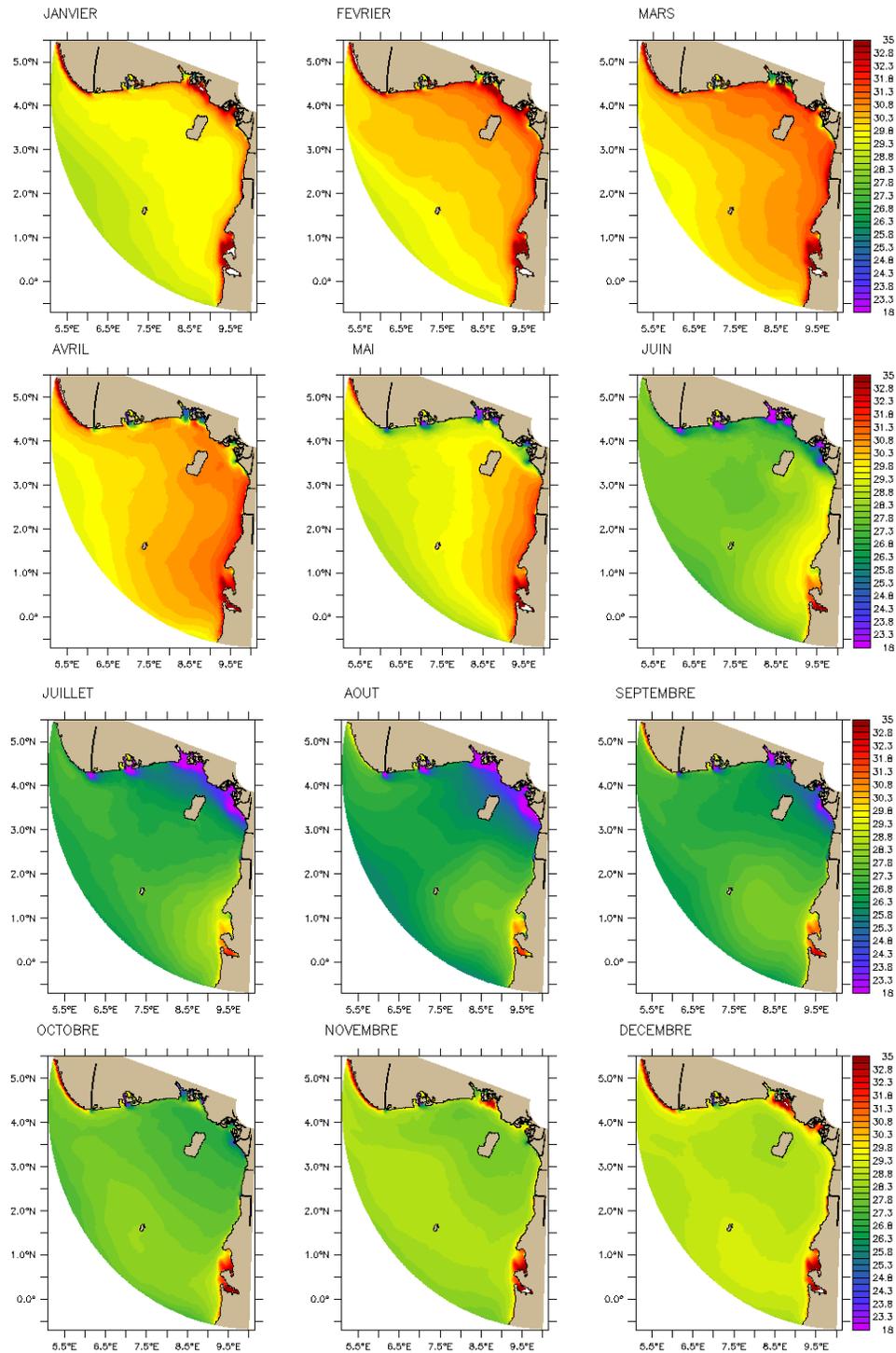
l'entrainement vertical comme suggère DA ALLADA et al (2013a), les flux d'eau douce étant moins important par rapport à l'été. De juin à septembre on remarque que la SSS et le bilan de sel dans la ML sont plutôt pilotés par les flux d'eau douce. La sensibilité de l'estuaire aux débits sera étudiée dans la suite.

6.2.3. Cycle saisonnier de la température de surface (SST)

L'interaction entre la mousson et la température de la surface océanique (SST) à l'Est de l'Atlantique équatorial a fait l'objet de plusieurs études (Wauthy, 1983; Peyrillé et al. 2007).

Dans la plaine abyssale, entre avril et juillet, le refroidissement de plus de 6°C de la SST observé au sud de l'équateur, et qui est lié à la formation de l'upwelling équatorial (Merle et al. 1980 ; Picaut, 1983 ; Weingartner et Weisberg, 1991) atteint l'Afrique centrale avec un décalage dans le temps et une intensité plus faible. La période de refroidissement dans notre domaine s'étend du mois de juin au mois de septembre avec des minima de température de 18°C dans les petits fonds et 23°C dans l'estuaire (figure 6.4). Les mois d'octobre, novembre, et décembre présentent les températures mois élevées que la période allant de janvier à mai où on observe des température élevées avec un pic de chaleur entre mars et avril (un maxima de 35°C dans les petits fonds et 31°C dans l'estuaire.). L'amplitude du signal saisonnier est donc de l'ordre de 4°C à la frontière ouverte, de 8°C dans l'estuaire et 17°C dans les zones peu profondes.

Dans la zone côtière, la distribution de la SST semble suivre la topographie (figure 6.4), mais les zones peu profondes restent très sensibles aux flux de chaleur et à la température initiale des rivières. Ces zones ont une tendance soit à un refroidissement excessif, soit un réchauffement excessif malgré la relaxation en température de 30 jours qui est imposée dans le modèle. Cette sensibilité se manifeste beaucoup plus les zones peu profondes où de bathymétrie approximatives comme aux embouchures et surtout dans la baie du Biafra, à Bata et dans l'estuaire du Gabon où la température reste très élevée même en été. Dans ces zones on utilise la bathymétrie GEBCO_08 avec une résolution de 1.8 km qui reste très approximative près du rivage.



Longitude

Figure 6.4 Cartes climatologiques de la SST en moyenne mensuelle, à partir de la simulation de référence (2002-2009) sans l'année de spin up 2002.

La comparaison entre les cartes de température et de la climatologie des principaux forçages figures

6.4 et 6.5 suggèrent qu'en été boréal, les alizés orientés Sud-Est transportent les eaux plus froides du sud au large du Gabon vers le domaine.

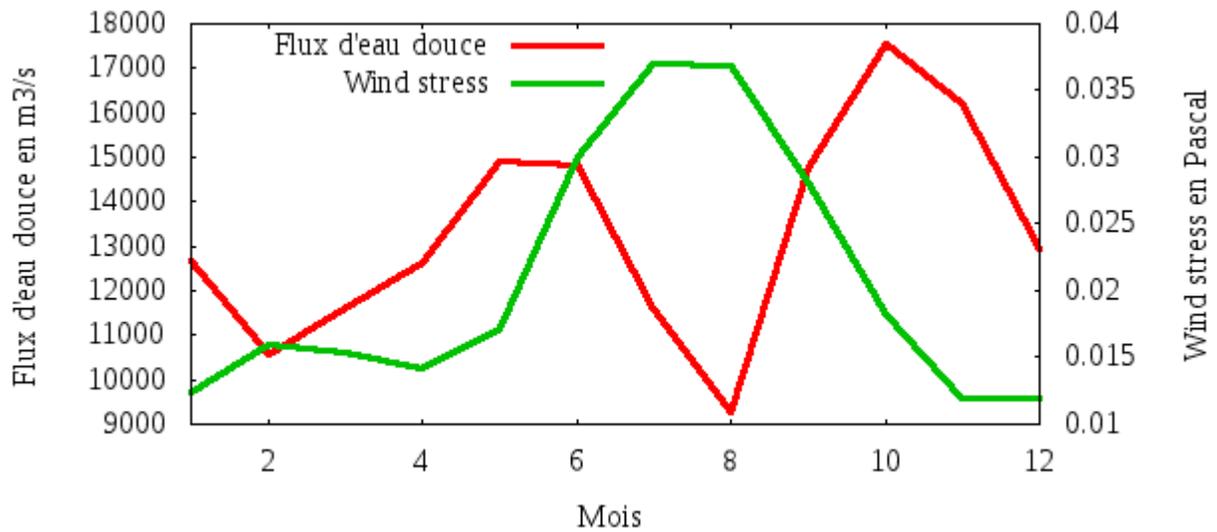


Figure 6.5 Climatologie du bilan flux d'eau douce (Précipitation – Evaporation) (courbe rouge), climatologie du stress de vent(courbe verte) dans partie océanique du bassin faites à partir des données journalières des réanalyses GLORYS MyOCEAN V2 (1992-2009).

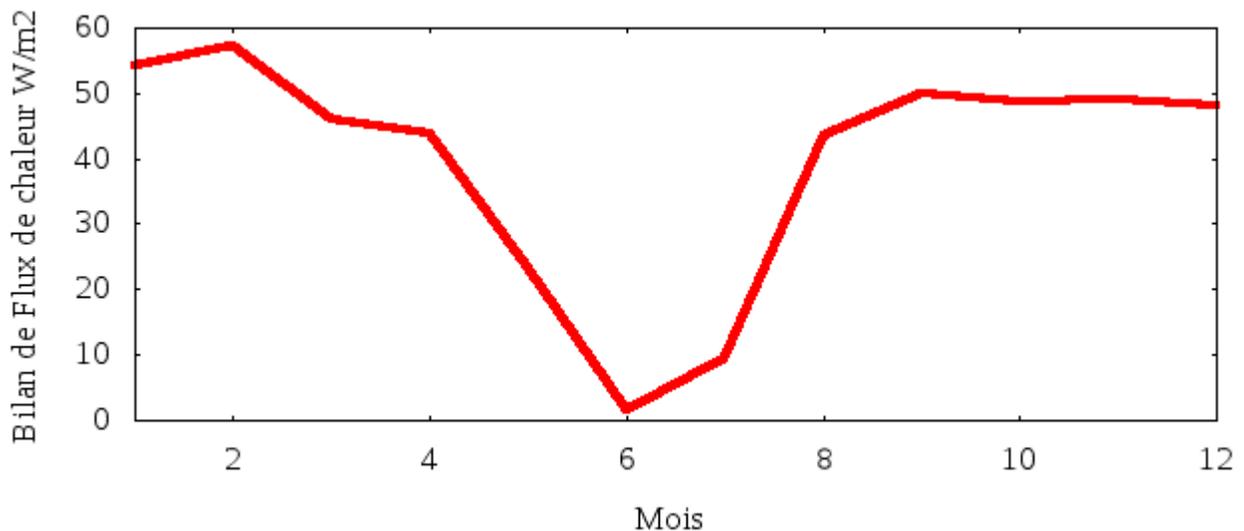


Figure 6.6 Climatologie du bilan flux de chaleur (Radiations courtes + bilan infra rouge + le flux de chaleur latente + le flux de chaleur sensible) dans la partie océanique du bassin faites à partir des données journalières des réanalyses GLORYS MyOCEAN V2 (1992-2009).

Durant cette même période (Juin à Septembre), les précipitations océaniques et le bilan de chaleur sont très aux faible comparés au reste de l'année alors que sur le littoral, plus précisément au centre du domaine (côtes Camerounaises) on atteint le maximum des précipitations (figure B-1, introduction) avec des températures plus basses du cycle saisonnier. Ces températures basses à cette période de l'année sont étroitement liée à l'apparition de la langue d'eau froide au sud de l'équateur malgré le réchauffement de la partie océanique qui s'opère entre les mois de juillet et septembre. Durant les mois d'octobre, novembre et décembre, le stress de vent diminue mais les précipitations sur le domaine océanique atteignent leur maximum. Le flux moyen de chaleur est constant, alors que sur le littoral, les précipitations diminuent et les rivières apportent des eaux plus chaudes. La SST dans la plaine abyssale reste tempérée, alors que la partie côtière commence à se réchauffer De janvier à mai les précipitations océaniques et continentales ainsi que le stress de vent sont relativement faibles alors que le flux de chaleur reste élevé malgré une légère décroissance en mars et avril. La SST augmente atteint les 31° dans la plaine abyssale, et zones peu profondes du littorale peuvent dépasser les 33° .

6.3. Variabilité saisonnière de la circulation de surface et de subsurface en Afrique centrale

Entre 1993 et 2007 plusieurs campagnes océanographiques ont permis l'observation des courants dans la Golfe de Guinée. Certaines de ces données ont permis de décrire la circulation des masses d'eau et leur devenir au bord ouest et est de l'atlantique équatorial. On a par exemple les campagnes CITHER (Ahran et al., 1998 ;Lux et al., 2001 ; Mercier et al., 2003) et EQUALANT (Bourlès et al., 2002), et plus récemment les 6 campagnes EGGE entre 2005 et 2007. KOLODZIEJCZYK et al. (2009) ont exploité ce jeu de données pour décrire la structure de la terminaison des courants équatoriaux de subsurface dans l'Atlantique équatorial est. Les interactions entre ces terminaisons et les courants côtiers au fond du Golfe de Guinée ont été mis en exergue au sud du bassin par Wacogne et al, 1992, mais pas encore dans la partie centrale. Nous présentons ici ces liens pour établir le continuum entre la circulation hauturière grande échelle et la circulation côtière en Afrique centrale.

6.3.1 Variabilité saisonnière de la circulation de surface.Le Courant Guinéen (GC) est le courant de surface le plus marqué entre la baie du Biafra et les côtes gabonaises au nord de l'équateur serait. Au printemps boréal (mars, avril et mai) ce courant provient de la recirculation d'une partie du contre courant nord équatorial (NECC), alors qu'en automne boréal (septembre, octobre et

novembre), c'est la totalité du NECC qui alimente le GC. Sa variabilité est liée au mouvement de la zone de convergence intertropicale (Stramma et al, 1999). Sa terminaison dans notre zone d'étude est identifiée comme le principal courant de surface transportant les eaux vers la côte.

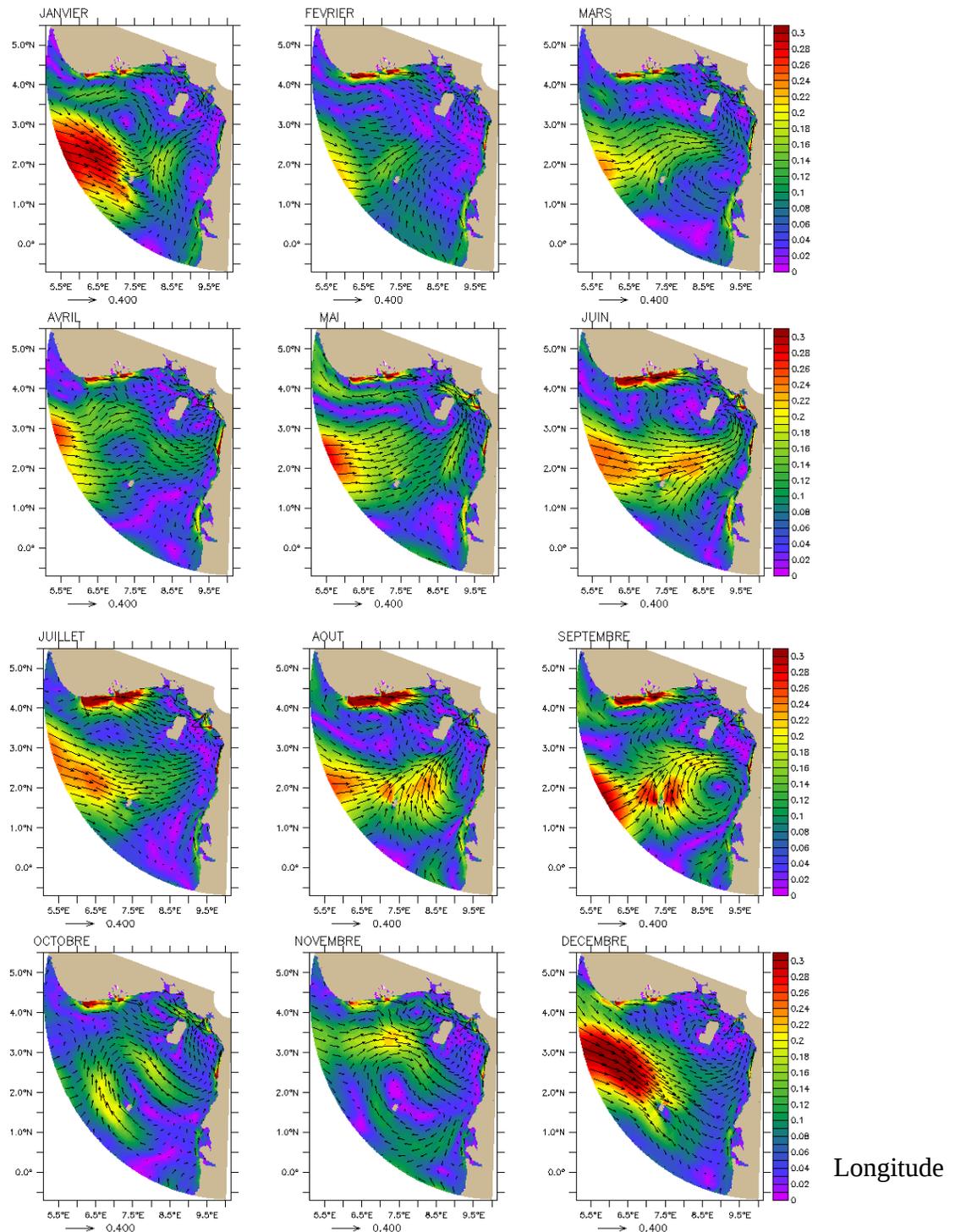


Figure 6.7- Cartes climatologiques des courants de Surface en (m/s) à partir de la simulation de référence (2003-2009).

Les cartes climatologiques de courant de surface effectuées à partir de la simulation de référence, figure 6.7, suggèrent que la terminaison du GC reste présente toute l'année. Aux mois de juin, juillet, août et septembre, il s'intensifie avec l'arrivée des vents de mousson et advecte les masses d'eau salées jusqu'à l'île de Malabo.

Contraint par les flux d'eau douce de l'estuaire du Cameroun, la bathymétrie et la marée, ces masses d'eau replongent et alimentent la branche nord du Courant Equatorial Sud (nSEC). A la même période, il se crée un vortex près de la côte près de Bata (Guinée équatoriale), centré à 2°N, 9°E qui atteint son maximum en septembre. Cette apparition suggère que ce courant est causé par le vent et peut s'expliquer par la théorie d'Ekman. Un renforcement des vents de sud (s'orientant pratiquement ouest à l'approche des côtes camerounaise dans cette région) qui accompagne la mousson crée, via la couche limite d'Ekman, un courant vers l'est qui recircule du à la présence de la topographie. Ce courant boucle sur la terminaison du GC créant ainsi le vortex que l'on observe au large de Bata. L'absence de ce vortex en profondeur (voir la figure 6.9 des courants à 50m) tend à relier ce phénomène à des processus de surface, notamment les champs de stress du vent de surface qui sont favorables. En octobre et novembre, le GC est plus faible autour de 0.18 m/s et arrive à peine à Malabo. De décembre à janvier, le GC, bien que très intense 0.4 m/s, bifurque avant d'atteindre Malabo. De février à mai, il s'affaiblit de nouveau et se subdivise en plusieurs petits courants dont un remontant dans la baie du Biafra, principalement aux mois de mars, avril et mai.

6.3.2. Le courant de Malabo

L'observation des cartes de la figure 6.7 laisse apparaître un courant assez important (avec un maximum de 0.4 m/s en été) au sud-est de l'île de Malabo durant toute l'année. On remarque en surface que ce courant semble varier avec la terminaison du GC dans notre domaine. Avant de regarder sa variabilité de subsurface, l'intensification du courant de Malabo pour la période juin-septembre suggère que les masses d'eau salées apportées par le GC sont contraintes par la bathymétrie du talus continental et l'important flux d'eau douce venant du Wouri et de la Sanaga à une recirculation vers l'océan. La section disponible pour ce courant de retour semble étroite par rapport aux différents flux. Il en résulte un effet de pompage qui s'observe par une accélération des masses d'eau au sud-est de Malabo. La variabilité de ce courant identifié sera particulièrement examinée en subsurface dans le prochain paragraphe.

6.3.3. Circulation de subsurface

Les sous courants océaniques dans l'atlantique équatorial ont une orientation majoritairement zonale (Stramma et al., 1999). Dans le Golfe de Guinée, les observations issues des campagnes Equalant 2000 et EGEE 2005-2007, et les travaux associés ont montré que le sous courant équatorial est le plus intense des courants de subsurface (Bourlès et al., 2002). Son influence a été observé jusqu'à 6°E avec une intensité assez réduite mais variable tout au long de l'année entre les latitudes 1°S et 2.5°N (KOŁODZIEJCZYK et al., 2009). Il est bien marqué autour de 50 m, mais peut s'approfondir jusqu'à 100 m. Notre configuration s'étend au large jusqu'à 5°E, mais avec la grille circulaire, pour observer les courants de subsurface, nous avons réalisé une coupe horizontale à 50 m de profondeur (figure 6.9) et plusieurs coupes radiales présentées à la figure 6.8. Afin de comparer le modèle et les observations d'EGEE à 6°E, nous avons réalisé une section EGEE (figure 6.8). La section ouest, nous permet aussi de présenter l'ensemble des courants qui entrent dans notre domaine, de la surface à 400m. Le bilan des flux entrants et sortants des principaux courants est effectué dans ces différentes sections. Les flux d'eau entrant et sortant seront quantifier dans la suite à la section Malabo de la figure 6.8.

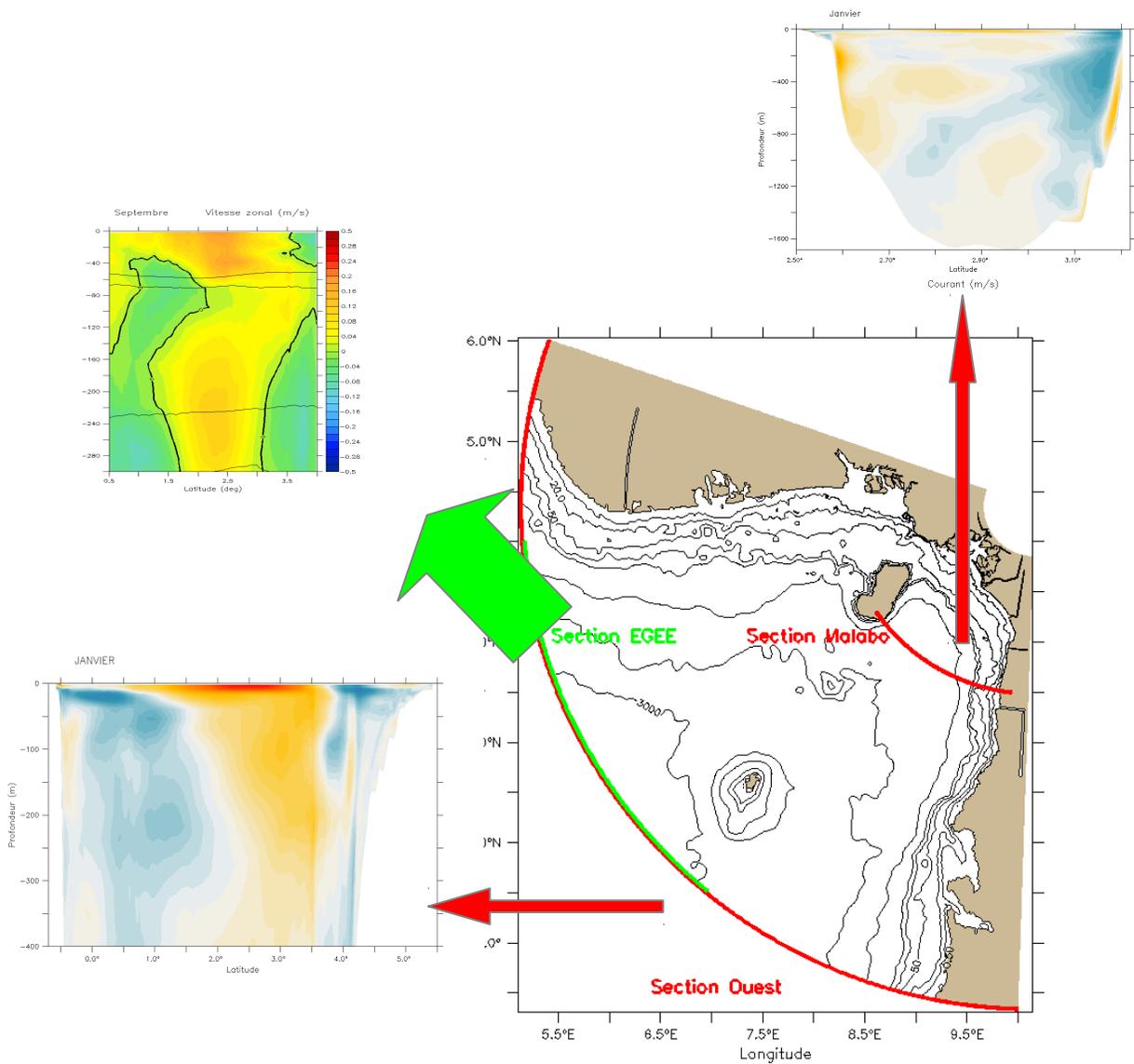


Figure 6.8 Différentes sections radiales du domaine où sont présentés les sous-courants. Dans la partie hauturière, nous avons la section ouest (courbe rouge), pour la validation avec les données de la campagne EGEE à 6°E, nous avons la section EGEE (courbe verte) et pour la section côtière, la section Malabo. En arrière plan, les courbes noires sont des isobathes.

La coupe horizontale de notre domaine de la profondeur 50m (figure 6.9) montre un courant entrant dans le domaine autour de 5°E entre les latitudes 3°N et 4°N, qui bifurque complètement autour de la latitude 7°E avant de recirculer vers l'équateur. Une branche de ce courant alimente les courants côtiers qui longent la baie du Biafra, on remarque un maximum d'intensité aux mois de juin

et juillet. Durant le mois de septembre, une branche du courant principal remonte entre les îles Principe et Malabo pour atteindre la côte Camerounaise.

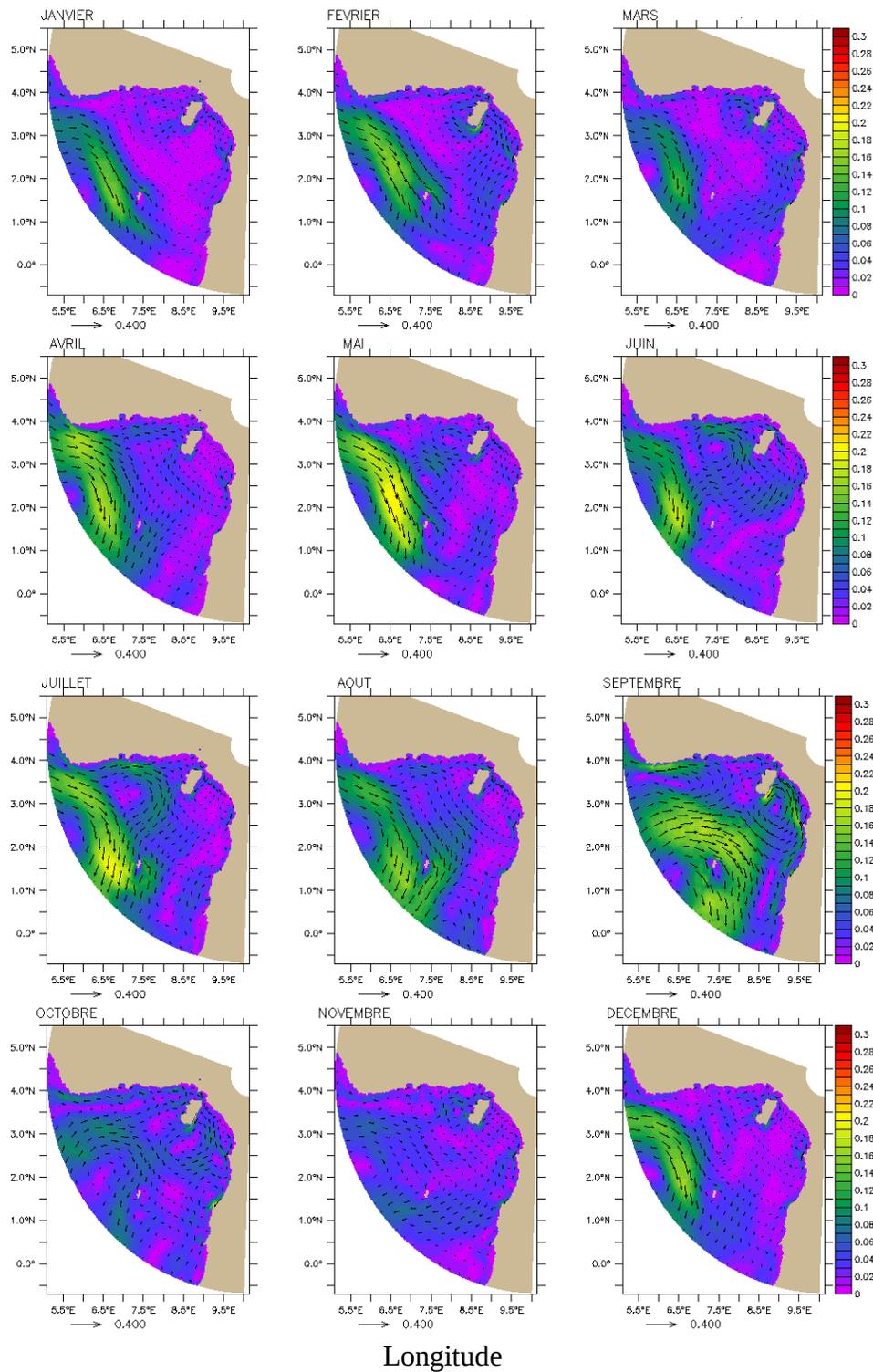
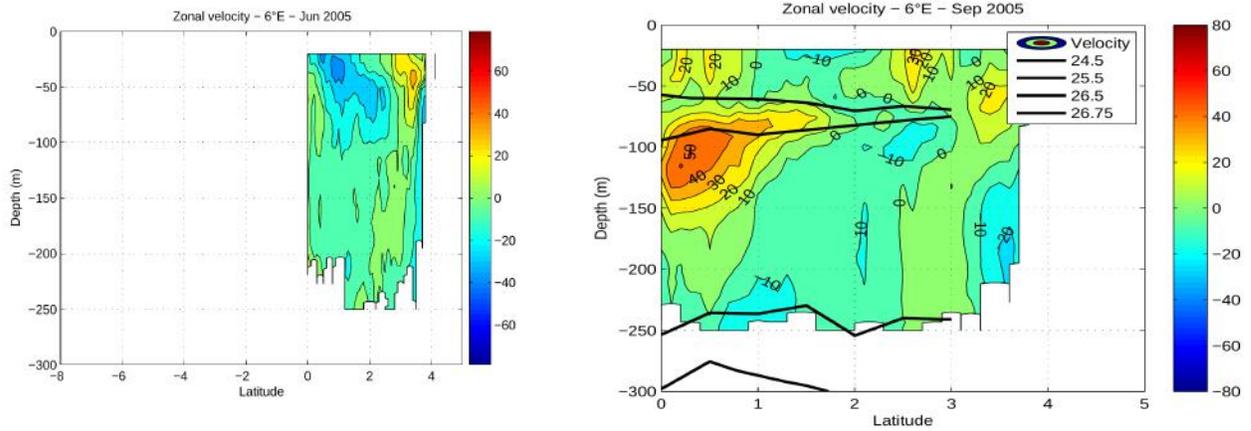


Figure 6.9- Cartes climatologiques des courants de subsurface (50 m) à partir de la simulation de référence (2002-2009); l'année de spin up 2002 n'est pas inclus dans la calcul de la moyenne.

Cette branche alimente le courant identifié au sud est de Malabo qui recircule vers le large.

En se basant sur la description effectuée par KOŁODZIEJCZYK (2008), ces résultats suggèrent que malgré son intensité, ce courant ne serait pas une terminaison de l'EUC dans notre bassin, mais peut être une bifurcation du courant guinéen. Son intensité maximale est de 0.24 m/s, elle est atteinte dans la période de mai à septembre. Pour mieux localiser les différents courants de subsurface, nous avons réalisé trois sections radiales du domaine qui ont retenues notre attention. Nous réalisons la première coupe qui passe par 6°E et que nous appelons Section EGGE, sur les 300 premiers m de profondeur, que nous comparons avec les observations de la campagne EGEE 2005 aux mois de juin et septembre (figure 6.10, figure 6.11, figure 6.12) correspondant respectivement aux courants, à la salinité et à la température de subsurface. La simulation reproduit très bien la variabilité observée dans les données. La bifurcation vers le sud et la recirculation vers l'équateur suggère que ce alimente probablement la branche équatoriale du courant équatorial sud (eSEC) et probablement le sous courant Gabon-Congo (GCUC), (figure 6.10). Nous avons aussi clairement identifié qu'à la fin de l'été (août-septembre) qu'une partie de ce sous courant alimenterait un courant côtier qui se déplace qui remonte la côte Camerounaise. . En salinité, figure 6.11, on observe le noyau se sel entre les profondeurs 40m et 80m comme dans les données de salinité zonale EGEE à 6°E, septembre 2005. On retrouve également les courbes isopycnes 24.5, 25.5, 26.5 et 26.75 respectivement autour des profondeurs 50m, 100m, 250m et 300m. En température figure 12, le modèle reproduit correctement la variabilité des observations entre la surface et 300m. Bien que notre simulation de référence semble relativement reproduire la variabilité de subsurface des courants, de la salinité et de la température, on peut remarquer que notre section EGEE n'est pas en réalité méridienne comme c'est le cas pour les observations des campagnes EGGE, et reste très proche de la frontière ouverte donc nos sorties sont également très proches des forçages.

Courant zonal campagne EGEE 6°E



Courant coupe radiale section EGEE_DOUALA26 (SYMPHONIE-S26)

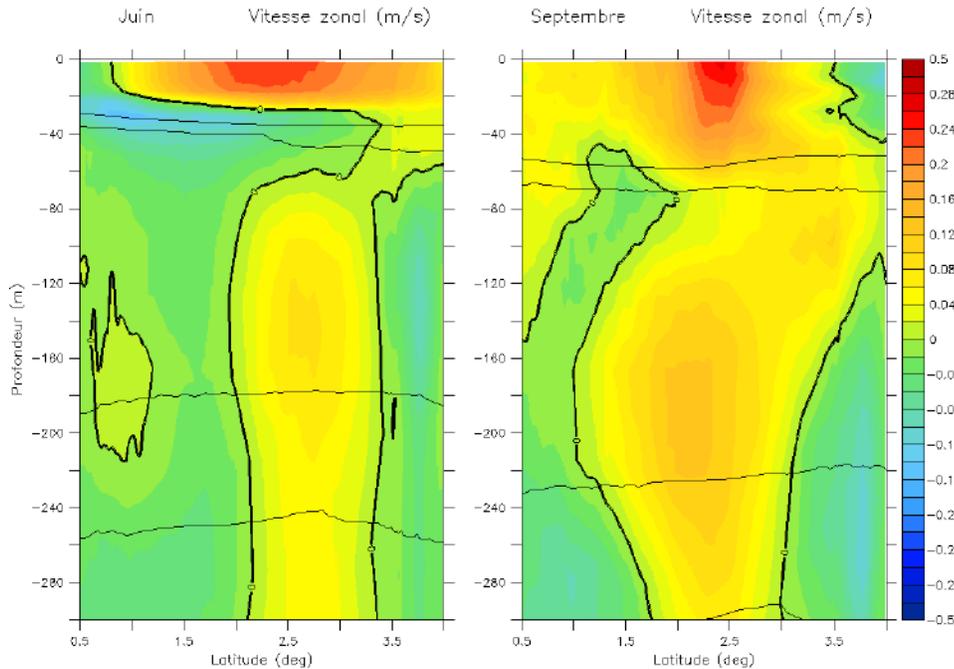
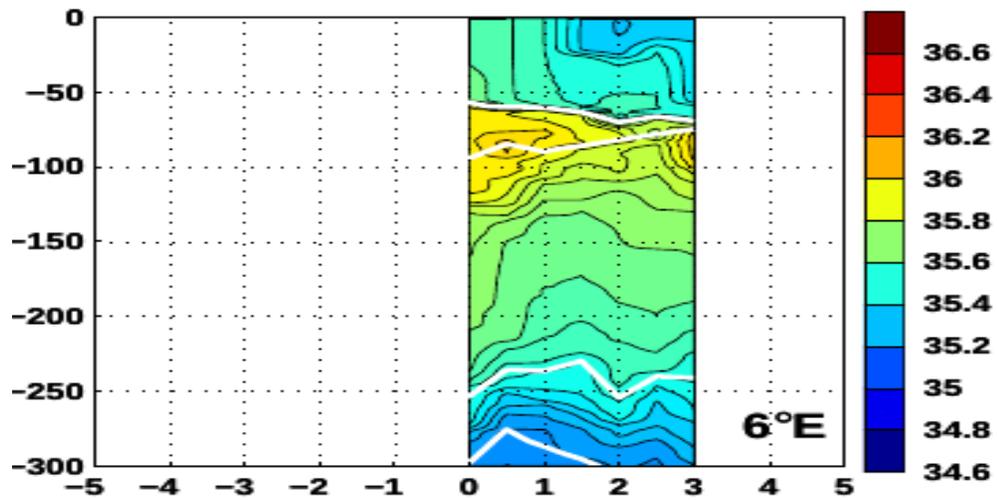


Figure 6.10- Comparaison de la moyenne mensuel du courant zonal des mois de juin et septembre 2005 avec les données de la campagne EGEE 2005 pour les mois de juin et septembre. Les valeurs positives indiquent que les courants circulent du large vers “l’estuaire” alors que les négatives indiquent le contraire. Les isopycnas $\sigma_\theta = 24.5, 25.5, 26.5$ et 26.75 sont superposées en noire dans les données et le modèle.

Salinité Campagne EGEE 6°E-Sep 2005



Salinité_DOUALA26 (SYMPHONIE-S26)

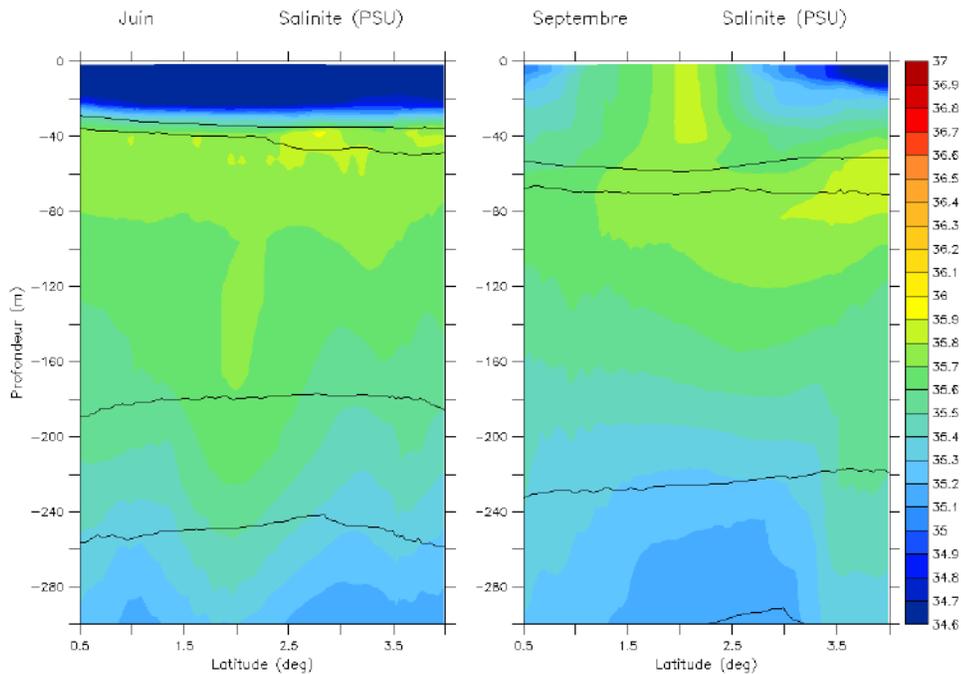


Figure 6.11- Comparaison de la moyenne mensuelle de la salinité pour les mois de juin et septembre 2005 avec les données de la campagne EGEE 2005 pour le mois de septembre 2005. Les isopycnes $\sigma_\theta = 24.5, 25.5, 26.5$ et 26.75 sont superposées en blanc dans les données et en noir dans le modèle.

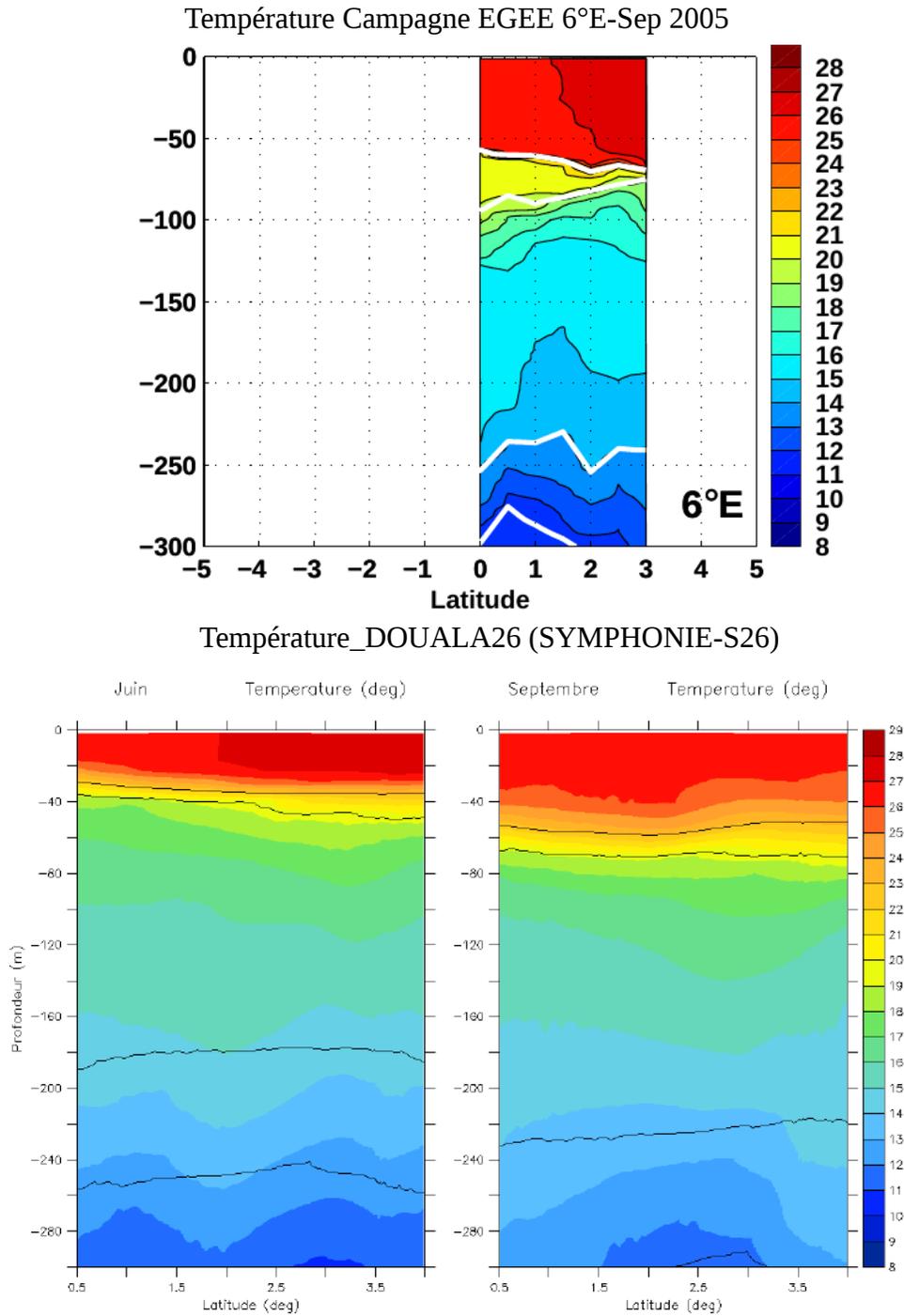


Figure 6.12- Sections de la moyenne mensuelle de la température pour les mois de juin et septembre 2005 avec les données de la campagne EGEE 2005 pour le mois de septembre. Les isopycnes $\sigma_\theta = 24.5, 25.5, 26.5$ et 26.75 sont superposées en blanc dans les données et en noir dans le modèle.

La deuxième coupe est effectuée à la section ouest très proche de la frontière ouverte du modèle, permet d'observer tous les flux entrants et sortants de notre domaine. Nous nous limitons toujours aux

profondeurs compris entre 0 m et 400 m. Cette section nous a permis de remarquer que le courant Guinéen pourrait s'approfondir dans cette zone au delà de 50m et qu'il recirculerait en majeure partie dans les sous courants au nord de l'équateur. On dénombre plusieurs sous courants côtiers qui circulent vers la côte, puis recirculent vers le large contraint par la bathymétrie surtout entre les îles de Malabo et de Principe. Dans la baie de Biafra, on observe également un sous courant côtier très marqué du à une onde côtière se propageant vers l'est du bassin sur tous les mois de l'année (figure 6.13). Ces ondes se produisent dans une zone où gradient de bathymétrie semble être assez fort. Des observations et la modélisation de courant le long de la pente continentale ont mis en évidence des oscillations bimensuelles dans cette zone. Les travaux de [Guiavarc'h 2007](#) ont permis d'écarter la marée comme mécanisme de forçage, par le biais de la modélisation, le vent a été identifié comme étant le principal moteur de ces oscillations bimensuelles, mais la variabilité des ondes n'a pas été corrélée avec la variabilité des vents équatoriaux générateurs de ces ondes.

La dernière section est celle qui passe par Malabo figure 6.14 nous permet d'identifier les courants dans la partie côtière. Comme suggéré au paragraphe précédent où nous avons observé en surface que les masses d'eau salée transportées par le GC recirculent à l'est de Malabo pour alimenter les courants équatoriaux, on observe un phénomène similaire en subsurface où toute la circulation a lieu à l'est de l'île.

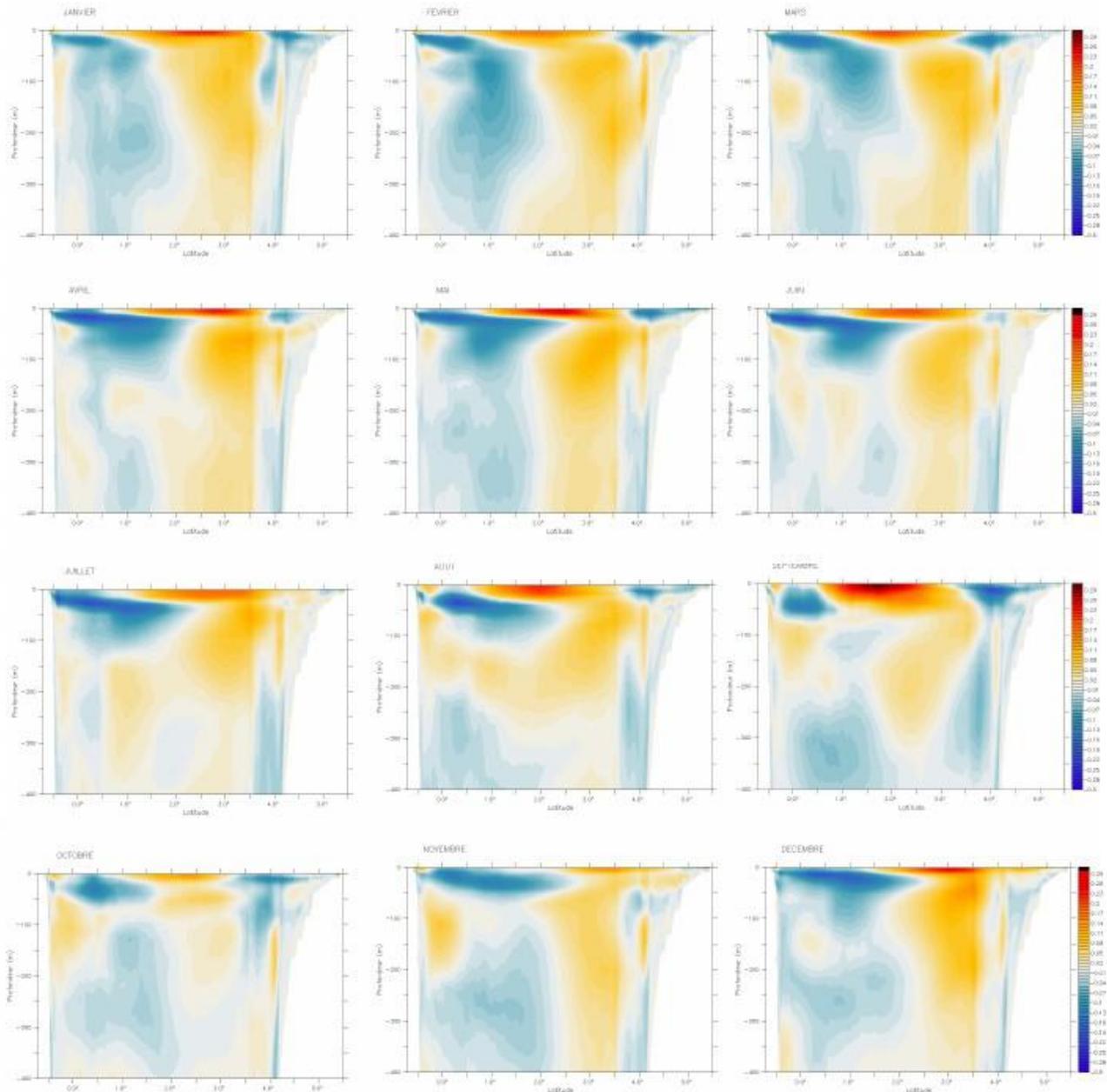


Figure 6.13-Cartes climatologiques des courant de subsurface en m/s à partir de la simulation de référence (2003-2009); coupe verticale effectuée proche de la frontière océanique. Les valeurs positives indiquent que les courants circulent du large vers l'estuaire alors que les négatives indiquent le contraire.

Au niveau du talus continental, on a en permanence quatre sous courants : deux entrants qui transportent les masses d'eau du large vers notre domaine et deux sortants. Parmi les deux sous

courants entrants on observe un très côtier qui advecte les masses d'eaux en remontant les côtes Gabonaise et sud Camerounaise et semble recirculer presque en totalité au sud-est de Malabo.

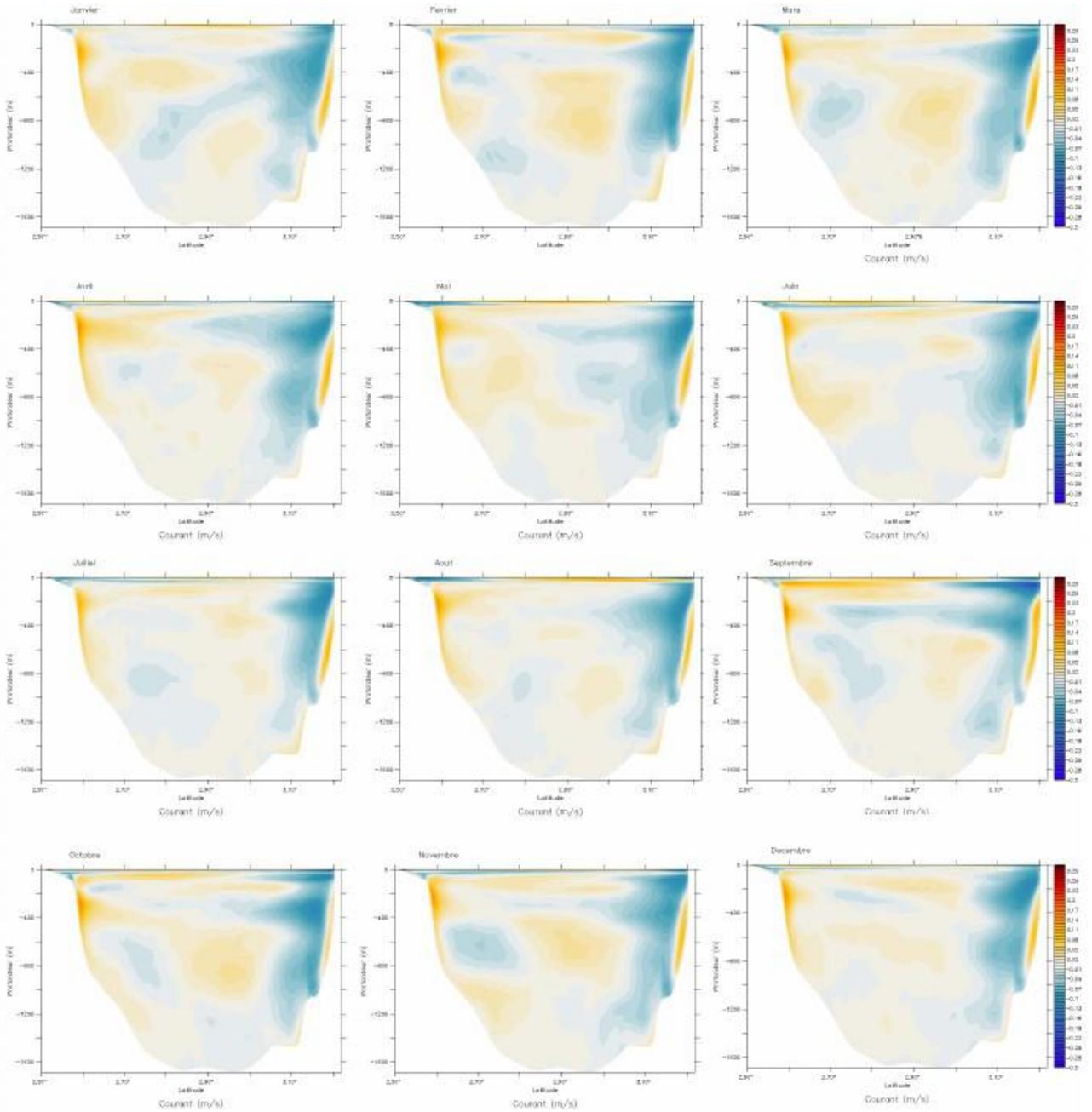


Figure 6.14-Cartes climatologiques des courant de subsurface en m/s à partir de la simulation de référence (2003-2009); coupe verticale au niveau de l'île de Malabo de la surface au fond. Les valeurs positives indiquent que les courants circulent du large vers l'estuaire alors que les négatives indiquent le contraire.

L'autre courant entrant se situe du côté de Malabo, il apparaît plus intense au mois de novembre, sa profondeur varie entre 400 m et 800 m. S'agissant des sous-courants qui recirculent vers le large, le sous-courant sud-est de Malabo est le plus intense. On l'observe pratiquement sur toute la colonne d'eau jusqu'à 1200 m de profondeur. On note également une intensification du courant plus près de la côte dans cette zone qui pourraient être crée par le fort gradient bathymétrique. Nous observons également un sous courant sortant autour de 2.7°N, plus proche du bord est et oscillant entre les profondeurs 400 m et 800 m. Son intensité est très variable et dépend des flux entrants. A certaines périodes de l'année, surtout lorsque la pénétration en sel est assez faible , il communique avec le sous-courant de Malabo.

A la section Malabo, on peut identifier en surface, autour des 25 premiers mètres un courant qui entre dans la zone en moyenne côté Sanaga, et qui recirculation côté au sud est de Malabo comme mentionné dans la paragraphe précédent. En subsurface, nous observons trois courants, un courant rentrant avec un intensité majorée à 0.06 m/s dans presque toute la section qu'on peut identifier sur la figure 6.15 par FLUX_E_I, ensuite le sous courant sortant de Malabo (Flux_S_M) qui peut atteindre 0.16 m/s, enfin le courant côtier entrant au sud-est de Malabo qu'on observe à de 200 à 1000m (Flux_E_M).

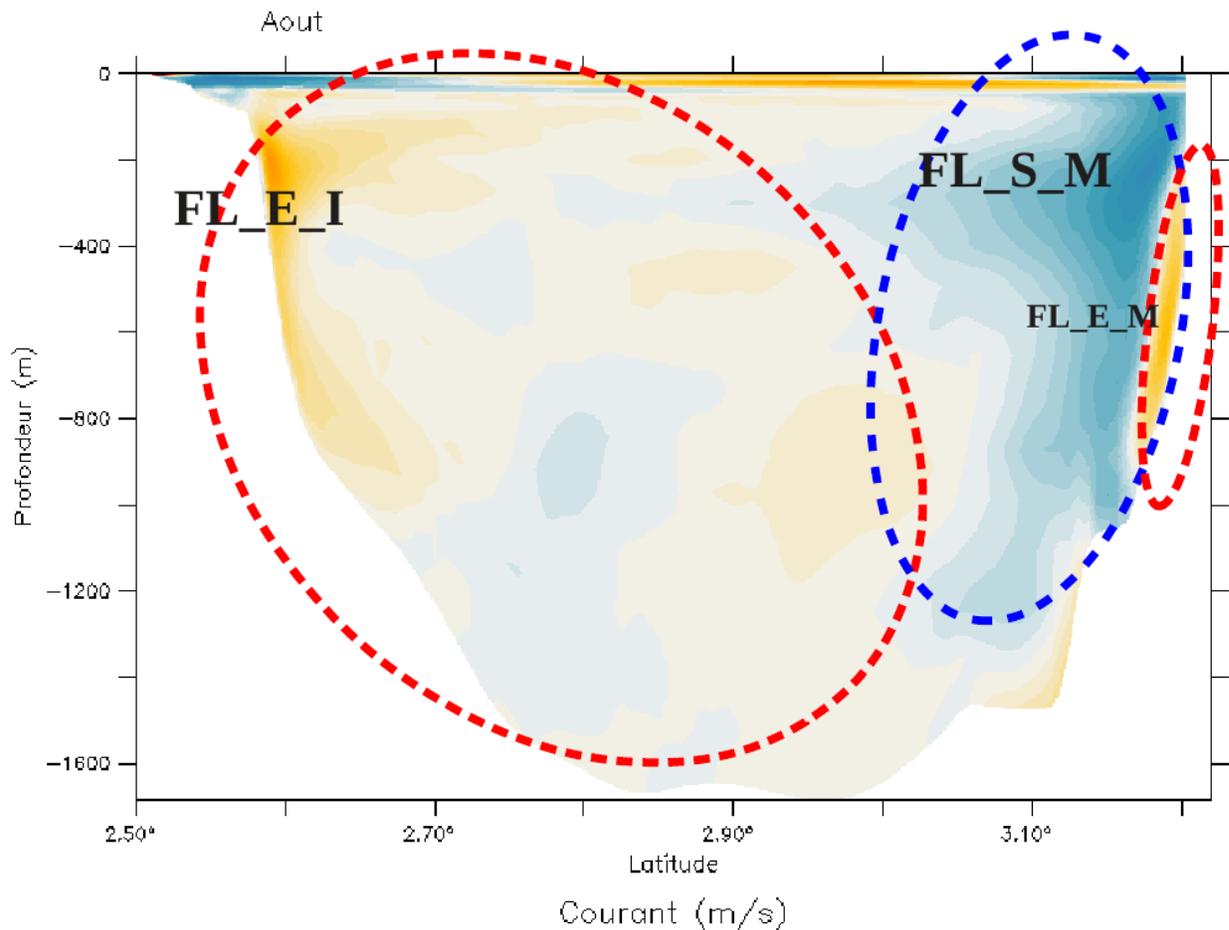


Figure 6.15 Distribution verticale des courants de subsurface à la section Malabo

Nous résumons dans le tableau 6.1 les moyennes mensuelles de ces différents Flux entrants et sortants à la section Malabo sur toute la colonne d'eau. La variabilité de chacun des sous courants ainsi que la contribution des 50 premiers mètres est calculée. Les flux entrants et sortants de surface sont notés respectivement $Fl-S_{surf}$, et $Fl-E_{Surf}$. Le bilan des flux entrants et sortants total est respectivement noté $Flux-S_{Tot}$ et $Flux-E_{Tot}$. Pour le bilan des flux entrants à la section-Malabo, on remarque qu'il est compris entre de 1 Sv et 1.5 Sv sur l'ensemble de l'année. Son maximum et minimum étant respectivement de l'ordre de 1.5 Sv au mois de novembre et 1.1 Sv au mois d'Aout. Le bilan des flux sortants à la section Malabo garde aussi le même ordre de grandeur que le flux total entrant. Mais on peut constater que certains mois le bilan des flux entrants est supérieur au bilan des

flux sortants. C'est le cas pour les mois de janvier, mai, juin, septembre et octobre. Ce résultat suggère deux hypothèses : soit la salinisation de l'estuaire du Cameroun pendant ses périodes de l'année, soit un renforcement de du flux sortant à l'ouest de l'île de Malabo. En Surface, le flux entrant à la section-Malabo Fl-E_surf est plus important que le flux sortant Fl-S_durant toute l'année. Le Fl-E_surf varie entre 0.02 Sv à 0.079 Sv avec un maximum en mai-juin et un minimum en janvier. En subsurface, à partir du tableau 6.1 on observe que le flux sortant de Malabo Fl-S_M garde une valeur constante sur presque toute l'année, autour de 1 Sv. Ce sous-courant contribue majoritairement au flux sortant total. On note également que le sous-courant entrant dont le flux est appelé Fl-E_I recircule presque en totalité dans le sous courant sortant de Malabo. Enfin le sous courant côtier entrant, côte sud-est de Malabo dont le flux est appelé Fl-E_M dans le tableau 6.1 varie entre 0.03 Sv et 0.1 Sv. Pour le courant sortant, la surface représente en moyenne 3% du débit total, alors que le courant de Malabo représente en moyenne 74% du débit, avec un maximum de 80% pour le mois d'octobre et un minimum de 70% en juillet.

Tableau 6.1 : Variation des moyennes mensuelles des flux d'eau entrant et sortant à la section de Malabo

Mois	Fl-S_Tot(Sv)	Fl-E_Tot(Sv)	Fl-S_Surf(Sv)	Fl-E_Surf(Sv)	Fl-S_M(Sv)	Fl-E_I(Sv)	Fl-E_M(Sv)
Janvier	1.35	1.37	0.026	0.07	1.04	1.15	0.82
Fevrier	1.44	1.43	0.04	0.013	1.07	1.24	0.053
Mars	1.39	1.37	0.035	0.048	1	1.14	0.09
Avril	1.39	1.35	0.072	0.043	1.17	1.08	0.092
Mai	1.37	1.38	0.049	0.111	1.09	1.16	0.078
Juin	1.29	1.32	0.061	0.131	1.02	1.09	0.071
Juillet	1.1	1.03	0.034	0.047	0.77	0.83	0.08
Aout	1.26	1.23	0.054	0.102	0.97	1.01	0.073
Septembre	1.4	1.46	0.034	0.072	1	1.18	0.112
Octobre	1.45	1.47	0.068	0.023	1.17	1.29	0.034
Novembre	1.53	1.47	0.079	0.021	1.07	1.24	0.08
Decembre	1.23	1.21	0.041	0.044	1.04	0.978	0.074

Nous effectuons le même travail pour la section ouest sur les 400 premiers mètres. On identifie un courant sortant autour de l'équateur appelé FL_S1 à la figure 6.15. Le deuxième courant toujours sortant se situe entre 3.5°N et 4.5°N, qu'on peut identifier avec le nom FL_S2, enfin le courant entrant plus intense appelé ici FL_E. Leur variabilité en moyenne mensuelle est présentée au tableau 6.2. Dans ce tableau, on présente les flux moyen mensuel de chacun de ces courants ainsi que la contribution des 50 premiers mètres qui sont notés fl_S1_surf, Fl_S2_surf et Fl_E_Surf. Pour le courant entrant Fl_E, on remarque qu'il est de l'ordre de 4Sv sur l'ensemble de l'année à l'exception d'octobre où son débit diminue à 1.5Sv.

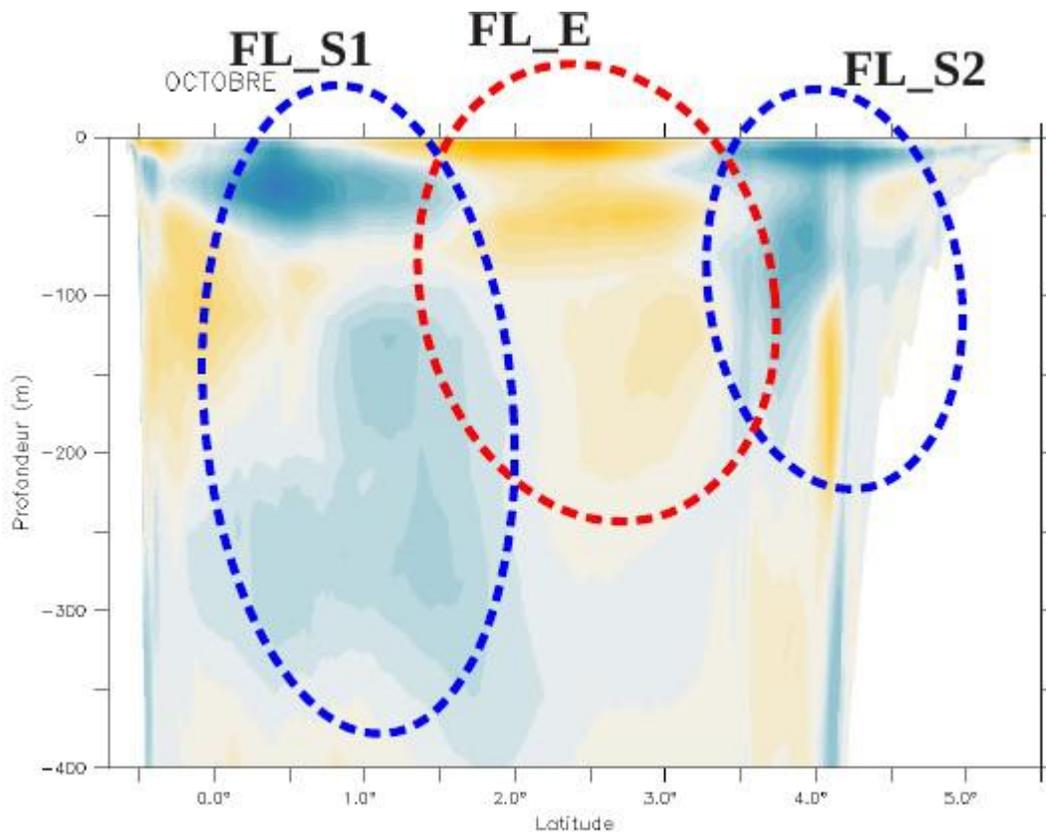


Figure 6.16 Distribution verticale des courants de subsurface à la section Ouest

Le flux à l'équateur, fl_S1, est lui aussi très constant toute l'année avec une valeur autour de 4Sv avec un minimum en octobre égale à 2.7Sv et un maximum de 4.96Sv que l'on observe au mois de février. L'autre courant sortant proche de la côte du Nigéria est beaucoup plus faible avec une valeur moyenne autour de 0.4Sv mais avec une variation inverse au deux autres avec un minimum de 0.22Sv observé au mois de décembre et un maximum de 1.35Sv que l'on observe au mois de septembre. En effet on observe son maximum au mois de septembre avec une valeur de débit de 1.35Sv. Les débits trouvés dans notre simulation sont du même ordre de grandeur que ceux données par les diverses campagnes de mesures, aussi bien sur les valeurs elle même que sur leurs variations. La partie de surface (les 50 premiers mètres) de ces courants représentent une large partie de ces derniers. Pour le courant sortant, la surface représente en moyenne 31% du débit que l'on observe sur les 400 premiers mètres, avec un maximum de 57% du débit pour le mois de septembre et un minimum de 18% en décembre. Pour le courant Fl_S1, on retrouve le même type de répartition avec une moyenne de 35% avec un maximum de 57% en juillet et un minimum de 18% en janvier. Pour le

courant sortant fl_S2, la contribution de la surface est beaucoup plus variable avec un pourcentage variant entre 76% en janvier et 0.04% en juin.

Tableau 6.2 : Variation des moyennes mensuelles des flux d'eau entrant et sortant à la section Ouest

Mois	Fl-S1_Surf(Sv)	Fl-S2_Surf(Sv)	Fl-E_Surf(Sv)	Fl-S1(Sv)	Fl-S2(Sv)	Fl-E(Sv)
Janvier	0.77	0.25	1.42	3.5	0.53	4.05
Fevrier	0.9	0.29	1.09	4.96	0.38	4.27
Mars	1.2	0.3	0.87	4.07	0.47	3.81
Avril	1.88	0.089	1.102	3.87	0.3	4.13
Mai	1.58	0.207	1.22	4.81	0.43	4.23
Juin	1.75	0.042	1.059	3.57	0.29	3.59
Juillet	1.91	0.017	1.31	3.35	0.4	4.14
Aout	1.15	0.19	1.52	3.29	0.64	4.22
Septembre	0.73	0.54	2.41	3.1	1.35	4.25
Octobre	0.83	0.31	0.482	2.74	0.77	1.49
Novembre	1.5	0.017	0.548	4.07	0.29	2.99
Decembre	1.89	0.027	1.19	4.66	0.22	4.09

6.4. Caractérisation de la dynamique dans l'estuaire du Cameroun.

Après validation de nos simulations dans la partie hauturière avec les observations et les travaux existants, nous utilisons la configuration mise en place pour modéliser l'intrusion saline et le panache des eaux douces jusque-là très mal connus dans l'estuaire du Cameroun.

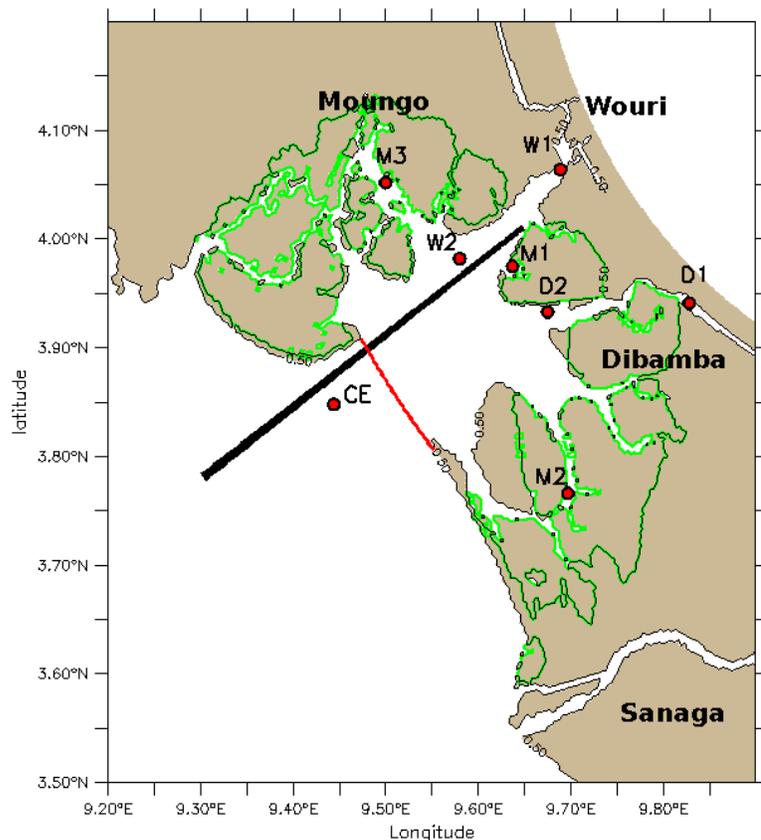


Figure 6.17 Carte Symphonie de l'estuaire du Cameroun. Les points de prélèvement des séries temporelles sont: D1 et D2 dans pour la Dibamba; W1 et W2, pour le Wouri; M1, M2 et M3 pour les zones de mangrove; et CE pour l'embouchure. Les sections longitudinale et transversale sont celle en noir et en rouge respectivement. Les zones en blanc représentent les parties en eau de l'estuaire (à l'exception de la partie au nord-est qui est en dehors de la grille de calcul).

Nous regardons particulièrement l'élévation de la surface libre, la salinité, la température et les courants résiduels et instantanés en surface et au fond suivant les cycles mortes-eaux et vives-eaux, en période de crue et d'étiage. La figure 6.17 présente l'estuaire du Cameroun dans notre modèle avec les îles de mangroves délimitées sur la carte par les contours vert. Pour évaluer la dynamique dans cette zone de mangrove nous avons choisi trois points de contrôle, le premier situé dans l'axe du

Wouri (M1), le deuxième à l'intérieur des mangroves sur la berge droite du Wouri (M3), et le dernier au sud-est de l'île de Manoka (M2). Dans les bras des estuariens du Wouri et de la Dibamba, nous analysons également quelques séries temporelles des paramètres tel que la l'élévation, salinité, température, le courant aux points W1, W2 pour le Wouri, D1 et D2 pour la Dibamba, et enfin la station de l'embouchure que nous avons appelé CE sur la carte.

Les mouvements des masses d'eau dans l'estuaire sont contrôlés principalement par les forçages (marée, vent, vagues et apports en eau douce) d'une part, et d'autre part par la bathymétrie. L'objectif principal de cette étude est de comprendre les mécanismes qui régissent la circulation dans le continuum continent-océan en Afrique centrale et leur interaction avec l'estuaire du Cameroun. Les paragraphes précédents nous ont permis de présenter les résultats de notre simulation de référence dans la plaine abyssale, validés par les travaux et les observations faites dans la même zone. Dans l'estuaire du Cameroun, en dehors des données de marées validées par Onguéné et al., (2014) nous ne disposons pas d'observations pour valider nos simulations. Les résultats présentés ici serviront comme travaux de référence, pour orienter les futures recherches et les systèmes observations dans ce bassin.

7.4.1. Salinité dans l'estuaire du Cameroun

La salinité est non seulement l'indicateur qui permet de suivre les mélanges mais aussi un facteur écologique majeur qui détermine la répartition des espèces. L'intrusion saline dans l'estuaire du Cameroun a intéressé plusieurs chercheurs par exemple Olivry (1974) ou Bandji (2000). Olivry (1974) a lié le maximum de salinité observé dans l'estuaire de la Dibamba à la station de pompage d'eau de Douala au déficit d'écoulement coïncidant avec les années sèches de la décennie 1970. Nous avons observé dans les paragraphes précédents que la majeure partie des eaux salées en subsurface étaient contraintes en moyenne de recirculer vers le large au sud-est de Malabo.

Salinité de surface dans l'estuaire (SSS)

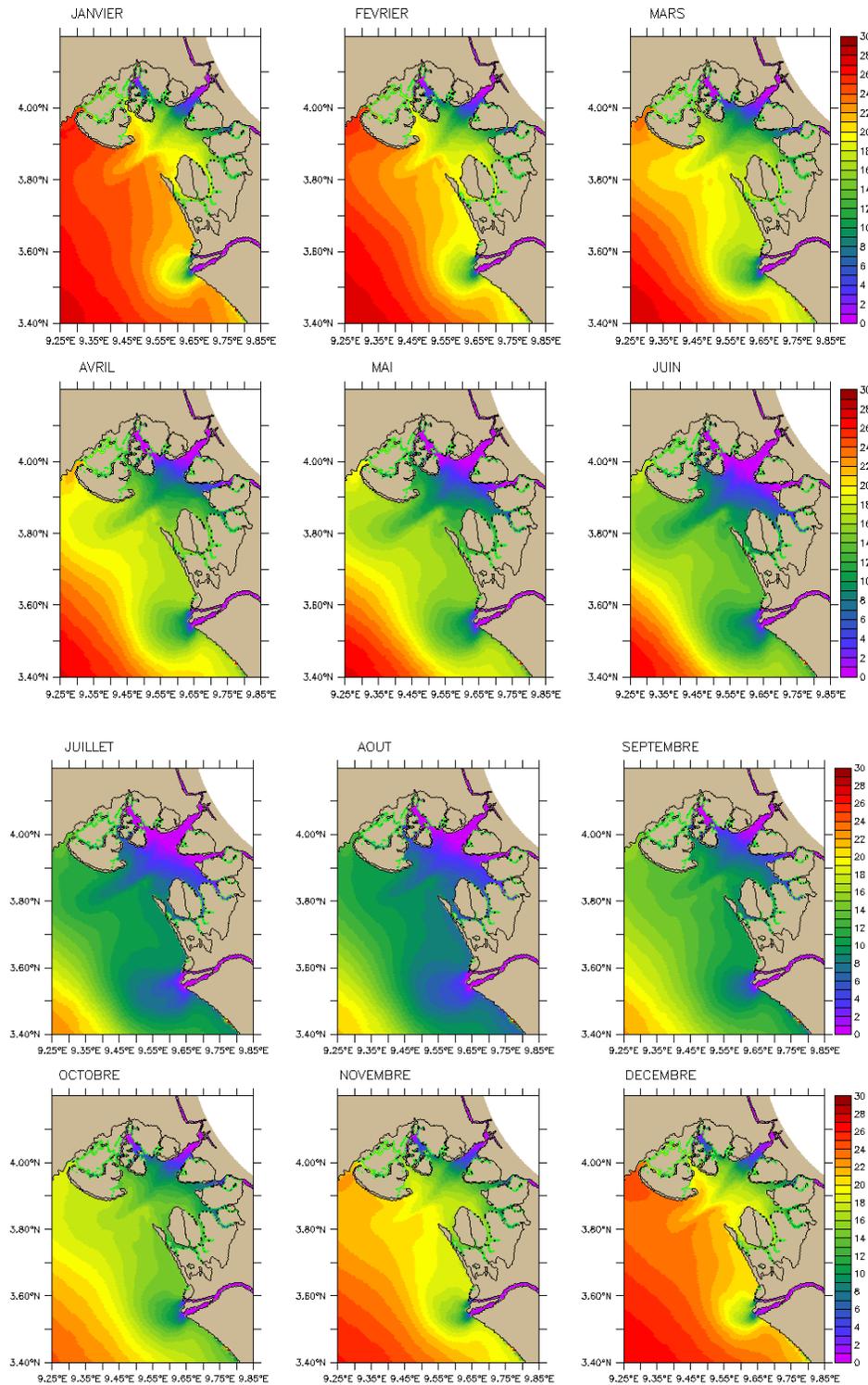
En surface nous avons vu que le minimum de salinité dans la plaine abyssale était observé en été boréal marqué par les précipitations abondantes sur le continent. Comme démontré dans Onguéné et al, (20014b), la forme d'entonnoir de l'estuaire du Cameroun favoriserait une amplification des courants de marée. La figure 6.18 présente les climatologies de panache de surface dans l'estuaire, obtenues avec des forçages de débits climatologiques. On observe très bien les variations crue/étiage.

A l'embouchure (à la station CE par exemple), la salinité de surface oscille entre 6 psu et 28 psu, avec le maximum en hiver boréal et le minimum en été.

Sur toute l'année on observe une forte influence des eaux douces de la Sanaga au Sud de l'estuaire, tandis qu'au nord-ouest, l'influence du Moungo et de la Cross river ne se fait pas beaucoup ressentir. Dans les bras du Wouri et de la Dibamba, la SSS diminue fortement de l'aval vers l'amont. A l'embouchure elle varie de 22 psu à 4 psu respectivement en période d'étiage et de crue.

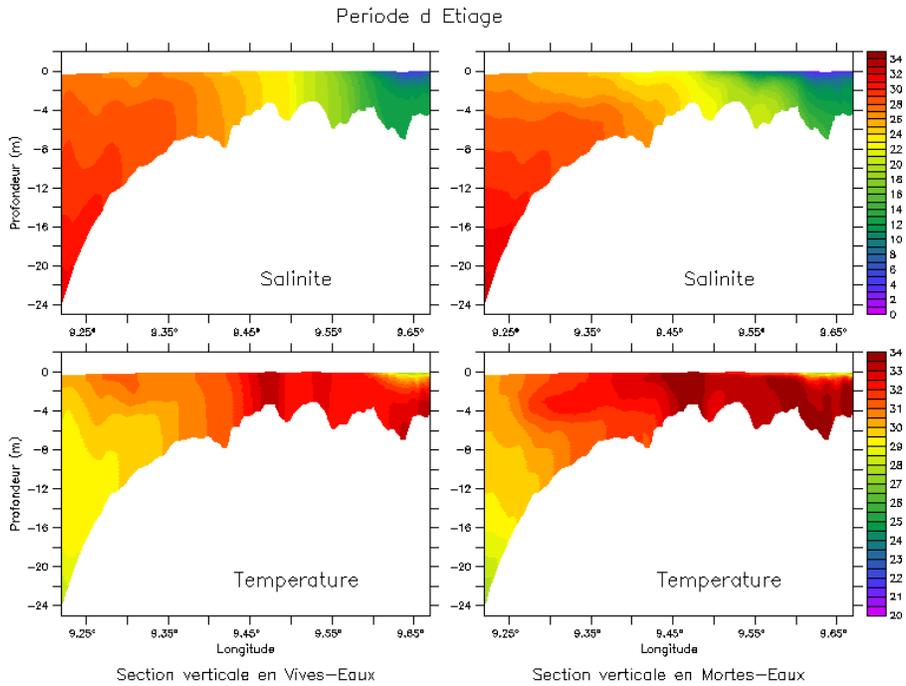
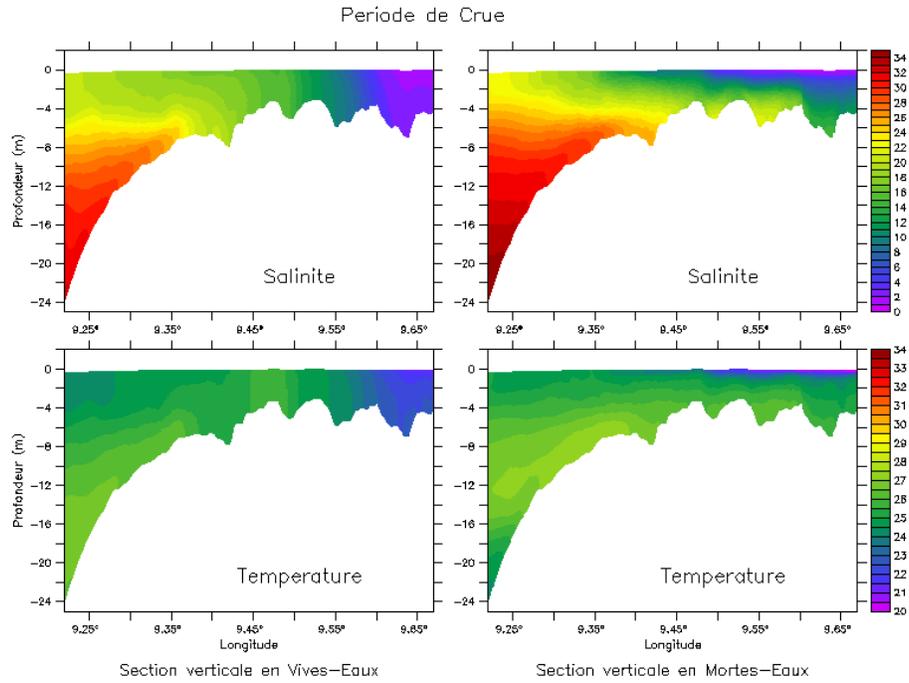
Stratification de l'estuaire du Cameroun

La salinité n'est pas le seul paramètre influençant la densité et la circulation, mais les répartitions longitudinales et verticales de la salinité nous renseignent sur le mélange et la stratification de l'estuaire.



Longitude

Figure 6.18 Distribution de la salinité de surface (en psu) dans l'estuaire du Cameroun, climatologies mensuelles réalisées à partir de la simulation de référence (2003-2009).



Longitude

Figure 6.19 Profils aval-amont de salinité et de température en moyenne journalière, simulation de référence (2003-2009) dans l'estuaire du Wouri pour différentes conditions de marée (mortes-eaux,vives-eaux), et les débits moyens (crue, étiage).

Nous avons réalisé une coupe longitudinale de la distribution de salinité et la température suivant l'axe du Wouri (segment en noir sur la figure 6.15) pour différentes conditions de marée. La figure 6.19 met en évidence des stratifications qui diffèrent suivant que l'on est dans la zone peu profonde (inférieur à 10 m) ou à l'embouchure. Dans l'estuaire, à hauteur du Port Autonome de Douala, on observe une forte stratification avec une variation de salinité de 14 psu entre la surface et le fond en morte-eau de crue, alors qu'en morte-eau d'étiage cette variation n'est que de 8 psu. En vive-eau de crue les isohalines dans l'estuaire ont tendance à être verticale. A hauteur du port de Douala, on note une différence de 2 psu entre la surface et le fond. En vive-eau d'étiage, le mélange est assez faible et on observe une différence de salinité de 8 psu entre la surface et le fond. Avec la couverture de notre maille, nous n'atteignons pas la limite amont du front salin dans le Wouri, mais la coupe longitudinale de la salinité en vives-eaux de crue nous suggère que la limite aval se situe autour de la section transversale 9.65°E. On observe aussi globalement que le température n'obéit pas aux mêmes lois de stratification que la salinité. Les effets liés aux différences de salinité et de température entre l'eau douce et l'eau de mer se traduisent par un poids de la colonne d'eau différent et donc un gradient de pression différent. Le figure 6.20 met en évidence comment la dynamique de notre canal due à la différence de densité s'établit suivant les conditions de marée et de débits. Pendant les marées de mortes-eaux, en période de crue et étiage, les eaux salées plus denses remontent partiellement l'estuaire près du fond tandis que, par compensation, les eaux douces s'écoulent vers le large en surface, l'écart de densité retardant le mélange avec les eaux marines du fond.

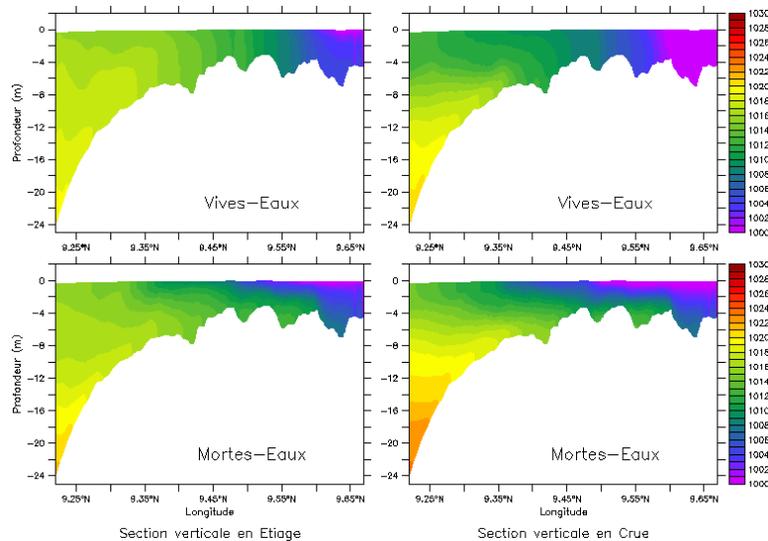


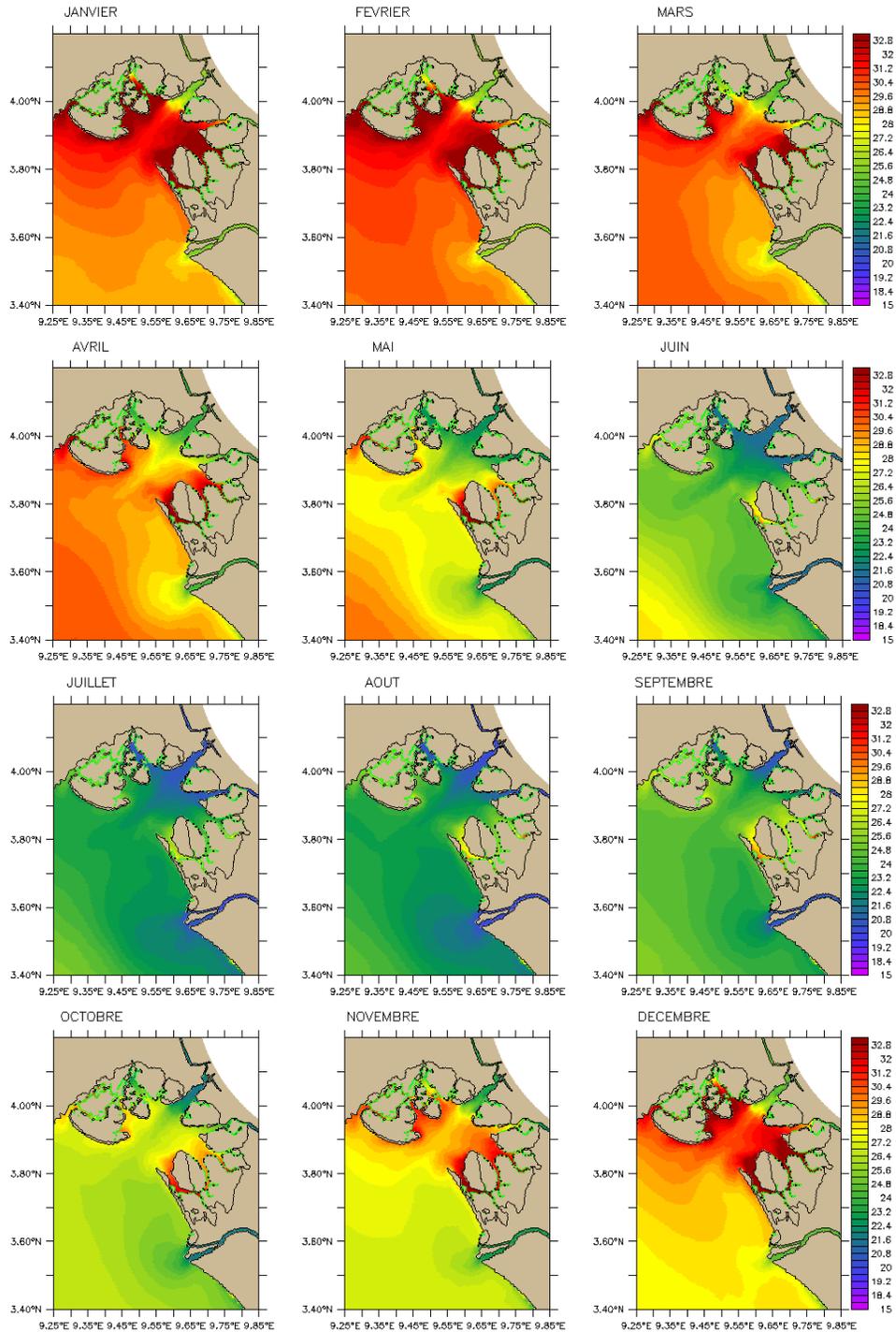
Figure 6.20 Profils aval-amont de densité moyennés sur 24h, simulation de référence (2003-2009)

dans l'estuaire du Wouri pour différentes conditions de marée (morte-eau, vive-eau) et les débits moyens (crue, étiage).

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 dans la partie estuarienne. . À l'interface entre les eaux douces et les eaux plus salées, des instabilités peuvent se former et créer des ondes internes. Cet aspect n'a pas été regardé dans nos travaux. La bathymétrie de l'estuaire du Cameroun présente une faible pente, ce qui favorise l'intrusion des eaux salines.

7.4.2. Température de surface (SST) dans l'estuaire du Cameroun

Bien que la marée soit le forçage principal responsable du mélange dans l'estuaire (figure 6.20), la température et la salinité sont des paramètres qui influencent la densité donc le mélange des masses d'eaux dans l'estuaire. Le bilan de chaleur dans l'estuaire va dépendre des flux apportés par l'océan, des flux atmosphériques et des rivières. La climatologie de SST dans l'estuaire réalisée à partir de notre simulation de référence sans l'année de spin up (2003-2009) est présentée sur la figure 6.21. On observe que les températures restent assez élevées toute l'année et peuvent dépasser 32°C dans les zones peu profondes. Cependant sous l'influence des rejets de rivière, en été boréal, on trouve des températures qui descendent jusqu'à 20°C. Au niveau de l'embouchure la température de surface varie entre 32°C au mois de janvier et 23°C en juillet. La variation globale de la température dans l'estuaire est évidemment liée au cycle saisonnier avec des températures chaudes en saison sèche et plus froides en saison humide. On voit sur la figure 6.21 clairement l'influence des rejets de rivières qui impose dans notre simulation une température de rejet de 20°C en été boréal et de 25°C en hiver boréal. Les températures maximales s'observent dans zones peu profondes autour des mangroves malgré l'absence de flux de chaleur et de vent de surface dans la mangrove tel que suggéré par Mazda et al., 2007. Notre configuration ne résout pas les formules bulks, donc il n'y a donc pas de rétroaction en température entre le domaine et l'atmosphère, les flux de chaleur dépendent uniquement des forçages. Autour des mangroves malgré l'absence de flux de chaleur et de vent de surface dans la mangrove tel que suggérée par Mazda et al, 2005 .Configuration ne résout pas les formules bulks, il n'y a donc pas de rétroaction en température entre le domaine et l'atmosphère, et les flux de chaleur dépendent uniquement des forçages. Nous appliquons par conséquent une relaxation en température de 30 jours à la surface pour éviter à la solution de modèle de diverger. Les températures élevées dans ces zones peuvent provenir du fait qu'il y a très peu d'eau douce pour faire le mélange.



Longitude

Figure 6.21 Cartes climatologiques, en moyennes mensuelles, de température de surface en °C dans l'estuaire du Cameroun à partir de la simulation de référence (2003-2009), avec une température des rivières comprise entre 20°C en été boréal et 25°C en hiver boréal.

De plus, les forçages météo/océan GLORYS que nous utilisons ne couvrent pas toute notre grille. Dans la partie estuarienne ils sont extrapolés, ce qui induit un biais supplémentaire sur les températures modélisées.

6.4.3. La circulation moyenne dans l'estuaire du Cameroun

En zone estuarienne, la circulation est essentiellement forcée par le vent, la marée et les gradients de densités liées aux apports d'eau douce et d'eau de mer. Elle est également contrôlée par la bathymétrie. Comme démontré par Onguéné et al. (2014a ; 2014b), les courants de marée remontent très en amont les fleuves Dibamba et Wouri. La largeur de son embouchure, 28 km au plus large, et la forte convergence des canaux du Wouri et de la Dibamba favorise une amplification des courants de marée qui atteignent 2 m/s en vives-eaux. La houle n'est pas pris en compte dans ce travail.

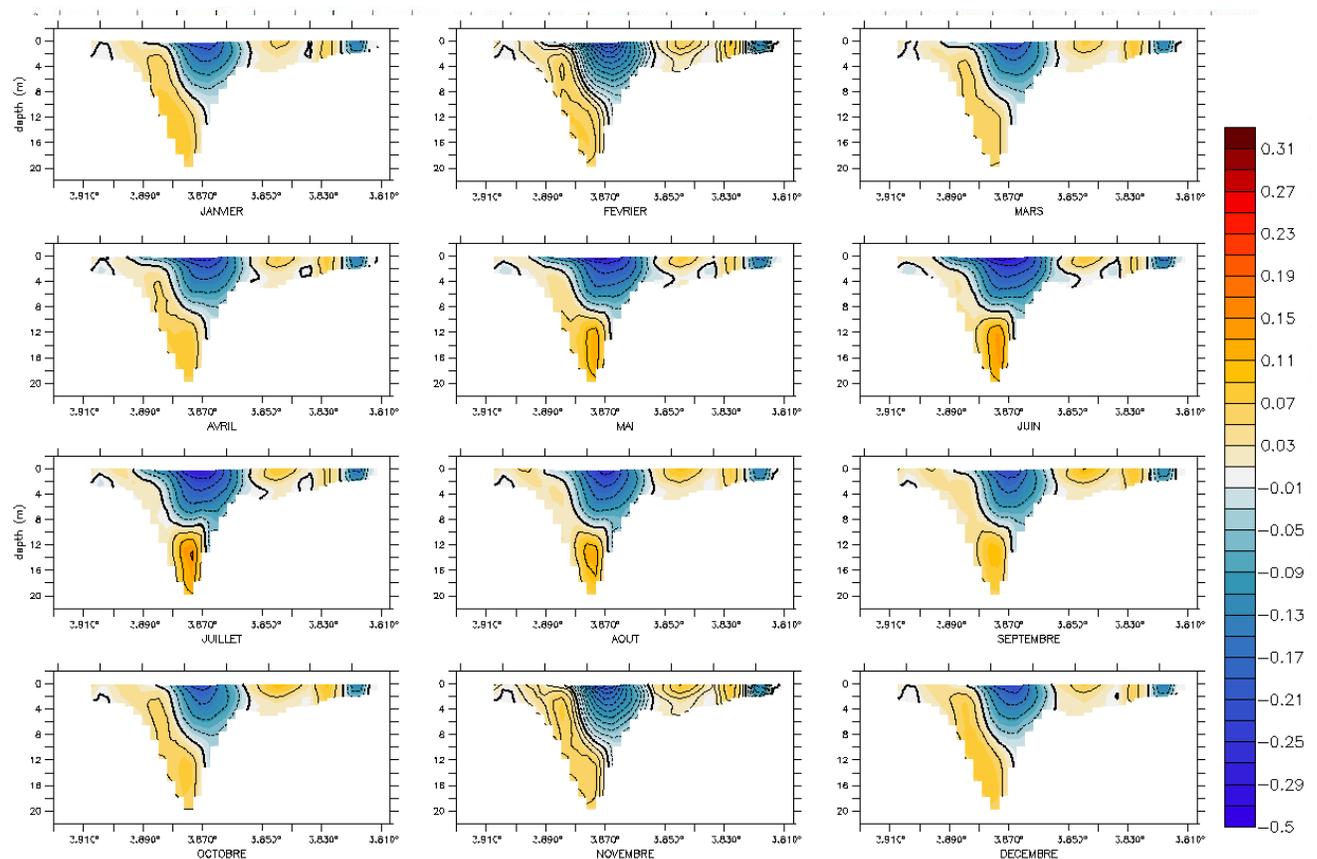


Figure 6.22 Cartes climatologiques, en moyennes mensuelles, des courants moyens de la surface au fond sur une section transversale à la sortie de l'estuaire du Cameroun à partir de la simulation de référence (2003-2009). En trait fort noir la courbe représente le zéro des vitesses nulles Les valeurs positives représentent les flux entrants dans l'estuaire et les valeurs négatives les flux sortants.

Figure 6.22, la coupe transversale des courants de subsurface effectuée à la sortie de l'estuaire (section en rouge sur la figure 6.17) suggère que le noyau de sel entre en moyenne dans l'estuaire par la berge du Wouri coté Moungo et que de l'eau douce sort majoritairement par la pointe de Soleyba.

Bilan des flux et SSH moyennes dans l'estuaire du Cameroun.

La marée et les flux des eaux douces apportés par les fleuves, le ruissellement et les précipitations, génèrent des transits d'eau considérables. On définit comme flux oscillant, le bilan des moyennes mensuelles des divers débits entrant et sortant dans l'estuaire. Cela tient compte à la fois des courants résiduels montrés sur la figure 6.22, des débits de rivières ainsi que les précipitations sur la zone de l'estuaire. Sur la base des solutions de notre simulation de référence_CALMIP, les moyennes mensuelles du flux oscillant dans l'estuaire, présenté à la figure 6.23 suggère que l'estuaire se vide et se remplit une fois par an, avec un bilan moyen qui oscille entre $-1800 \text{ m}^3/\text{s}$ et $2200 \text{ m}^3/\text{s}$. Le bilan est négatif quand l'estuaire se vide et positif quand il se remplit. Dans notre cas, il se vide en moyenne du mois d'octobre au mois de mai, et se remplit en moyenne en été boréal. Les courbes d'élévation moyenne de surface aux points du Port autonome Wouri (W1), de la Dibamba (D1) et de l'embouchure du Cameroun (CE) montrent une variabilité qui a la même tendance que celle des moyennes mensuelle du bilan des flux d'eau dans la période allant du mois de mars au mois de décembre, avec un maximum observé en été boréal. Dans cette période, les variabilités des flux d'eau et du niveau moyen semblent influencées par l'arrivée des pluies de mousson, couplée à la variation des conditions atmosphériques.

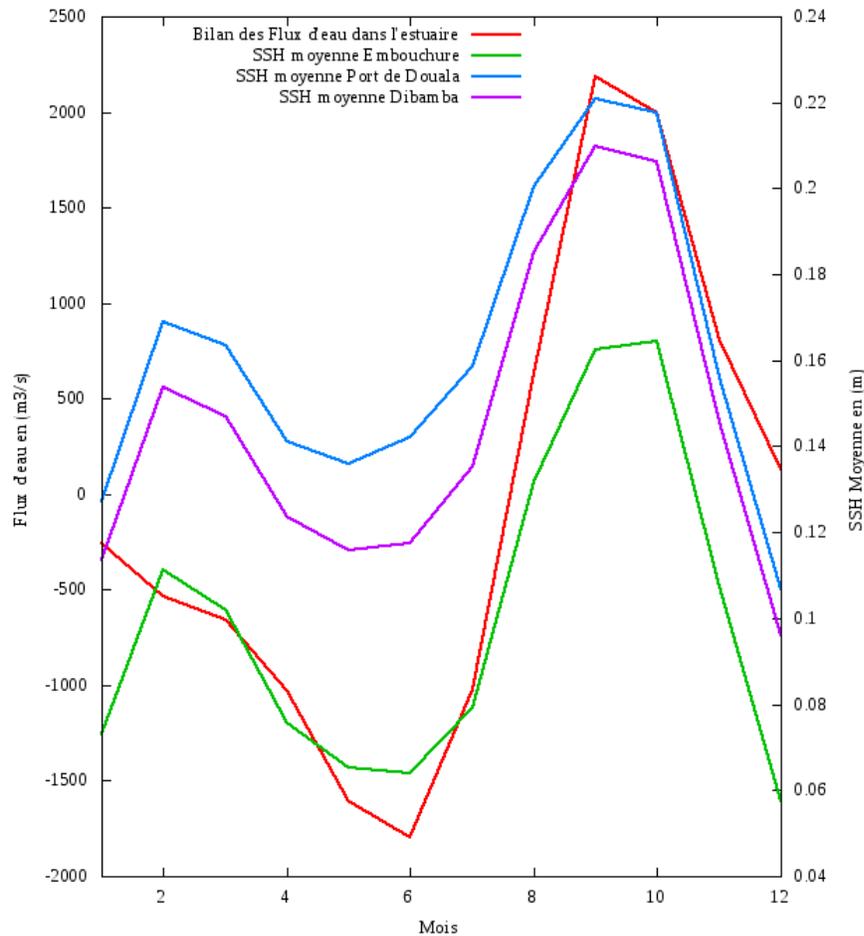


Figure 6.23- Variabilité saisonnière de l'élévation de la surface libre de la simulation de référence (2003-2009) en divers point de l'estuaire (ordonnée de droite); au Port autonome Wouri (en bleu), dans la Dibamba (en violet) et à l'embouchure du Cameroun (en vert). La courbe rouge donne la variation saisonnière du bilan des flux d'eau dans l'estuaire (en m³/s) (ordonnées de gauche).

Le deuxième maximum de SSH qu'on observe en hiver boréal dépendrait plus des conditions océaniques, des flux de chaleur qui pourraient agir sur le gradient de pression créant un équilibre géostrophique. En effet, les flux de chaleur en chauffant, en cette période, les zones cotières peu profondes, créent alors un gradient de pression duquel résulte un équilibre géostrophique liée à une élévation du niveau moyen. Les cartes d'élévation du niveau de la mer sur l'ensemble du domaine en annexe 1 présentent la même variabilité saisonnière de la SSH que celle observée à la figure 6.23. Le fait que l'élévation soit plus importante dans la zone de l'estuaire que sur les côtés du Nigeria et de la Guinée Equatoriale suggère l'importance de la faible variation de bathymétrie que l'on trouve au large de l'estuaire du Cameroun, dans le processus d'équilibre évoqué plus haut. Ces résultats suggèrent

aussi que le niveau moyen dans l'estuaire du Cameroun a un cycle annuel qui ne dépasse pas 0.22 m. Cette faible variabilité peut être due à ses dimensions, son emprise assez grande qui ne favorise pas une accumulation d'eau, mais on observe une augmentation du niveau moyen de l'embouchure vers l'estuaire, ceci pouvant s'expliquer par le rétrécissement du canal, la perte de profondeur et la diminution de la densité due aux eaux moins salées des rivières.

Courant résiduel eulérien moyen

Nous obtenons le courant résiduel en faisant les moyennes mensuelles des courants sur la simulation de référence. Pour les courants de surface, la climatologie obtenue montre un courant principal sortant sur toute l'année et orienté suivant l'axe de l'estuaire du Wouri figure 6.24. Il semble sensible aux débits, mais il est plus marqué d'avril à juillet. A l'embouchure, il est renforcé par un courant orienté sud/nord-ouest qui transporte une partie des eaux de la Sanaga vers la pointe d'Olga. Les eaux de la Dibamba recirculent préférentiellement vers l'île de Manoka avant de rejoindre le courant principal vers l'embouchure. On observe également un courant résiduel très faible au niveau de l'embouchure du fleuve Moungo. La figure 6.24 présente également plusieurs zones de faible dynamique, notamment celles en contact avec les mangroves qui dissipent la majeure partie de l'énergie qui y arrive (cela est moins vrai pour les courants instantanés). Nous avons également la sortie de l'estuaire avant l'île de Malabo qui présente des courants résiduels assez faibles. Ces courants se renforcent légèrement avec les vents d'été, ce qui suggère que les forçages dominants de la circulation dans cette zone sont la marée et le vent. Dans l'axe transverse de l'estuaire, depuis la pointe d'Olga on remarque la présence toute l'année d'un courant assez fort (jusqu'à 0.3m/s) sur une zone de faible profondeur. Ce courant est la résultante de la rencontre des eaux remontant de la Sanaga et de celle venant du Wouri et de la Dibamba. Il est également intéressant de noter que toute l'année, les eaux sortant, aussi bien de l'estuaire du Cameroun que de la Sanaga, sont advectées le long de la côte Camerounaise en direction du nord-ouest.

Les fonds sédimentaires de l'estuaire du Cameroun et de son embouchure sont en majorité constitués de sable et de vase ([L.C.H.F 2004](#)). Leur transport par charriage dépend de la circulation résiduelle proche du fond. Naturellement ce transport change avec les oscillations de la marée au gré des courants de flot ou de jusant ainsi que du cycle vives-eaux/mortes-eaux. Nous ne nous intéressons pas au transport sédimentaire dans ce travail, mais nous présentons sommairement à la figure 6.25 les cartes de moyennes mensuelles de courant proche du fond. Cette circulation résiduelle eulérienne nous permet de déterminer les zones énergétiques et celles qui ne le sont pas mais qui seraient donc

susceptibles de favoriser les dépôts de sédiments. On observe sur la figure 6.25 que l'intensité du courant de fond est comprise entre 0 m/s et 0.16 m/s. Entre l'île de Malabo et l'embouchure, il est presque nul à toutes les saisons, ce qui laisse penser que cette zone doit être propice au dépôt. A l'embouchure, les courants semblent s'orienter préférentiellement vers l'estuaire sur presque toute l'année. Dans la partie estuarienne, on retrouve la confrontation avec des courants dû au débit de la Sanaga, du Wouri et de la Dibamba, qui favorise des mouvements tourbillonnaires au fond. On observe également que les zones privilégiées de dépôt dans l'estuaire, surtout en période d'étiage, sont le canal inférieur du Wouri, le nord-est de l'île de Manoka et la partie comprise entre l'embouchure du Moungo et la berge droite du Wouri.

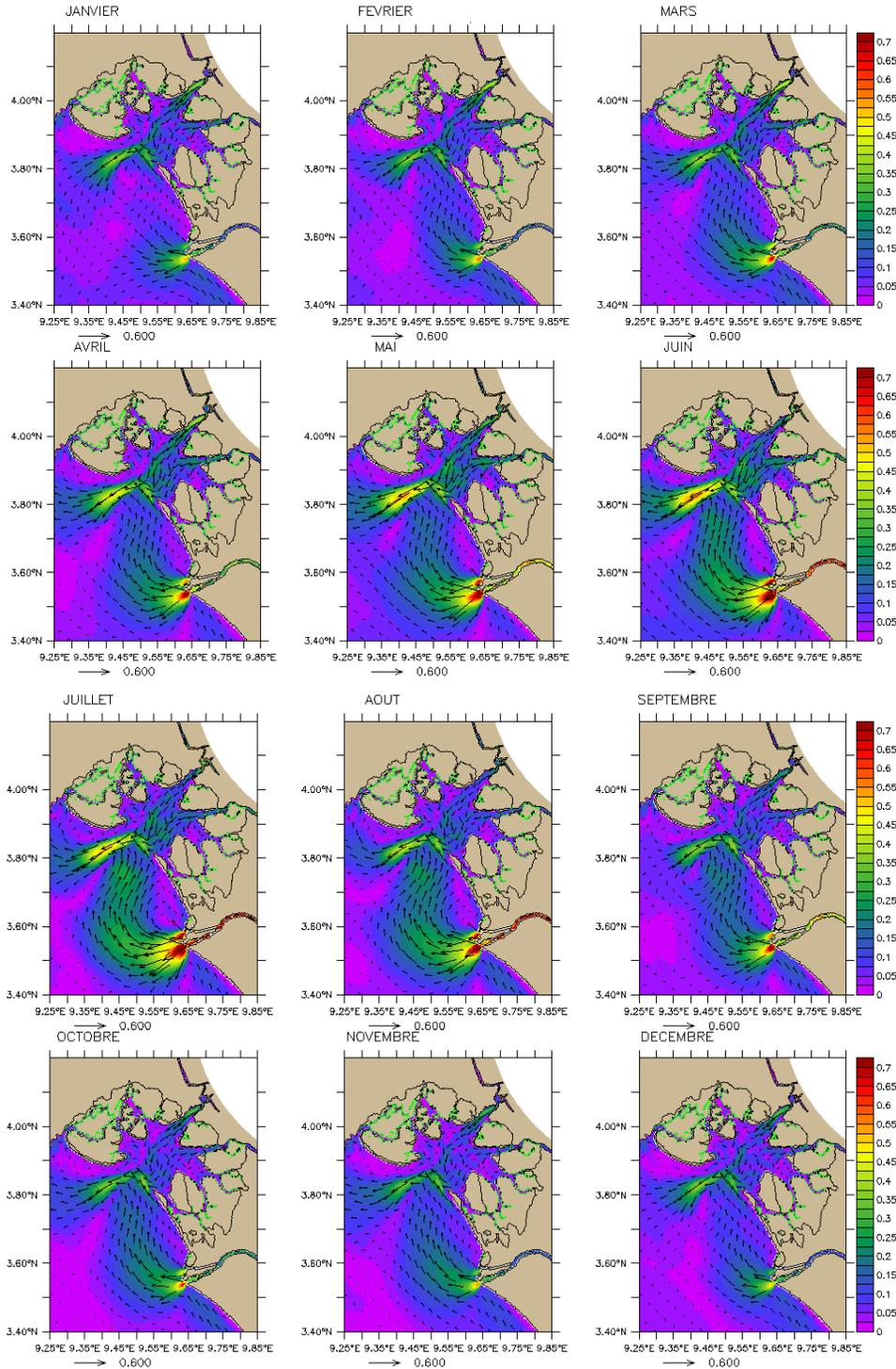


Figure 6.24 Cartes climatologiques, en moyennes mensuelles, de la circulation résiduelle eulérienne de surface dans l'estuaire du Cameroun à partir de la simulation de référence (2003-2009). En fond de carte nous avons l'intensité des courants, et les flèches au dessus renseignent sur le sens de l'écoulement.

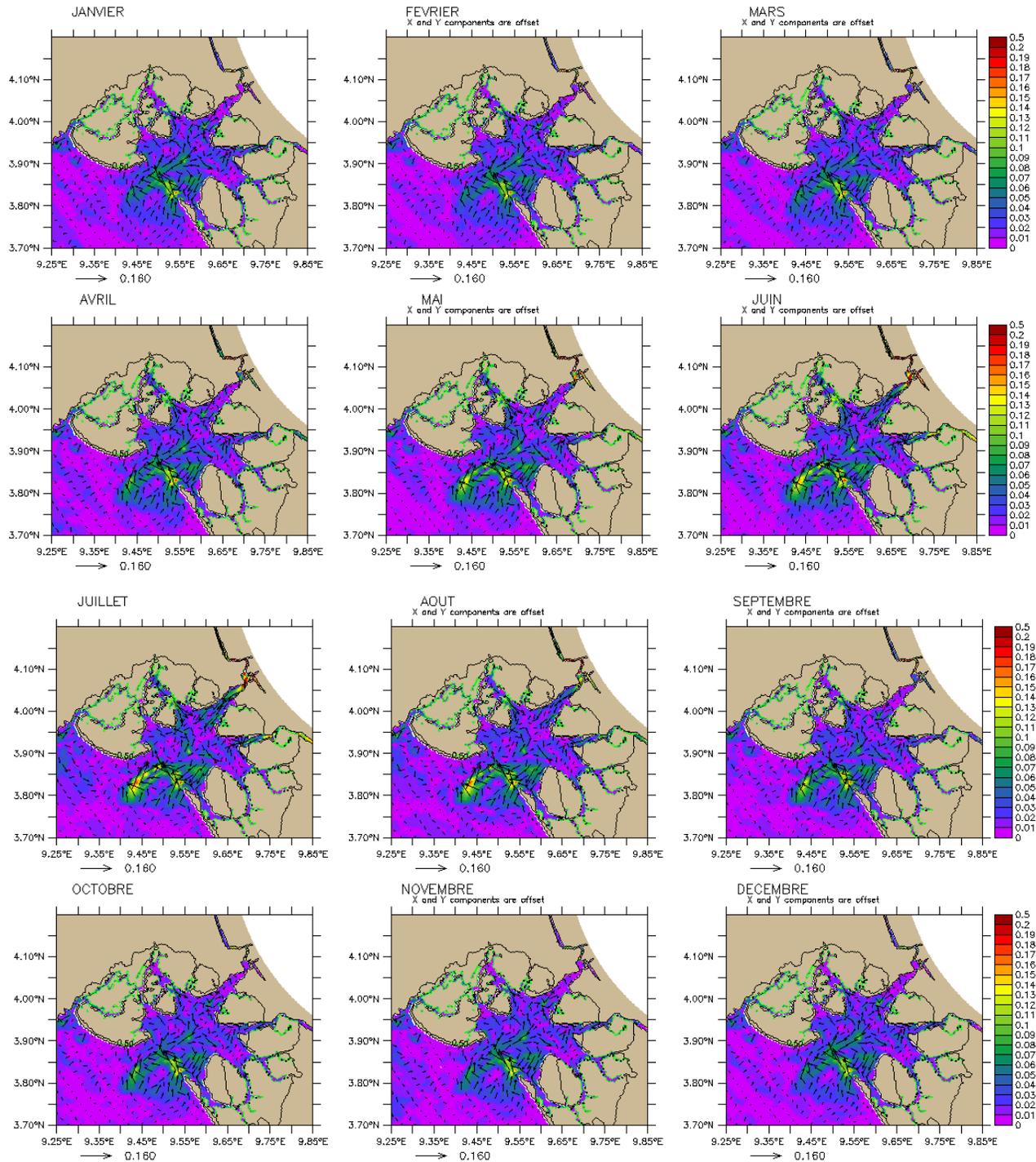


Figure 6.25 Cartes climatologiques, en moyennes mensuelles, de la circulation résiduelle eulérienne de fond dans l'estuaire du Cameroun à partir de la simulation de référence (2003-2009). En fond de carte nous avons l'intensité des courants, les flèches au dessus renseignent sur le sens de l'écoulement.

6.4.4. Circulation sur un cycle de marée dans estuaire du Cameroun

Les résultats moyens que nous avons présentés aux paragraphes précédents nous ont permis de décrire la variabilité saisonnière de la dynamique de l'estuaire. Nous nous intéressons maintenant au comportement de l'estuaire pendant une oscillation de marée. A partir d'un fichier de restart, nous simulons une configuration que nous appelons Simu_HF, avec les mêmes forçages que la simulation de référence, mais avec des sorties à chaque heure pour la période mars-décembre 2006.

La figure 6.26 présente la dynamique haute fréquence de l'estuaire pendant un cycle morte-eau. On note l'influence du courant venant du sud du domaine et qui transporte une partie des eaux de la Sanaga vers l'estuaire du Cameroun. Pendant le jusant, les courants les eaux douces venant de l'estuaire semble être déviées du côté du Moungo par le courant qui remonte depuis la Sanaga, ce qui a tendance à annuler les courants du côté de la pointe de Soleyba.

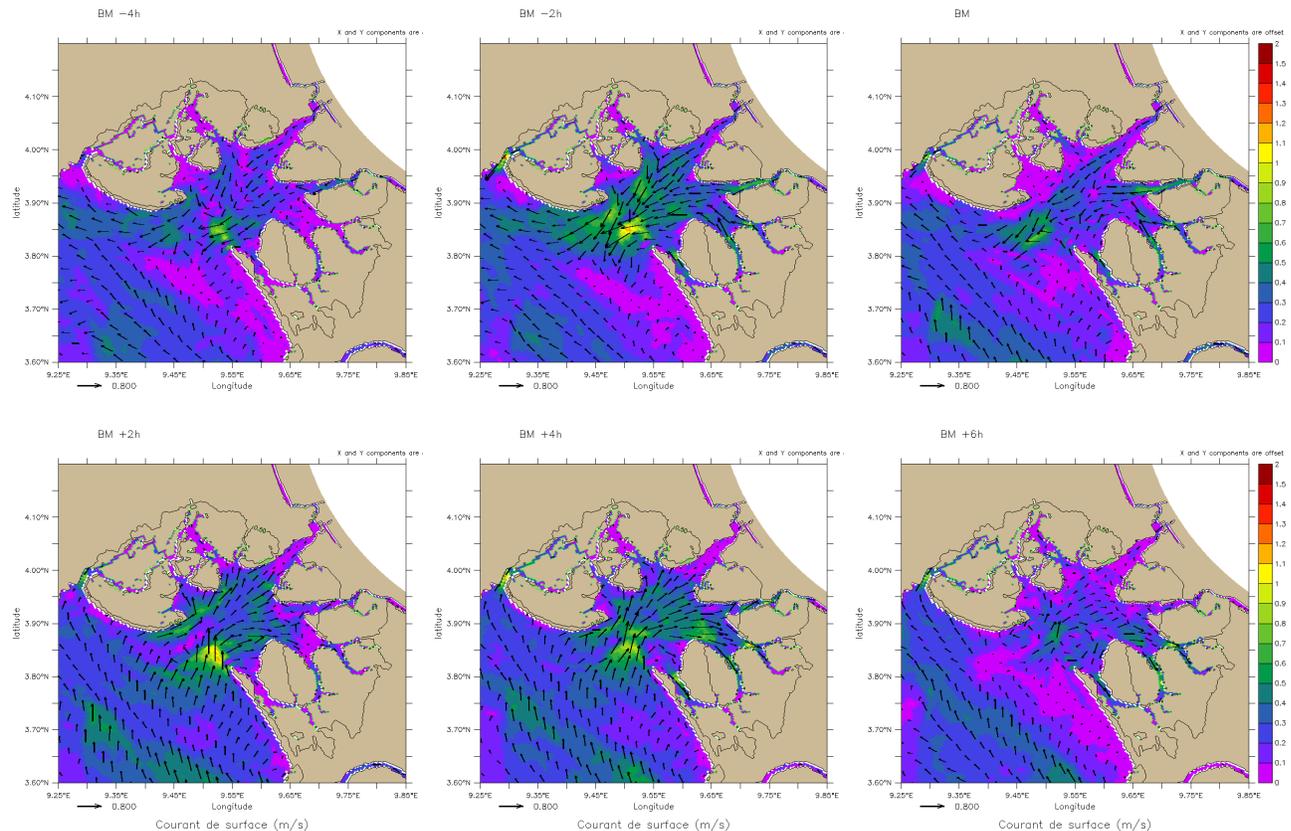


Figure 6.26 Distribution des courants de marée en surface dans l'estuaire du Cameroun en mortes-eaux d'étiage. Simulation par le modèle SYMPHONIE-S26 de la marée du 23 au 24 mars 2006. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.

Alors que pendant le flot, les courants semblent plus forts (1m/s au maximum) à la pointe de Souleyba et à devant île de Manoka, et plus précisément à la basse mer plus 2 heures et la basse mer plus 4

heures.

Pendant le flot, les courants orientés sud/nord-ouest se renforcent. Le courant maximum est de l'ordre de 1.1 m/s pour une marée de morte-eaux d'étiage. Il est atteint environ 2 heures avant la basse mer pour le jusant, et 4 heures après la basse mer pour le flot. La figure 6.26 suggère que ce maximum est atteint à l'embouchure au niveau de la pointe d'Olga. Deux processus peuvent permettre d'illustrer le renforcement des courants dans cette zone. Pendant le flot, le rétrécissement brutal de la section entraîne un accroissement des courants de flot, alors que pendant le jusant, cet effet peut être combiné à un renforcement des débits du jusant dû à la confluence du Wouri et de la Dibamba. On observe également à la figure 6.26 que les courants semblent plus intenses dans l'estuaire de la Dibamba par rapport à l'estuaire du Wouri.

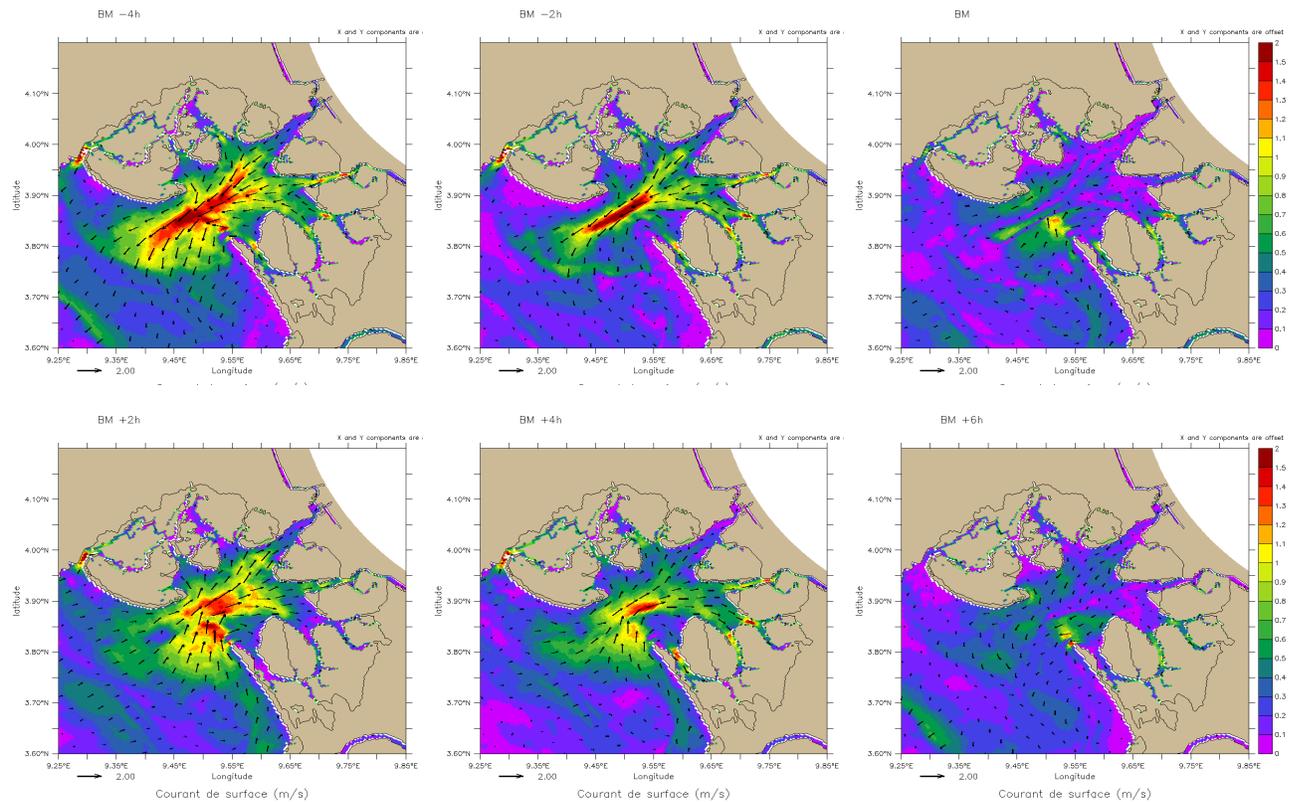


Figure 6.27 Distribution des courants de surface de marée dans l'estuaire du Cameroun en vives-eaux d'étiage. Simulation par le modèle DOUALA26_HF de la marée du 29 mars 2006. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.

Pendant la marée de vives-eaux d'étiage les courants de jusant sont beaucoup plus forts donc moins

attenués par les courants orientés sud/nord-ouest. A la figure 6.27, on observe que le chenal supérieur du port à l'embouchure restent la zone la plus dynamique pendant le flot et le jusant. Les courant de jusant sont préférentiellement orientés suivant l'axe de l'estuaire du Wouri alors que les courants de flot ne sont pas sur un axe principale. Les goulots d'étranglement à la sortie des bras de mangroves présentent aussi des vitesses maximales de l'ordre de 1.5m/s au flot et au jusant.

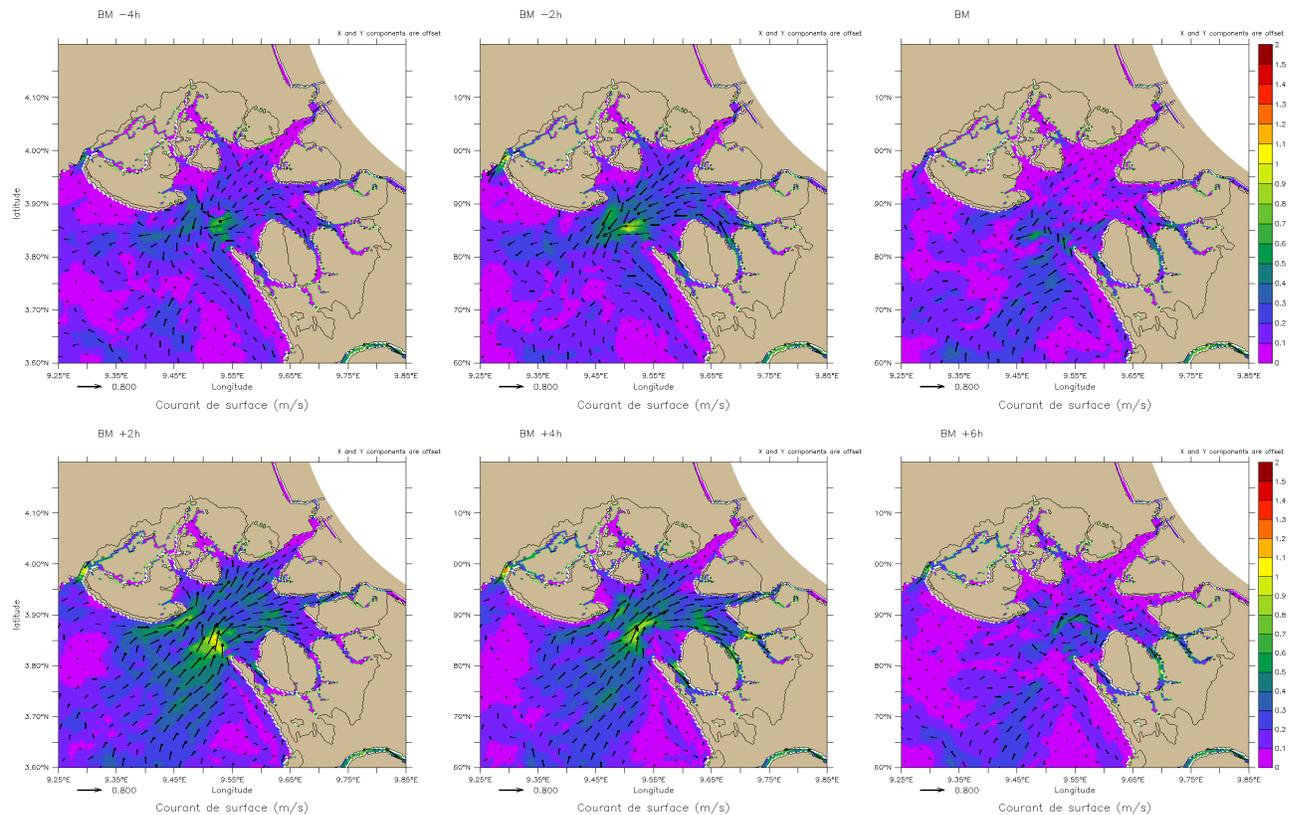


Figure 6.28 Distribution des courants de surface de marée dans l'estuaire du Cameroun en mortes-eaux de crue. Simulation par le modèle DOUALA26_HF de la marée du 2 septembre 2006. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.

En vives-eaux de crue, les courants de surface atteignent 2m/s pendant le flot et le jusant. A la différence de la période d'étiage, on observe à la figure 6.26 les courants à la sortie de l'embouchure de l'ordre de 0.8 m/s durant tout le cycle de marée. L'estuaire du Wouri s'embble également bien drainé pendant le flot et le jusant. On note clairement que les courants de surface flot-jusant dans l'estuaire de la Dibamba apparaissent plus forts que les courants dans l'estuaire du Wouri. Comme pour la période d'étiage, on note des vitesses importantes au flot et au jusant dans les rétrécissements des bras serpenteant autour des zones de mangrove.

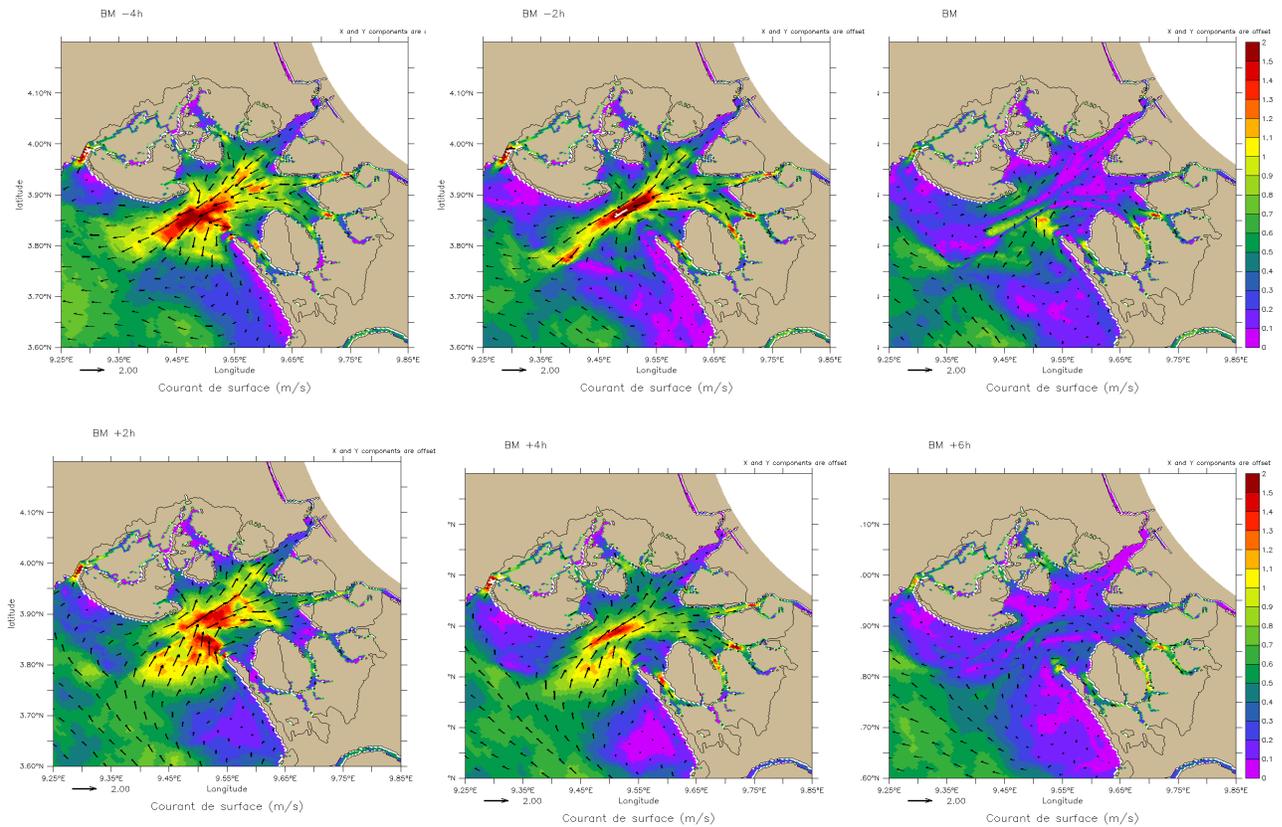


Figure 6.29 Distribution des courants de surface de marée dans l'estuaire du Cameroun en vives-eaux de crue. Simulation DOUALA26_HF marée du 09 septembre 2006. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur.

Nous effectuons également l'analyse de séries temporelles de salinité, température, et de courant en surface et au fond sur les trois points de contrôle à l'embouchure (CE), dans l'estuaire du Wouri (W1) et l'estuaire de la Dibamba (D1). L'évolution temporelle de ces paramètres est présentée en annexe 2 et 3, la SSH. Nous résumons dans le tableau 6.3, l'écart entre les valeurs maximales et minimales de ces différents paramètres selon le régime de marée et la saison.

Dans le tableau 6.3, les abréviations sont: ME pour mortes-eaux, VE pour vives-eaux, SSH pour élévation de la surface libre, SSS pour salinité de surface, SBS pour salinité de fond, SST pour température de surface, SBT pour température de fond, SC pour courant de surface et BC pour courant de fond.

On observe dans le tableau 6.3 que la variation saisonnière du niveau moyen dans l'estuaire due à l'alternance crue/étiage n'influence pas beaucoup le marnage dans l'estuaire. La variation de SSS aux

stations W1 et D1 reste très faible quelque soit la saison et le cycle de marée. A la station CE, on peut atteindre une variation de 10 psu en un cycle de marée alors qu'en mortes-eaux de crue on a on obtient plutôt la moitié.

Tableau 6.3 Variation maximale des paramètres de circulation dans l'estuaire du Cameroun pendant un cycle de marée suivant les conditions de marée mortes-eaux, vives-eau en saison d'étiage et de crue.

	Station	ME-étiage	VE-étiage	ME-crue	VE-crue
Variation en SSH (m)	CE	1	2.125	1	2.15
	W1	1.35	2.5	1.25	2.5
	D1	1.35	2.125	1.25	2.1
Variation en SSS (psu)	CE	11	7	5	3.5
	W1	0	0	0	0
	D1	0	0	0	0
Variation en SBS (psu)	CE	1.25	10	0	10
	W1	0	4.5	0	0.5
	D1	0	0.1	0	0
Variation SST (°C)	CE	4.4	0.5	2	1.75
	W1	0	0.5	0.25	0.25
	D1	0	0	0	0.125
Variation SBT (°C)	CE	0.75	0.6	0.25	2
	W1	2.25	2.5	0	2.5
	D1	0.75	0.6	0	0
Variation SC (m/s)	CE	1	2.3	1.2	2.8
	W1	0.25	0.75	0.375	0.75
	D1	0.25	0.5	0.325	0.5
Variation BC (m/s)	CE	0.325	1	0.30	1
	W1	0.15	0.225	0.175	0.4
	D1	0.125	0.2	0.125	0.2

La salinité de fond fluctue le plus en vives-eaux, avec une variation qui peut atteindre 10 psu à l'embouchure (CE), 4.5 psu au port du Wouri (W1) pendant un cycle de marée, alors que dans la Dibamba à la station (D1) elle ne varie pratiquement pas. Cette forte variation est en corrélation avec celle des courants de fond dont la variation maximale atteint 1m/s en en vives-eaux alors qu'en mortes-eaux elle est de 0.3m/s en moyenne. La variation de température de surface et de fond ne

bouge pas beaucoup pendant un cycle de marée mais si l'écart en salinité est grand, on observe aussi un écart important en température. C'est le cas en étiage dans l'estuaire. C'est le cas à la station embouchure CE où en mortes-eaux d'étiage la salinité de surface varie de 11 psu et la température de 4.4 psu.

6.4.4. Sensibilité du modèle au forçage climatique et environnemental

La simulation de référence DOUALA26_CALMIP est paramétrée avec un coefficient de friction barotrope dans les zones de mangrove d'une valeur de 10^{-4} . Les rejets des rivières sont basés sur les climatologies des années 60, ils ont peut être subi des variations importantes si l'on tient compte des changements climatiques. Nous avons fait le constat que les zones peu profondes, se réchauffent et refroidissent avec des valeurs extrêmes assez élevées. L'objectif des tests de sensibilité effectués dans cette partie est d'obtenir un intervalle de confiance dans lequel peut varier certaines variables comme la surface libre en présence des mangroves ou non; la température dans l'estuaire si valeur de la température prescrite change, ou encore le régime d'estuaire si le débit est doublé ou diminue de moitié.

Sensibilité de l'estuaire à la Mangrove.

Notre simulation de référence prend en compte la présence de la mangrove dans l'estuaire à travers un coefficient de frottement barotrope. D'après [Nfontabong et al \(2013,\)](#) la mangrove est détruite à plus de 50%. Pour regarder l'influence de cette destruction sur la circulation, nous avons réalisé une simulation sans forêt de mangrove que nous avons appelé DOUALA26_no-Mangrove sur 3 ans 2002-2004. Dans cette configuration, tous les autres forçages sont identiquement à la simulation de DOUALA26_CALMIP. Après avoir retiré l'année 2002 considérée comme le spin up, nous faisons des moyennes mensuelles avec les années 2003 et 2004. Pour estimer les différences avec la simulation de référence, nous élaborons les cartes d'écart entre les deux simulations (DOUALA26_no-Mangrove – DOUALA26_CALMIP) entre 2003-2004. Pour ce qui est des différences de moyenne mensuelle en l'élévation de la surface libre à la figure 6.30, on observe que la mangrove crée une légère amplification du signal dans les estuaires du Wouri et de la Dibamba durant toute l'année avec un maximum atteignant 3cm en été boréal et plus précisément au mois d'août. Dans l'embouchure, on observe plutôt un abaissement avec un maximum de 1 cm atteint aux mois de mai et juin. Ces différences qui apparaissent relativement faibles en moyenne mais peuvent avoir une

importance plus significative en instantané, surtout lors des événements extrêmes comme des houles fortes couplées aux marées de vives-eaux. Ces écarts en niveau moyen suggèrent aussi qu'en présence de mangrove même partiellement détruite, on perd le niveau d'eau dans le chenal du Wouri au profit des inondations dans les zones périphériques de l'estuaire. La destruction de la mangrove pourrait également être accompagné d'un lessivage systématique, par la marée (donc en continue), des terres maintenues auparavant par la végétation, ce qui peut avoir pour impact une érosion des terres et un envasement supplémentaire de l'estuaire du Cameroun.

Si l'on tient compte de la hausse globale du niveau moyen de la mer, avec des conséquences possiblement du même ordre, on pourrait largement accentuer le phénomène d'érosion. Déjà plus d'eau fait que la marée montera plus loin dans les terres. La présence de la mangrove bloque l'accès à plusieurs zones et a un effet tampon limitant la pénétration du signal. Cependant sur du long terme cela n'est pas une barrière pour autant. Si le niveau monte globalement la mangrove ne fera pas office de barrage sur des grandes échelles de temps comme elle le fait pour le signal de marée. Sur un temps suffisamment long le niveau d'eau s'équilibre.

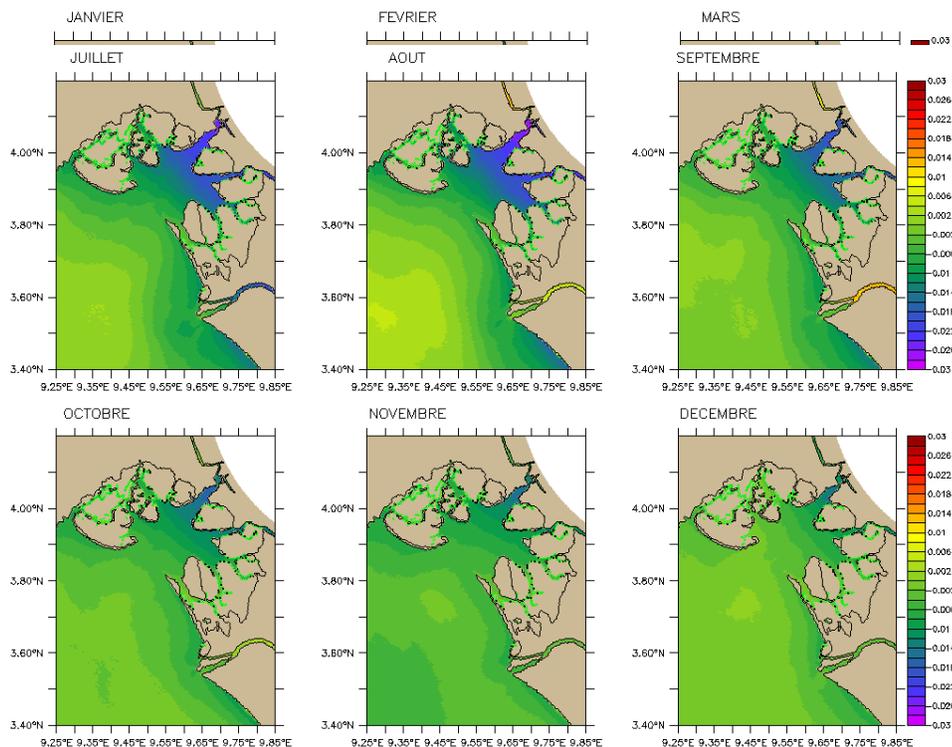


Figure 6.30 Ecart entre l'élévation, en moyennes mensuelles, de la surface libre de la simulation DOUALA26_No-mangrove et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur

L'observation des cartes de différences de salinité de surface figure 6.31 nous suggèrent que l'estuaire sans la mangrove favorise la remontée des eaux saumâtres avec une amplification dans les zones peu profonde.

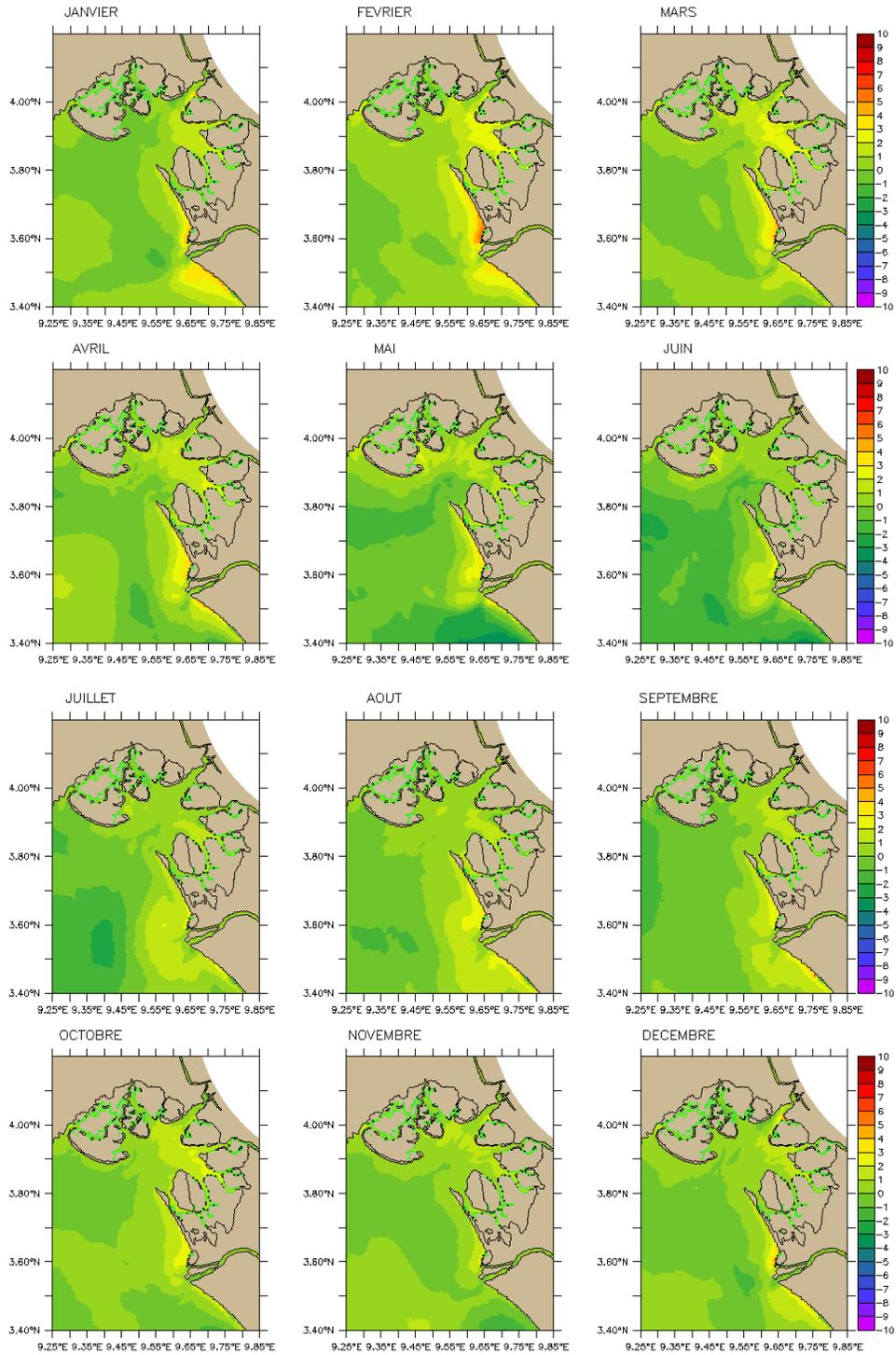


Figure 6.31 Ecart entre la salinité de surface, en moyennes mensuelles, de la simulation DOUALA26_No-mangrove et la simulation DOUALA26_REF dans l'estuaire du Cameroun.

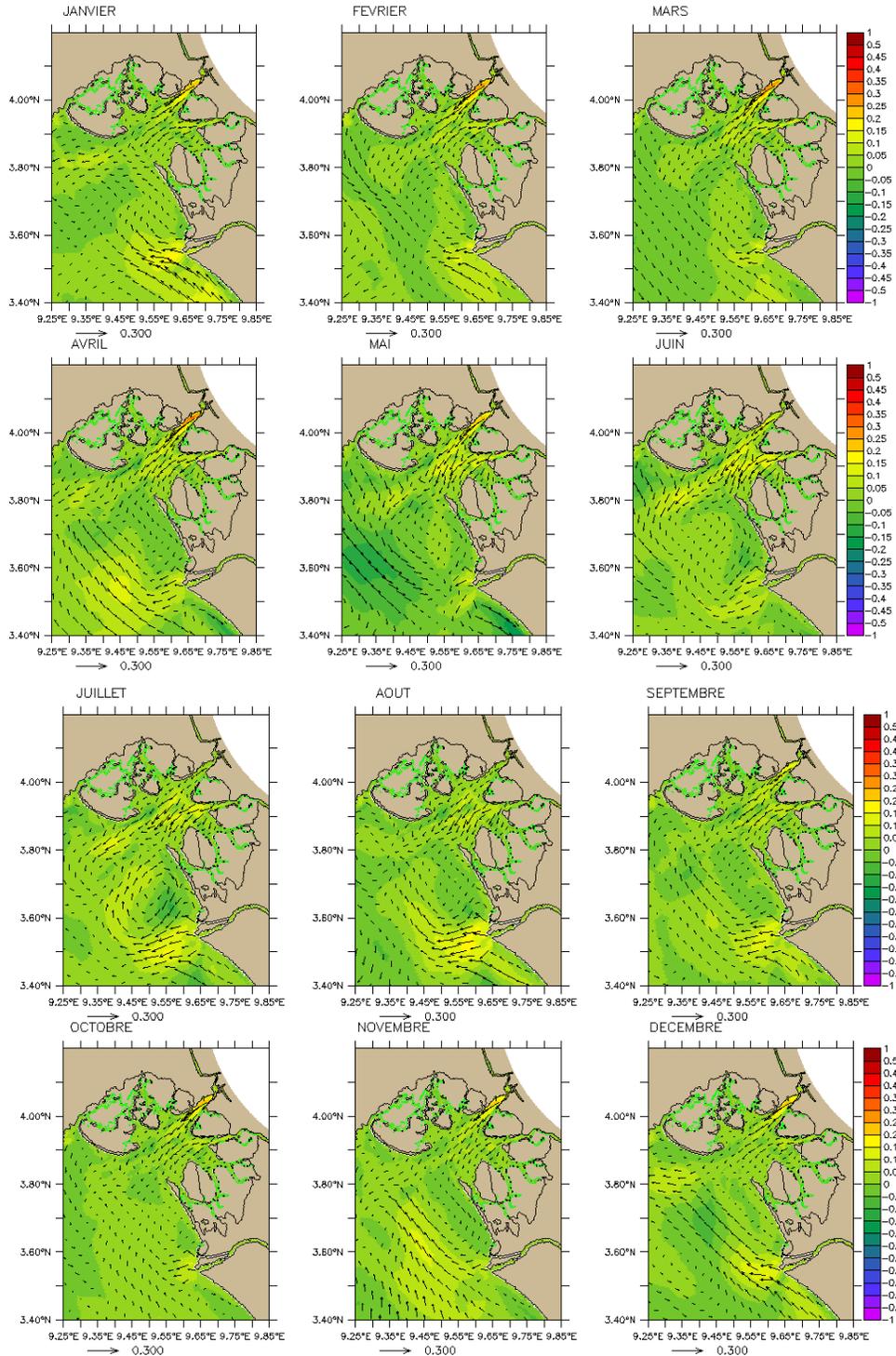


Figure 6.32 : Ecart entre les courants de surface, en moyennes mensuelles, de la simulation DOUALA26_No-mangrove et la simulation DOUALA26_REF dans l'estuaire du Cameroun. Les flèches indiquent l'orientation du courant. Les vitesses sont représentées par les gammes de couleur. Dans le Wouri et la Dibamba, on observe un accroissement de l'intrusion saline qui varie entre 1 psu et 4 psu, avec un maximum de 6 psu aux mois de février et mars.

Nous avons également noté sur la figure 6.32 que l'absence de la mangrove conduit à une

amplification des courants de surface dans l'estuaire du Wouri. Ces différences de courants s'expliquent par le fait que l'absence de mangrove diminue l'amplification de la marée dans le modèle, réduisant alors les courants associés sortant et surtout entrant dans l'estuaire.

Il apparaît alors que dans la simulation sans mangrove, les courants de surface sont beaucoup plus influencés par les rejets de rivières. C'est ce que l'on remarque dans la figure 6.32, à savoir que l'écart entre les deux simulations est un courant sortant de l'estuaire avec des intensités maximum au niveau des rivières.

Les fluctuations de température dues à l'absence de mangrove sont assez faibles, on note une différence inférieure à 1°C sur toute l'année. Les cartes d'écart en température sont en annexe 4.

Sensibilité de l'estuaire aux débits des rivières.

Les débits des fleuves joue un rôle essentiel dans la répartition des eaux salées et des eaux douces dans la partie estuarienne. Afin d'évaluer la variabilité entre les années de humiques et sèches, nous avons testé deux configurations. Une première (DOUALA26_0.5Débit) avec le débit sec que nous avons pris égal à la moitié du débit de la simulation de référence. Une deuxième configuration (DOUALA26_2Débit) avec des débits que nous avons pris double aux débits climatologique dans la simulation de référence.

Solutions de la simulation DOUALA26_0.5Débit

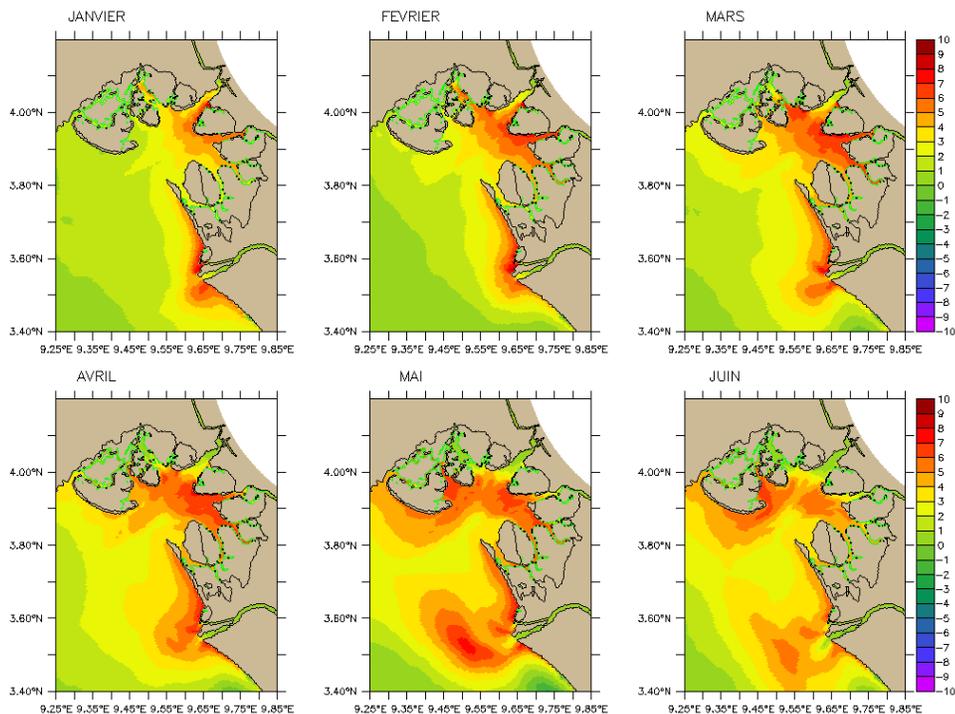
L'écart en salinité entre la simulation DOUALA26_0.5Débit et la simulation de référence montre qu'un débit des années sèches pourrait avoir un gros impact sur l'intrusion saline dans les estuaires du Wouri et de la Dibamba. A la figure 6.33, on note, en hiver boréal, une augmentation en salinité de surface dans l'estuaire qui peut atteindre 7 psu. L'arrivée des pluies d'été favorise une désalinisation de l'estuaire mais le niveau de salinité reste tout de même supérieur de 2 psu par rapport à la solution de référence pour la même période. Dans l'embouchure la situation semble contraire à celle décrite ci dessus. On note en hiver une différence en salinité faible autour de 1 psu alors qu'en été, on observe un transport des eaux salées venant du côté de la Sanaga vers l'embouchure. On note une différence de 3 à 4 psu, principalement au mois de juillet, août, septembre. Ces variations au niveau de l'embouchure sont les conséquences directes de l'influence du débit de la Sanaga dans cette région. Sur les cartes de différence des courants résiduels de surface, la figure 6.34, on observe bien la diminution attendu au niveau des vitesses de sorties pour la Sanaga mais cela ne se produit pas pour le Wouri et la Dibamba. Au contraire, on note une augmentation de la vitesse de sortie (pour le Wouri

principalement) toute l'année. Cette augmentation est liée au forçage de marée dans les fleuves. Avec des débits plus faibles, l'onde de marée doit pouvoir progresser plus facilement vers l'intérieur des rivières augmentant le flux de jusant et du flot (qui expliquerait les différences observées dans les résultats. Sous un autre angle, une différence de densité est liée à la variation de salinité ce qui change le gradient de pression entre l'intérieur de l'estuaire (et aux embouchures de fleuves) et l'extérieur ce qui peut donc grandement modifier les équilibres et les courants associés à ces derniers qui régissent la circulation dans l'estuaire. Les cartes de différence de température de surface, données en annexe 5, montrent de très faibles écarts entre les deux simulations. Au large la température de surface est moins sensible aux variations de débits alors que dans l'estuaire on note quand même des variations de l'ordre de 5°C dans les zones peu profondes au centre de l'estuaire en particulier proches des bras de mangroves. Ce résultat montre que les rejets de rivières influencent la température au cœur de l'estuaire et dans les mangroves proches des rejets, mais que l'effet reste relativement local. Aux regards de ces résultats, dans l'estuaire du Cameroun, un déficit d'écoulement d'eau douce se matérialise par une remontée de sel très importante dans l'estuaire, surtout en été (sous l'influence des débits du Wouri et de la Dibamba) et en hiver plus au large au niveau de l'embouchure (ici sous l'influence du débit de la Sanaga). Par contre la réduction des débits n'influence la température que très localement près des berges.

Solutions de la simulation DOUALA26_2débit

D'après Olivry 1974, les débits de l'estuaire du Cameroun peuvent évoluer entre 100 m³/s et 3000 m³/s. En faisant une simulation avec un débit double de celui de la simulation de référence, on peut estimer l'évolution des paramètres hydrodynamiques de l'estuaire lors des crues exceptionnelles. Les cartes d'écarts en salinité entre les solutions de la simulation DOUALA26_2débit et DOUALA26_CALMIP à la figure 6.35 sont négatives, et varie entre -10 psu et -1 psu. On a -10 psu au mois de mai et de juin devant l'embouchure de la Sanaga. Vu l'importance des débits liés à ce test, les eaux douces venant de la Sanaga arrivent jusque dans l'estuaire du Cameroun et contribuent à la diminution de la salinité de surface à l'embouchure des fleuves Wouri et Dibamba. On observe également un renforcement des courants résiduels de jusant. Les cartes de différence en courants résiduels de surface et de températures liées à cette expérience, sont respectivement en annexe 6 et 7. Sur les cartes de différences de courant, on trouve à nouveau la forte influence des eaux issues de la Sanaga avec une intensification des courants de sortie à son embouchure. Contrairement à l'expérience DOUALA26_05Débit, on relie parfaitement les différences de vitesses dans l'estuaire, en

particulier aux sources du Wouri et de la Dibamba dans notre modèle, avec la modification des débits. Cependant, il faut rester encore prudent sur les explications et garder en mémoire le besoin d'établir plus finement les divers équilibres responsables de la circulation dans l'estuaire. Une simulation avec les débits interannuelle sur une période assez longue du point de vue climatique permettrait de mieux apprécier les anomalies dues au changement de régime des différents cours d'eau qui alimentent l'estuaire. Pour les variations de température, annexe 7, les différences sont maintenant négatives ce qui confirme ce que l'on remarquait pour l'expérience inverse, à savoir que dans l'intérieur de l'estuaire, proche des rivières, la température dans notre modèle est très influencée par les rejets de celles-ci.



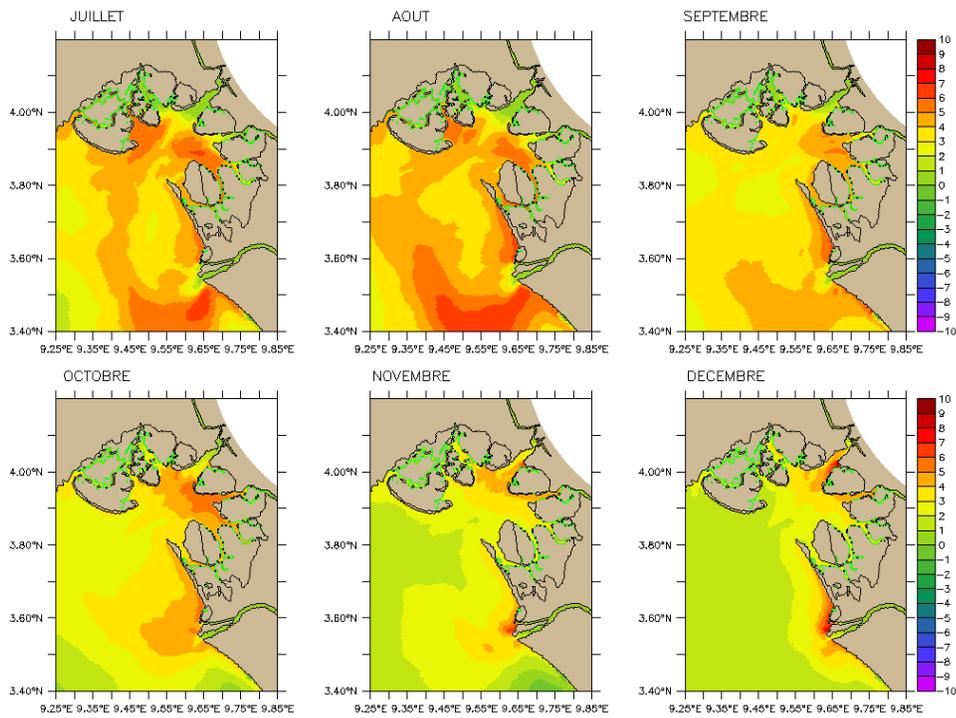


Figure 6.33 Ecart de salinité, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_05Débit et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun.

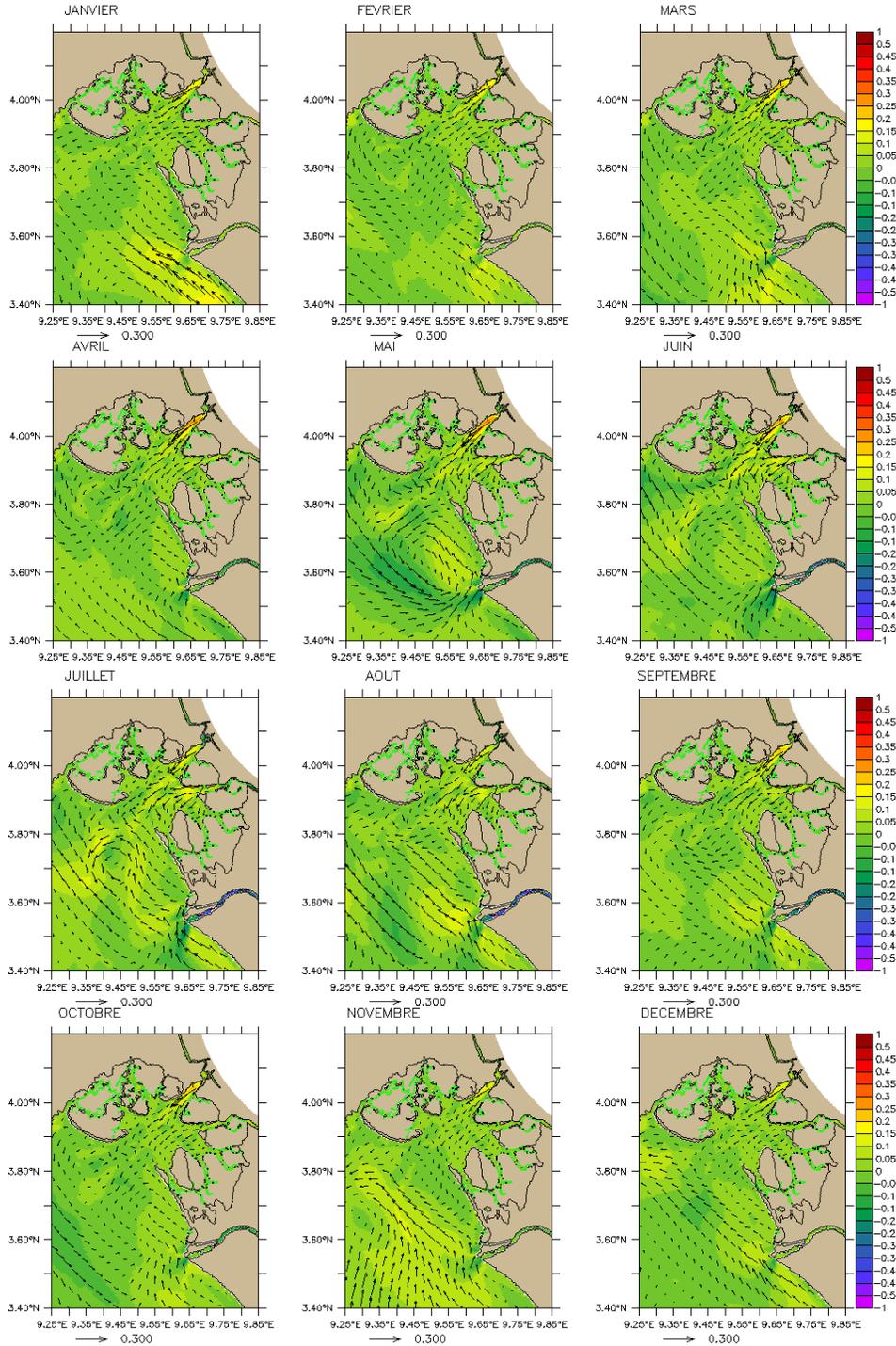


Figure 6.34 Ecart des courants résiduels de surface, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_0.5débit et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun.

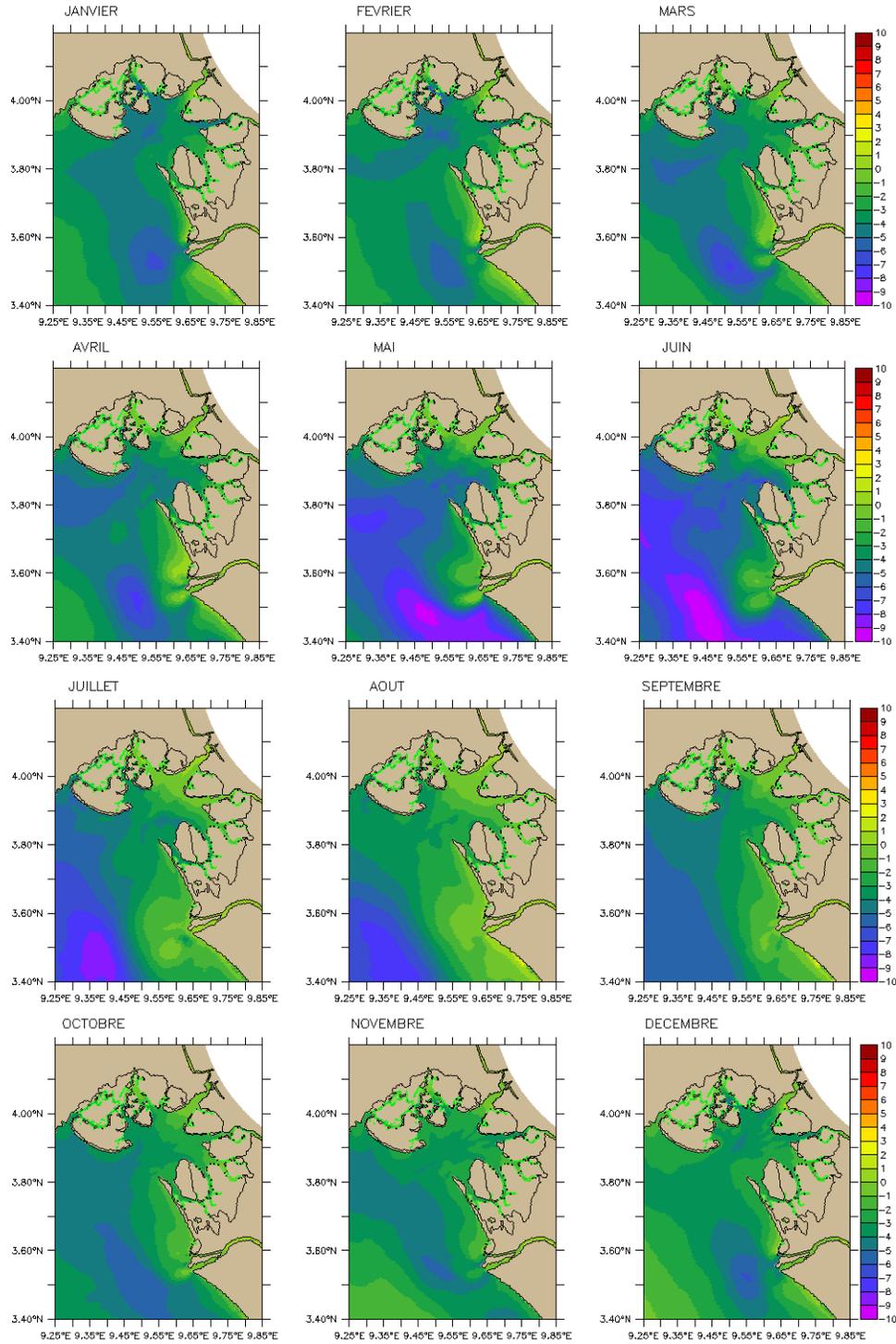


Figure 6.35 Ecart de salinité de surface, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_2débit et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun.

Sensibilité du modèle à la température d'entrée des rivières DOUALA26_TEMP

Nous avons observé dans la simulation de référence que les zones peu profondes ne se réchauffent et ne se refroidissent pas correctement malgré le rappel au forçage après 30 jours. Les températures des rivières aux points de forçages sont données sous la forme d'une variation sinusoïdale annuelle entre deux valeurs minimale et maximale. La valeur maximale correspond au mois le plus chaud, i février, et la minimale le mois plus frais, le mois d'août. Dans la configuration DOUALA26_CALMIP, ces températures sont de 20°C et 25°C alors que dans DOUALA_TEMP elles sont respectivement 23°C et 28°C. Tous les autres forçages sont maintenus identiquement à la configuration de référence.

Sur la figure 6.36, les moyennes mensuelles d'écarts en température entre les solutions de DOUALA26_TEMP et DOUALA26_CALMIP confirment que la température de forçage des débits du fleuve a un impact sur la température de l'estuaire. En été boréal, on observe une élévation de la température de l'ordre de 7°C dans les embouchures de la Dibamba et du Wouri. Pendant l'hiver boréal, les écarts sont relativement faibles, autour de 1°C. Les variations de salinité de surface associées à ces changements de température sont compris entre 1 et 3 psu (Figure 6.37). Une augmentation de 3 psu correspond aux mois d'été et aux points où la variation de température est la plus forte. On remarque également que les zones qui se réchauffent rapidement sont celles qui sont très proches de la côte et donc la bathymétrie n'est pas certaine et souvent peu profonde. Dans ces zones avec les forçages prescrits, un écart de température dans le modèle peut être rapidement amplifié. Les écarts de courants résiduels restent faibles sur toute l'année (voir annexe 8) mais l'interprétation reste délicate à nouveau pour distinguer l'impact sur la marée ou sur le gradient de pression de la variation de température que l'on impose dans cette expérience.

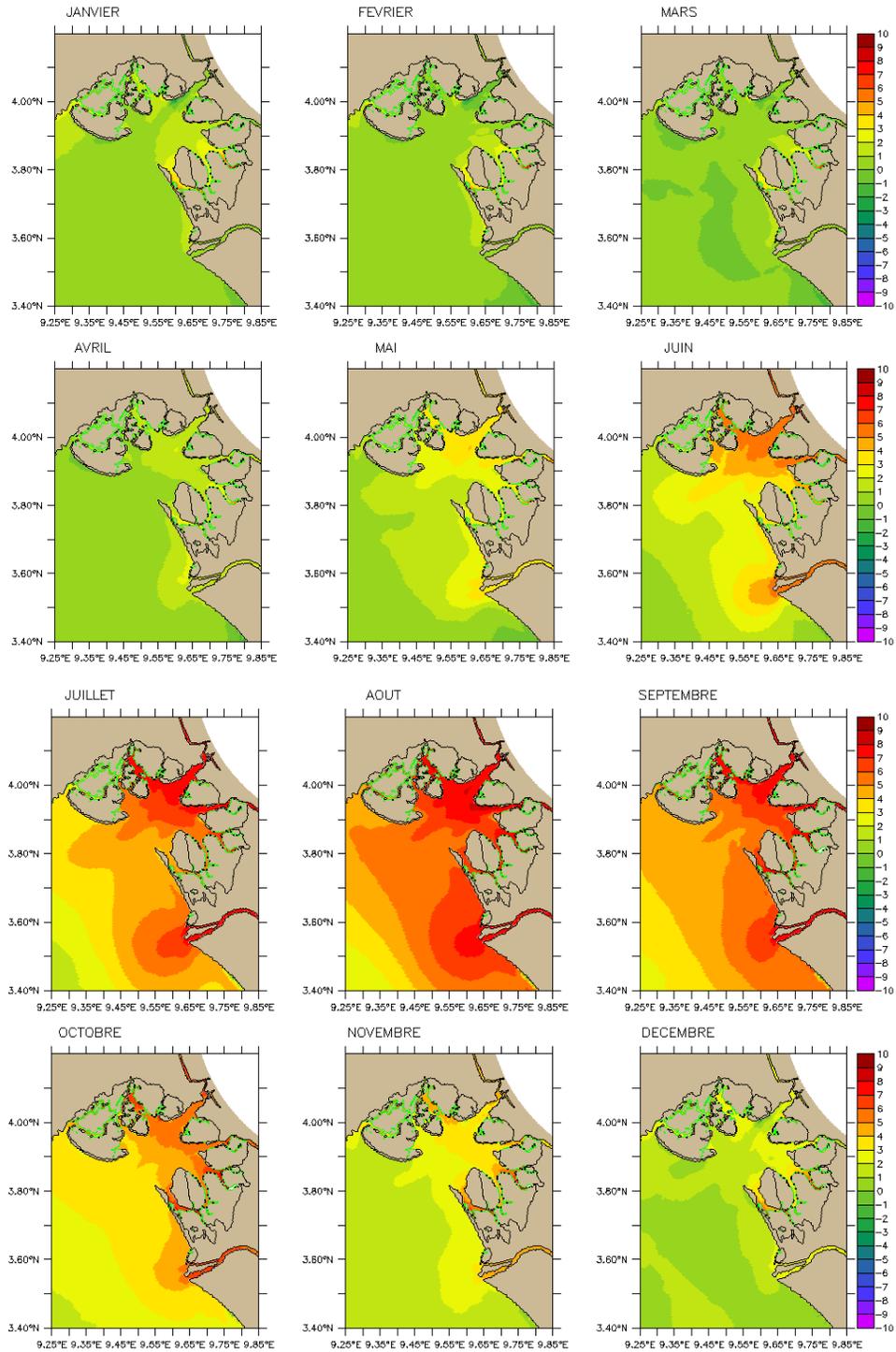


Figure 6.36 Ecart en température de surface, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_TEMP et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun.

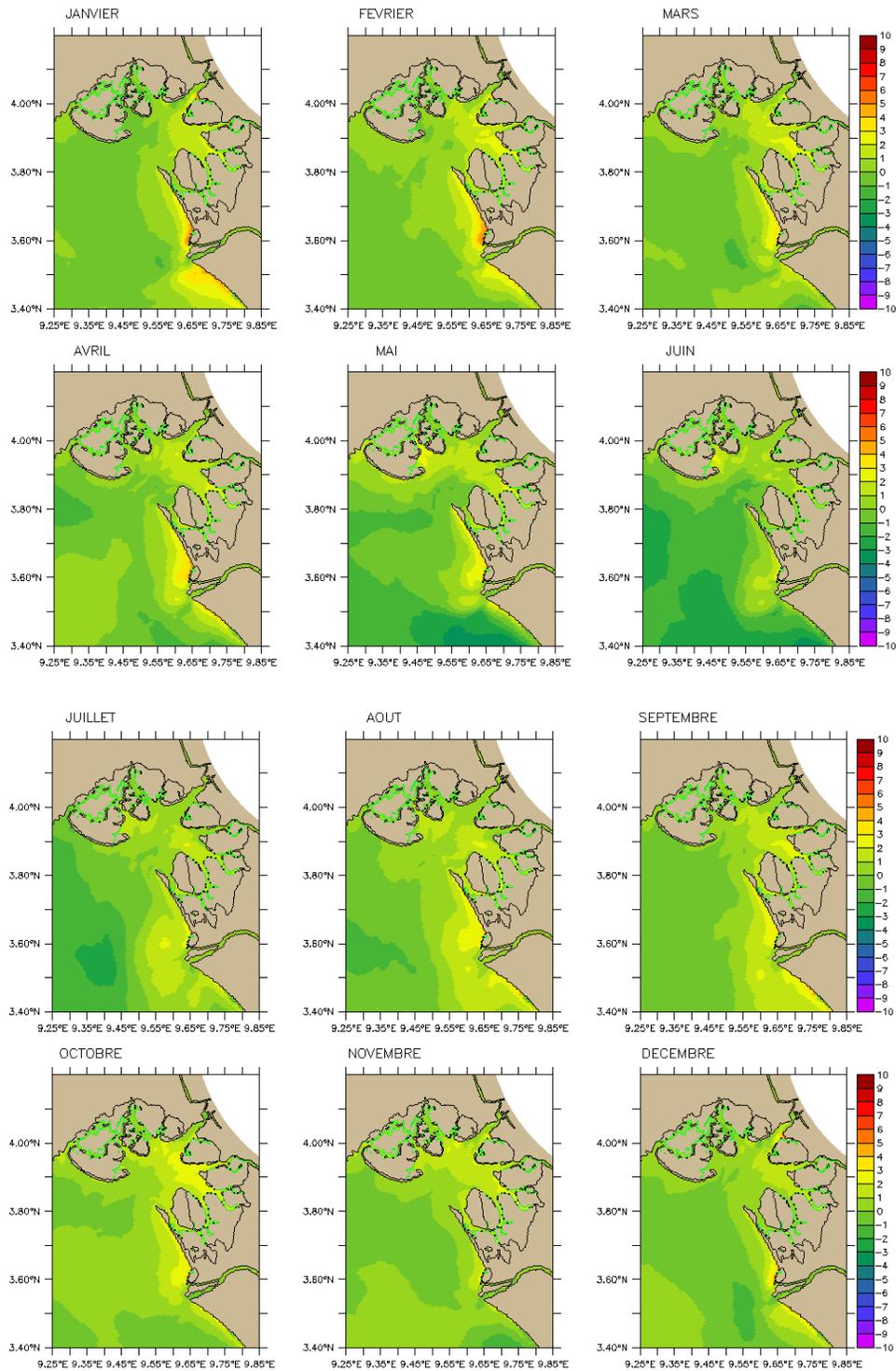


Figure 6.37 Ecart en salinité de surface, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_TEMP et la simulation DOUALA26_CALMIP dans l'estuaire du Cameroun.

6.5 Conclusion partielle

Dans ce chapitre, nous avons présenté les résultats de la modélisation 3D multi-échelles de la circulation océanique et côtière en Afrique centrale à travers 5 configurations (DOUALA26_CALMIP, DOUALA_26-No-mangrove, DOUALA26_0.5débit, DOUALA26_2débit et DOUALA26_TEMP.)

La simulation DOUALA_CALMIP couvre la période 2002-2009. L'année 2002 a été considérée comme une année de spin up. Dans la plaine abyssale, nous nous sommes intéressés aux moyennes mensuelles de la température, de la salinité, de la circulation de surface et de subsurface. Nous avons comparé nos résultats aux modèles existants, notamment pour étudier la variation saisonnière dans la couche de mélange, en termes de salinité et de profondeur, où nous avons obtenu la même variabilité que celle de Berger et al. 2014. Nous retrouvons le pic de salinité au mois de juillet ce qui est en accord avec la climatologie ARV09 de Gaillard et al(2009). La couche de mélange varie entre 7 mètres et 11 mètres. Les températures relativement basses observées en été boréal, surviennent à la même période que la langue d'eau froide apparaît au sud de l'équateur. Nous avons élaboré la carte de circulation de la zone. En surface, nous avons identifié le courant Guinéen entre les latitudes 2°N et 4°N. Il est présent toute l'année avec un maximum de 30 cm/s. Il semble s'approfondir dans cette zone au delà de profondeur 50 m, on a identifié sa recirculation vers l'équateur, et la bifurcation s'observe vers la longitude 7°E. Une évaluation des transports dans la section ouest proche de la frontière ouverte montre que les courants restent assez forts sur les 400 premiers mètres. Nous avons observé deux courants principaux, un entrant et un sortant. Le flux du courant entrant vers l'équateur a été évalué à un débit moyen de 4 Sv sur l'ensemble de l'année sauf au mois d'octobre où il passe à 1.5 Sv. Le débit du courant sortant principal est aussi du même ordre avec un minimum de 2.7 Sv toujours en octobre. En dehors de ces deux courants, on observe également un courant sortant plus faible côte nigériane qui a un débit moyen de 0.4 Sv et variant à l'inverse des deux premiers. Son maximum est de 1.35 Sv au mois de septembre. On note aussi qu'à cette section, on a 31% du débit total dans les 50 premiers mètres. Quittant le large vers l'estuaire du Cameroun, on remarque que les courants sont plus importants dans la section Malabo située entre l'embouchure de la Sanaga et la côte sud-est de Malabo. A cette section, on observe un courant entrant avec un débit compris entre 1 Sv et 1.5 Sv avec un minimum au mois d'Août et un maximum au mois de Novembre. Le flux global sortant à cette section est aussi du même ordre et, en moyenne 74 % du flux entrant à la section malabo ressort au sud-est de Malabo. On note aussi que dans le bilan des flux de cette section, les

flux entrants sont supérieurs aux flux sortants en janvier, mai, juin, septembre et octobre.

Pour caractériser l'estuaire du Cameroun, nous nous sommes intéressés aux moyennes mensuelles de température, salinité et courants résiduels. La solution DOUALA26_CALMIP montre que la salinité de surface à l'embouchure varie entre 4 psu et 22 psu, respectivement en période de crue et d'étiage. Pour ce qui est de la stratification, nous sommes en présence d'un estuaire bien mélangé pendant les marées de vive-eau en période de crue comme en étiage. En morte-eau on a plutôt une stratification horizontale de l'estuaire. Les zones peu profondes se réchauffent et se refroidissent assez rapidement. On atteint les 32°C au mois de janvier, et la température peut baisser jusqu'à 20°C au mois de juillet. Elles sont par conséquent sensibles à la température de forçage. La variation mensuelle du niveau moyen de la surface libre présente deux pics. Un premier au mois de février en relation avec les fortes températures observées dans le domaine en cette période, et le second, au mois de septembre correspondant à la période de crue.

La simulation DOUALA26_HF montre qu'en morte-eau, les courants de marée maximum ont une intensité de 1.1 m/s alors qu'en vive-eau, on atteint les 2m/s. Pendant le flot, le courant côtier qui remonte la Sanaga contribue au renforcement des courants entrant dans l'estuaire, et que la combinaison se fait en proximité de la pointe de Soleyba. Pendant le jusant, le courant venant du sud contribue plutôt à atténuer les courants sortant de l'estuaire.

Enfin, nous effectuons trois tests de sensibilités pour regarder l'influence de la mangrove sur la dynamique de l'estuaire, ensuite celle des débits de rivière et pour terminer la température. On note qu'en modélisant la mangrove avec un coefficient de frottement vertical qui vaut 10^{-4} , l'écart en niveau moyen entre la simulation DOUALA26_No-mangrove et notre simulation de référence montrent une amplification du signal de marée de 3 cm maximale au mois d'Aout. On observe également une augmentation de l'intrusion saline de l'ordre de 2 psu en moyenne avec un maximum de 6 psu en février et mars. L'absence des mangroves conduit également au renforcement des courants de surface avec une différence pouvant atteindre 40 cm/s dans l'estuaire du Wouri.

Les débits d'eau douce ont plus d'influence sur la salinité et les courants. La simulation avec la moitié des débits climatologiques montre qu'on peut avoir une augmentation en salinité de l'ordre de 7 psu en étiage et de 2 psu en période de crue. Avec plus d'eau douce (le double des débits par exemple), on observe plutôt une forte diminution de la salinité, surtout à l'embouchure où on obtient 10 psu en moins à cause de la Sanaga.

Les solutions de DOUALA26_TEMP et DOUALA26_CALMIP confirment que la température de

forçage des débits du fleuve a un impact sur la température de l'estuaire. En été boréal, on observe un accroissement en température de l'ordre de 7°C dans les embouchures de la Dibamba et du Wouri. Pendant l'hiver boréal les écarts sont relativement faibles, autour de 1°C. Figure 6.37, les variations de salinité de surface associées à ces changements de température sont comprises entre 1 et 3 psu. Une augmentation de 3 psu correspond aux mois d'été et aux points où la variation de température est la plus forte.

Lorsqu'on tient compte des changements globaux et locaux tant océaniques qu'atmosphériques, qui influencent le climat local (température, précipitations, les débits de rivières), comme pendant les décennies 70, 80 où l'on a observé un déficit d'écoulement dans la plupart des fleuves d'Afrique centrale (Olivry et al, 1974, 1986) les tests de sensibilités effectués nous renseignent sur la modification de la circulation qui peut survenir dans l'estuaire. Les valeurs trouvés rentent toutefois indicatives, les données de forçages n'étant pas des valeurs observées.

Chapitre 7 Le modèle séquentiel de marée dans l'estuaire du Cameroun.

Les différentes configurations DOUALA26 réalisées avec SYMPHONIE nous ont permis d'étudier l'hydrodynamique de l'estuaire dans sa globalité. Mais la grille circulaire avec son raffinement maximale de 250 m ne nous permet pas de remonter correctement dans les bras des fleuves. Plus précisément dans la Dibamba où nous avons un intérêt particulier à la station d'eau potable de Japoma. Ce chapitre vient en complément du chapitre 6, l'objectif premier étant de faire une comparaison entre la marée de SYMPHONIE, celle de TUGOm et les données in situ.

Le modèle T-UGOm spectral est très modeste en coût de calcul, ce qui favorise son implémentation sur des machines qui n'ont pas beaucoup de ressources. Toutefois, il existe beaucoup de processus physiques dans l'estuaire qui ne sont pas pris en compte dans un modèle spectral de la marée comme par exemple ; l'asymétrie de la marée, la formation des courants résiduels dûs aux interactions entre la marée et le débit du fleuve.

La version séquentielle de T-UGOm a récemment subi quelques modifications, notamment dans le cadre de la thèse de Christine Lion (2012), afin de mieux représenter les instabilités liées aux interactions entre la marée et le débit d'un fleuve.

La mise en place du trait de côte, de la bathymétrie et du maillage non structuré a été expliquée dans l'article en 4.2. La configuration séquentielle utilise le même logiciel de pré-traitement (et de post-traitement) XSCAN (pour plus de détails, se référer au manuel à l'adresse: <http://www.legos.obs-mip.fr/recherches/equipes/ecola/outils-produits/genesis/xscan-users-manual?lang=fr>). Cette configuration, nécessite tout de même un maillage plus fin, d'autant plus que dans le cadre de cette étude, elle se fait en mode 'drying' (de découverture) pour tenir compte des périodes de crue et d'étiage. Le mode découvrant nous impose de faire le maillage sur le lit majeur et non sur le mineur.

7.1. Les équations séquentielles de T-UGOm en mode barothrope

Dans ce paragraphe, nous nous intéressons plus particulièrement à l'élévation due aux courants et à la marée. Nous allons donc nous focaliser sur les équations de conservation de la masse en l'absence de source et de puits (*tous les paramètres en gras sont des vecteurs*) :

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot u = 0 \quad (7.1)$$

et de la quantité de mouvement :

$$\rho \left[\frac{Du}{Dt} + 2\Omega \wedge u \right] = \rho f_{vol} + F_p + F_f \quad (7.2)$$

où : ρ est la masse volumique du fluide, \mathbf{u} est la vitesse eulérienne d'une particule fluide, $\mathbf{\Omega}$ est le vecteur rotation de la Terre autour de son axe, \mathbf{f}_{vol} sont les forces de volume dues aux champs d'attraction gravitationnelles et à l'accélération centrifuge, \mathbf{F}_p sont les forces de pression, \mathbf{F}_f sont les forces de friction.

Pour décrire le mode barotrope, on utilise les équations dites Shallow Water ou encore de Saint Venant. Elles sont obtenues par simplification des équations de Navier-Stokes selon l'hypothèse des ondes longues suivantes :

- 1) l'océan est un fluide incompressible, visqueux et newtonien,
- 2) la pression est hydrostatique.

Suivant ces hypothèses est en intégrant les équations de conservation de la masse (7.1) et de la quantité de mouvement (7.2) sur la colonne d'eau on obtient les équations de continuité (7.3) et de conservation de la quantité de mouvement (7.4)

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \nabla \cdot (Hu) = 0 \quad (7.3)$$

$$\frac{\partial Hu}{\partial t} + \nabla \cdot (Huu) + f_c k \wedge (Hu) = -gH \nabla (\eta - \Pi_a) - \tau Hu + \nu_T \Delta (Hu) - HF + HD \quad (7.4)$$

avec : x la coordonnée zonale positive vers l'Est, y la coordonnée méridienne positive vers le Nord, t le temps, $H(x,y,t)$ la hauteur totale de la colonne d'eau, $\mathbf{u}(x,y,t)$ la vitesse horizontale moyennée sur la verticale, f_c le coefficient de Coriolis, k le vecteur unitaire dirigé selon la verticale, $\eta(x,y,t)$ l'élévation de la surface libre au-dessus du niveau moyen de la mer, τ le coefficient de dissipation sur le fond, ν_T la viscosité turbulente, Π_a le potentiel générateur des marées, \mathbf{F} le terme de forçage atmosphérique, \mathbf{D} le terme traduisant la dissipation d'énergie due à la génération d'ondes internes et aux efforts de cisaillement au niveau de la couche de mélange.

Ainsi en dérivant l'équation de continuité (7.3) par rapport au temps, en prenant la divergence de l'équation (7.4), et en combinant les deux expressions qui en résultent, nous obtenons l'équation d'onde Shallow Water non-linéaire exprimée par :

$$\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \tau \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot \{ \nabla \cdot (Huu) + gH \nabla (\eta - \Pi_a) + f_c k \wedge (Hu) - \nu_T \Delta (Hu) - HF - HD \} - Hu \cdot \nabla \tau = 0 \quad (7.5)$$

La dérivation en temps induit une perte d'information dans l'équation d'onde (7.5.) Il peut en résulter une dérive du niveau moyen de la mer sur le long terme.

Dans ces conditions, on contraint l'équation d'onde (7.5) avec un rappel vers l'équation de continuité

(7.3). L'équation à résoudre devient la somme de l'équation en eau peu profonde (7.5) avec le produit de l'équation de continuité avec un facteur arbitraire constant, généralement fixé à 10^{-3} .

L'équation (7.6) résulte de (7.5) + $\tau_0 \times$ (7.3), il vient que :

$$\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot \{ \nabla \cdot (Hu) + gH \nabla (\eta - \Pi_a) + f_c k \wedge (Hu) - v_T \Delta (Hu) - HF - HD + (\tau - \tau_0)(Hu) \} = 0 \quad (7.6)$$

Les deux équations (7.4) et (7.6) constituent donc les équations de base du mode séquentiel.

7.2. Les forces exercées sur le système

Dans l'équation (4.6) F et D sont des forces qui s'appliquent au système. Soient :

- $F(x, y, t)$ le vecteur résultant des forçages (unité SI : ms^{-2}), tels que les forces génératrices de la marée ou la pression atmosphérique de surface, $F \in \mathbf{R}^2$;
- $D(x, y, t)$ le vecteur résultant des termes de dissipation (unité SI : ms^{-2}), tels que la friction de fond et le moment de diffusion horizontal, $D \in \mathbf{R}^2$.

Soient k_2 et h_2 les nombres de Love du deuxième ordre, $(k_2, h_2) \in \mathbf{R}^2$. Ce sont des grandeurs adimensionnelles décrivant la réponse élastique de la croûte terrestre au potentiel générateur des marées. Elles sont déterminées par des mesures géophysiques (Kozai, 1968).

$$F = g(1 + k_2 - h_2) \nabla_H \Pi_a + g \nabla_H \Pi_{lsa} \quad (7.7)$$

Soient :

- k_h le coefficient de diffusion horizontale (unité SI : $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), $k_h \in \mathbf{R}^+$ (Smagorinsky, 1963) ;
- $\tau_b(x, y, t)$ le coefficient de dissipation sur le fond (unité SI : Nm^{-2}), $\tau_b \in \mathbf{R}^2$, sujet d'une étude détaillée au chapitre 3 ;
- F_{ws} la tension du vent (unité SI : N m^{-2}), $F_{ws} \in \mathbf{R}^2$, détaillée plus bas ;
- C_w le coefficient de trainée (unité SI : $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), $C_w \in \mathbf{R}^+$, détaillé plus bas.

Alors :

$$D = (\nabla_H \cdot k_H \nabla_H) \bar{u} - \frac{1}{H} F_{ws} - C_w (\nabla_H H \cdot \bar{u}) \nabla_H H \quad (7.8)$$

Posons :

- C_{ws} le coefficient de frottement dû au vent, dépendant des conditions climatiques, il est adimensionnel et $C_{ws} \in \mathbf{R}^+$;
- $u_{ws}(x, y)$ la vitesse du vent à la surface (unité SI : ms^{-1}), $u_{ws} \in \mathbf{R}^2$.

Alors :

$$F_{ws} = C_{ws} \|u_{ws}\| u_{ws} \quad (7.9)$$

Notre étude se concentre sur la marée, sur laquelle l'influence du vent peut être négligée. Pour une discussion détaillée du forçage atmosphérique et son intégration dans un modèle d'océan, voir (Carrère, 2003, Carrère et Lyard, 2003).

Soient :

- ρ_0 la densité moyenne (unité SI : kg m^{-3}), $\rho_0 \in \mathbf{R}^+$;
- N la fréquence de flottabilité, dite fréquence de Brunt-Väisälä, donnant une mesure de la stabilité du fluide (unité SI : s^{-1}). Il s'agit d'une fréquence, donc $N \in \mathbf{R}^+$;
- K_e l'inverse de la distance d'excursion, qui permet de faire l'analogie entre un fluide oscillant contre une pente et un flux passant sur un fond ayant des variations périodiques (unité SI : m^{-1}). Il s'agit d'une longueur d'onde, donc $K_e \in \mathbf{R}^+$;
- c un coefficient adimensionnel d'ajustement, $c \in \mathbf{R}^+$.

Alors, le coefficient de trainée se définit ainsi :

$$C_w = c \frac{\rho_0 N}{2HK_e} \quad (7.10)$$

Pour obtenir plus de détails sur le coefficient de trainée, se référer à Gill (1982)

7.3. Grille non structurée , conditions aux limites dans T-UGOm, choix des sections et positionnement des marégraphes.

Soient Θ le domaine de simulation découpé en triangle avec une résolution qui s'affine du large vers la côte et Γ son contour. Au large proche de l'île de Malabo les éléments de Θ (segments compris entre deux points) font deux kilomètres, alors que dans la Dibamba on atteint un raffinement de 10 mètres. Les équations de Navier-Stokes s'appliquent à l'intérieur de Θ . Il reste à définir les conditions aux limites. Notons Γ_c le trait de côte et Γ_o la frontière ouverte océanique (nécessairement arbitraire) en pleine-mer : $\Gamma = \Gamma_c \cup \Gamma_o$. Γ_c est représenté à la figure 4.1 ci dessous par les points rouges, alors que Γ_o la frontière océanique est représentée par les points bleus. Les points bleus sur la ligne de côte sont les frontières ouvertes où sont appliqués les débits climatologiques.

A la figure 7.1, nous présentons également les sections principales où sont évalués les débits instantanés, et onze stations marégraphiques.

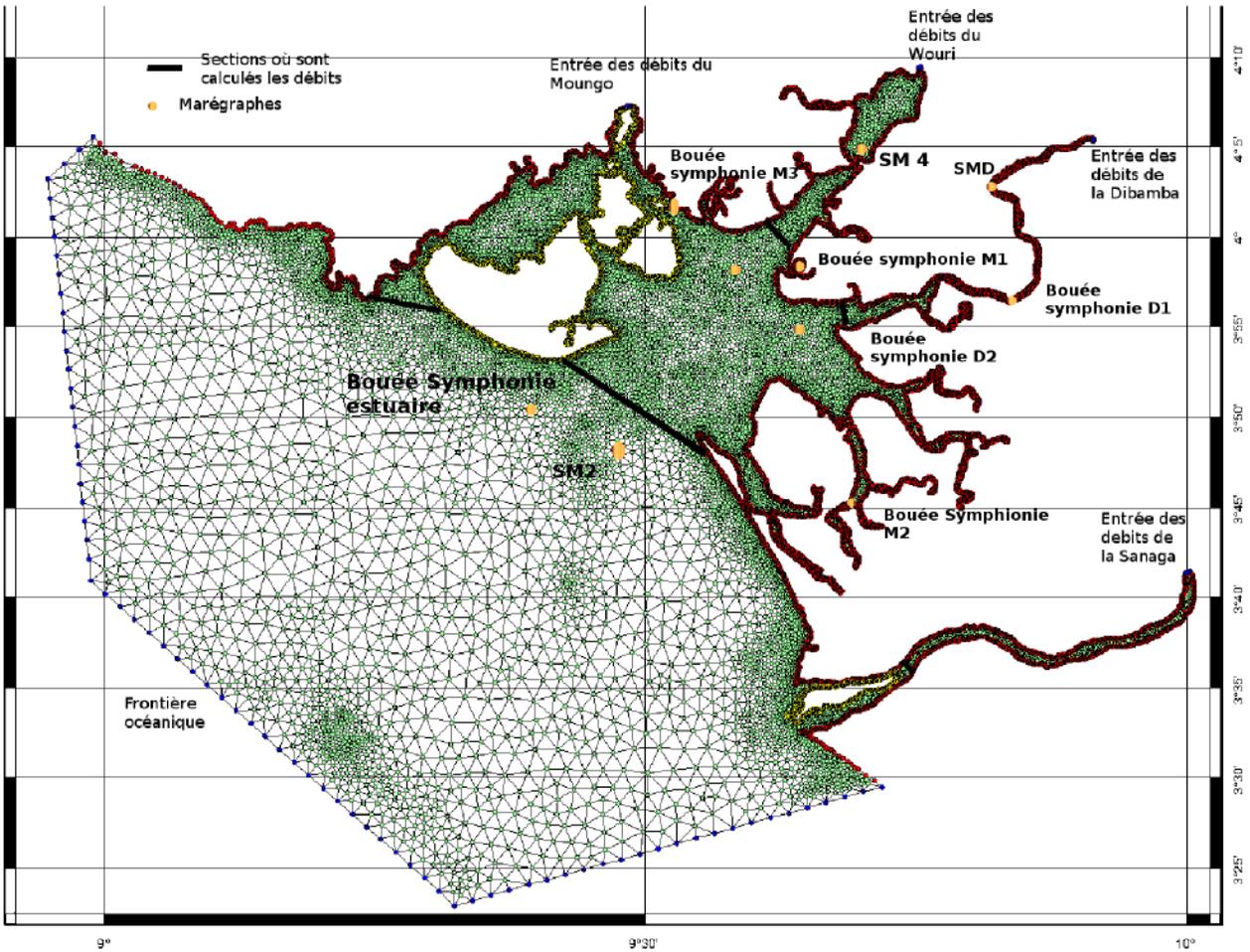


Figure 7.1. Le maillage non structuré de l'estuaire du Cameroun. Les points bleus représentent la frontière océanique du modèle (Γ_o) où s'appliquent les conditions aux limites FES2012, et les sections d'entrée des débits de rivières sur la ligne de côte, elle même étant représentée en rouge (Γ_c); les marégraphes sont également géo référencés par des ronds jaunes sur la carte. Les segments noirs représentent les différentes sections de débits.

Pour Γ_o , T-UGOm propose deux types de conditions :

1. *condition de DIRICHLET 11* :

$$\eta = \eta_b \quad (7.10)$$

2. *condition de FLATHER*. Issue de la méthode des caractéristiques, elle assure la continuité des invariants de Riemann le long des courbes caractéristiques selon la normale à la frontière (*voir Flather, 1976*) :

$$\eta = \eta_b + \sqrt{\frac{H}{g}} (\bar{u} - \bar{u}_b) \cdot n \quad (7.11)$$

La condition de FLATHER nécessite des informations sur les courants, lorsque les bases de données ne donnent que des informations sur l'élévation. Ces conditions ne peuvent donc être utilisées qu'après une première analyse du modèle. Soit t_f le temps au bout duquel est effectuée la première analyse. Dans notre étude, pour $t < t_f$, nous avons utilisé la condition de Dirichlet et pour $t \geq t_f$, nous avons utilisé la condition de FLATHER. Comme base de données, nous avons eu recours à la solution globale FES2012 (Carrere et al., 2012). Dans notre travail, nous mettons les débits aux extrémités en amont des fleuves, dans une zone où la dynamique de la marée est supposée nulle. La prescription du débit nécessite tout de même une bonne connaissance du modèle numérique de terrain, surtout la position du Géoïde par rapport au niveau moyen de la mer, qui permet de donner à l'estuaire, une pente naturelle. Dans la configuration avec les débits, nous avons également tenu compte de la variation de la hauteur d'eau entre les périodes d'étiage et de crue. Par exemple, à Edéa, point bleue sur la Sanaga (figure 7.1), la différence de la hauteur du niveau d'eau entre la crue et l'étiage de la Sanaga atteint les 8m. Le tableau 7.1 ci-dessous présente, sous la forme de climatologie, la paramétrisation mise en place pour tenir compte des quatre fleuves de l'estuaire du Cameroun dans T-UGOm. Les débits sont introduits dans le modèle sous forme de flux entre deux points 1 et 2 comportant plusieurs segments. La prescription des débits se fait par une transformation en vitesse repartit sur un nombre d'éléments entre les deux points sur la frontière océanique, et en donnant une hauteur d'eau à chaque pas de temps. On fait également une correction du niveau d'eau en ces points pour prendre en compte la variation des débits entre les crues et les étiages.

Tableau 7.1

	Point 1 Longitude	Point 1 Latitude	Point2 Longitude	Point 2 Latitude	Débit min en m3/s	Débit max en m3/s	Élévation étiage	Élévation crue
Moungo	9.483736	4.121057	9.485538	4.121508	43.5	350	0.49991	1.00257
Wouri	9.753885	4.155525	9.754746	4.155557	75.9	905	1.0000354	1.99993
Dibamba	9.915153	4.089736	9.913497	4.088697	10	175	0.996606	1.996606
Sanaga	10.00044	3.689974	10.00300	3.690569	512	6270	1.085272	2.083472

Les détails sur les conditions aux limites pour les frontières océaniques sont dans (Blayo et Debreu, 2005, Marsaleix et al., 2006).

7.4 Discrétisation

Dans T-UGOm les équations (7.4) et (7.6) sont exprimée sous forme variationnelle (Lebars 2008). La discrétisation temporelle est faite sur une maille triangulaire. Nous cherchons donc la solution sur un nombre fini de points de « grille » pour ensuite interpoler cette solution en tous points du domaine : il s'agit de la discrétisation de la solution. Pour cela, dans T-UGOm on a recours à la

méthode de Galerkin (Lucquin et Pironneau, 1996).

On établit sur l'espace Θ un maillage composé de $N_\delta \in \mathbb{N}^*$ éléments $(T_k)_{k \in [1; N_\delta]}$

avec $\delta \in \mathbb{R}^+$ la taille d'un élément du maillage. Le maillage étant non structuré, cette taille varie

$$\lim_{N_\delta \rightarrow +\infty} \delta = 0$$

pour chaque élément en fonction de la direction .

Pour fixer la valeur de δ , on lui impose dans un premier temps d'être compris entre deux valeurs minimales $\delta_{\min} \in \mathbb{R}^+$ et maximale $\delta_{\max} \in \mathbb{R}^+$. On distingue deux moyens de discrétisation schématisés à la figure 7.2, la différence étant basée sur le calcul du courant u .

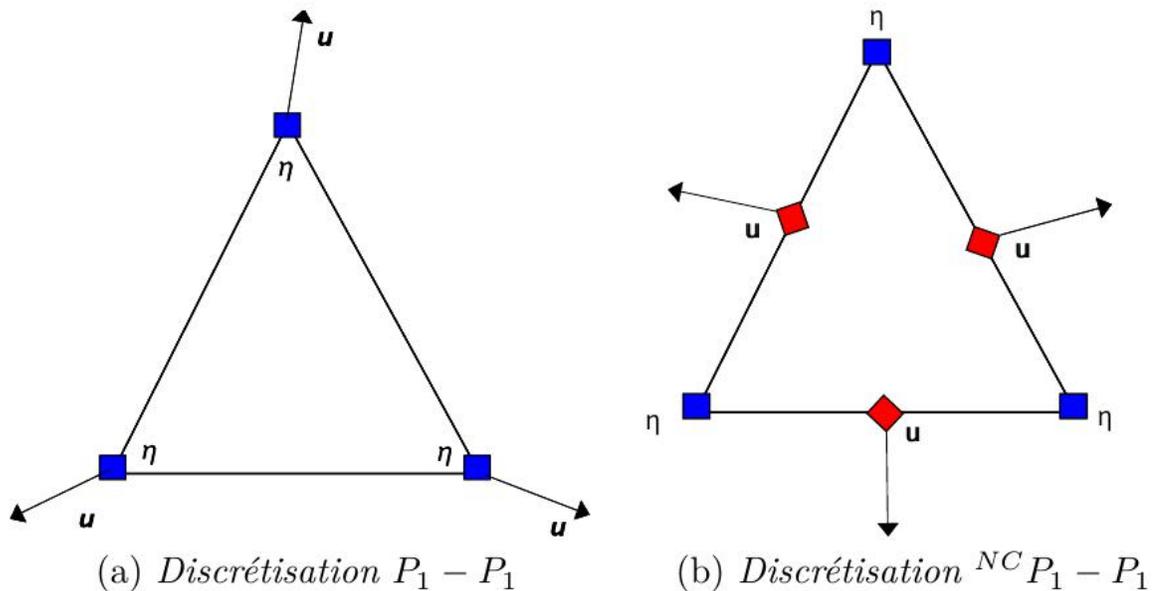


Figure 7.2. Les deux types d'éléments disponibles

La discrétisation P1 – P1 offre de bonnes performances en temps de calcul (Lebars et al, 2009). C'est pour cela que nous avons opté pour elle.

7.5. Choix des critères simulation à respecter pour l'élévation et le courant en relation avec le maillage.

A cause du raffinement des éléments, nous utilisons deux critères respectivement sur l'élévation et les courants afin d'assurer la stabilité de notre simulation. Si λ est la plus petite longueur d'onde des harmoniques considérées, ici nous choisissons celle de l'onde M4 comme dans Lebars et al, 2009.

Le premier critère, qui porte sur l'élévation, vise à assurer une bonne représentation de la propagation des ondes de gravité, en imposant une distance maximale entre deux nœuds du maillage ΔL égale au quinzième de la plus petite des longueurs d'onde considérées. Pour Le Provost et al, 1986, ce choix assure un bon compromis entre la précision et le temps de calcul, et s'exprime sur la

forme :

$$\Delta L \leq \frac{2\pi}{15\omega} \sqrt{gH} \quad (7.12)$$

Le second critère, basé sur le gradient, a pour but de correctement représenter les petites échelles de variation des vitesses sur les zones de forts gradients topographiques. Il relie la distance maximale ΔL entre deux nœuds du maillage au gradient local de bathymétrie.

$$\Delta L = \frac{2\pi}{15} \frac{H}{\|\nabla H\|} \quad (7.13)$$

La dynamique océanique est lagrangienne, mais les modèles océaniques approchent cette dynamique par une représentation eulérienne. Si le pas de temps Δt tend vers zéro, cette approximation est correcte, mais cette contrainte impose aussi un temps de calcul très important. Par contre si Δt est grand cette approximation n'est plus respectée. Pour résoudre ce problème dans T-UGOm on impose une condition CFL qui se met sous la forme :

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{u} \quad (7.14)$$

Avec : - Δx la taille du plus petit élément

- u la vitesse de propagation de l'onde qui vaut , \sqrt{gH} H la profondeur.

et on choisi Δt inférieur à cette condition, puis on ajoute deux sous pas de temps. Du point de vue numérique, on est contraint à respecter le critère CFL sous peine de voir le modèle tout simplement exploser numériquement.

T-UGOm peut se lancer sur plusieurs modes (debug, fast, et découvrant). Dans le mode découvrant (drying) qui est celui que nous utilisons dans cette étude, nous avons bénéficié des développements récents permet de tenir compte du découvrant et recouvrement de certaines zones en fonction du régime de marée. La condition CFL dans notre cas est :

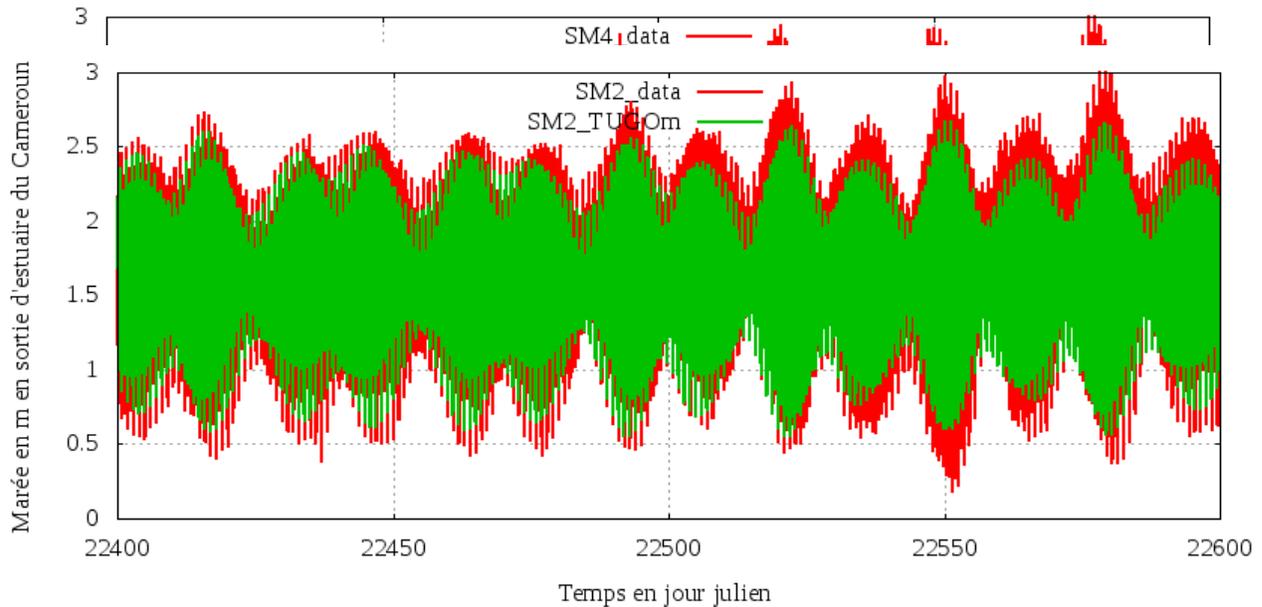
$$\Delta t < \frac{0.5 * \Delta x}{u} \quad (7.15)$$

7.6. Comparaison entre la variation de la surface libre de SYMPHONIE, la marée de TUGOm et les données in situ.

Les solutions spectrales grande échelle de T-UGOm constituent une référence internationalement reconnue FES2004, FES2012, et FES2014 (en cours). Des développements actuels ont pour objectif d'assurer le continuum entre le large, les estuaires jusque dans les rivières. C'est le cas avec l'estuaire de l'Amazone (Lebars et al 2009) et plus récemment de la Seine (Thèse de Laetitia Chevalier). Ce qui implique plusieurs développements concernant la houle et les surcôtes qui ne sont pas pris en

compte dans notre travail. La propagation de la marée dans la mangrove n'est pas également pris en compte dans notre simulation séquentielle T-UGOm. Notre modèle de marée séquentiel simule la période de 2007 à 2012, ce choix est motivé par la disponibilité des données in situ aux stations SM2 et SM4 sur le Wouri pendant cette période. Nos sorties SYMPHONIE n'arrivent pas au point de captage de Japoma sur la Dibamba mais présente l'avantage de prendre en compte les forçages atmosphériques, la circulation océanique et la végétation de mangrove. Cependant, les deux modèles (Symphonie et T-UGOm séquentiel) utilisent la même bathymétrie. La comparaison des deux modèles avec les données de terrain va nous permettre de préciser les contributions des différents forçages notamment aux stations SM2 et SM4 (figure 7.2).

La figure 7.2 montre la comparaison entre les résultats de T-UGOm et les observations au station de mesure SM2 et SM4.



(a)

(b)

Figure 7.2 Comparaison des simulations de T-UGOm (courbe verte) avec les données marégraphiques (courbe rouge) aux stations du port autonome de Douala SM4 (a), et SM2 très proche de l'embouchure (b).

On voit que la variabilité basse fréquence de la marée dans le modèle T-UGOm est globalement en accord avec les données in situ. Mais à l'échelle de temps d'une marée, on observe que les pleines mers et les basses mers présentent de gros biais compris entre 5 cm et 50 cm. Notre configuration séquentielle de marée T-UGOm semble donc sous évaluer la marée en tout point de l'estuaire. Pour déterminer l'origine de ces biais, nous également une comparaison avec les sorties du modèle

symphonie au même point. Malheureusement, les données de terrain ne couvrent pas la même période, car les forçages de Symphonie se limite en 2009.

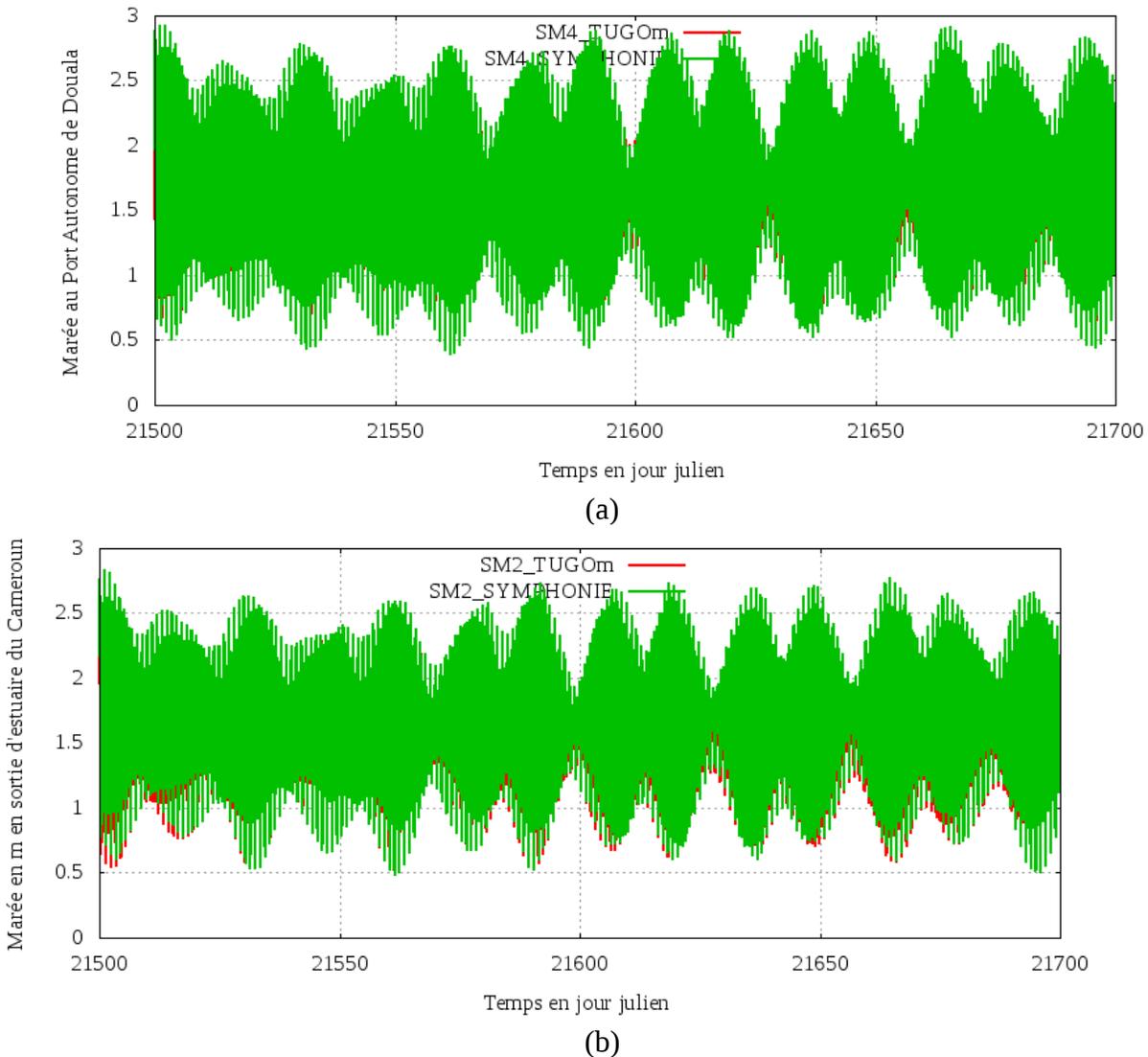


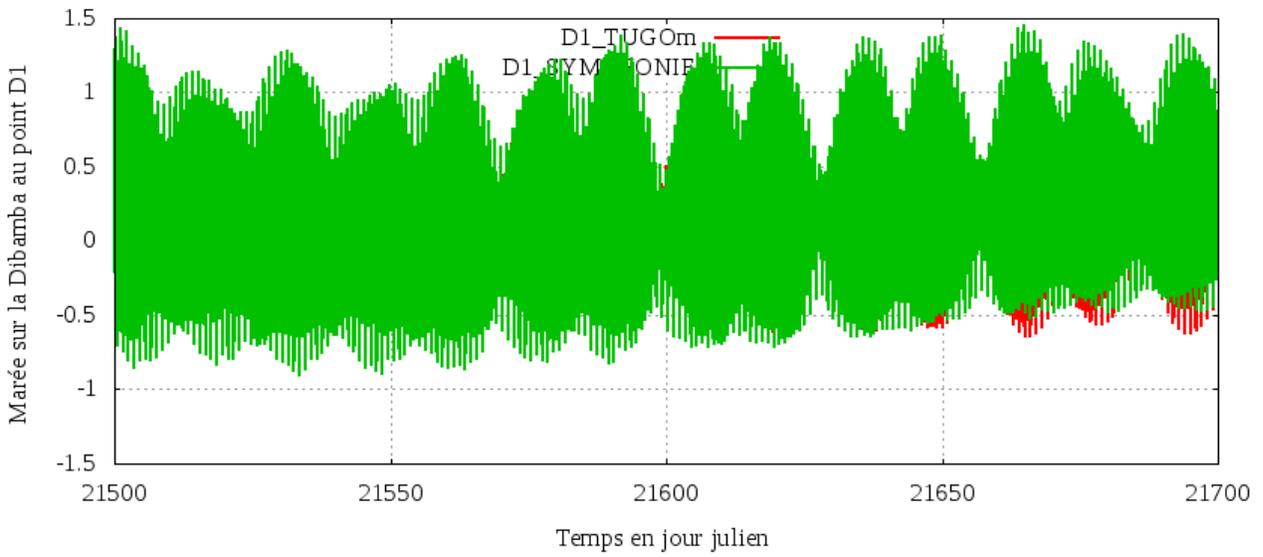
Figure 7.3 Comparaison des simulations de T-UGOm (courbe rouge) avec celles de Symphonie (courbe verte) aux stations marégraphiques SM4 du port autonome de Douala (a), et de la station SM2 très proche de l'embouchure (b).

Nous nous contentons donc à la figure 7.3 de faire une comparaison entre les modèles Symphonie et T-UGOm à ces points. On observe à la figure 7.3 que la marée Symphonie est plus amplifiée que la marée T-UGOm. Ce qui laisse envisager qu'elle est assez proche des données in situ en comparaison à la marée de T-UGOm, bien que dans Symphonie la mangrove absorbe une partie d'eau, ce qui n'est pas le dans T-UGOm. Ces résultats suggèrent par conséquent que les contributions des forçages liés à la circulation océanique autre que la marée contribue au niveau d'eau dans l'estuaire du Cameroun.

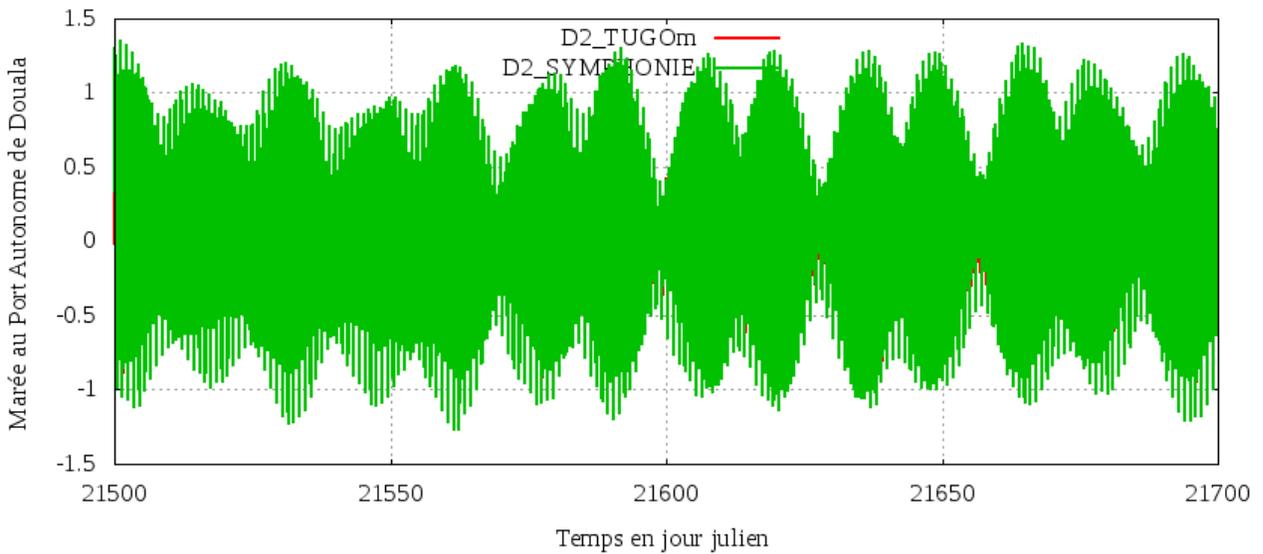
Les forçages météo ne sont pas négligeables dans l'estuaire du Cameroun. Les écarts observés entre les deux simulations peuvent également être dus à la différence d'énergie perdue par frottement sur le fond. En effet dans SYMPHONIE la contrainte sur le fond est calculée à partir de la formule de Chézy en utilisant une longueur équivalent de rugosité égale à la profondeur de la couche de fond, alors que dans T-UGOm on utilise plutôt un coefficient de friction sur le fond constant sur tout le domaine. Comme nous l'avons observé au chapitre 6 , les températures auraient également une contribution sur le niveau de l'estuaire, surtout en période d'étiage (Décembre, Janvier, Février, Mars).

Nous avons poursuivi cette comparaison sur plusieurs points de l'estuaire du Cameroun, notamment sur la Dibamba, à sa confluence avec le Wouri devant l'île de Manoka (station D2), et à la limite de la grille Symphonie dans la Dibamba (station D1) présenté à la figure 7.1. Pour regarder la contribution des mangroves, nous comparons également les deux modèles dans trois canaux de mangroves aux stations M1, M2, M3 de la figure 7.1 respectivement sur le Wouri, côté aéroport international de Douala, Wouri côté Bonabéri et enfin au sud de l'île de Manoka. A la figure 7.4 la marée T-UGOm et la marée Symphonie sont quasiment en phase, et le signal Symphonie est plus amplifiée que celui T-UGOm, ce qui s'observe par une très faible apparition sur la figure 7.4 du signal rouge. De plus, de l'embouchure (D2) vers l'estuaire de la Dibamba (D1) on observe une distorsion de la marée par le débit du fleuve. Cette distorsion s'observe surtout en (D1) sur la série temporelle de marée Symphonie (courbe verte) par une asymétrie entre la durée du flot et celui du jusant. Pendant un cycle lunaire, les hautes mers présentent des oscillations régulières alors que les basses mers aplaties suggèrent que le jusant dure plus que le flot. La montée du niveau moyen observé dans Symphonie du à la période de crue s'observe aussi très bien sur les courbes de D1.

Les mangroves jouent un rôle crucial dans la dynamique littorale dans l'estuaire du Cameroun, tant sur le niveau d'eau dans l'estuaire que sur la dissipation de l'énergie de la marée. Dans notre configuration séquentielle T-UGOm en mode drying, les forêts de mangroves sont considérés comme des îles submersibles en fonction du niveau d'eau dans l'estuaire. Dans Symphonie, les mangroves ont été paramétrées avec un coefficient de frottement dimensionné à 10^{-4} pour un maillage de résolution de 250m après évaluation de la dimension fractale par la méthode du box counting. A la figure 7.5, la marée Symphonie au point M1 du Wouri côté aéroport (a) n'est pas très amortie. Ce résultat suggère deux causes possibles. La première étant que le bras du fleuve où se trouve le point M1 est très proche du Canal principale, donc la dynamique reste très forte.



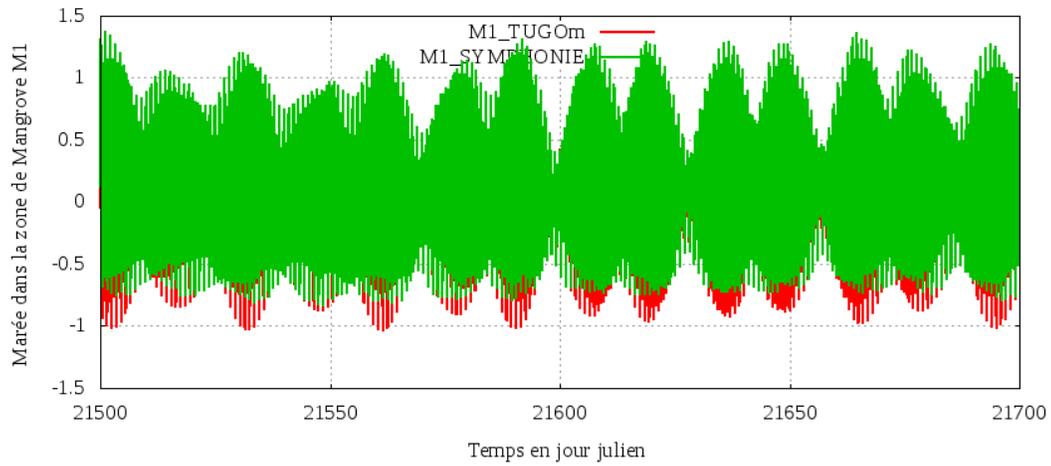
(a)



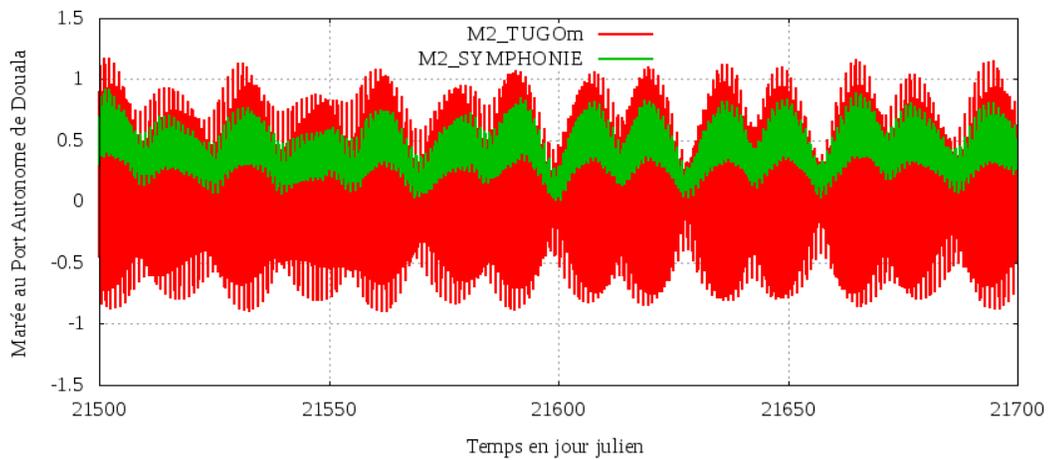
(b)

Figure 7.4 Comparaison des simulations de T-UGOm (courbe rouge) avec celles de Symphonie (courbe verte) aux stations marégraphiques D1 (a), D2 (b) sur la Dibamba.

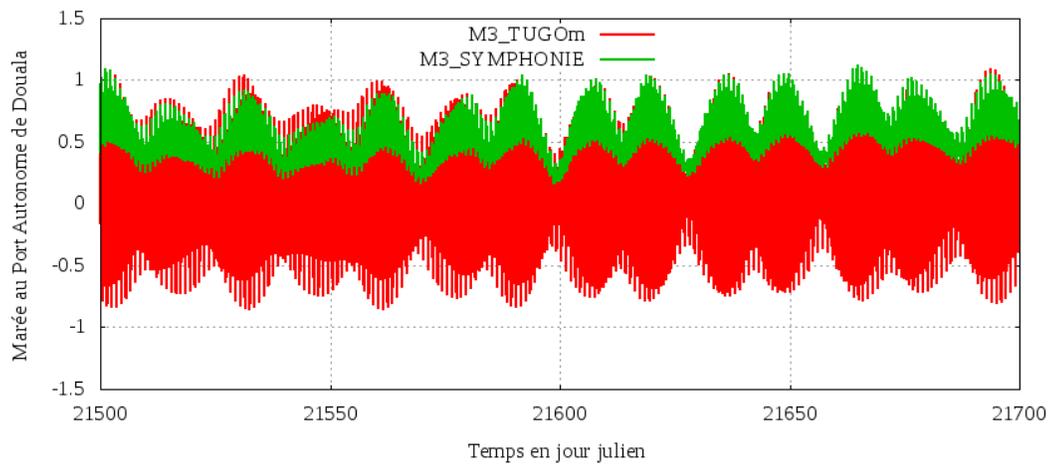
En M2 et M3, les oscillations de la marée en fonction du cycle vives eaux mortes eaux correspondent très bien pour les deux modèles. On observe correctement l'effet de la mangrove dans le signal de la marée Symphonie par des fluctuations assez faibles, moins d'un mètre de marnage comparer à la marée T-UGOm où l'on observe quasiment le double. Ces résultats suggèrent que la mangrove fait office de barrière naturelle et permet de maintenir le niveau d'eau dans



(a)



(b)



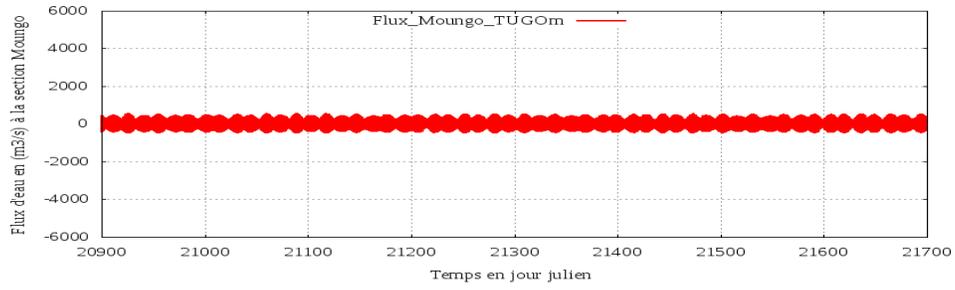
(c)

Figure 7.5 Comparaison de la marée T-UGOm (courbe rouge) avec la marée de Symphonie (courbe verte) dans trois canaux de mangroves : M1, sur Wouri coté aéroport international de Douala (a), M2, wouri côté Bonabéri (b) et M3 sud île de Manoka (c)

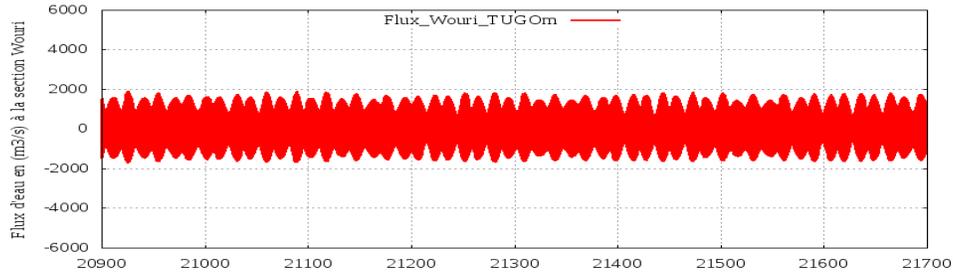
le canal car l'eau ira préférentiellement là où elle est moins ralentie..

7.7. Bilan des flux d'eau dans l'estuaire du Cameroun

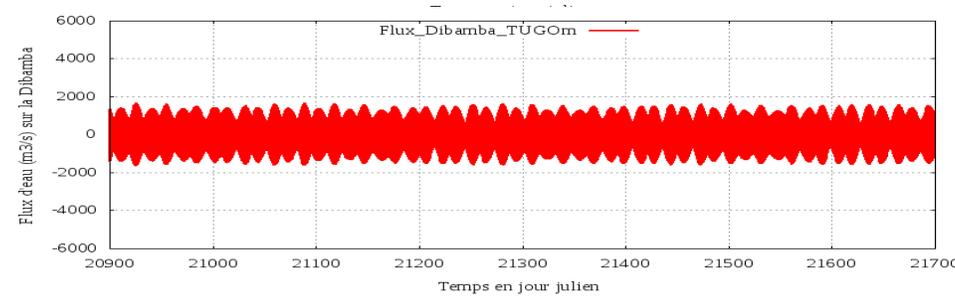
La résolution de notre grille Symphonie ne nous permet pas d'atteindre le point de captage d'eau de Japoma qui est l'un de nos points d'intérêt. Malgré la sous évaluation globale de l'amplitude de la marée T-UGOm, tel qu'observé au paragraphe précédent, nous l'utilisons pour évaluer le flux d'eau oscillant dans l'estuaire sur cinq sections choisies au niveau des embouchures des quatre fleuves qui constituent l'estuaire, et une section globale de l'embouchure de l'estuaire du Cameroun qui nous permet d'estimer un bilan des différentes contributions à la dynamique de l'estuaire. La figure 7.6 donne l'évolution temporelle des flux oscillants à ces 5 sections. Figure 7.6 (a), pour le Mounjo, les débits oscillent entre $5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, dominé par la variabilité haute fréquence (marée). A titre de comparaison, le débit d'eau douce maximal de ce fleuve est de $300 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ au mois de septembre. On observe quasiment le même comportement dans les estuaires du Wouri figure 7.6 (b), et de la Dibamba figure figure 7.6 (c), où les débits oscillants maximum sont respectivement de $1700 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $1500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. De plus ces débits oscillants sont quasiment constant toute l'année, alors les débits en crue et en étiage sont respectivement de $900 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $76 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour le Wouri, et de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ pour la Dibamba. Ces résultats montrent le volume d'eau dans l'estuaire ne change pas beaucoup en fonction des saisons, ce qui suggère une très forte salinisation pour les deux estuaires, mais montre surtout que la Dibamba qui à un flux d'eau douce au mois de septembre plus petit que le Wouri semble se salinisé plus que le Wouri, quand on regarde son flux oscillant. La figure 7.6 (d) donne le débit oscillant à l'embouchure de l'estuaire du Cameroun. On note que les flux maximum sont entre $4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $5000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, supérieur à la somme des maximums de la Dibamba et du Wouri. En se basant sur la description de la circulation de l'estuaire au chapitre 6, ces résultats suggèrent que le débit oscillant à l'embouchure du Cameroun est amplifié par les eaux venant de la Sanaga.. A la figure 7.7, nous évaluons cette contribution en calculant la différence entre le flux oscillant à la section embouchure du Cameroun et la somme des flux oscillants des sections de la Dibamba et du Wouri. La courbe résultante donne un débit de flot et du jusant qui varie entre $1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et $1800 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en fonction du cycle vive eau, morte eau. Ce débit représente la contribution de la Sanaga au débit à l'embouchure.



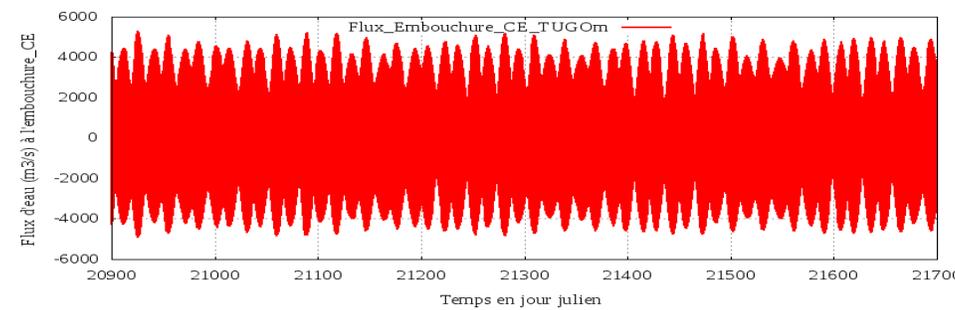
(a)



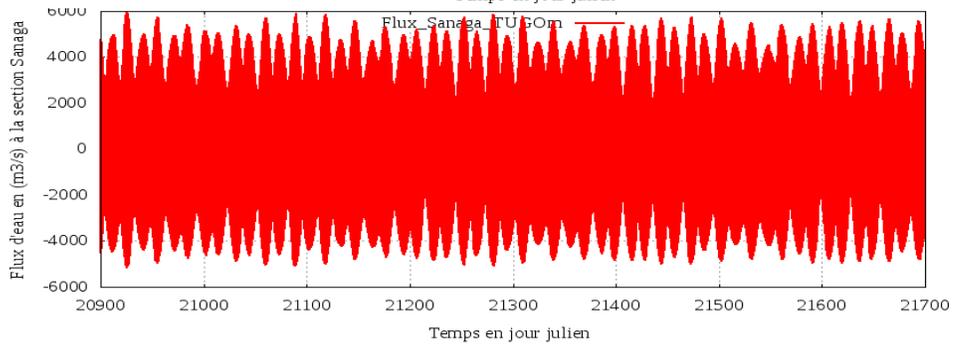
(b)



(c)



(d)



(e)

Figure 7.6 Bilan des flux d'eau oscillants aux différentes sections dans l'estuaire du Cameroun

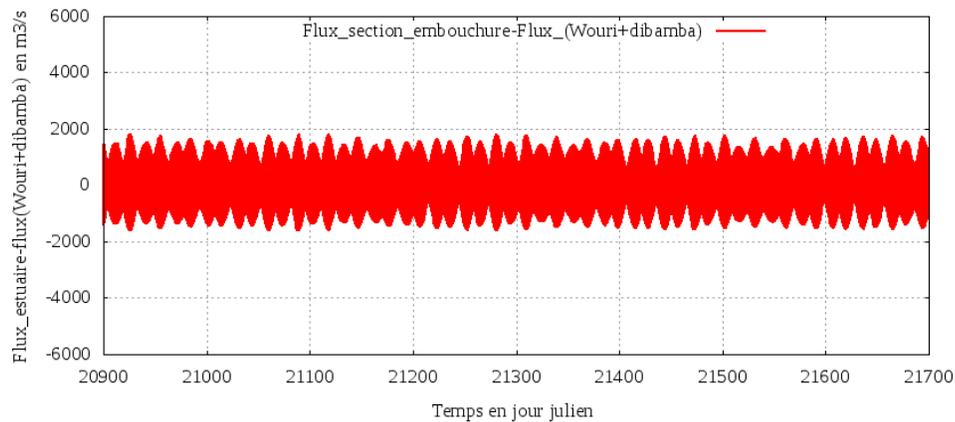


Figure 7.7 Différence entre le flux oscillant à la section embouchure de l'estuaire du Cameroun et la somme des flux oscillants dans les principaux estuaires contributeurs.

7.7 Conclusion partielle

Ce chapitre nous a permis de présenter la paramétrisation du mode séquentiel de T-UGOm. Nous avons également présenté les équations qui régissent la dynamique de la marée, ainsi que la méthodologie, basée sur la méthode des éléments finis et des grilles non-structurées, pour les modéliser. Notre configuration utilise une grille de calcul supposé être sur le lit majeur de l'estuaire, pour tenir compte des épisodes de crue et d'étiage. Les forçages des rivières sont les mêmes climatologies que celles utilisées dans la configuration Symphonie DOUALA26 au chapitre 6. Nous prescrivons également les élévations associées à ces débits. Nos simulations séquentielles de la marée ont été comparées aux données in situ des stations SM2 et SM4 dans l'estuaire du Cameroun. On observe un bon accord dans la variation du cycle vive eau, cycle morte eaux, mais on observe des biais importants sur les amplitudes. La comparaison entre la marée séquentielle T-UGOm et la SSH de Symphonie montre que la SSH Symphonie semble être plus proche des données in situ. Malheureusement, les simulations de Symphonie s'arrêtant en 2009, nous n'avons pas pu faire des comparaisons avec les données in situ. Les gros biais observés dans le marnage entre T-UGOm et les données seraient peut être dûs à l'absence des forçages atmosphériques dans notre configuration. Dans les canaux de mangrove, on a observé un marnage plus important avec T-UGOm par rapport à Symphonie. Ce qui suggère que la déforestation des mangrove contribue à la diminution du niveau d'eau dans l'estuaire au profit des inondations .

Conclusions et perspectives

Les objectifs principaux de cette étude étaient d'établir un continuum entre la circulation océanique hauturière grande échelle en Atlantique équatoriale, et la circulation côtière et estuarienne en Afrique centrale avec un focus particulier sur l'estuaire du Cameroun aux échelles événementielles et saisonnières. Pour cela nous avons utilisé les simulations numériques réalistes, les données altimétriques et les données in situ.

Nous avons mis sur pieds deux modèles bidimensionnels et barotrope pour la marée, basé sur le modèle T-UGOm. Un modèle de marée spectrale très haute résolution sur le Golfe de Guinée et un modèle de marée séquentielle restreint à l'estuaire du Cameroun qui exploite l'avantage de la maille non structurée pour prendre en compte le raffinement dans les bras de rivière. Un troisième modèle fut élaboré; une configuration, cette fois-ci tridimensionnel que nous avons appelé DOUALA26, basée sur le modèle côtier Symphonie. Son emprise spatiale est comprise entre les latitudes 5.5°N à 1°S et les longitudes 5°E à 10°E, avec une grille horizontale en coordonnées polaires, et la verticale en coordonnées σ généralisées. Cette zone côtière à notre connaissance n'a pas fait l'objet d'étude de ce type, où de campagne de mesure scientifique de grande envergure assortie de publication. La bibliographie reste donc assez pauvre pour discuter de nos résultats. Ce travail servira beaucoup plus comme référence pour les travaux à venir.

Résultats et conclusions

La marée dans le Golfe de Guinée

Les atlas de marée que nous avons construit dans le Golfe de Guinée entre les latitudes 4°S et 7°N montrent que la marée s'amplifie dans le fond du Golfe de Guinée notamment sur les côtes camerounaises et nigérianes où l'amplitude M2 est presque le double de celle observée sur les côtes Togolaises et Ghanéennes. Ce modèle est validé par les constantes de marée obtenues à partir données altimétriques des missions satellitaires Topex/poseidon, Jason-1 et Jason-2 (1992-2012), combinée aux données de marée GLOSS (Global Sea Level Observing System). En zone côtière, l'écart entre altimétrie et modèle donne en moyenne 2cm, alors que l'écart avec les observations on a moins d'un cm avec les marégraphes GLOSS.

La marée dans l'estuaire du Cameroun

Dans l'estuaire du Cameroun on observe une amplification de la marée. Les investigations faites avec le model montrent que c'est la convergence des baies qui est responsable majoritairement de cette amplification. Mais on note toutefois une résonance des ondes quart diurnes. Les simulations séquentielles de la marée ont été comparées aux données in situ des stations SM2 et SM4 dans l'estuaire du Cameroun. On observe un bon accord dans la variation du cycle vive eau, cycle morte eaux, mais on observe des biais importants en marnage. La comparaison entre la marée séquentielle T-UGOm et la SSH de Symphonie montre que la SSH Symphonie semble être plus proche des données in situ. Malheureusement, les simulations de Symphonie s'arrêtant en 2009, nous n'avons pas pu faire de comparaison avec les données in situ.

Les terminaisons du courant Guinéen et le courant de Malabo

Nous avons identifié le courant Guinéen dans notre zone d'étude comme le plus intense des courants entrants dans notre domaine. On l'observe sur presque toute l'année avec une intensité plus faible en octobre-novembre (0.18 m/s) et plus intense en décembre-janvier (0.4m/s). Sa recirculation vers le large semble dépendre de la profondeur. En surface, il bifurque au sud-est de Malabo, alors qu'autour de 50m, il semble recirculer vers le large à la longitude 7°E (à quelle latitude?). Le courant sud-est de Malabo s'observe sur toute la colonne d'eau, j'usqu'à 1200 m de profondeur. Il s'emble plus intense autour de la profondeur 400m. Nous avons évalué son débit 1.4 Sv. On note également qu'il est contraint par un fort gradient bathymétrique.

La stratification de l'estuaire du Cameroun

La salinité dans l'estuaire du Cameroun est fortement influencée par le cycle vives-eaux, mortes-eaux que ce soit en période de crue ou d'étiage. En période de mortes-eaux, on observe une stratification horizontale, avec une intrusion saline très forte au fond, et une langue d'eau dessalée de faible épaisseur (2m maximun) en surface. En période de vives-eaux, on observe plutôt une stratification frontale. Les forts courants de marée, amplifiés pendant le flot par les remontées du fleuve Sanaga à l'embouchure et la convergence de l'estuaire, mélange la colonne d'eau, alors que pendant le jusant, on note plutôt un renforcement des courants après la confluence entre la Dibamba et le Wouri. Notons que cette fois-ci le courant côtier qui remonte du sud tend à contrecarrer le courant du flot venant de l'estuaire, ce qui crée des courants résiduels assez faible

devant l'île de Malabo. Notons aussi que la salinité dans l'estuaire est fortement lié au cycle saisonnier du flux d'eau douce. Les débits de crues peuvent atteindre 2000 m³/s à 3000m³/s et entraînent une forte désalinisation de l'estuaire. La salinité peut descendre, en surface, jusqu'à 5 psu à l'embouchure de l'estuaire de Cameroun. La coupe verticale effectuée au niveau de l'embouchure de l'estuaire du Cameroun suggère que le noyau de sel rentre en moyenne dans l'estuaire par la berge du Wouri coté Moungo et que de l'eau douce sort majoritairement par la pointe de Soleyba.

L'influence des différents forçages sur la dynamique locale

Nous prenons en compte l'impact de la destruction des mangroves, l'évolution des débits des rivières, et enfin nous regardons l'influence de la température au point de forçage des rivières sur la dynamique dans l'estuaire. On note que la mangrove crée une légère amplification du niveau d'eau dans l'estuaire du Wouri et de la Dibamba durant toute l'année avec un maximum atteignant 3cm au niveau du port autonome de Douala en été boréal et plus précisément au mois d'août. A l'embouchure, on observe plutôt un abaissement avec un maximum de 1 cm atteint aux mois de mai et juin. Ces différences qui apparaissent relativement faibles en moyenne mais peuvent avoir une importance plus significative en instantané, surtout lors des événements extrêmes comme des houles fortes couplées aux marées de vives-eaux. Ces écarts en niveau moyen suggèrent aussi qu'en présence de mangrove même partiellement détruite, on perd le niveau d'eau dans le chenal du wouri au profit des inondations dans les zones périphériques de l'estuaire. La destruction de la mangrove pourrait également être accompagné d'un lessivage systématique, par la marée (donc en continue), des terres maintenues auparavant par la végétation, ce qui peut avoir pour impact une érosion des terres et un envasement supplémentaire de l'estuaire du Cameroun.

L'écart en salinité entre la simulation DOUALA26_0.5Débit et la simulation de référence montre qu'un déficit d'écoulement pourrait avoir un gros impact sur l'intrusion saline dans les estuaires du Wouri et de la Dibamba. En hiver boréal, on peut voir une augmentation de la salinité de surface dans l'estuaire qui peut atteindre 7 psu, et en été de 2 psu par rapport à la solution de référence pour la même période. Dans l'embouchure la situation semble contraire à celle décrite ci dessus. On note en hiver une différence en salinité faible autour de 1 psu alors qu'en été, on observe un transport des eaux salées venant du côté de la Sanaga vers l'embouchure. On note une différence de 3 à 4 psu, principalement aux mois de juillet, août et septembre.

D'après Olivry 1974, les débits de l'estuaire du Cameroun peuvent évoluer entre 100 m³/s et 3000 m³/s. En faisant une simulation avec un débit double de celui de la simulation de référence, on peut estimer l'évolution des paramètres hydrodynamiques de l'estuaire lors des crues exceptionnelles. Les cartes d'écart en salinité entre la solution de la simulation DOUALA26_2débit et DOUALA26_REF suggère une diminution de la salinité comprise entre -10 psu et -1 psu. On a -10 psu au mois de mai et de juin devant l'embouchure de la Sanaga. Cependant, il faut rester encore prudent sur les explications et garder en mémoire le besoin d'établir plus finement les divers équilibres responsables de la circulation dans l'estuaire. Une simulation avec les débits interannuels sur une période suffisamment longue du point de vue climatologique permettrait de mieux apprécier les anomalies dues au changement de régime des différents cours d'eau qui alimentent l'estuaire.

Nous avons observé dans la simulation de référence que les zones peu profondes ne se réchauffent et ne se refroidissent pas correctement malgré le rappel au forçage après 30 jours. Les températures des rivières aux points de forçages sont données sous la forme d'une variation sinusoïdale annuelle entre deux valeurs minimale et maximale. La valeur maximale correspond au mois le plus chaud, qui est février, et la minimale le mois plus frais, le mois d'août. Les écarts en température entre les solutions de DOUALA26_TEMP et DOUALA26_REF confirment que la température de forçage des débits du fleuve a un impact sur la température de l'estuaire. En été boréal, on observe une élévation de la température de l'ordre de 7°C dans les embouchures de la Dibamba et du Wouri. Pendant l'hiver boréal, les écarts sont relativement faibles, autour de 1°C. Les variations de salinité de surface associées à ces changements de température sont comprises entre 1 et 3 psu.

Les perspectives de cette étude.

L'intérêt de notre travail est nous qu'il nous apporte une connaissance sur la dynamique côtière régionale au fond du Golfe de Guinée, plus précisément dans la zone comprise entre la côte Gabonaise et Nigériane en passant par la Guinée Equatoriale et le Cameroun. C'est une zone extrêmement peu documenté sur cette thématique. Ce travail fera donc office de référence pour les travaux futurs. Mais un modèle bien qu'ayant des forçages réalistes, nécessite une validation.

Un test de sensibilité combinant plusieurs forçages n'a pas été effectué. Mais nous pouvons imaginer à la lumière des résultats obtenus qu'en dehors de l'impact observé dans la dynamique, les

modifications en salinité et en température de l'estuaire auront également un impact sur les espèces.

Dans la continuité de cette thèse, nous allons donc profiter de la multitude de paramètres simulés, pour faire des comparaisons avec les données de mesures in situ et satellites disponibles dans notre emprise spatiale. Nous comptons particulièrement profiter des développements actuels en altimétrie côtière (missions, Topeix-poseidon/Jason1-2, SARAL, CRYOSAT, ALTIKAR, SWOT, SMOS) pour discuter nos résultats dans la plaine abyssale. Pour mieux établir le continuum entre l'océan hauturière et le côtier dans cette région, nous comptons également profiter des projets de recherches que nous avons initiés durant la thèse, et en particulier la Jeune Equipe Associée à L'IRD pour faire des campagnes de mesure (salinité, température, courants) de surface et subsurface dans l'estuaire afin de valider la circulation estuarienne.

Sur le plan du réalisme des configurations T-UGOm et SYMPHONIE, nous souhaitons contrôler la marée séquentielle T-UGOm avec des marégraphes correctement géo-référencés et bien calés avec le modèle. Pour la configuration DOUALA26, nous comptons l'étendre au moins jusqu'à 2°E, et intégrer toutes les côtes Gabonaises au Sud, aller jusqu'à la côte Ghanéenne au nord. L'objectif de cette extension étant de pouvoir tirer profit des données de campagnes d'observations (PIRATA, EQUALANT, EGEE, Bateau marchands etc..) dans la région, et faire le lien entre la dynamique du littoral observé par le réseau de camera actuellement installé dans le Golfe de Guinée. Ceci va nécessiter de considérer la houle dans le modèle. Pour bien prendre en compte les processus physiques dans les zones peu profondes et particulièrement dans les zones de mangroves, nous comptons utiliser les grilles emboîtées (approche nesting). Dans la configuration actuelle nous utilisons les forçages atmosphériques GLORYS qui sont corrects dans l'océan mais extrapolés sur la partie côtière et estuarienne. Nous allons utiliser les données ECMWF dans la nouvelle configuration pour mieux prescrire les forçages atmosphériques sur la partie continentale de la grille de calcul. Nous avons également utilisé une climatologie des débits. Pour simuler la variabilité interannuelle, nous comptons utiliser les débits issus de l'altimétrie (CRYOSAT).

Pour finir l'intégration de la végétation de mangrove dans un modèle de circulation requiert une paramétrisation beaucoup plus fine. Pour l'instant, nous appliquons une constante uniforme sur tout le domaine que nous avons calculé par la méthode du "box counting". Elle ne tient pas compte de la répartition des espèces, ni de leur densité. Avec les images SPOT et en appliquant une méthode multifractale, plus des mesures de terrain, nous comptons améliorer notre prise en

compte des mangroves.

La bathymétrie est une donnée essentielle, tant pour la modélisation de la marée que pour la circulation. Nous souhaitons continuer les sondages et la construction surtout dans les zones où elle est susceptible de beaucoup changé.

Références Bibliographiques

- A. Hibma, H.J. de Vriend, M.J.F. Stive (2003), Numerical modelling of shoal pattern formation in well-mixed elongated estuaries; *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57 (2003) 981–991
- Adolphe Nfotabong-Atheull, NdongoDin & Farid Dahdouh-Guebas. Qualitative and Quantitative Characterization of Mangrove Vegetation Structure and Dynamics in a Peri-urban Setting of Douala (Cameroon): An Approach Using Air-Borne Imagery. *Estuaries and Coasts, Journal of the Coastal and Estuarine Research Federation*, ISSN 1559-2723, Volume 36, Number 6, *Estuaries and Coasts* (2013) 36:1181-1192, DOI 10.1007/s12237-013-9638-8.
- Angwe C.A., Youmhi T.J., 1997. The present state of coastal management in Cameroon. IOC workshop rep. no. 120.
- Araujo, I. B., and D. T. Pugh (2008), Sea levels at Newlyn, 1915–2005: Analysis of trends for future flooding risks, *J. Coastal Res.*, 24(4C), 203–212, doi:10.2112/06-0785.1.
- Arbic, B. K., P. St-Laurent, G. Sutherland, and C. Garrett (2007), On the resonance and influence of the tides in Ungava Bay and Hudson Strait, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17606, doi:10.1029/2007GL030845.
- Arhan, M., Mercier, H., Bourlès, B. and Gouriou, Y. (1998). Hydrographic sections across the Atlantic at 7°30N and 4°30S. *Deep-Sea Research I*, 45, 829-872.
- Asangwe Chebo K., the Douala Coastal Lagoon Complex, Cameroon: Environmental Issues, 2006 Administering marine spaces: International issues. FIG publication N° 36.
- Barbier, E.B. 2003. Habitat-fishery linkages and mangrove loss in Thailand. *Contemporary Economic Policy* 21: 59–77.
- B. Meyssignac, M. Becker, W. Llovel, A. Cazenave (2012a) An Assessment of Two-Dimensional Past Sea Level Reconstructions Over 1950–2009 Based on Tide-Gauge Data and Different Input Sea Level Grids. *Surv Geophys* DOI 10.1007/s10712-011-9171-x
- Benoit Meyssignac * , Anny Cazenave, Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability, *Journal of Geodynamics* 58 (2012) 96–109
- Berger H., A. M. Tréguier, N. Perenne, C. Talandier, 2013 : Dynamical contribution to sea surface salinity variations in the eastern Gulf of Guinea based on numerical modelling. *Clim. Dyn.*
- Bessières, L., G. Madec, and F. Lyard (2008), Global tidal residual mean circulation: Does it affect a climate OGCM?, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L03609, doi:10.1029/2007GL032644.
- Bindoff N, Willebrand J, Artale V, Cazenave A, Gregory J, Gulev S, Hanawa K, Quéré CL, Levitus S,

- Nojiri Y, Shum C, Talley L, Unnikrishnan A (2007) Observations: oceanic climate change and sea level. The physical science basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- BRIQUET J. P., Olivry J.c., G. MAHE, F. BAMBA, Changements climatiques récents et modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Koulikoro (Mali); L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement (Actes de la conférence de Paris, mai 1991) IAHS Publ. no. 238, 1996.
- Boon, J. D. (2004), *Secrets of the Tide: Tide and Tidal Current Analysis and Applications, Storm Surges and Sea Level Trends*, Ellis Horwood, Chichester, U. K.
- Caniaux G., Giordani H., Redelsperger J.-L., Guichard F., Key E. et Wade M. 2011. Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer. *J. Geophys. Res.*, 116(C04003).
- Carrère, L., and F. Lyard (2003), Modelling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing: Comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1275, doi:10.1029/2002GL016473.
- Chaubert G., Garraud, P. 1977. Conditions de houle à la Pointe Limboh, Rapport de synthèse. ONPC, Sogreah, Grenoble.
- Chen C, Beardsley RC, Cowles G (2006a), An unstructured grid, finite volume coastal ocean model (FVCOM) system. Special Issue entitled "Advance in Computational Oceanography". *Oceanography* 19(1):78–89
- Chen, C., H. Huang, R. C. Beardsley, H. Liu, Q. Xu, and G. Cowles (2007), A finite volume numerical approach for coastal ocean circulation studies: Comparisons with finite difference models, *J. Geophys. Res.*, 112, C03018, doi:10.1029/2006JC003485.
- Chen, C., H. Liu, and R. C. Beardsley (2003a), An unstructured, finite volume, three-dimensional, primitive equation ocean model: Application to coastal ocean and estuaries, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 159–186.
- Cherniawsky JY, Foreman MGG, Crawford WR, Beckley BD (2004) Altimeter observations of sea-level variability off the west coast of North America. *Int J Remote Sensing* 25:1303–1306
- Church J.A., White NJ (2006) A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys Res Lett* 33:L01,602
- Chou C., Neelin J. et Su H. 2001. Ocean-atmosphere-land feedbacks in an idealized monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127(576) : 1869–1891.
- Chaalali, A., et al., Changes in the distribution of copepods in the Gironde estuary: A warming and marinisation consequence?, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (2013),

<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2012.12.004>

- Da-Allada, Y. C, G. Alory, Y. du Penhoat, E. Kestenare, F. Durand, N. M. Hounkonnou, 2013a :Seasonal mixed-layer salinity balance in the Tropical Atlantic Ocean: Mean state and seasonal cycle. *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, doi: 10.1029/2012JC008357.
- Dai, A., T. Qian, K. Trenberth, and J. Milliman, 2009 : Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *J. Clim.*, 22:2773–2792.
- Demerliac, M.A., 1974. Calcul du niveau moyen journalier. *Annales Hydrographiques du SHOM 5^{ème} série*, pp. 49–57.
- Din, N., P. Saenger, R.J. Priso, D.S. Dibong, and F. Blasco. 2008. Logging activities in mangrove forests: a case study of Douala Cameroon. *African Journal of Environmental Science and Technology* 2: 22–30.
- Din, N., R.J. Priso, M. Kenne, D.E. Ngollo, and F. Blasco. 2002. Early growth stages and natural regeneration of *Avicennia germinans* (L.) Stearn in the Wouri estuarine mangroves (Douala-Cameroon). *Wetlands Ecology and Management* 10: 461–472.
- Defant, A. (1961). *Physical oceanography*. Pergamon Press, New York
- Duke, N.C., J.O. Meynecke, S. Dittmann, A.M. Ellison, K. Anger, U. Berger, S. Cannicci, K. Diele, K.C. Ewel, C.D. Field, N. Koedam, S.Y. Lee, C. Marchand, I. Nordhaus, and F. Dahdouh-Guebas. 2007. A world without mangroves? *Science* 317: 41–42.
- Doodson A. T. (1921). Harmonic development of the tide-generating potential. *Proceedings of the Royal Society of London A*, 100, pp.305-329.
- Dronkers, J.J., 1964. *Tidal Computations in Rivers and Coastal Waters*. North-Holland, Amsterdam.
- Lyard, F., F. Lefèvre, T. Letellier, O. Francis (2006), *Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004*, *Ocean Dyn.*, 56, 394-415.
- Erik Horstman, Marjolein Dohmen-Janssen, Suzanne Hulscher. 2013. MODELING TIDAL DYNAMICS IN A MANGROVE CREEK CATCHMENT IN DELFT3D, *Coastal Dynamics 2013*, Paper No. 97
- Folack Jean, Mbome L., Bokwe A., Tangang A. *Le profil côtier du Cameroun*, projet GEM-GOG, ISBN 2-010526-20-1
- Fonteh, M., L.S. Esteves et W. Roland Gehrels, 2009: Mapping and valuation of ecosystems and economic activities along the coast of Cameroon: implications of future sea level rise. *EUCC – Die Küsten Union Deutschland e.V.: International approaches of coastal research in theory and practice. Coastline Reports* 13 (2009), ISSN 0928-2734, ISBN 978-3-9811839-5-5 S. 47 – 63.
- Fontes, R.F.C., Castro, B.M., Beardsley, R.C., 2008. Numerical study of circulation on the inner

- Amazon Shelf. *Ocean Dynamics* 58, 187–198.
- Foreman MGG, Crawford WR, Cherniawsky JY, Gower JFR, Cuypers L, Ballantyne VA (1998) Tidal correction of TOPEX/Poseidon altimetry for seasonal sea surface elevation and current determination off the Pacific coast of Canada. *J Geophys Res* 103:27979–27998
- Gaillard F, Autret E, Thierry V, Galaup T, Coatanoan C, Loubrieu T (2009) Quality control of large Argo datasets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies* 26:337–351
- Garrett, C. (1972), Tidal resonance in the Bay of Fundy and Gulf of Maine, *Nature*, 238, 441 – 443.
- Goodrich, D.M., W.C. Boicourt, P. Hamilton, and D.W. Pritchard. 1987. Wind-induced destratification in Chesapeake Bay. *Journal of Physical Oceanography* 17:2232-2240
- Gordon, A. L., and K. T. Bosley, 1991: Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 38, 323–343.
- Gu G. et Adler R. 2004. Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon system. *J. Clim.*, 17(17) : 3364–3377.
- Guiavarc’h C., A. M. Treguier, and A. Vangriesheim, 2008. Deep currents in the Gulf of Guinea : along slope propagation of intraseasonal waves; *Ocean Sci.*, 5, 141–153, 2009, www.ocean-sci.net/5/141/2009/
- J. E. PATUREL , E. SERVAT , M. O. DELATTRE & H. LUBES-NIEL (1998) Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l’Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique, *Hydrological Sciences Journal*, 43:6, 937-946, DOI: 10.1080/02626669809492188
- J A Lowe, C Huntingford, S C B Raper, C D Jones, S K Liddicoat and L K Gohar, 2009, How difficult is it to recover from dangerous levels of global warming? *Environ. Res. Lett.* 4 014012 [doi:10.1088/1748-9326/4/1/014012](https://doi.org/10.1088/1748-9326/4/1/014012)
- Han G, Tang CL, Smith PC (2002) Annual variations of sea surface elevation and currents over the Scotian shelf and slope. *J Phys Oceanogr* 32:1794–1810
- Hall, Englewood Cliffs, NJ. Cushman-Roisin, B., Malačič , V., 1997. Bottom Ekman pumping with stress dependent eddy viscosity. *Journal of Physical Oceanography* 27, 1967–1975.
- Hisard, P., and Morlière, A. (1973). La terminaison du contre-courant équatorial subsuperficiel Atlantique (courant de Lomonosov) dans le Golfe de Guinée, *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*, 11, 455-464.
- Hisard, P., Citeau, J., and Morlière, A. (1975). Le courant de Lomonosov et la formation de la zone frontale du cap Lopez (baie de Biafra, Golfe de Guinée), *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*, 13(2), 107-116.

- L.C.H.F, OCCR INTER, Port Autonome de ROUEN (1985). Etude des accès au port de Douala: Etude hydrosédimentaire, Synthèse des données. Comparaison avec d'autres estuaires, 52p.
- L.C.H.F, OCCR INTER, Port Autonome de ROUEN (1986). Etude des accès au port de Douala: Propriétés physiques des sédiments et leurs comportement sous les actions hydrodynamiques, 64p.
- L.C.H.F, OCCR INTER, Port Autonome de ROUEN (1987). Etude des accès au port de Douala: Rapport d'ensemble, 64p.
- L. Testut , F. Birol & C. Delebecque (2012): Regional Tidal Modeling and Evaluation of Jason-2 Tidal Geophysical Correction, *Marine Geodesy*, 35:sup1, 299-313
- Le Provost C, Bennett AF, Cartwright DE (1995) Ocean tides for and from TOPEX/POSEIDON. *Science* 267:639–642
- Le Provost C, Lyard F (1998) Energetics of the M2 barotropic ocean tides: an estimate of bottom friction dissipation from a hydrodynamic model. *Prog Oceanogr* 40:37–52 (special issue on tidal science in honour of David E. Cartwright)
- Lebedev S et al (2008) Exploiting satellite altimetry in coastal ocean through the Altcore project. *Russ J Earth Sci* 10:ES1002
- Lefevre F, Lyard F, Le Provost C, Schrama EJO (2002) FES99: a global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *Atmos Ocean Tech* 19:1345–1356
- Lynch, D. R., and W. G. Gray, 1979. A wave equation model for finite element tidal computations. *Computers and Fluids* 7:207–228.
- Larras, J.. Embouchures, estuaires, lagunes et deltas, Ed. Eyrolles, Paris, 1965.
- Li T. et Philander S. 1997. On the seasonal cycle of the equatorial Atlantic Ocean. *J. Clim.*, 10(4) : 813–817.
- Manasrah (2013), Tide variation and signals during 2000-2004 in the northern Gulf of Aqaba, Red Sea; *Natural Science*, Vol.5, No.12, 1264-1271 (2013) <http://dx.doi.org/10.4236/ns.2013.512154>
- Mazda, Y., Kanazawa, N. and Wolanski, E. 1995. Tidal asymmetry in mangrove creeks. *Hydrobiologia* 295: 51–58.
- [Mekou Y. Bele](#), , [Athanasius F. Nkwatoh](#), [Monica E. Idinoba^C](#), [Olufunso A. Somorin](#), [Denis J. Sonwa](#). Vulnerability to coastal flooding and response strategies: The case of settlements in Cameroon mangrove forests, [Environmental Development Volume 5](#), January 2013, Pages 54–72, DOI: 10.1016/j.envdev.2012.10.002 and South Atlantic Ocean in January-March 1995. *Deep-Sea Research I*, 50, 863-887.
- Molinari, R.L., 1982: Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978-

- 1980, *Journal of Geophysical Research* , 87, 9707-9714.
- Mercier, H., Arhan, M. and Lutjeharms, J.R.E. (2003). Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January-March 1995. *Deep-Sea Research I*, 50, 863-887.
- Meynadier, R., O. Bock, S. Gervois, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A. Agustí-Panareda, and A. Beljaars (2010), The West African monsoon water cycle: 2. Assessment of NWP water budgets, *J. Geophys. Res.*, 115, D19107, doi:10.1029/2010JD013919.
- Mahé et al. 1995. Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989, *Science et changements planétaires / Sécheresse*; vol 6, numéro 1, mars 1995
- MAZDA Yoshihiro, WOLANSKI Eric, V. RIDD Peter. The Role of Physical Processes in Mangrove Environments, *Manual for the Preservation and Utilization of Mangrove Ecosystems*. Edition TERRAPUB, Tokyo
- McCreary, J., Picaut, J., and Moore, D. (1984). Effects of the remote annual forcing in the eastern tropical Atlantic ocean, *J. Mar. Res.*, 42, 45-81.
- [McGranahan](#) Gordon, [Deborah Balk](#), [Bridget Anderson](#). The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones, doi: 10.1177/0956247807076960 *April 2007 vol. 19 no. 1 17-37*
- Ngo Nlend Yem Mi, Ntamak-Nida J., Ndike J. 2002 . Contribution à l'étude de la sédimentation du chenal d'accès au port de Douala
- Rahmstorf Stefan (2007) A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise ; *Science* 315, 368 ; DOI: 10.1126/science.1135456
- R.D.Ray et al. (2011) Tide Predictions in Shelf and Coastal Waters: Status and Prospects; *Coastal Altimetry 2011*, pp 191-216.
- Olivry, J. C. (1974b) Hydrologie du bief maritime de la Dibamba en periode d'étiage, note sur les étiages du mungo 9, ed. Mesres-Orstom, Paris.
- Olivry, J. C. (1986) Fleuves et Rivières du Cameroun. Collection Monographie Hydrologique 9, ed. Mesres-Orstom, Paris.
- Olivry, J. C. (1974b) Hydrologie du bief maritime de la Dibamba en periode d'étiage, note sur les étiages du mungo 9, ed. Mesres-Orstom, Paris.
- ONGUENE R., DUHAUT T., LYARD F., MARSALEIX P., ALLAIN D, PEMHA E., NJEUGNA E., NGUYEN C., DU-PENHOAT Y.,(2013); hydrodynamic and salinity modeling of estuaries in central Africa. Application to the Cameroon estuaries. 3th JEA-ALOC_GG; international workshop 03-08 nov 2013, Cotonou -Benin

- Okumura Y. et Xie S. 2004. Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African monsoon. *J. Clim.*, 17(18) : 3589–3602.
- Olivry J.c. 1986. Fleuves et rivières du Cameroun. Thèse d'Etat. MESRES-ORSTOM. Collection «Monographies hydrologiques ORSTOM.» n09. Paris. 733 p., 360 tableaux.
- OLIVRY J.C. 1974c - L'alimentation en eau de Douala en période d'étiage. Hydrologie du bief maritime de la Dibamba - Note sur les étiages du Mungo. Yaoundé, 40 p.+12 graph.
- Ouedraogo Mahaman. Contribution à l'étude de l'impact et de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest : analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale. Montpellier (FRA) ; Montpellier : Université Montpellier 2 ; IRD, 2001, 257 p. multigr. Th. : Mécanique, Génie Mécanique, Génie-Civil : Sci. de l'Eau dans l'Environnement Continental : Géosciences, Université Montpellier 2. 2001/12/18
- Redelsperger, J.-L., C. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. Parker, and J. Polcher (2006), African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA): An international research project and field campaign, *BullAm. Meteorol. Soc.*, 87, 1739–1746.
- Peterson, R. G., and Stramma, L. (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Prog. Oceanog.*, 26, 1-73.
- Peyrillé P., Lafore J. et Redelsperger J. 2007. An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part I : Validation and Key Controlling Factors. *J. Atmos. Sci.*, 64 :2765–2782.
- Peyrillé P. et Lafore J.-P. 2007. An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part II : Large-Scale Advection and the Diurnal Cycle. *J. Atmos. Sci.*, 64 : 2783–2803.
- Pugh, D. (1987), *Tides, Surges and Mean Sea-Level*, John Wiley, London.
- Pugh D. (2004). *Changing Sea Levels, Effects of Tides, Weather and Climate*. Cambridge University Press, United Kingdom, 280pp.
- Sannino, G., Bargagli, A., Artale, V., 2004. Numerical modeling of the semidiurnal tidal exchange through the strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research* 109, C05011.
- Sorensen, R.M. and E.F. Thompson, 2002: Harbor hydrodynamics, in *Coastal Engineering Manual*, Part II, U.S.
- Sutherland, G., C. Garrett, and M. Foreman (2005), Tidal resonance in Juan de Fuca Strait and the Strait of Georgia, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 1279 –1286. Army Corps. Of Engineers, Washington, D.C., New York, Chapter 7, 1-92.
- Scavia, D., Field, J.C., Boesch, D.F., Buddemeier, R.W., Burkett, V., Cayan, D.R. et al. (2002). Climate change impacts on U.S. coastal and marine ecosystems. *Estuaries*, 25, 149–164.

- Schroeder, W. W., Dinnel, S. P., & Wiseman, W. J. (1990). Salinity stratification in a river-dominated estuary. *Estuaries*, 13(2), 145-154.
- Schureman, P., Manual of Harmonic Analysis and Predictions of Tides, Coast Geod. Surv. Spec. Publ. 98, U.S. Dep. Of-Commerce, Washington, D.C., 1976.
- Shaw, A. G. P., and M. N. Tsimplis (2010), The 18.6 yr nodal modulation in the tides of southern European coasts, *Cont. Shelf Res.*, 30, 138–151, doi:10.1016/j.csr.2009.10.006.
- Simon B. (2007). La marée océanique côtière. Collection "Synthèse", ed. Institut Océanographique, 433pp.
- Stramma L., Shott, F., 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic ocean, *Deep Sea Research*, part II, 46, 279-304, 1999.
- Spalding, M., F. Blasco, and C. Field. 1997. World mangrove atlas. Okinawa, Japan: International Society for Mangrove Ecosystems.
- Stramma, L. and England, M. (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 104, 20863-20883.
- U.S. Army Corps of Engineers (1989), Water levels and wave heights for coastal engineering design, Eng. Manual EM-1110-2-1414, Hyattsville, Md.
- Valet G., 1973. Aperçu sur la végétation marine du Cameroun. *Ann. Fac. Sei, Univ. Yaounde*. no. 15116: 17-24.
- Vignudelli S, Cipollini P, Roblou L, Lyard F, Gasparini GP, Manzella G, Astraldi M (2005) Improved satellite altimetry in coastal systems: case study of the Corsica Channel. *Geophys Res Lett* 32:L07608
- Voituriez, B. (1981). Les sous-courants équatoriaux nord et sud et la formation des dômes thermiques tropicaux, *Oceanol. Acta*, 4, 497-506.
- Vizy E. et Cook K. 2002. Development and application of a mesoscale climate model for the tropics :Influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *J. Geophys. Res.*,107(D3).
- Wacongne, S. and Piton, B. (1992). The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic ocean. *Deep-Sea Research*, 39, 1273-1298.
- Wauthy B. 1983. Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanogr. Trop.*, 18(2) : 103–138.
- Wilson, B., 1972: Seiches, *Advances in Hydrosciences*, 8, 1-94.
- Wolanski, E., Jones, M. and Bunt, J.S. 1980. Hydrodynamics of a tidal creek mangrove swamp system. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research* 31: 431–450.
- Wood, F. (2001a), Tidal Dynamics: Theory and Analysis of Tidal Forces, *J. Coastal Res.*, Spec. Issue

30, vol. 1, Coastal Educ. Res. Found., West Palm Beach, Fla.

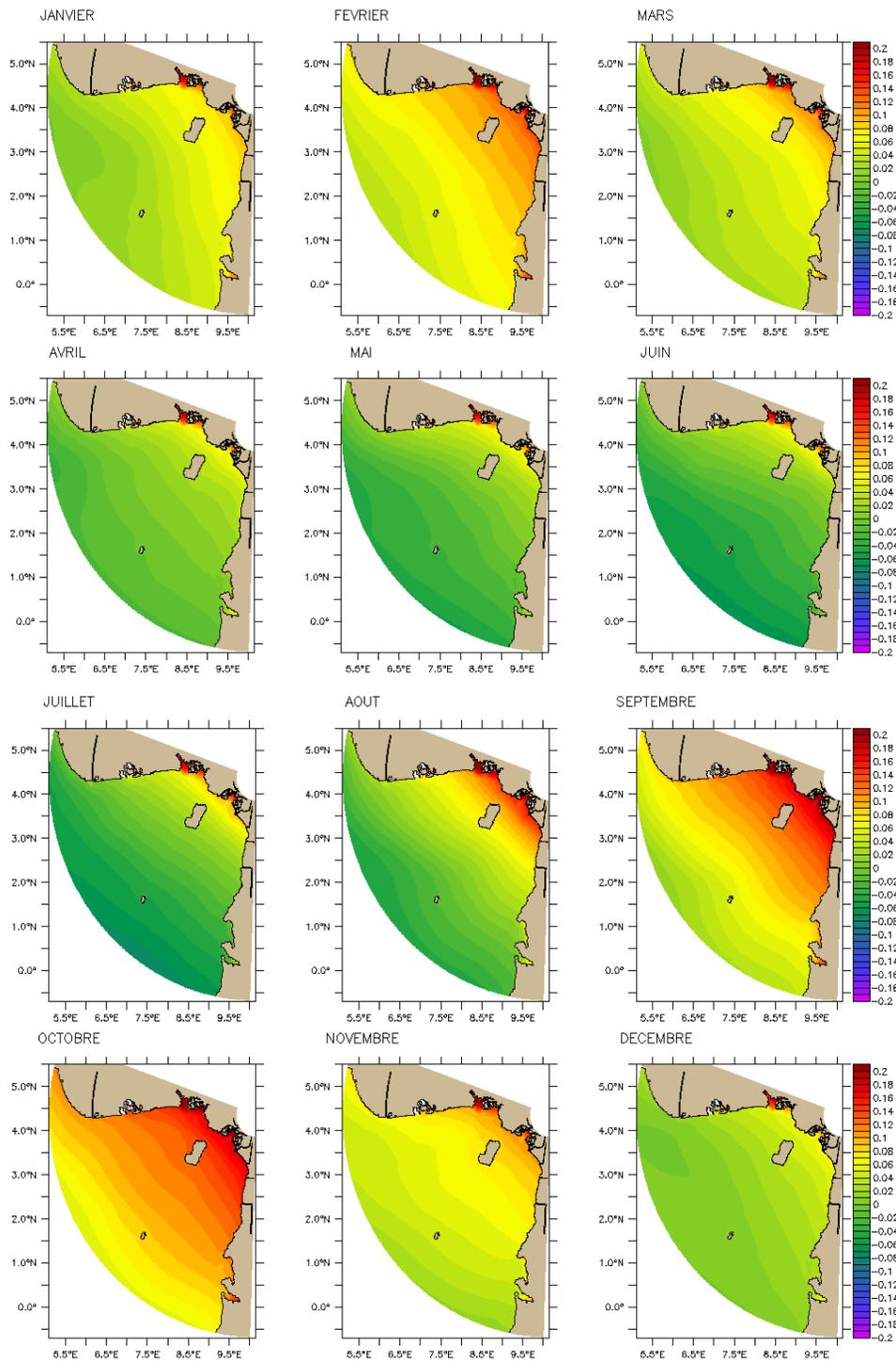
Wood, F. (2001b), Tidal Dynamics: Extreme Tidal Peaks and Coastal Flooding, J. Coastal Res., Spec. Issue 31, vol. 2, Coastal Educ. Res. Found., West Palm Beach, Fla.

WWF, 2001, Gestion durable des mangroves sous pression démographique et paupérisation

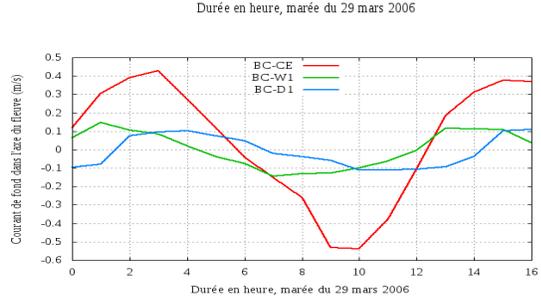
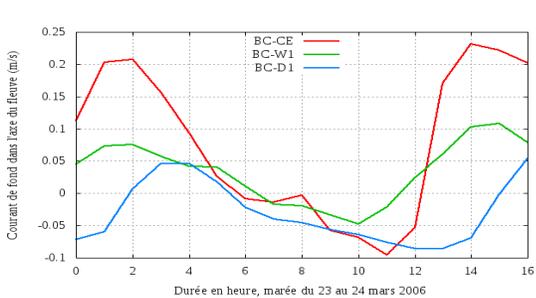
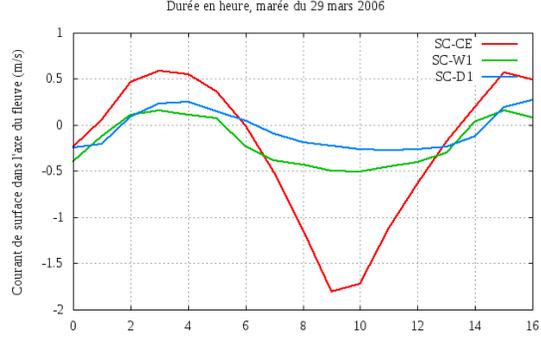
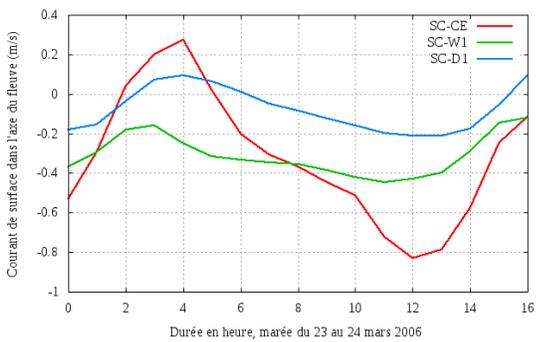
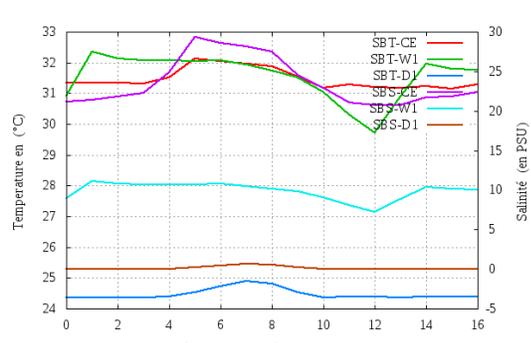
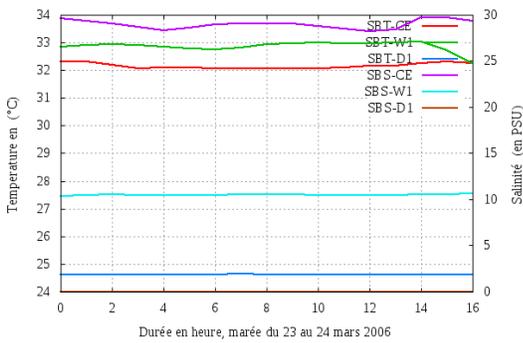
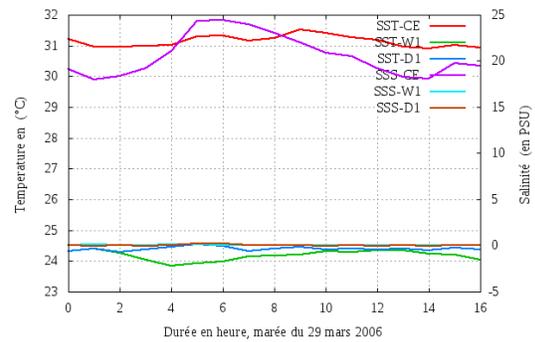
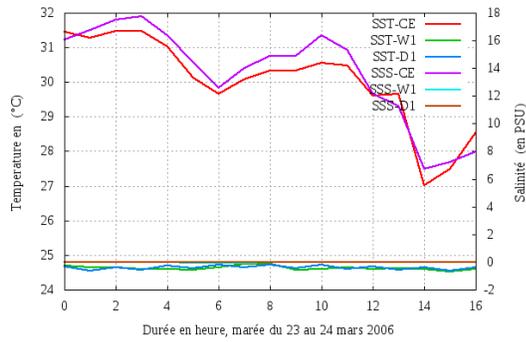
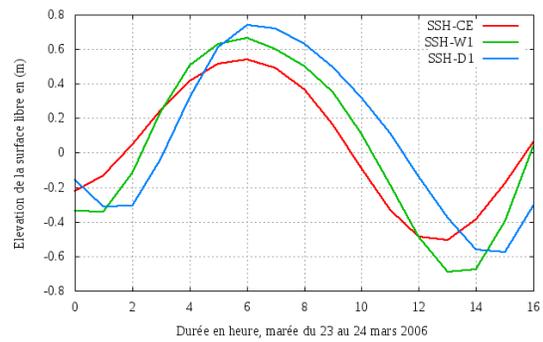
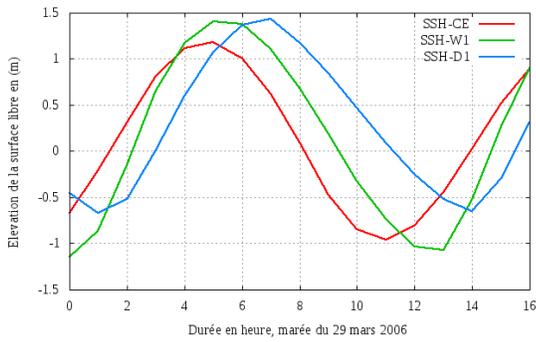
Yoann Le Bars, Florent Lyard, Catherine Jeandel, Leonardo Dardengo (2009); The AMANDES tidal model for the Amazon estuary and shelf; Ocean Modelling 31 (2010) 132–149.

Zheng X., Eltahir E. A. B. et Emanuel K. A. 1999. A mechanism relating tropical Atlantic spring sea surface temperature and west African rainfall. Q. J. R. Meteorol. Soc., 125(556) : 1129–1163.

ANNEXES



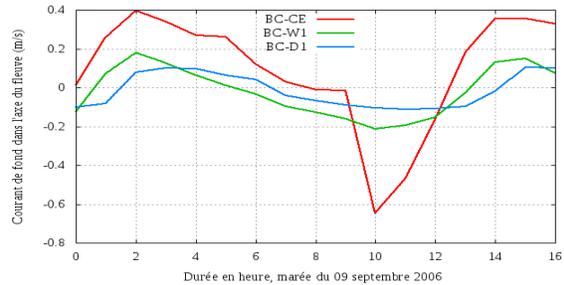
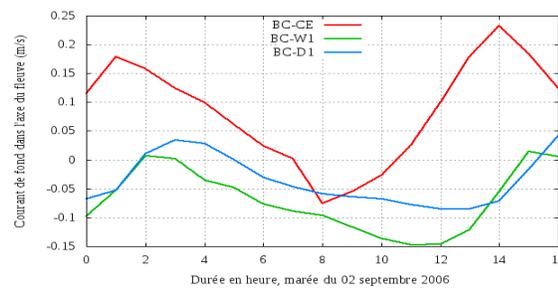
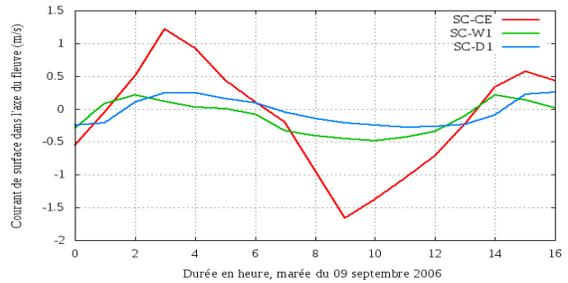
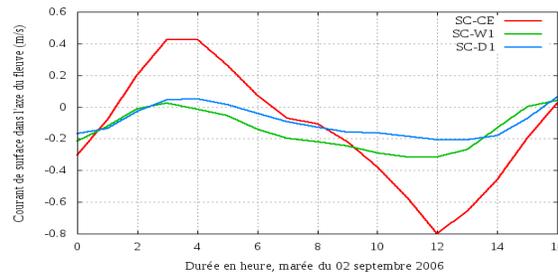
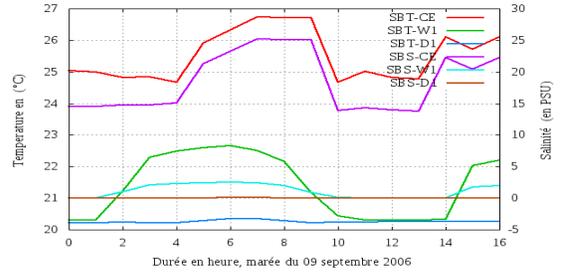
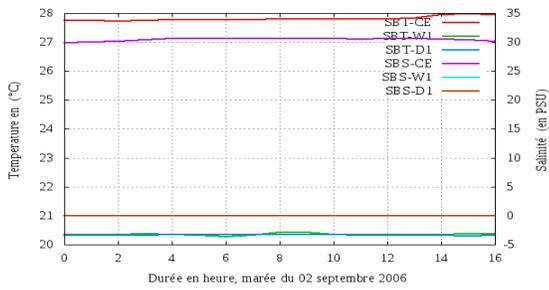
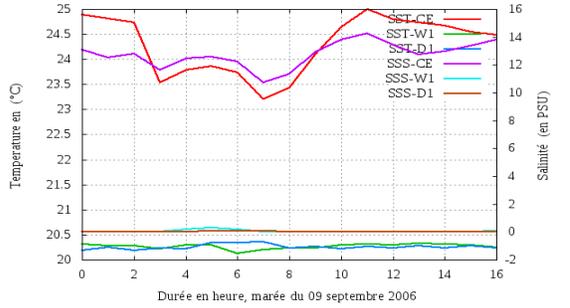
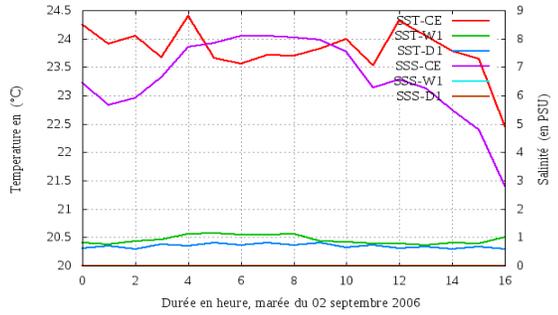
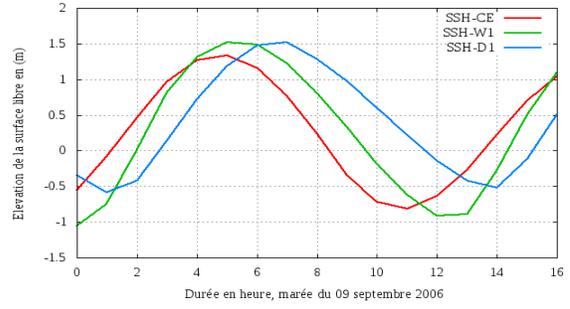
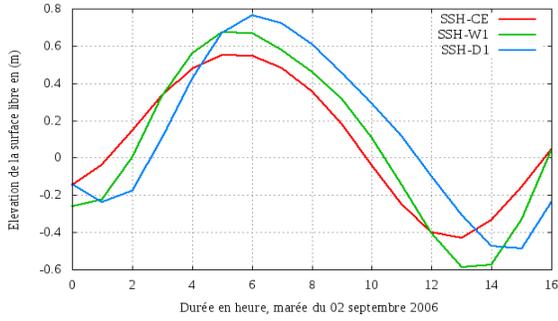
Annexe 1 Cartes climatologiques de l'élévation du niveau de la mer en m à partir de la simulation de référence (2003-2009).



Morte-eaux d'étiage

Vives-eaux d'étiage

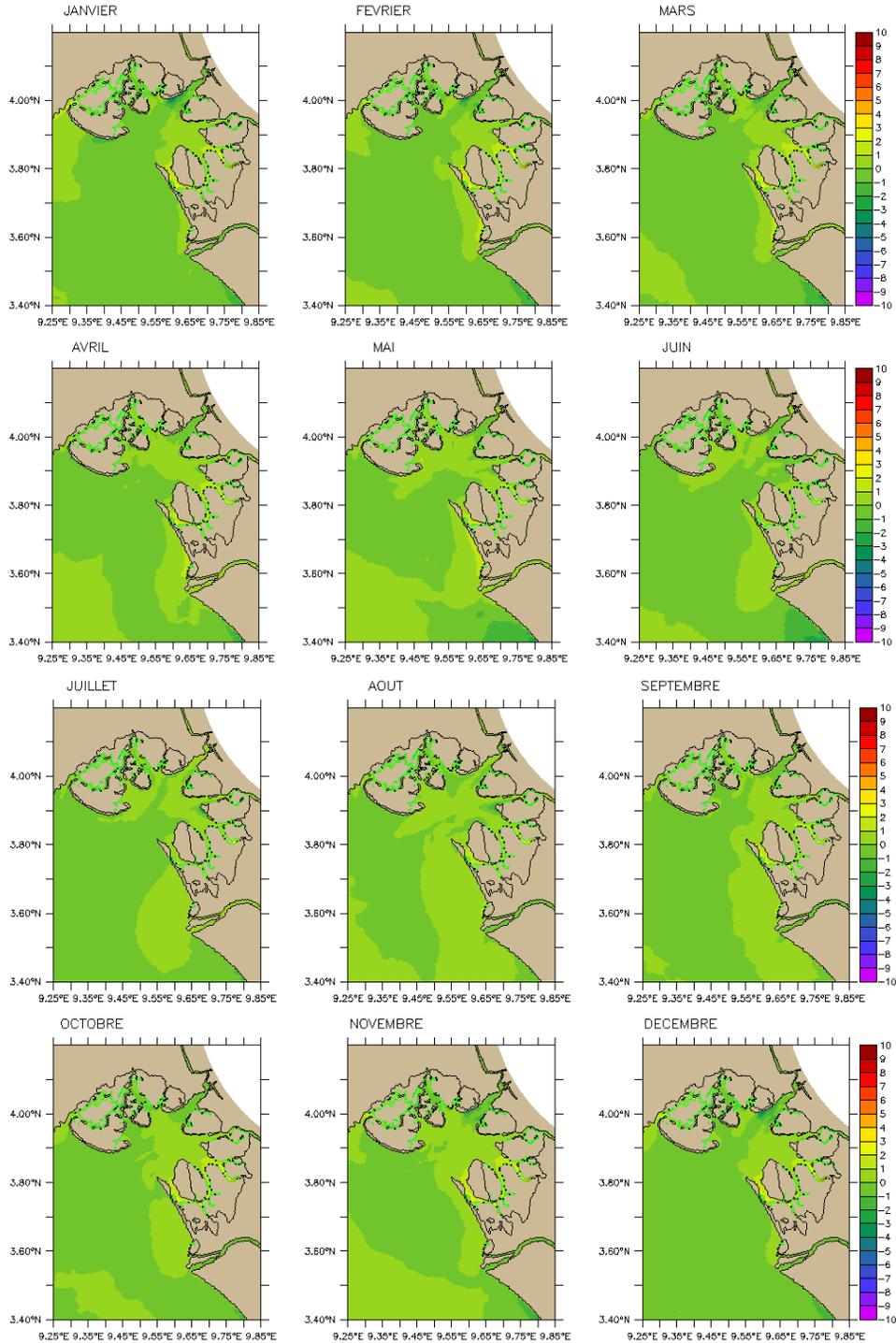
Annexe 2 : Variabilité de la dynamique de l'estuaire du Cameroun pendant un cycle de marée mortes-eaux et vives-eaux (Solution de la simulation haute fréquence).



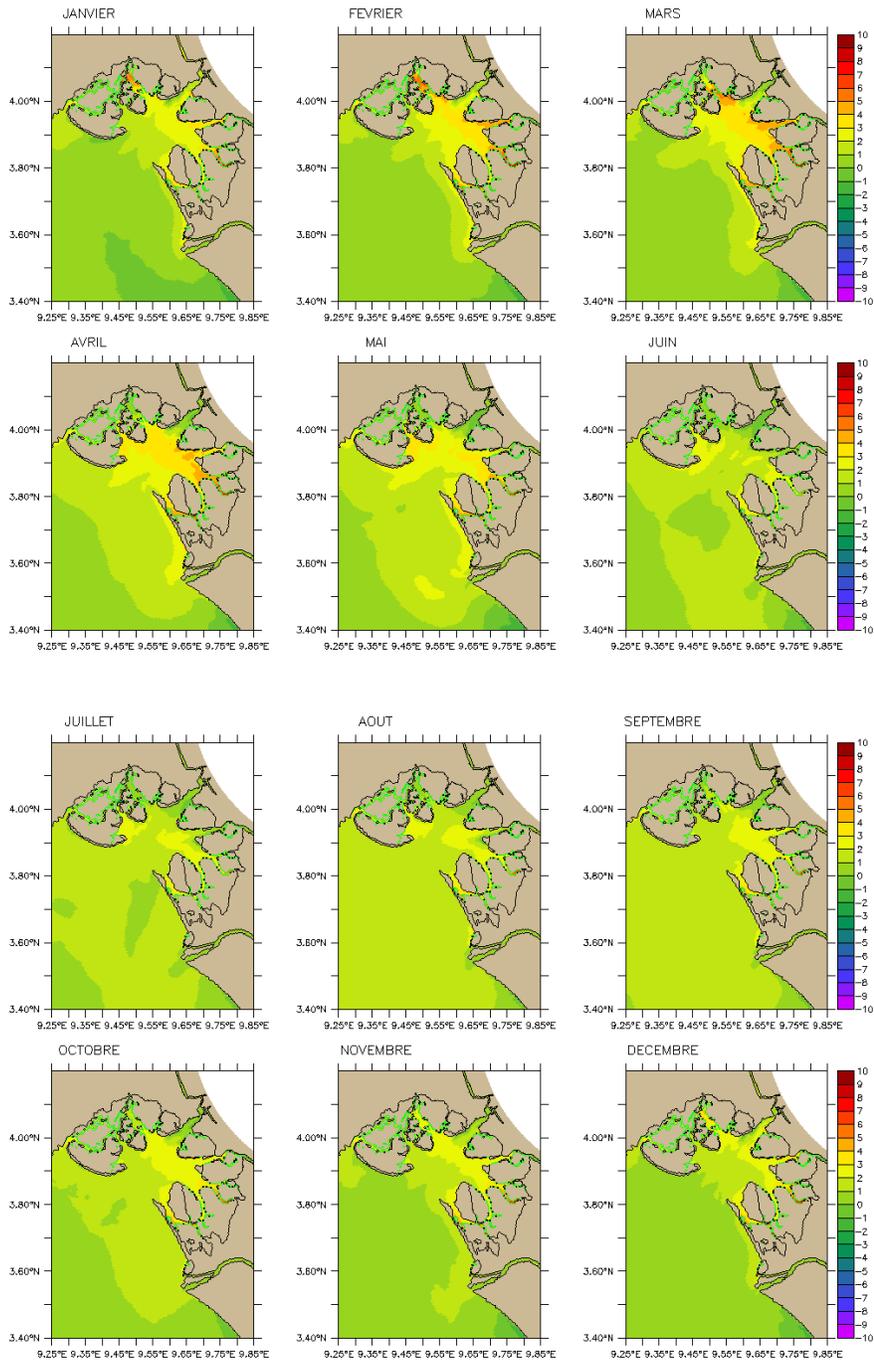
Mortes-eaux

Vives-eaux

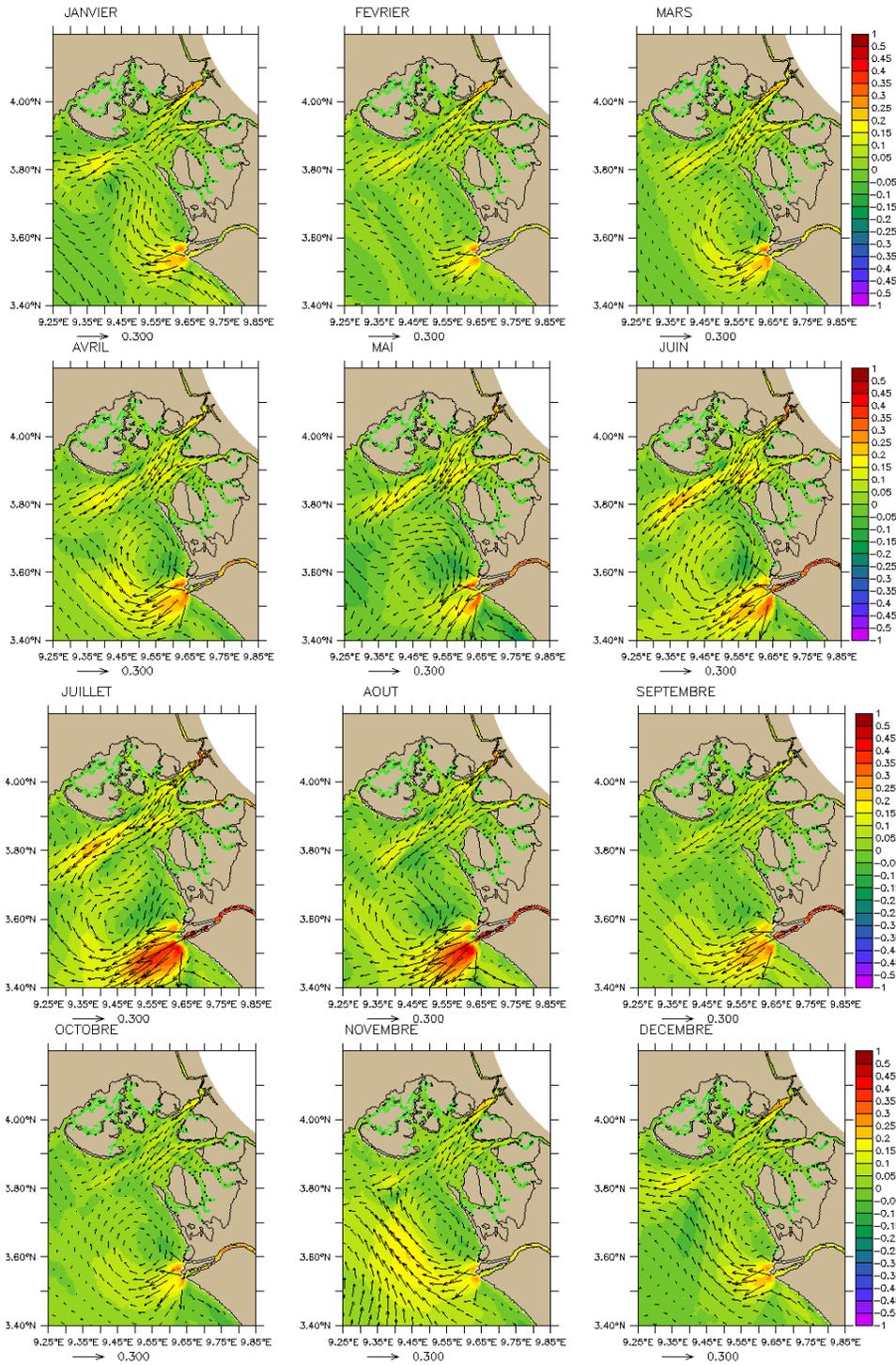
Annexe 3 : Variabilité de la dynamique de l'estuaire du Cameroun pendant un cycle de marée mortes-eaux et vives-eaux en période de crue. (Solutions de la simulation haute fréquence)



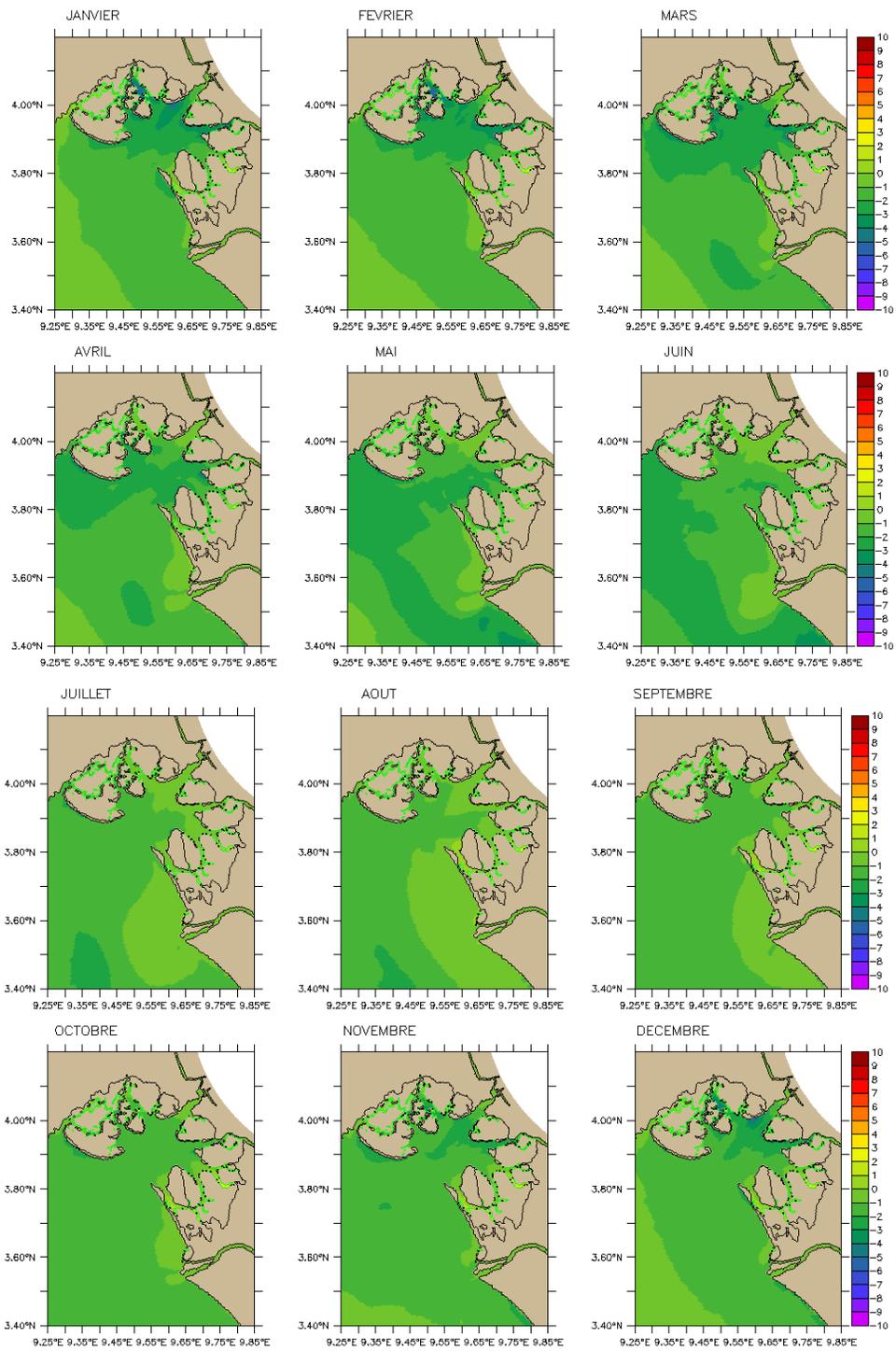
Annexe 4: Ecart de température, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_NoMangrove et la simulation de référence DOUALA26_CALMIP pour la zone de l'estuaire du Cameroun.



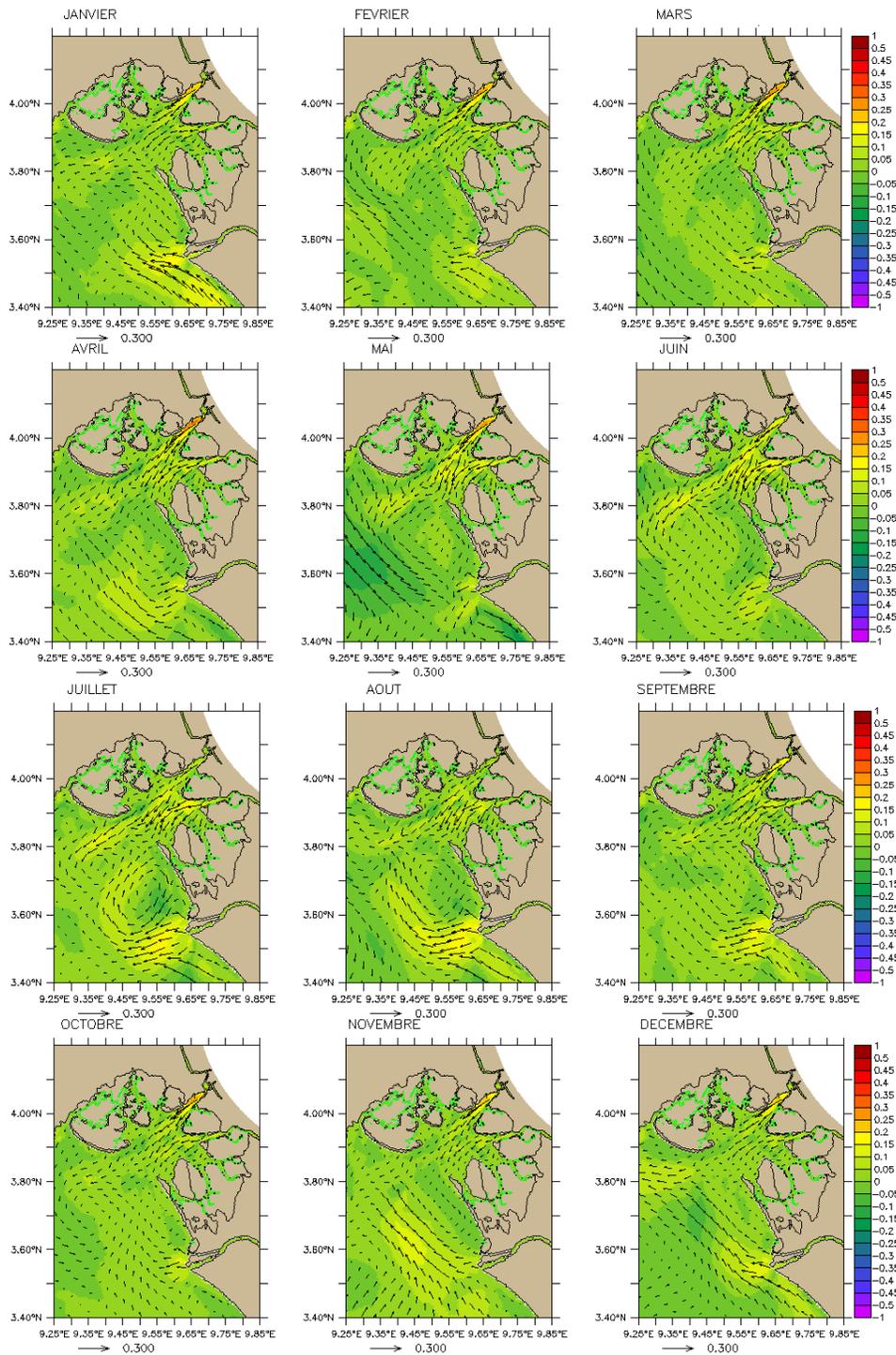
Annexe 5 : Ecart en température de surface, en moyennes mensuelles, entre les solutions DOUALA26_0.5débit et DOUALA26_CALMIP.



Annexe 6 : Ecart en courants résiduels de surface, en moyennes mensuelles, entre les solutions DOUALA26_2débit et DOUALA26_CALMIP.



Annexe 7 : Ecart en température de surface entre les solutions DOUALA26_2débit et DOUALA26_ref.



Annexe 8 : Ecart en courant résiduel de surface, en moyennes mensuelles, entre la simulation DOUALA26_TEMP et la simulation DOUALA26_ref dans l'estuaire du Cameroun.