

N° d'ordre: 3184

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE BORDEAUX 1

Par M. Sylvain CAPO

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : Géologie Marine, Océanographie

**Hydrodynamique et dynamique sédimentaire en milieu tropical de mangrove,
Observations et modélisation de l'estuaire du Konkouré,
République de Guinée**

Soutenue le 14 Juin 2006

Devant la commission d'examen formée de :

M. Patrick Lesueur , Professeur, Université de Caen	Rapporteur
M. Jean-Christophe Maurin , Professeur, Université de La Rochelle	Rapporteur
M. Patrick LeGoulven , Ingénieur de Recherche IRD Montpellier	Examineur
M. Philippe Bertrand , Professeur, Université de Bordeaux1	Examineur
Mme Isabelle Brenon , Maître de conférence, Université de la Rochelle	Examineur
M. Patrice Castaing , Professeur, Université de Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. Aldo Sottolichio, Maître de conférence, Université de Bordeaux1	Examineur

REMERCIEMENTS

La dynamique littorale et la géologie marine sont des disciplines où la mise en commun des moyens humains et techniques est indispensable, ce qui rend les collaborations multiples et enrichissantes. L'appui technique en milieu de mangrove, hostile, est un atout majeur sans lequel ce travail n'aurait pas abouti et je tiens donc à insister sur l'importance considérable des diverses collaborations fructueuses entre les nombreuses entités qui ont participé à l'élaboration de ce mémoire de thèse.

Tout d'abord, je tiens à remercier Patrice Castaing pour avoir accepté de diriger ce travail, alors que peu y croyaient à la fin de mon DEA.

Je tiens également à remercier les rapporteurs de ce travail, Jean-Christophe Maurin qui a accepté au pied levé de corriger et de rapporter ce mémoire en deux semaines seulement et ensuite Patrick Lesueur qui m'a fait de l'honneur de se passionner pour mon travail de thèse.

Je voudrai ensuite remercier très chaleureusement mon encadrement. Merci à Isabelle Brenon, qui m'a accueilli à la Rochelle à mon retour de Guinée et qui m'a permis de faire mes armes tant en modélisation qu'en enseignement grâce au poste d'ATER. Merci Isabelle pour ton soutien sans faille.

Vient ensuite Aldo Sottolichio, qui n'a pas hésité à mettre les mains dans la vase Guinéenne et qui a amené son OBS de Bordeaux pour participer à une campagne « épique » en estuaire tropical. Merci aussi à toute l'équipe du DGO et particulièrement à Henri Etcheber pour son implication et ses mesures sur les échantillons guinéens.

Un grand merci à Isabelle et Aldo pour leur soutien pendant mon « isolement » africain pendant deux longues années de début de thèse.

Merci à Patrick LeGoulven, de l'IRD qui a cru en moi pour la modélisation alors que ça n'était pas vraiment mon dada en 2001... Merci pour la confiance que tu m'as accordé au cours de ces deux années guinéennes et par la suite.

Je tiens évidemment à remercier particulièrement l'équipe présente en Guinée, que j'ai pratiquée depuis Février 2001, lors de ma première venue pendant le DEA. Merci à Luc Ferry, chef de projet. Merci à Michel Carn, qui a partagé mon enthousiasme dans les campagnes de terrain en estuaire et qui m'a intégré dès mon arrivée en me briefant sur l'ADCP, les courants etc... Merci à Marc Berthelot, pour sa bonne humeur et son appui technique impressionnant en campagne de terrain, sans lui de nombreuses campagnes n'auraient pas abouties... Merci aussi à Maria.

Merci enfin à Nadine Muther pour son implication dans mon intégration au sein de l'équipe PIG de l'IRD Guinée. Vient enfin Didier Martin avec qui les campagnes en estuaire ont été peu nombreuses mais très enrichissantes.

Merci aux chercheurs guinéens pour avoir partagé avec moi des grands moments lors des missions longues en estuaire. Merci à Khoro Ibrahima Diané, à Mamadou Oury Bah et à Karim Samoura du CERESCOR. J'espère, Karim, que l'avenir te réserve de belles surprises... Merci à l'équipe technique avec qui la collaboration humaine a été très riche ; Mamadouba et Seydouba Soumah les piroguiers, passés maîtres dans le profil transversal rectiligne de l'ADCP malgré les forts courants. Merci à Conté, petit Bah, Alyou et Youssouf.

Merci aux colocataires Guinéens, Sénégalais et Français lors de mon arrivée à Conakry (Loïc, Didier et Monique, Esther, Estelle du centre de conservation des chimpanzés de faranah).

Je tiens également à remercier chaleureusement mes collègues rochelais qui m'ont accueilli au sein de l'équipe enseignante dès Septembre 2004. Merci à Jean-Claude Mercier, Eric Chaumillon, Hervé Diot. Merci également à Nicolas Pouvreau pour le temps qu'il a passé à m'initier à TELEMAT et pour son analyse harmonique. Merci à Amandine Nicolle pour ses judicieux conseils en fortran et enfin merci à Nicolas Loget pour avoir partagé le même bureau et de nombreuses discussions constructives.

Merci à l'équipe Perpignanaise sans laquelle ce projet n'aurait pas vu le jour. Merci à Jean-Paul Barusseau pour son encadrement efficace et enthousiaste lors de mon DEA et pour m'avoir permis de retourner sur le sol africain. Merci à Raphaël Certain pour m'avoir accueilli chez lui près de deux mois.

Merci également à Thibaut Saos pour les analyses granulo et à Jean-Luc Saos.

Merci à Pierre Lang pour sa bonne humeur et ses éclaircissements sur cette chose appelée « TELEMAT ». Merci également à Régis Walter pour les deux jours passés à rectifier le code de la version 4 de Sisyphe.

Merci enfin à ma famille et à mes proches pour m'avoir soutenu pendant tous les moments difficiles de cette thèse. Une pensée à toi papa, qui n'aura pas eu la chance de voir l'aboutissement de ce projet. Merci à ma femme, Hélène, pour qui ça n'a pas du être facile tous les jours et enfin à toi Inès, mon bébé. Ce travail t'est dédié.

Merci à vous tous, de tout cœur.

A Thierry,

« Les esprits sont somme des
parachutes, ils ne fonctionnent
que lorsqu'ils sont ouverts »

Pierre Desproges

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
I. RAPPEL DES PROCESSUS HYDROSEDIMENTAIRES EN ESTUAIRE	3
I. RAPPEL DES PROCESSUS AFFECTANT LE COMPORTEMENT D'UN ECOULEMENT	3
I.1 COMPORTEMENT D'UNE MASSE D'EAU MISE EN MOUVEMENT	3
I.2 NOTIONS DE CONVECTION/DIFFUSION	4
II.3 INTRUSION SALINE, CIRCULATION INDUITE ET CLASSIFICATION DES ESTUAIRES	6
I.1 ESTUAIRE A COIN SALE	6
I.2 ESTUAIRE PARTIELLEMENT MELANGE	7
I.3 ESTUAIRE BIEN MELANGE	8
I.4 INDICES DE STRATIFICATION	8
I.5 DISTINCTION ESTUAIRE / DELTA	10
II.3 PROPAGATION DE L'ONDE DE MAREE DANS LES ESTUAIRES	10
I.1 EFFET DES VARIATIONS DE HAUTEURS D'EAU	10
I.2 EFFET DU FROTTEMENT AU FOND	11
I.3 EFFET DU DEBIT FLUVIAL	11
I.4 EFFET DE LA CONVERGENCE DES BERGES	11
I.5 EFFETS DES ESTRANS PEU PENTUS	12
II.3 TRANSPORT DES SEDIMENTS FINS EN ESTUAIRE	13
I.1 EFFET DE L'ASYMETRIE DE MAREE	13
I.2 EFFET DE LA CIRCULATION RESIDUELLE	15
II.3 PROCESSUS AFFECTANT LES SEDIMENTS FINS	15
I.1 COMPORTEMENT DES SEDIMENTS FINS DANS LA COLONNE D'EAU	15
I.2 TRANSPORT EN SUSPENSION	16
I.3 FLOCCULATION ET VITESSE DE CHUTE	17
I.4 TURBULENCE : INFLUENCE DES SEDIMENTS EN SUSPENSION SUR L'ECOULEMENT	20
I.5 PROCESSUS A L'INTERFACE EAU-SEDIMENT	22
II. GENERALITES SUR L'ESTUAIRE DU KONKOURE ET LA ZONE D'ETUDE	29
II.1. CADRE GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE	30
II.1.1. MORPHOLOGIE DE L'ESTUAIRE	33
II.1.2. CARTES ANCIENNES	33
II.2. BATHYMETRIE DU PLATEAU CONTINENTAL	34
II.3 CLIMAT	38
II.4. AGENTS DYNAMIQUES	40

II.4.1.	APPORTS FLUVIAUX LIQUIDES	40
II.4.2.	APPORTS FLUVIAUX SOLIDES	43
II.4.3.	MAREE	43
II.4.4.	INTRUSION SALINE	44
II.4.5.	REGIME DE HOULES	45
II.4.6.	COURANTS MARINS GENERAUX	46
III. L'HYDRODYNAMIQUE ESTUARIENNE DU KONKOURS		49
<hr/>		
III.1.	METEOROLOGIE	51
III.2.	BATHYMETRIE DE L'ESTUAIRE DU KONKOURS	53
III.3.	SALINITE DANS L'ESTUAIRE DU KONKOURS	54
III.3.1.	VARIATION AU COURS DU CYCLE DE MAREE JOURNALIER	55
III.3.2.	VARIATIONS AU COURS DU CYCLE ME/VE	56
III.3.3.	VARIATIONS SAISONNIERES ETIAGE-CRUE	57
III.3.4.	IMPACT DU BARRAGE SUR LES SALINITES DE LA ZONE ESTUARIENNE DEPUIS 1999.	60
III.4.	MAREE ET COURANTS DE MAREE DANS L'ESTUAIRE DU KONKOURS	63
III.4.1.	VARIATIONS DE HAUTEURS D'EAU EN ETIAGE	64
III.4.2.	EFFET DE LA MANGROVE SUR LES HAUTEURS D'EAU EN ETIAGE	68
III.4.3.	VARIATIONS DE HAUTEURS D'EAU EN CRUE	70
III.4.4.	VARIATIONS DES VITESSES SUR UN CYCLE DE MAREE	73
III.4.5.	EFFET DE LA MANGROVE SUR LES VITESSES SUR UN CYCLE DE MAREE	74
III.4.6.	VARIATIONS DE VITESSES ENTRE VIVE-EAU ET MORTE-EAU	75
III.4.7.	VARIATIONS DES VITESSES ENTRE ETIAGE ET CRUE	75
III.4.8.	CIRCULATIONS RESIDUELLES	77
III.4.9.	EFFET DE LA MANGROVE SUR LES CIRCULATIONS	81
III.4.10.	IMPACT DU BARRAGE SUR LES VITESSES	82
III.5.	BUDGETS LIQUIDES (PRISMES TIDAX ET BILANS HYDROLOGIQUES)	82
III.5.1.	VOLUMES OSCILLANTS A L'EMBOUCHURE	82
III.5.2.	REPARTITION DES FLUX LIQUIDES ENTRE KONKOURS ET SANKINE	91
III.6.	SYNTHESE DES RESULTATS HYDRODYNAMIQUES	94
IV. LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DE L'ESTUAIRE		97
<hr/>		
IV.1.	APPORTS SEDIMENTAIRES A L'ESTUAIRE	98
IV.2.	SEDIMENTS DU FOND DE L'ESTUAIRE	100
IV.2.1.	EVOLUTION TEMPORELLE DE LA DISTRIBUTION SPATIALE DES SEDIMENTS DU FOND	102
IV.2.2.	NATURE ET LA MORPHOLOGIE DES DEUX BRAS PRINCIPAUX	108
IV.3.	DYNAMIQUE DES SEDIMENTS FINS	108
IV.3.1.	VARIATION DE LA TURBIDITE SUR UN CYCLE DE MAREE	109
IV.3.2.	VARIATION SUR UN CYCLE ME/VE	110
IV.3.3.	VARIATION SAISONNIERE ENTRE ETIAGE ET CRUE	112

IV.3.4.	PROCESSUS SEDIMENTAIRES	113
IV.3.5.	IMPACT DU BARRAGE DE GARAFIRI SUR LA LOCALISATION DU BOUCHON VASEUX	119
IV.3.6.	EFFET DE LA MANGROVE SUR LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE	121
IV.3.7.	GEOMORPHOLOGIE ET EVOLUTION DEPUIS LE DEBUT DU SIECLE.	124
IV.4.	SYNTHESE DE LA DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE ESTUARIEENNE	127
<u>V. LA MODELISATION : SUPPORT DE LA COMPREHENSION DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES ET SEDIMENTAIRES</u>		131
V.1.	MODELE HYDRODYNAMIQUE BIDIMENSIONNEL TELEMACH2D	132
V.1.1.	EQUATIONS DU MODELE	132
V.1.2.	SCHEMA NUMERIQUE	133
V.1.3.	EMPRISE DU MODELE	133
V.1.4.	BATHYMETRIE ET LE MAILLAGE	134
V.1.5.	CONDITIONS LIMITES : HARMONIQUES DE MAREE ET DEBITS FLUVIAUX	137
V.2.	FROTTEMENT SUR LE FOND	141
V.3.	CALIBRATION	144
V.4.	CIRCULATION DES MASSES D'EAU DANS L'ESTUAIRE DU KONKOURE	148
V.4.1.	CIRCULATION EN MORTE-EAU ET EN ETIAGE	149
V.4.2.	CIRCULATION EN VIVE-EAU ET EN ETIAGE	151
V.4.3.	CIRCULATION PENDANT LA SAISON DES PLUIES	152
V.4.4.	CHAMPS DE COURANTS	153
V.4.5.	CIRCULATION RESIDUELLE	156
V.4.6.	QUANTIFICATION DES VOLUMES OSCILLANTS	158
V.5.	MODELE SEDIMENTAIRE SYSIPHE	160
V.5.1.	EQUATIONS DU MODELE	161
V.5.2.	SCHEMA DE RESOLUTION	162
V.5.3.	FROTTEMENT SUR LE FOND	163
V.5.4.	CONDITIONS LIMITES DU MODELE	163
V.6.	TRANSFERTS SEDIMENTAIRES	164
V.6.1.	TESTS DE SENSIBILITE EN PERIODE D'ETIAGE	164
V.6.2.	EVOLUTION DU BOUCHON VASEUX EN PERIODE D'ETIAGE	166
V.6.3.	EVOLUTION DES CONCENTRATION EN MES EN REGIME FLUVIAL TRANSITOIRE	171
V.6.4.	BILAN SEDIMENTAIRE	176
V.7.	SYNTHESE ET PERSPECTIVES DE MODELISATION	185
<u>CONCLUSION ET PERSPECTIVES</u>		189
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>		193
<u>ANNEXES</u>		203

INTRODUCTION

Les estuaires et les zones littorales sont des milieux privilégiés d'échange entre continents et océans. Ces milieux représentent un intérêt scientifique croissant reposant sur la variété des processus biotiques et abiotiques, sur la richesse et la diversité biologique et à l'importance socio-économique manifeste alors que près de 60% de la population mondiale vit à moins de 60 kilomètres des côtes.

L'amélioration des connaissances des cycles biogéochimiques et des cycles élémentaires, particuliers comme dissous, s'appuie sur la quantification des flux liquides et solides induits par différents forçages tels que la marée, les débits fluviaux, le vent... La dynamique sédimentaire s'impose comme une discipline maîtresse à l'interface entre les milieux océaniques et terrestres. Cette dernière vise à comprendre et à analyser les flux de particules transportées par les eaux marines et fluviales, qui façonnent les paysages et véhiculent quantités d'éléments nutritifs et de polluants.

En milieu tropical, une végétation spécifique de mangrove s'établit sur ces milieux côtiers privilégiés et joue un rôle primordial dans les cycles biogéochimiques par son action de stabilisateur géomorphologique, par sa productivité primaire considérable et par son rôle central dans les cycles biologiques de nombreuses espèces animales et végétales, terrestres et océaniques, nurseries pour de nombreuses espèces de poissons, des crevettes, le plancton, et de lieu de reproduction et d'alimentation pour certains mammifères (dauphins et lamantins) et de nombreux oiseaux migrateurs ou sédentaires. Les forêts de mangrove représentent un enjeu socioéconomique majeur des pays de la ceinture tropicale par leur relation directe avec la richesse de la ressource halieutique, du bois pour la cuisson des aliments, de la riziculture de mangrove. Cette végétation spécifique euryhaline de mangrove représente également une protection énergétique des côtes en absorbant l'énergie des houles et représente un puits sédimentaire considérable par le biais de sa spécificité morphologique et ses grandes racines aériennes.

L'estuaire du Konkouré, en république de Guinée est l'objet de cette étude et présente de nombreux avantages quant à la nouveauté des connaissances. En effet les estuaires tropicaux africains sont très peu étudiés et la connaissance fondamentale de ces écosystèmes est encore parcellaire. Les circulations liquides et la dynamique des sédiments fins seront décrites pour des différentes conditions hydrodynamiques (débits et marée) afin d'évaluer la variabilité journalière, mensuelle et saisonnière. La spécificité de la mangrove du domaine sera abordée en évaluant son impact parmi les différents forçages identifiés. Une des spécificités du site du Konkouré est la complexité de sa morphologie, plutôt deltaïque dont les circulations liquides et solides sont mal connues. La côte guinéenne est une exception dans la région ouest africaine avec un marnage mésotidal et un plateau continental très large et peu pentu, son littoral est vaseux et les eaux sont très turbides. Quelle est la hiérarchisation des forçages hydrodynamiques de cet estuaire ? Quels sont les processus responsables de cette turbidité littorale et quelles seront les conséquences sur la dynamique sédimentaire de l'estuaire ?

De plus, l'aménagement récent sur le fleuve d'un barrage hydroélectrique est susceptible de perturber le fragile équilibre de cet écosystème soumis à la convention de protection des

zones humides RAMSAR. Cet écosystème présente un intérêt écologique important pour la préservation de la biodiversité animale et végétale.

Enfin, la Guinée, qui est le deuxième producteur mondial de bauxite et un des pays les plus pauvres d'Afrique de l'ouest, envisage un grand chantier d'aménagement du bassin du Konkouré avec la construction de plusieurs structures conséquentes afin d'apporter une plus value importante au traitement de la bauxite en alumine. Cet aspect appliqué représente un enjeu primordial pour une étude intégrée d'aménagement d'un fleuve de sa source à son embouchure. La gestion de l'eau pour l'irrigation mais aussi pour des applications industrielles (barrages hydroélectriques et usines de traitement d'alumine) est un objectif majeur pour le développement de la Guinée ainsi que pour de nombreux pays en voie de développement pour les années à venir.

L'étude de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire de l'estuaire du Konkouré présente plusieurs objectifs scientifiques.

D'abord du point de vue de l'amélioration de la connaissances des circulations liquides et solides en milieu tropical de mangrove. Les processus sédimentaires contrôlant l'évolution de tels systèmes doivent être déterminés et hiérarchisés afin de comprendre le rôle de ces environnements. Les forçages hydrodynamiques (débits fluvial et marée) sont hiérarchisés et les circulations eulériennes résiduelles établies pour différentes conditions de forçages. L'impact de la mangrove sur l'hydrodynamique et la quantification des volumes stockés par la mangrove sont mis en évidence en période de faible débit fluvial. Les processus à l'origine de la formation d'un bouchon vaseux seront identifiés et hiérarchisés ainsi que leurs effets sur la répartition géographique des matières en suspension.

Ensuite, cette étude permet d'évaluer les conséquences morphodynamiques et biologiques, en particulier sur la productivité primaire et sur la qualité des eaux, que pourraient engendrer de significatives modifications du cours du fleuve et du déséquilibre des forçages principaux dans le cadre d'aménagements anthropiques.

Le travail présenté s'appuie sur deux outils complémentaires que sont les observations à différentes échelles temporelles de paramètres physiques et la modélisation numérique qui sert de support de la compréhension des processus hydrosédimentaires.

Toutes les données traitées dans ce mémoire proviennent de campagnes de mesures effectuées par l'équipe du P.I.G de l'IRD (US DIVHA / UMR G-EAU) en Guinée. Une partie importante des données présentées ont été programmées et acquises par l'auteur. Les conditions d'acquisition des données se sont parfois révélées complexes et la moisson d'information présentée dans le présent mémoire souligne l'énorme travail de terrain accompli lors de cette étude.

CHAPITRE I

RAPPEL DES PROCESSUS HYDROSEDIMENTAIRES EN ESTUAIRE

Dans son acception la plus large un estuaire est un plan d'eau côtier partiellement confiné ayant une connexion libre avec l'océan et dans lequel l'eau marine est diluée de façon mesurable par l'eau douce dérivée des ruissellements terrestres (Pritchard, 1967). C'est donc le milieu privilégié de transition entre les domaines continentaux et océaniques. Perillo (1995) complète cette définition par l'emploi des limites de l'action dynamique de la marée en amont, en précisant que l'eau marine peut pénétrer par un ou plusieurs bras ouverts sur le domaine marin. Cette eau de mer est significativement diluée par les eaux de ruissellement continentales et le domaine peut abriter des espèces biologiques euryhalines sur tout ou partie de leur cycle de vie. Cette définition est plus complète et relève de la synthèse des définitions provenant de multiples disciplines telles que biologie, géologie, géomorphologie et géographie physique.

II.3 Rappel des processus affectant le comportement d'un écoulement

Les sédiments fins en estuaire sont en interaction permanente avec le fluide qui les transporte. Leur comportement sera étroitement lié à la notion d'écoulement du fluide et des notions complexes de mécanique des fluides sont impliquées. Afin de mieux approcher les processus affectant les sédiments fins en estuaire, nous allons faire un rappel des principaux processus physiques affectant un fluide en mouvement.

La mise en mouvement d'un fluide par des forces extérieures va avoir pour conséquence de faire apparaître deux phénomènes qui sont la convection et la diffusion.

I..1 Comportement d'une masse d'eau mise en mouvement

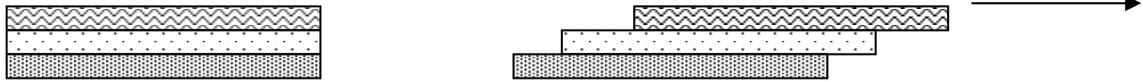
L'hydrodynamique s'attache à l'étude des masses d'eau à l'intérieur d'un système et à la façon dont les échanges se font avec les milieux limitrophes.

Par définition, une masse d'eau au repos est constituée de couches horizontales fines superposées. Si une force est appliquée à l'une des couches pour la mettre en mouvement, les couches voisines, non directement sollicitées, vont tout de même être entraînées à leur tour.

On voit ainsi apparaître des frottements entre les deux couches. Ces frottements pourront être de deux types :

- des frottements visqueux pour des vitesses faibles.
- des frottements turbulents pour des vitesses élevées.

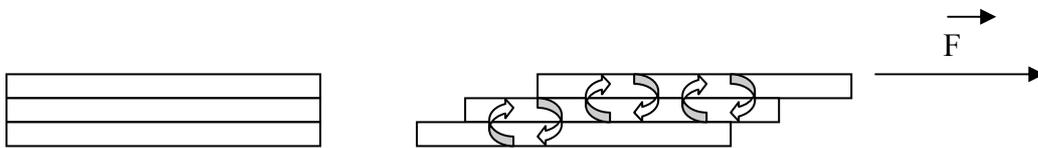
Dans le cas du frottement visqueux, les couches glissent les unes sur les autres sans se mélanger ni se déformer, c'est le cas de l'écoulement dit « laminaire ».



Écoulement laminaire

Lorsque la vitesse des couches déplacées croît, de petits tourbillons apparaissent à la limite entre les couches et si la vitesse augmente encore, on verra des tourbillons plus gros et on pourra atteindre une turbulence généralisée.

On assiste donc à une augmentation des échanges entre les couches voisines et à une augmentation des frottements : l'écoulement est qualifié de « turbulent ».



Écoulement turbulent

Le passage d'un écoulement laminaire à turbulent dépend de la vitesse et de la viscosité qui ont des actions antagonistes. Si la vitesse augmente, la turbulence augmente, et si la viscosité augmente, la turbulence diminue.

Ce rapport de force entre vitesse et viscosité est exprimé par le nombre de Reynolds :

$$Re = \frac{\text{Forces Inertie}}{\text{Forces Viscosité}} = \frac{U.L}{\nu}$$

Avec : U la vitesse, L la longueur et ν la viscosité cinétique.

Les milieux naturels sont toujours considérés comme turbulents, y compris dans les lagunes où les vitesses sont cependant souvent faibles.

I.2 Notions de Convection/Diffusion

Sous l'action d'une contrainte, un fluide se met en mouvement. Ce mouvement est composé :

- d'un mouvement de base généré par le forçage
- d'un mouvement turbulent généré par les tourbillons

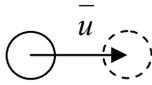
On voit également apparaître des vitesses variables en intensité et en direction. On identifie ainsi deux composantes de la vitesse :

$$u = \bar{u} + u^*$$

Chapitre I : Rappel des processus hydrosédimentaires en Estuaire

Avec \bar{u} : la composante moyenne ou convective qui est stable car l'écoulement est permanent, encore appelée advective.

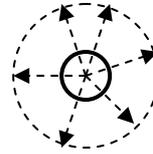
u^* : la composante fluctuante ou diffusive, due à la turbulence totale, dont la résultante après intégration sur le temps t est nulle, $\int_t u^* dt = 0$



Convection

Déplacement de son centre de gravité
Sous l'effet de la vitesse moyenne \bar{u}

=TRANSPORT



Diffusion

Mélange et dilution dans le milieu
ambiant sous l'effet des composantes
turbulentes de la vitesse u^*

=MELANGE

Transport et mélange sont les deux mouvements élémentaires de l'eau qui sont à la base de l'hydrodynamique.

Dans de nombreux cas pratiques, la mise en mouvement des eaux ne se fait pas dans un milieu de densité homogène. En effet en milieu marin apparaît une stratification plus ou moins importante. Cette stratification est due à une différence de densité entre les différentes couches liquides ; par définition, la stratification est densimétrique (par exemple eaux douces et eaux salées). On peut également voir apparaître une stratification thermique lorsque celle-ci résulte des cycles journaliers et annuels de variations de températures atmosphériques et marines ainsi qu'une stratification de turbidité.

Cette stratification va avoir des effets sur les processus hydrodynamiques. La stratification a pour conséquence d'empêcher le mélange en limitant la diffusion turbulente, laquelle tend à détruire la stratification. Le rapport entre la tendance à la stabilité due à la stratification et la tendance à la diffusion due à la turbulence est caractérisé par le nombre adimensionnel de Richardson Ri .

$$Ri = \frac{(l/\rho)g(\delta\rho/\delta z)}{\delta u/\delta z}$$

Avec $\delta\rho/\delta z$ le gradient de densité, $\delta u/\delta z$ le gradient vertical de la vitesse horizontale

Si **$Ri < 0,5$** la tendance au mélange l'emporte et la stratification pourra être détruite
 $Ri > 2$ la tendance à la stratification l'emporte et la diffusion turbulente pourra être négligée

II.3 Intrusion saline, circulation induite et classification des estuaires

Dans les estuaires l'eau douce apportée par les fleuves se mélange avec l'eau de mer sous l'effet combiné de la marée, de la circulation de densité et des courants dus aux vents. L'intensité du mélange conditionne l'apparition de gradients de salinité longitudinaux, verticaux et latéraux impliquant un courant résiduel.

Le mécanisme initiateur de cet écoulement peut se résumer ainsi ; la salinité supérieure en aval de l'estuaire entraîne un gradient de densité aval - amont maximum au fond. Le courant près du fond est ainsi dirigé vers l'amont. L'équilibre dynamique, qui suppose un courant résiduel nul hors débit fluvial, est mis en place en raison de la pente de surface qui provoque un courant barotrope (uniforme sur la verticale) dirigé vers l'aval. Cet écoulement se superpose de façon non linéaire au courant alternatif de marée. La circulation résultante est dirigée vers l'aval en surface et vers l'amont près du fond.

Les conditions de mélange entre eau douce et eau de mer influencent largement les structures hydrodynamiques dans les estuaires. Différents types de circulation estuarienne ont été définis en fonction de l'intensité et de la variabilité de ces gradients de densité, donc de la structure saline par rapport à la circulation de marée. D'autres paramètres tels que la morphologie de l'estuaire, la température de l'eau et les conditions météorologiques agissent de manière secondaire sur l'écoulement en estuaire.

Les variations des débits fluviaux et des volumes d'eau introduits par la marée ont été utilisées pour établir une classification des estuaires. De manière générale, il est montré que plus ce rapport est grand (débit fluvial sur volume de flot), plus le mélange est faible et par conséquent les gradients verticaux sont élevés. Ils seront donc maximum en période de morte eau et de crue, tandis qu'en vives eaux et en étiage la structure de l'estuaire sera plus homogène. Nous décrirons ici la classification établie par Pritchard (1955). Il est important de remarquer qu'en raison de la forte variabilité des conditions de marées et de débits fluviaux, un estuaire pourra être classé dans une catégorie pour des conditions données et dans une autre pour des conditions différentes.

I.1 Estuaire à coin salé

Le rapport entre le débit fluvial et le volume d'eau entrant avec le jeu de la marée est très grand dans les estuaires à coin salé. Le marnage est faible et l'eau douce, moins dense que l'eau de mer, s'écoule au dessus de l'eau salée qui forme un coin salé (Dyer, 1986). A l'embouchure, ce coin salé occupe toute la colonne d'eau et il s'amenuise vers l'amont. Sa position dépend principalement des débits fluviaux (figure I.1).

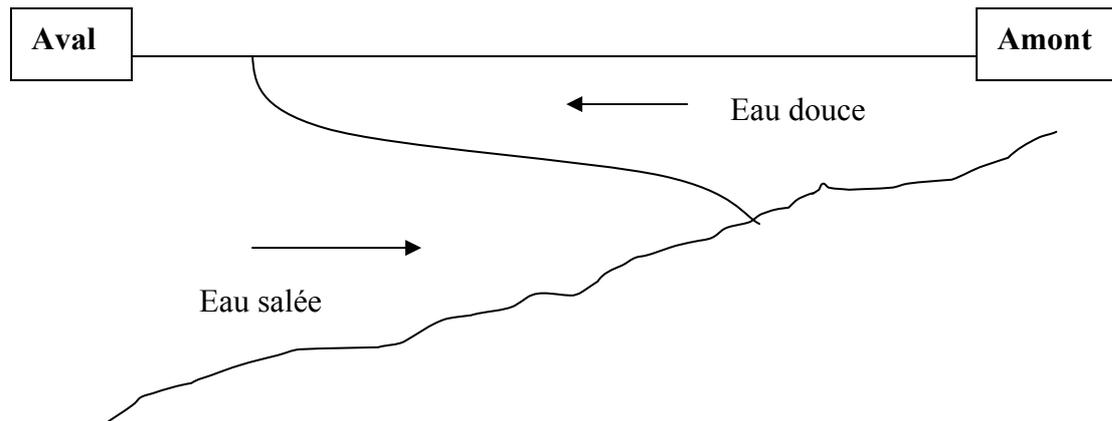


Figure I.1 : représentation de la circulation dans un estuaire à coin salé (Dyer, 1986).

L'écoulement dû à la marée étant faible, l'eau salée reste quasi stationnaire alors que le débit d'eau douce est relativement important. En conséquence un cisaillement apparaît à l'interface. Si ce cisaillement est assez fort, il va provoquer en surface des vagues, appelées ondes internes. Ces ondes peuvent déferler et entraîner de l'eau salée vers la couche de surface plus turbulente. Ce phénomène d'entraînement correspond au seul mélange d'eau salée dans de l'eau douce. La salinité de la couche de surface augmente vers l'aval tandis que l'eau salée est renouvelée par le fond par des apports d'eau de mer. En raison de la stratification importante, le mélange horizontal est négligeable par rapport au mélange vertical.

I.2 Estuaire partiellement mélangé

Pour des volumes de marées plus importants, le va et vient de cette masse d'eau va générer de plus forts courants. Le frottement sur le fond provoque alors une contrainte de cisaillement générant de la turbulence. Cette turbulence va provoquer un mélange de la couche d'eau plus efficace que dans le cas des estuaires à coin salé, car en plus du mouvement de l'eau salée dans l'eau douce il y a aussi apport d'eau douce dans l'eau salée.

La couche de surface garde son mouvement de l'amont vers l'aval, mais à cause des mélanges dus à la turbulence, la salinité y est plus importante que dans les estuaires à coin salé. Pour évacuer le volume d'eau salée plus important, la vitesse d'écoulement de la couche de surface est plus forte. Pour compenser la diminution de la salinité dans la couche de fond, l'apport d'eau de mer est plus important que dans un estuaire à coin salé. La circulation résiduelle provoquée par ce mélange montre un courant de flot supérieur au courant de jusant au fond et inversement en surface. Les profils de vitesses et de salinité représentatifs d'un estuaire partiellement mélangé sont reproduits sur la figure I.2.

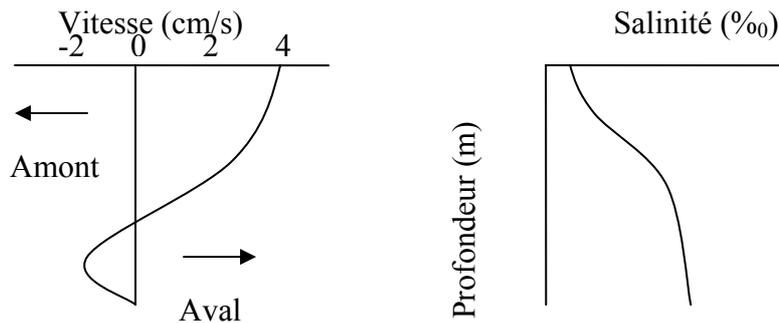


Figure I.2 : Profils, moyennés au cours de la marée, de la vitesse et de la salinité dans un estuaire partiellement mélangé (Dyer, 1986).

L'intensité de la turbulence varie au cours du cycle morte eau/vive eau car le marnage peut doubler en vive-eau. Les forts courants de vive eau augmentent les échanges entre les masses d'eau salée et d'eau douce, modifiant ainsi la répartition verticale saline.

En amont de l'intrusion saline, l'écoulement résiduel est dirigé vers l'aval sur toute la colonne d'eau et il n'y a plus de stratification. Une zone de convergence des courants résiduels près du fond, appelée « point nodal », se forme. Ce point joue un rôle important dans le piégeage des sédiments en suspension. Sa localisation dépend du marnage et du débit fluvial. Ce phénomène est commun aux estuaires à coin salé et aux estuaires partiellement mélangés.

Si le débit fluvial augmente, les turbulences, provoquées par la marée, peuvent ne plus être suffisamment efficaces pour activer le mélange à l'interface. L'estuaire partiellement mélangé devient alors un estuaire à coin salé.

I.3 Estuaire bien mélangé

Dans les estuaires bien mélangés, les courants de marée deviennent prépondérants face aux débits fluviaux, la turbulence est alors suffisamment importante pour mélanger toute la colonne d'eau. Les gradients verticaux de densité s'estompent. Ces estuaires sont généralement peu profonds avec un fort marnage. Il ne peut se développer de circulation résiduelle gravitationnelle mais des variations latérales de salinité peuvent apparaître. Si l'estuaire est très large et peu profond, la force de Coriolis est importante et peut provoquer une circulation préférentielle avec un écoulement résiduel d'eau douce par un côté et l'entrée d'eau salée par un autre.

I.4 Indices de stratification

Nombreux sont les indices proposés pour caractériser la stratification saline des estuaires afin de les comparer entre eux. Quelques uns de ces indices seront décrits ici.

Simmons (1955) a repris la classification de Pritchard en plaçant chaque catégorie d'estuaire dans un graphique représentant le rapport entre le volume d'eau introduit par la marée et le débit fluvial multiplié par une demi période de marée en fonction du débit fluvial.

Hansen et Rattray (1966) ont proposé une méthode de classification des estuaires en fonction de deux paramètres : l'indice de stratification I_s et l'indice de circulation I_c (figure I.3).

$$I_s = \Delta S/S_0, \quad I_c = U_s/u$$

Avec: ΔS : différence de salinité entre fond et surface

S_0 : salinité moyenne pour une section de l'estuaire

U_s : vitesse résiduelle moyenne de surface,

u : vitesse moyenne pour une section (rapport du débit fluvial et de la section).

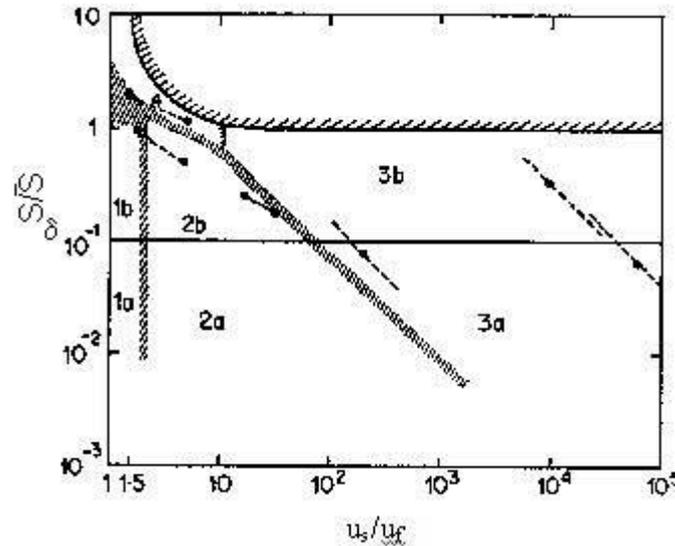


Figure I.3 : Diagramme de classification de Hansen et Rattray, 1966.

Quatre régions du plan (I_s , I_c) sont alors définies pour déterminer quatre types d'estuaire :

- ✓ Type 1 : l'écoulement résiduel est dirigé vers l'aval sur toute la colonne d'eau (1 a : la stratification est faible, 1 b : stratification non négligeable)
- ✓ Type 2 : l'écoulement résiduel s'inverse en profondeur, l'advection et la dispersion ont une influence semblable (2 a : peu de stratification, 2 b : stratification non négligeable)
- ✓ Type 3 : l'écoulement résiduel s'inverse en profondeur, l'advection est prépondérante sur la dispersion (3 a : peu de stratification, 3 b : stratification non négligeable)
- ✓ Type 4 : La stratification est très importante, c'est le cas des estuaires à coin salé.

Migniot (1982) s'appuie sur le nombre d'estuaire Ne , qui traduit l'intensité du mélange, tel que :

$$Ne = V_0 (F_0^2/QT) \quad \text{et} \quad F_0 = U_{\max}/\sqrt{gH_0}$$

Avec : V_0 : Volume d'eau entrant dans l'estuaire en flot

F_0 : Nombre de Froude

U_{\max} : vitesse maximale de flot à l'embouchure

Q : débit fluvial

T : période de marée

Pour $Ne < 0,08$, l'estuaire présente un coin salé

Pour $0,08 < Ne < 0,5$ l'estuaire est partiellement mélangé

Pour $Ne > 0,5$ l'estuaire est bien mélangé

I..5 Distinction Estuaire / Delta

De nombreuses classifications existent également pour différencier Estuaires et deltas. Schématiquement ces classifications tiennent compte soit des processus physiques, soit de la géologie et de la géomorphologie.

Il est généralement considéré qu'une embouchure est définie comme delta si le sédiment apporté par le fleuve n'a pas eu le temps d'être remobilisé par les agents dynamiques marins et progradent ainsi vers le large. Il s'agit de la définition géologique qui s'appuie sur les enregistrements sédimentaires décrits d'après des carottes. Si ce type d'information n'est pas disponible, et c'est le cas pour de nombreuses embouchures mondiales, de nombreux auteurs ont développé des classifications basées sur les processus physiques ainsi que sur la géomorphologie des embouchures. Une analyse synthétique de ces classifications (Perillo, 1995, Dalrymple et al, 1992 a été entreprise afin de caractériser des embouchures dont les dépôts sédimentaires ne sont pas connus. Toutes ces classifications forment une série continue entre estuaires et deltas, se basant sur l'amplitude du marnage (Hayes, 1975), sur des modèles de faciès et de l'évolution des systèmes en fonction des agents dynamiques dominants tels que les fleuve, la marée ou le houle (Dalrymple et al, 1992). Cette dernière classification reste cependant très géologique sans prendre en compte de critères géomorphologiques tels que la distribution des sédiments fins et des suspensions qui peuvent cependant couvrir de 60 à 90% des dépôts sédimentaires estuariens (Perillo, 1995). Les critères morphologiques de classification sont encore très utilisés car ils tiennent compte de facteurs à la fois physiologiques et hydrodynamiques tels que l'hydrologie, l'énergie de la houle, le marnage, les facteurs biosédimentologiques, la sédimentologie et la minéralogie ainsi que la tectonique et la néotectonique (Fairbridge, 1980). Un essai de classification de l'estuaire du Konkouré est présenté au chapitre IV.

II.3 Propagation de l'onde de marée dans les estuaires

En raison des petites dimensions des estuaires, la marée y est peu affectée par l'attraction du soleil et de la lune mais résulte de la propagation de l'onde océanique incidente. Cette onde agit comme un moteur en provoquant une oscillation forcée périodique. Dans les estuaires, l'onde de marée est déformée par plusieurs facteurs tels que le frottement au fond, la convergence des berges etc. Ces facteurs sont détaillés dans les paragraphes suivants.

I..1 Effet des variations de hauteurs d'eau

Dans les estuaires l'onde de marée se propage dans de faibles profondeurs. Or cette onde de surface a une célérité égale à \sqrt{gH} . En conséquence, la crête (à pleine mer, donc avec plus de hauteur d'eau) se propage plus vite que le creux (à basse mer). En se déplaçant vers l'amont, la courbe de marée s'éloigne de la forme sinusoïdale, la marée montant de plus en plus rapidement et descendant de plus en plus lentement (Allen et al. 1980). Plus la hauteur d'eau est faible et le marnage important, plus l'asymétrie entre marée montante et marée descendante est importante, ce qui peut aller jusqu'à provoquer un phénomène de mascaret (vague remontant le fleuve) encore présent dans la Garonne et la Dordogne. De plus, une asymétrie apparaît aussi entre les étales : l'étale de pleine mer est long tandis que l'étale de basse mer est très court.

La déformation de l'onde de marée provoque une modification des courants de marée. En étiage, le flot est plus court que le jusant en conséquence les vitesses de flot sont supérieures à celles de jusant. Par contre, en crue, cette asymétrie est réduite en surface en raison de la circulation de densité et les vitesses de jusant peuvent, en surface, être supérieures à celles de flot.

I.2 Effet du frottement au fond

Lorsque les profondeurs sont faibles, le frottement au fond affecte toute la colonne d'eau et s'avère donc être un paramètre important pour la propagation de la marée dans les estuaires. Le frottement induit des vitesses de fond inférieures aux vitesses de surface. Le gradient de pression généré par le gradient de surface libre est quant à lui constant sur la profondeur, la quantité de mouvement horizontale du fluide près du fond peut être plus rapidement contrebalancée par le gradient de pression que la quantité de mouvement du fluide près de la surface. Du fait du frottement, les pleines mers et les basses mers se produisent plus tard lorsque l'on remonte l'estuaire (retard d'environ 2 minutes par kilomètre). Ainsi les renverses de courant ne sont pas en quadrature avec les étales de hauteurs d'eau mais elles les suivent de peu.

L'effet du frottement s'oppose aux effets de convergence et de la remontée des fonds

I.3 Effet du débit fluvial

Les sections de l'estuaire sont croissantes d'amont en aval. La vitesse de l'écoulement fluvial peut alors réduire la célérité dans l'estuaire. Si le débit fluvial est fort, le niveau de surface reste élevé pendant toute la marée et il se produit, en amont une surélévation de la surface de l'eau à basse mer. On pourra alors observer des basses mers écrêtées par le débit fluvial. La limite de propagation de la marée est déplacée vers l'aval et l'amplitude de la marée est modifiée (Dyer, 1986).

I.4 Effet de la convergence des berges

En général, la largeur d'un estuaire diminue d'aval en amont. La convergence des berges entraîne une concentration de l'onde de marée et donc une augmentation de l'amplitude de la marée. La réflexion de l'onde sur les berges a le même effet. Par contre, le frottement sur le fond diminue l'amplitude de la marée.

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

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

Le Floch (1961) a montré analytiquement, qu'il existe un coefficient de convergence critique β_{crit} , tel que :

$$\beta_{crit} = k / 2 \sqrt{gH}$$

Avec λ : largeur de l'embouchure
 β : coefficient de convergence
 x : distance depuis l'embouchure
 k : coefficient de frottement (supposé linéaire)
 H : hauteur d'eau

Si $\beta < \beta_{crit}$, l'estuaire est dit hyposynchrone, l'onde de marée est amortie et le marnage diminue vers l'amont (figure I.4).

Si $\beta = \beta_{crit}$, l'estuaire est dit synchrone, les effets de la convergence et du frottement s'équilibrent et l'amplitude de marée reste constante.

Si $\beta > \beta_{crit}$, l'estuaire est dit hypersynchrone, c'est-à-dire que la perte d'énergie par friction est faible au regard de la convergence. L'amplitude de marée va augmenter vers l'amont.

On notera que l'estuaire du Konkouré est hypersynchrone.

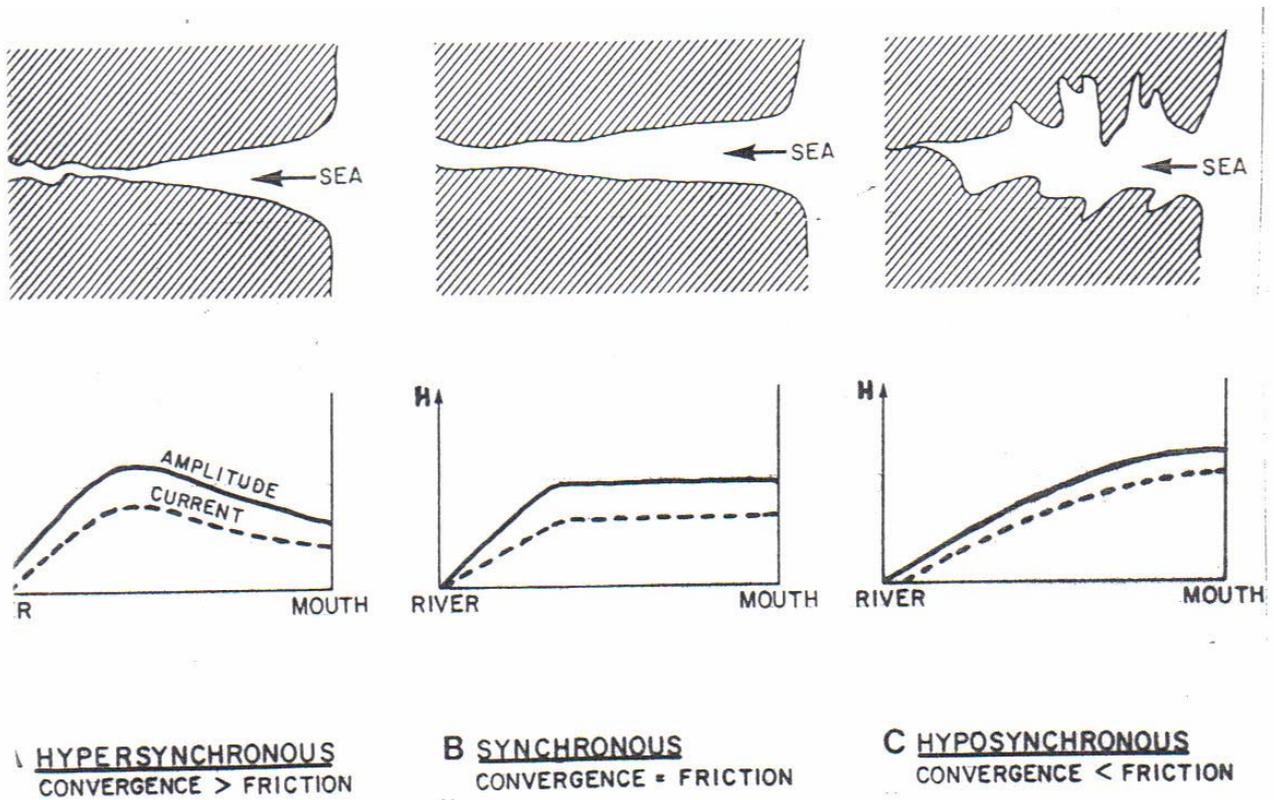


Figure I.4: Exemples de types estuariens et de l'évolution des amplitudes vers l'amont.

L'équilibre entre les trois phénomènes (frottement, convergence, réflexion), qui dépend de la hauteur d'eau et de la topographie, est très complexe, donc difficile à préciser sans modèle numérique. Cet équilibre va permettre de décrire l'estuaire. En général, le frottement ne devient prépondérant que dans les zones peu profondes à l'amont. Un estuaire peut être hypersynchrone dans une partie et hyposynchrone dans une autre. Il peut aussi changer de catégorie en fonction des conditions de marée et de débit fluvial.

I.5 Effets des estrans peu pentus

Le découverture et recouvrement pendant la marée des rives latérales lorsqu'elles sont peu pentues peut modifier la distribution des courants. La section ne varie pas linéairement avec la profondeur et il y a une diminution rapide des vitesses quand les hauteurs d'eau augmentent, avec un écart important entre le chenal d'écoulement principal et les bancs latéraux.

On considère que ces zones participent au stockage de l'eau mais contribuent très peu à l'écoulement proprement dit qui se concentre dans les chenaux. La sédimentation y sera favorisée tandis qu'il n'y aura pas de dépôt dans les chenaux.

II.3 Transport des sédiments fins en estuaire

Une quantité importante de sédiments transite dans les estuaires. Ces sédiments ont plusieurs origines : ils proviennent soit d'apports fluviaux, soit d'apports marins soit de l'érosion des rives et du fond même de l'estuaire. En ce qui concerne les vases (sédiments de diamètre inférieur à $63\mu\text{m}$), le transport s'effectue en suspension. La caractéristique la plus remarquable de transport des sédiments fins cohésifs est la présence d'un maximum de turbidité, appelé « bouchon vaseux » (Glangeaud, 1938).

La localisation de ce bouchon vaseux dépend essentiellement dans les estuaires entre autre du débit fluvial et de la marée. La valeur de la concentration maximale de ce bouchon vaseux varie dans la littérature de quelques dizaines de milligrammes par litre à plusieurs grammes par litre en fonction des estuaires et du moment de la marée. Une explication des mécanismes de formation de ce bouchon vaseux est donnée ci après.

D'autres processus hydrosédimentaires affectent le comportement des sédiments fins en suspension dans les estuaires. Turbulence, floculation, vitesse de chute, etc. seront étudiées dans le cadre de la modélisation des processus.

I.1 Effet de l'asymétrie de marée

Dans les estuaires macrotidaux (marnage $> 4\text{m}$), l'onde de marée est déformée lors de sa propagation vers l'amont. Les vitesses de flot supérieures à celles de jusant et le frottement, proportionnel au carré de la vitesse, suivent la même tendance. Or le flux d'érosion est directement induit par le cisaillement sur le fond. En conséquence, le flot a une action érosive supérieure à celle du jusant. Il s'en suit un mouvement préférentiel des sédiments vers l'amont (figure I.5) jusqu'au point où le courant dû à l'écoulement fluvial devient prépondérant pour le transport (Allen et al, 1980). L'effet de l'asymétrie des courants de marée sur le transport des sédiments cohésifs peut être schématisé comme sur la figure I.6.

De plus, en raison de l'asymétrie entre le flot et le jusant, la sédimentation est favorisée pendant l'étale de fin de flot car ce dernier est plus long que celui de fin de jusant (Postma, 1967). Les sédiments en suspension formant le bouchon vaseux vont donc préférentiellement, se déposer durant l'étale de flot, dans la partie amont de l'estuaire.

Ces deux mécanismes, en favorisant un transport des suspensions vers l'amont, induisent un piégeage des sédiments en aval du point où le régime fluvial est dominant. Ce point de piégeage se déplace vers l'amont quand le débit fluvial diminue, et inversement lorsque le débit fluvial augmente. Ce type de transport est, dans le cas des estuaires macrotidaux, prépondérant sur la circulation de densité.

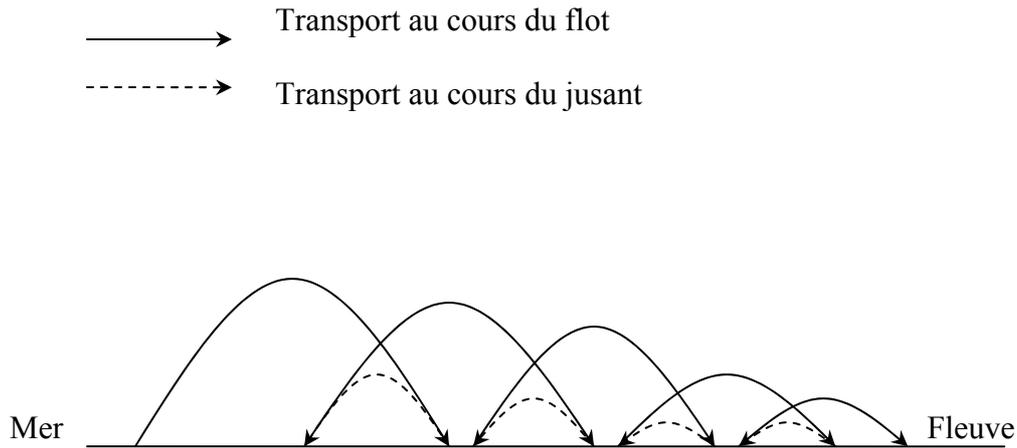


Figure I.5 : Transport des sédiments cohésifs en estuaire, d'après Van Leussen, 1988.

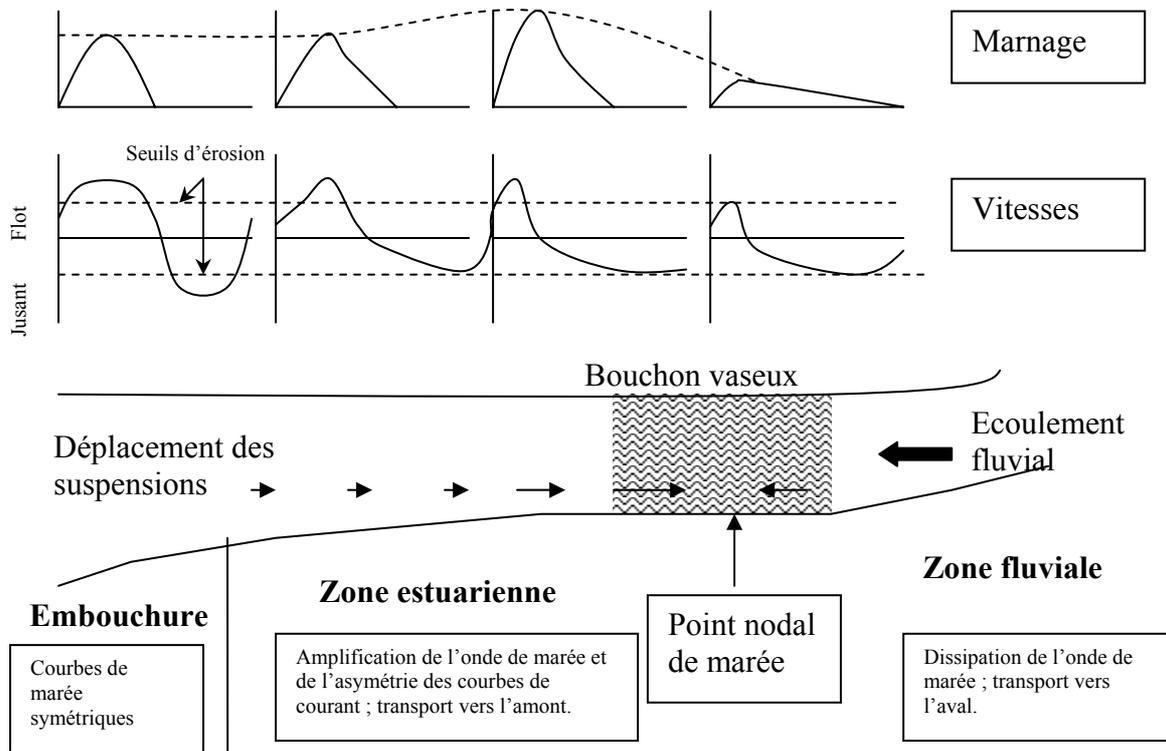


Figure I.6 : Schéma du transport tidal net et piégeage des sédiments dans un estuaire macrotidal avec une faible circulation de densité (D'après Allen et al, 1980).

En vive-eau, les forts courants sont capables d'éroder et de maintenir les sédiments en suspension. A l'étape, les sédiments se déposent et forment une couche de vase fluide qui est remise en suspension par les courants de flot ou de jusant. Quand les coefficients de marée décroissent, les courants deviennent moins forts et ne peuvent plus remettre en suspension les sédiments. La durée de l'étape augmente également ce qui favorise les dépôts. Le maximum de turbidité est alors moins concentré et une couche de vase, en général appelée « crème de vase » se forme près du fond. Pendant la morte-eau, cette couche commence à se consolider

par compaction. Au revif (croissance des amplitudes de marée) une partie des sédiments consolidés est érodée mais une autre partie ne peut être remise en suspension. On aura alors un dépôt net pendant le cycle morte-eau / vive-eau (Sanchez et Grovel, 1994).

I.2 Effet de la circulation résiduelle

En présence de stratification saline, on observe un écoulement résiduel d'eau dirigé vers le continent au fond et dirigé vers l'aval en surface. Les suspensions sont réparties dans la partie amont de l'intrusion saline, là où les courants prédominants sont dirigés vers l'amont au fond et vers l'aval en surface. Les suspensions provenant du fleuve atteignant cette zone sont ramenées vers l'amont par l'écoulement. Elles sont alors piégées au point de convergence de l'écoulement résiduel sur le fond, appelé point nodal, au-delà duquel toute la masse d'eau est fluviale et les courants moyens dirigés vers l'aval. Les mélanges verticaux peuvent également faire remonter ces particules dans les couches superficielles et donc les transporter vers l'aval jusqu'à ce qu'elles chutent à nouveau dans la couche inférieure, amorçant ainsi un nouveau cycle (Castaing, 1981).

Les suspensions sont transportées vers l'aval par l'écoulement fluvial. A l'embouchure, le mélange à l'interface entre l'eau douce et l'eau salée provoque un transfert des sédiments du fond vers la surface. En raison de la floculation, quand la salinité augmente, les particules en surface chutent dans la couche de fond, où le mélange est plus faible. Ils rejoignent alors les sédiments apportés par la mer, qui se dirigent vers l'amont.

Ce phénomène est d'autant plus marqué que le débit fluvial est élevé et le marnage faible. En revanche, de forts courants de marée favorisent le mélange des masses d'eau et empêchent l'établissement de la circulation de fond vers l'amont. Dans les estuaires macrotidaux, la circulation résiduelle peut jouer un rôle important en cas de forts débits fluviaux et en morte eau tandis qu'elle restera toujours peu importante en vive eau.

II.3 Processus affectant les sédiments fins

De nombreux processus affectent le comportement des sédiments fins en estuaire : érosion, dépôt, consolidation, floculation... La plupart de ces processus sont complexes et encore mal connus pour être formulés mathématiquement de manière universelle.

I.1 Comportement des sédiments fins dans la colonne d'eau

Une particule en suspension dans la colonne d'eau est soumise à différentes forces : la force de gravité, qui est proportionnelle à la masse de la particule, la force de la poussée d'Archimède et la force opposée par l'eau au mouvement. On assiste donc à un savant équilibre entre ces différentes forces qu'il s'agit de quantifier afin de prévoir le comportement des particules. Si les forces de gravité sont supérieures à la poussée d'Archimède ; les particules vont sédimenter. Si le régime d'écoulement est important, les particules seront transportées en suspension et si le régime est encore plus fort, alors les particules pourront être arrachées du fond pour être remises en suspension, puis transportées.

Le transport des sédiments fins dans la colonne d'eau peut s'effectuer selon deux mécanismes fondamentaux : le transport par charriage et le transport en suspension. Cette distribution dépend des contraintes agissant sur les particules élémentaires. Le transport s'effectue en

suspension lorsque la particule est maintenue au dessus de la surface du fond par la turbulence, ce qui est le cas des sédiments fins cohésifs en général. Le transport vertical des sédiments dépend aussi de leur vitesse de chute, et donc de leur taille et de leur densité.

I..2 Transport en suspension

La turbidité permanente des estuaires est le résultat des apports de particules des fleuves et de l'océan. Des dépôts se forment dans les zones de faible hydrodynamique, là où les courants sont faibles. On va ainsi distinguer trois types de matériel :

- Les matières en suspension (MES), qui se déplacent horizontalement et verticalement au cours du cycle de marée, avec des concentrations variables allant de quelques mg/l à quelques g/l.
- La vase fluide ou crème de vase, qui se déplace sur le fond et qui se tasse si elle n'est pas remise en suspension, avec des concentrations de l'ordre de quelques dizaines de g/l.
- La vase consolidée, qui forme le fond et qui peut résister à l'érosion pendant de longues périodes et se consolider, avec des concentrations pouvant atteindre quelques centaines de g/l.

Cette distinction entre ces trois types de matériel est arbitraire car la nature présente une série continue entre ces différents états. Les sédiments passent de l'un à l'autre de ces types au cours des cycles pleine mer/basse mer et du cycle morte eau/vive eau en fonction de l'intensité des courants.

Le transport des sédiments cohésifs en estuaire se fait quasiment exclusivement en suspension. Les particules mises en mouvement par la force induite par l'écoulement sont transportées en suspension si les composantes verticales ascendantes des fluctuations de la vitesse turbulente sont supérieures à la vitesse de chute, Bagnold (1956).

En vive eau ; au maximum d'intensité des courants de flot et de jusant, les sédiments sont présents en suspension et on observe un profil vertical homogène. Quand les vitesses diminuent, les particules commencent à chuter, car le cisaillement n'est plus suffisant pour maintenir ces dernières en suspension sur toute la colonne d'eau. A l'étales courants, quasi nuls, permettent un dépôt massif des particules en suspension.

On pourra alors assister à la formation d'une couche de crème de vase, cependant cela n'est possible qu'avec de fortes concentrations de matières en suspension et des taux de sédimentation élevés. Si le taux de sédimentation est faible, les particules vont sédimenter et on assistera alors à un transfert direct vers les dépôts au fond sans créer de crème de vase (Hosseini, 1999).

En période de déchet, où l'amplitude de marée est décroissante, la crème de vase déposée à l'étales n'est pas remise en suspension par les courants de flot et de jusant. La valeur du seuil d'érosion augmente en raison de la consolidation de la vase, Clarke et Elliot (1998). En période de morte eau stricte la vase déposée précédemment pourra même résister au cycle pleine mer/basse mer sans être érodée. Lors du revif suivant par contre, elle sera partiellement ou totalement érodée et remise en suspension par les courants de flot et de jusant. En effet la tension critique au fond augmente significativement et le seuil d'érosion est dépassé : le matériel est alors extrait du lit. Si la totalité de cette couche de crème de vase n'est pas érodée,

la quantité de vase consolidée va augmenter avec le temps et on pourra observer une structure sédimentaire formée de fines couches superposées.

Migniot (1968) a étudié la remise en suspension des sédiments déposés par la houle sur des vases de natures différentes. Il a démontré que cet effet s'atténue rapidement avec la profondeur (à quelques centimètres au dessous de la surface). Une fois remis en suspension par la houle, les sédiments peuvent être transportés par les courants de marée. Cette remise en suspension des sédiments déposés sur le fond peut être engendrée également par les phénomènes liés à la houle tels que le clapot, induit par les vents dans les estuaires. Cette agitation locale aura le même effet que l'action des houles par action orbitale.

I.3 Floculation et vitesse de chute

La vitesse de chute est une des caractéristiques principales des particules en suspension dans l'eau. Elle apparaît notamment dans l'expression du flux de dépôt. Ce paramètre dépend à la fois de l'état de la particule (densité, taille, nature), de la concentration dans la colonne d'eau, mais aussi de l'écoulement (turbulence et cisaillement) et de la salinité.

Les sédiments fins sont soumis à des forces électrochimiques de surface qui sont prépondérantes sur les forces de volumes car ils sont de petite taille. Les particules vont donc interagir entre elles. La charge globale des particules pourra alors être négative et si on ne considère que les forces électrostatiques, elles se repoussent. Mais ces particules sont également soumises à des forces moléculaires attractives : les forces de Van der Waals.

Les eaux salées, les ions Na^+ et K^+ présents en solution dans le fluide sont adsorbés par le sédiment, ce qui neutralise la charge négative des particules. Les forces attractives jouent alors un rôle prépondérant. Les particules peuvent alors s'assembler pour former des floes de dimension largement supérieures à celles des éléments les constituant. A concentration de matière en suspension égale, cette propriété de cohésion augmente avec la proportion en particules fines dans le sédiment (Dyer, 1986).

La charge négative de la particule décroît de manière exponentielle quand la salinité augmente. En conséquence, la floculation augmente très rapidement avec la salinité quand la concentration en matières en suspension est suffisamment forte. Les matières organiques ont tendance à amplifier la floculation également car les liens qui sont alors formés entre les particules sont plus difficiles à détruire. On appelle ce phénomène l'agrégation ou pelletisation biologique.

Mais l'intensité des forces de Van der Waals diminue rapidement avec la distance entre les particules. Quand les particules sont suffisamment déstabilisées, l'agglomération des particules en suspension s'effectue quand elles entrent en collision. Pour flocculer, les particules doivent donc entrer en collision. Trois mécanismes favorisent les collisions interparticulaires (Van Leussen, 1994) :

- **Le mouvement brownien**, qui est un mouvement aléatoire des particules dans le fluide généré par l'énergie thermique des molécules d'eau. Il est efficace seulement en eaux calmes, pour des tailles inférieures à $1\mu\text{m}$ et de fortes concentrations (supérieures à 10 g/l).

- **Les gradients de vitesse dans le fluide.** La vitesse de chute du sédiment varie avec la taille des particules. En conséquence, un agrégat dense chutant pourra entrer en collision avec un agrégat moins dense, plus petit ou plus léger. Ce mécanisme intervient surtout quand la vitesse de l'écoulement est faible.
- **La chute différentielle des particules en suspension.** Les gradients locaux de vitesse limitent l'accroissement de la taille des agrégats, qui sont facilement désagrégés sous l'effet du cisaillement induit par l'écoulement du fluide. Mais ils favorisent aussi les collisions entre les particules élémentaires et les flocs séparés d'une distance inférieure à la somme de leurs rayons. Ce phénomène est prépondérant dans les estuaires, excepté aux moments des étales.

De nombreuses lois empiriques sont basées sur une expression de la vitesse de chute en fonction de la concentration. Pour des concentrations inférieures à 10 g/l, la floculation est accélérée par la collision entre les particules qui chutent à des vitesses différentes (figure I.7). Ainsi Krone (1962) indique que :

- les particules sédimentent sans interférences pour des concentrations de matières en suspension inférieures à 300 mg/l

$$W_s = (2gD/C_d)((\rho_s/\rho)-1)^{1/2}$$

- Pour des concentrations modérées, supérieures à 0,3 g/l, la floculation devient efficace, et la vitesse de chute moyenne d'un ensemble de particules augmente avec la concentration (Krone, 1993) :

Loi du type : $w_s = kC^m$

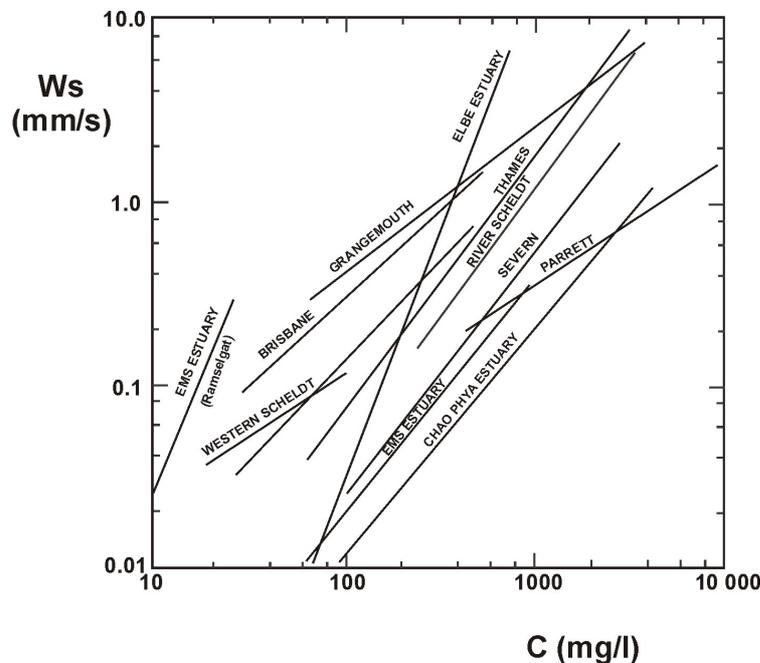


Figure I.7: Vitesses de chute en fonction des concentrations (d'après Van leussen, 1994).

- pour des concentrations supérieures à 10 g/l, les flocs se gênent dans leur chute et on parle de chute entravée (figure I.8), les fluides s'échappent des espaces floculaires :

$$W_s = W_{s0}(1-k_2C)^\beta$$

Où W_{s0} est la vitesse de chute calculée en fonction du diamètre de la particule d'après la formule de Stokes, k_1 et k_2 sont des constantes empiriques déterminées en fonction de la nature de la vase, g l'accélération due à la gravité, C_d le coefficient de traction exercé par le fluide, D le diamètres des particules, ρ_s la densité du sédiment, ρ la densité de l'eau. kC exprime une concentration volumique. Les valeurs de β varient entre 2,32 et 4,65.

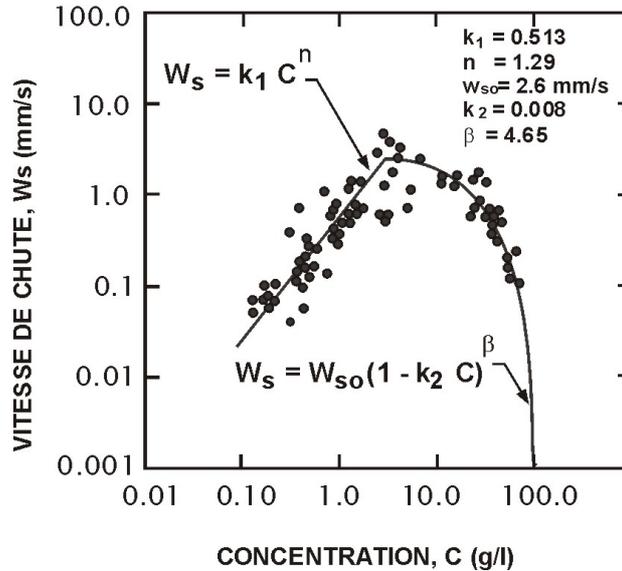


Figure I.8 : Expériences de Thorn (1981) dans la Severn, où l'on voit la continuité des domaines de la floculation (ou chute accélérée) et de l'entravement.

Migniot (1982) donne une loi pour la vitesse de chute déduite d'expériences réalisées en laboratoire (figure I.9). Il observe les mêmes tendances avec des valeurs absolues différentes en raison de l'influence des conditions d'expérimentation de laboratoire :

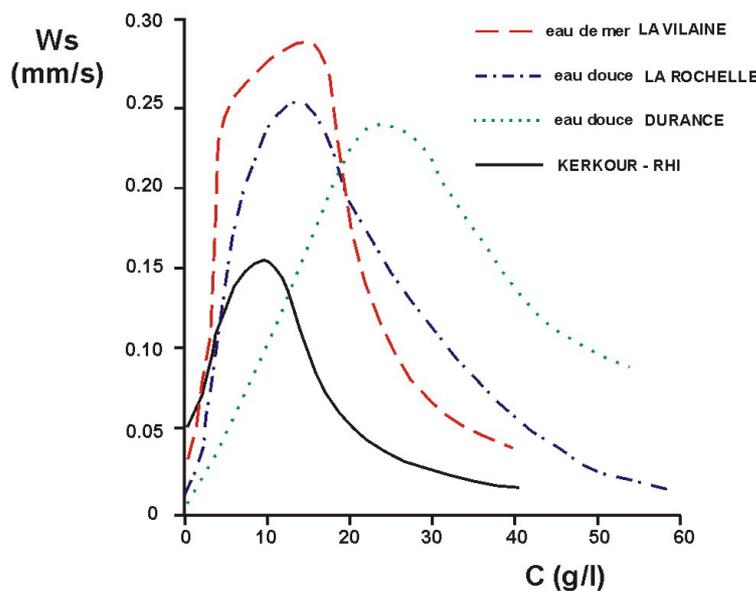


Figure I.9: Expérience de Migniot, montrant les mêmes tendances que Thorn (1981).

La salinité et la concentration en matières en suspension vont également jouer sur la vitesse de chute (figure I.10) puisqu'elles vont également agir sur les phénomènes de floculation (Van Leussen, 1994).

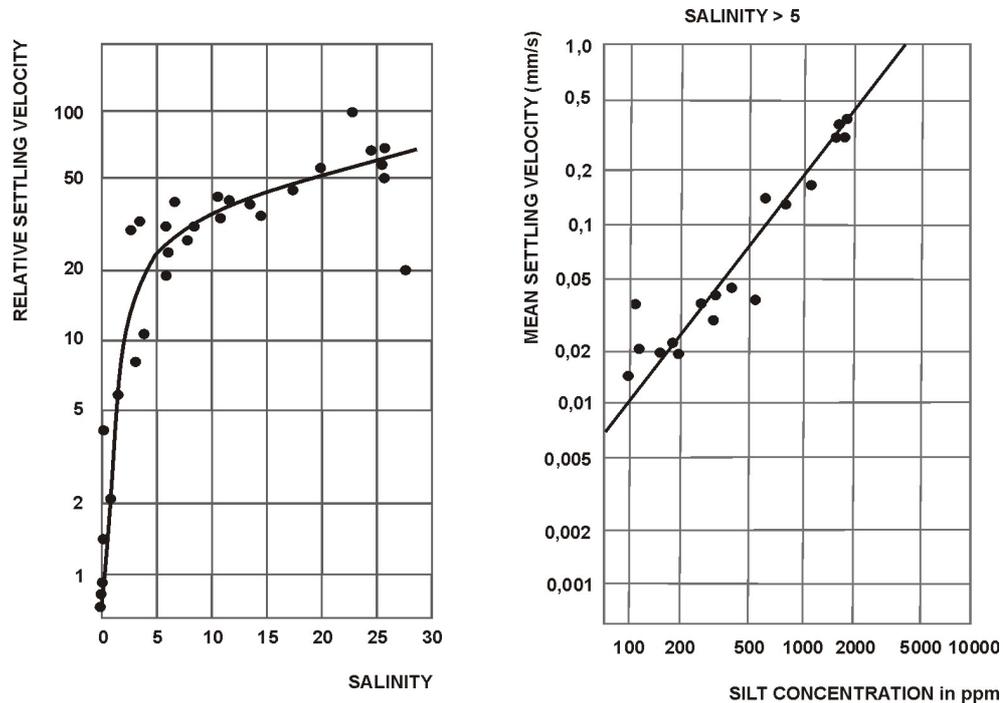


Figure I.10: Influence de la salinité et de la concentration en matières en suspension sur la vitesse de chute, d'après Van Leussen, 1994.

I..4 Turbulence : influence des sédiments en suspension sur l'écoulement

La turbulence maintient les sédiments en suspension en s'opposant au flux des particules qui chutent. Dans ces conditions d'équilibre et en absence d'écoulement vertical, le flux de particules qui chutent est égal au flux vertical turbulent. La distribution des sédiments dans la colonne d'eau dépend de la répartition entre ces deux phénomènes (figure I.11). Les interactions entre turbulence et sédiments peuvent se résumer selon deux actions :

- D'une part, la structure verticale du profil de concentration est modifiée par la turbulence
- D'autre part, les cisaillements, et donc les processus à l'interface eau-sédiment, sont affectés par de forts gradients de concentration en matière en suspension dans la colonne d'eau.

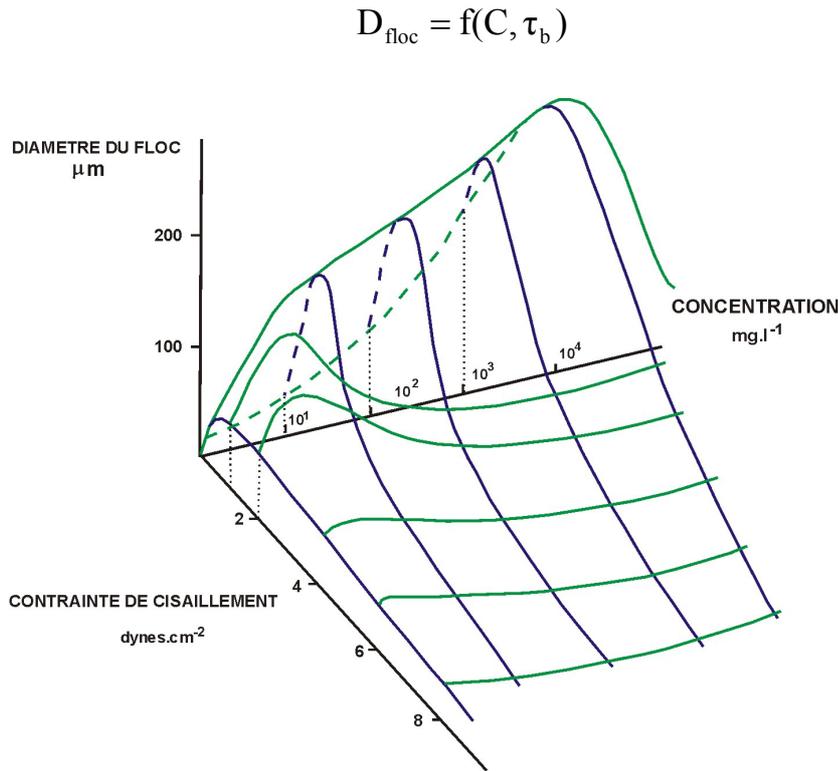


Figure I.11: Evolution de la taille des floes en fonction de la concentration en matières en suspension et de la turbulence, d'après Dyer 1990, vérifié in situ par Manning et al, 2002.

La variation de la concentration sur la verticale peut être décrite telle que:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \frac{\partial W_s \bar{C}}{\partial z} = -\frac{\bar{w}' \bar{C}'}{\partial z}$$

La turbulence $w'c'$ produit un flux ascendant dans la colonne d'eau. Ce flux turbulent est, en général, reproduit par une approximation au 1^{er} ordre :

$$\bar{w}' \bar{C}' = -K \frac{\partial \bar{C}}{\partial z} \quad \text{avec} \quad C : \text{la concentration en sédiment, } W_s : \text{la vitesse de chute, } w', \text{ la vitesse verticale turbulente, } K : \text{la diffusivité}$$

Les facteurs contrôlant les processus de floculation estuariens ont été entrepris dans la Seine (Mikes et al, 2002) et indiquent que la floculation est favorisée par une turbulence faible. Alors qu'une forte turbulence limite la taille maximale des floes. La taille des floes va également être fonction de la présence de matière organique et de fortes concentrations en MES. La salinité influe sur la floculation via une action limite, elle-même fonction de la concentration en MES, de la qualité de la matière Organique et de la densité des floes.

L'intensité turbulente joue de deux façons :

- Influence sur la floculation, qui augmente dans un premier temps puis diminue (Mikes et al, 2002), et donc sur la vitesse de chute des particules.
- Si le milieu est turbulent, et à floculation égale, la vitesse de chute sera différente le long de la colonne d'eau

I.5 Processus à l'interface eau-sédiment

Dans les modèles, il est nécessaire de rendre compte des termes sources et puits que sont l'érosion et le dépôt et qui contribuent au budget sédimentaire et à la distribution des sédiments dans la colonne d'eau. Le comportement des sédiments dépend du frottement sur le fond : il y a remise en suspension si le cisaillement est fort et dépôt si ce dernier est faible. La durée et l'intensité des phases de dépôt, d'érosion et de consolidation varient avec la nature, la taille et la densité des particules et des floes. Il semble également que ces deux phénomènes, dépôt et érosion, aient longtemps été considérés comme mutuellement exclusifs. En effet, de nombreuses expériences en laboratoires ont montré qu'au delà d'un certain seuil de tension de cisaillement, le matériel est érodé du fond et inversement, qu'en deçà d'un autre seuil, le matériel se dépose. (Mehta, 1988, Dyer, 1986, Uncles et Stephens, 1989). Cependant ces études ne considèrent qu'une classe de matériel remis en suspension. Il faut alors garder à l'esprit que dans la nature, une série continue de classes existe et que par conséquent il peut y avoir coexistence du dépôt et de l'érosion pour un même état hydrodynamique (Sanford et Halka, 1993). Cette notion sera particulièrement intéressante pour l'analyse des résultats et les prévisions de modèles sédimentaires.

I.5.1 Erosion

L'érosion des sédiments cohésifs est un processus complexe dépendant de l'état de consolidation du fond vaseux. Une tension critique d'érosion est définie grâce à des expériences en laboratoire, pour chaque type de vase. Cette valeur seuil définit la limite en dessous de laquelle la remise en suspension ne peut s'effectuer.

La remise en suspension se fera différemment selon l'état de consolidation des fonds vaseux et selon la concentration en sédiments déposés. On peut alors identifier trois types d'érosion (Mehta 1991).

Si les dépôts sont frais, leur résistance au cisaillement est très faible car les sédiments n'ont que peu de rigidité initiale. L'érosion se fera par le biais du phénomène d'entraînement : il se crée à l'interface eau-sédiment des ondes capables de remettre les sédiments frais en suspension. Ces sédiments pourront être remis en suspension pour des tensions de fonds inférieures à $0,1 \text{ N/m}^2$. Ce sera principalement le cas dans l'estuaire du Konkouré où les dépôts de crème de vase sont fréquents et massifs.

Les vases partiellement consolidées possèdent une rigidité plus importante en raison des forces électrochimiques qui associe les floes. Le cisaillement exercé par l'écoulement détache les floes du fond si la tension imposée est supérieure à la résistance du sédiment. La remise en suspension aura donc lieu pour une tension supérieure à une valeur seuil, généralement déterminée en laboratoire. Mehta (1991) indique que ces sédiments pourront être remis en suspension pour des tensions de fond comprises entre $0,1$ et 1 N/m^2 . C'est le type d'érosion le plus couramment observé.

Pour des fonds très consolidés, la remise en suspension ne pourra se produire qu'en présence de fortes vitesses. La tension au fond est alors supérieure à la cohésion du sol et on observe l'arrachement de blocs. Le flux d'érosion peut être calculé comme dans le cas précédent mais les quantités érodées seront bien plus importantes. C'est vraisemblablement lors de ce type d'érosion que se forment les galets mous. Mehta (1991) indique que ce type d'érosion apparaît pour des tensions de fond supérieures à 1 N/m^2 .

Tout comme pour les lois de dépôts, différentes lois ont été développées. La plupart sont issues d'expériences de laboratoires ayant traité des échantillons issus de milieux naturels ou non. La remise en suspension dépend du cisaillement sur le fond et est déterminée en fonction d'une tension critique d'érosion en dessous de laquelle l'érosion des sédiments n'est pas possible. C'est cette valeur critique qui varie en fonction de la nature du sédiment. La loi la plus couramment utilisée dans les modèles est la loi de Partheniades (1965), qui calcule un flux d'érosion tel que :

$$E = k \left(\frac{\tau}{\tau_{ce}} - 1 \right)$$

Avec τ_{ce} : la tension critique d'érosion

τ : la tension de cisaillement sur le fond

k : constante d'érosion dépendant de l'état de consolidation du fond vaseux

k et τ_{ce} sont, a priori dépendant de l'état de consolidation de la vase superficielle.

Dans les modèles, la sensibilité à la tension critique d'érosion est importante. Ces lois d'érosion, déterminées en laboratoires pour des contraintes de fond calculées en eaux claires, sont susceptibles d'être modifiées dans le cas de fortes concentrations. La stratification de la colonne d'eau peut effectivement réduire de manière considérable le cisaillement exercé par le fluide sur le fond, diminuant ainsi fortement la tension critique d'érosion ainsi que le processus d'érosion lui-même. Il faut également tenir compte des processus de dessèchement et de gonflement des vases lors des cycles d'émersion/immersion pouvant entraîner des modifications notables de l'érodabilité des sédiments au cours d'un cycle de marée (Le Hir et al, 1989).

I..5.2 Dépôt sur le fond

Le dépôt des agrégats dépend de l'intensité de la turbulence de la couche limite du fond. Ainsi seuls les floes suffisamment liés pour résister au cisaillement sur le fond vont se déposer. Les autres seront détruits par les fortes turbulences et remis en suspension (Dyer, 1986).

Les dépôts s'opèrent lors des périodes de faible cisaillement. Comme pour le processus d'érosion, le dépôt aura lieu à partir d'une tension critique de dépôt. Mais inversement à l'érosion, la sédimentation aura lieu si le cisaillement est inférieur à la tension critique de dépôt.

La formulation de dépôt la plus couramment utilisée est la formulation de Krone (1962) :

Le flux de dépôt D (en $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) y est décrit tel que :

$$D = W_s \cdot C \left(1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}} \right)$$

Avec τ_{cd} : la tension de cisaillement critique de dépôt
C : la concentration du sédiment
Ws : la vitesse de chute

D'autres formulations, plus complexes, prenant en compte différentes classes de particules en suspension ont été élaborées par Mehta et Patheniades, (1973). D'après Teisson et al (1993), leur utilisation n'apporte pas d'amélioration significative de la simulation de dépôt en conditions réelles. En raison de sa facilité d'utilisation, nous avons adopté la formulation de Krone.

Comme il a été souligné plus tôt, la question de savoir si érosion et dépôt peuvent avoir lieu simultanément reste ouverte. La plupart des modélisateurs considèrent ce processus comme possible, les expérimentateurs ne sont pas toujours du même avis. Sanford et Halka (1993) indiquent ainsi que l'érosion ou le dépôt ne sont pas exclusifs et que les modèles excluant la simultanéité des périodes de dépôt et d'érosion ne peuvent reproduire fidèlement les observations.

Dyer (1986) indique de fortes variations du frottement sur le fond au cours d'un cycle de marée. En effet, au plus fort du flot et du jusant, le cisaillement sur le fond est important et les dépôts ne peuvent s'effectuer alors que l'érosion et la remise en suspension sont prédominantes. Pour des cisaillements moyens, les deux processus s'équilibrent et dépôts et érosion sont tous les deux présents et on observe de nombreux échanges entre le fond et la colonne d'eau. Aux étales, où le cisaillement est le plus faible, le flux de dépôt prédomine, ce qui permet aux particules de sédimenter. Ces étapes coexistent au cours d'un cycle de marée et on peut parler de simultanéité des processus pendant un moment du cycle de marée

I..5.3 Comportement de la crème de vase

La crème de vase est fréquemment observée dans les estuaires, grâce notamment aux échosondeurs. Galenne (1974) identifie la crème de vase dans l'estuaire de la Loire, Allen et al (1977), Castaing (1981) dans l'estuaire de la Gironde. En effet grâce à l'utilisation d'appareils bi fréquence on peut identifier la crème de vase ; deux fréquences de 210 et 33 kHz, permettent respectivement d'identifier le toit de la crème de vase et le fond.

Il est généralement admis que la crème de vase se forme durant les périodes de morte eau. Lorsque les matières en suspension se déposent, elles subissent un tassement progressif avec passage à un état semi-liquide de crème de vase (Migniot 1989 et 1991) du fait de leur très forte concentration. Le taux résiduel d'envasement résulte du transfert direct des vases en suspension vers des dépôts peu mobiles. La lentille de crème de vase résulte donc d'un taux de sédimentation élevé par rapport au taux de transfert de masse à l'interface de concentration (Sanchez et Grovel, 1995).

Pendant les étales de vive-eau, la chute des particules en suspension crée une couche de sédiments beaucoup plus concentrée que le bouchon vaseux. Cette couche est cependant très vite remise en suspension par les forts courants de flot et/ou de jusant. Cette couche de vase présente les caractéristiques d'un fluide mais avec des viscosités 10 à 100 fois plus élevées. La forte densité et la forte stratification de cette couche amortissent les vitesses turbulentes et

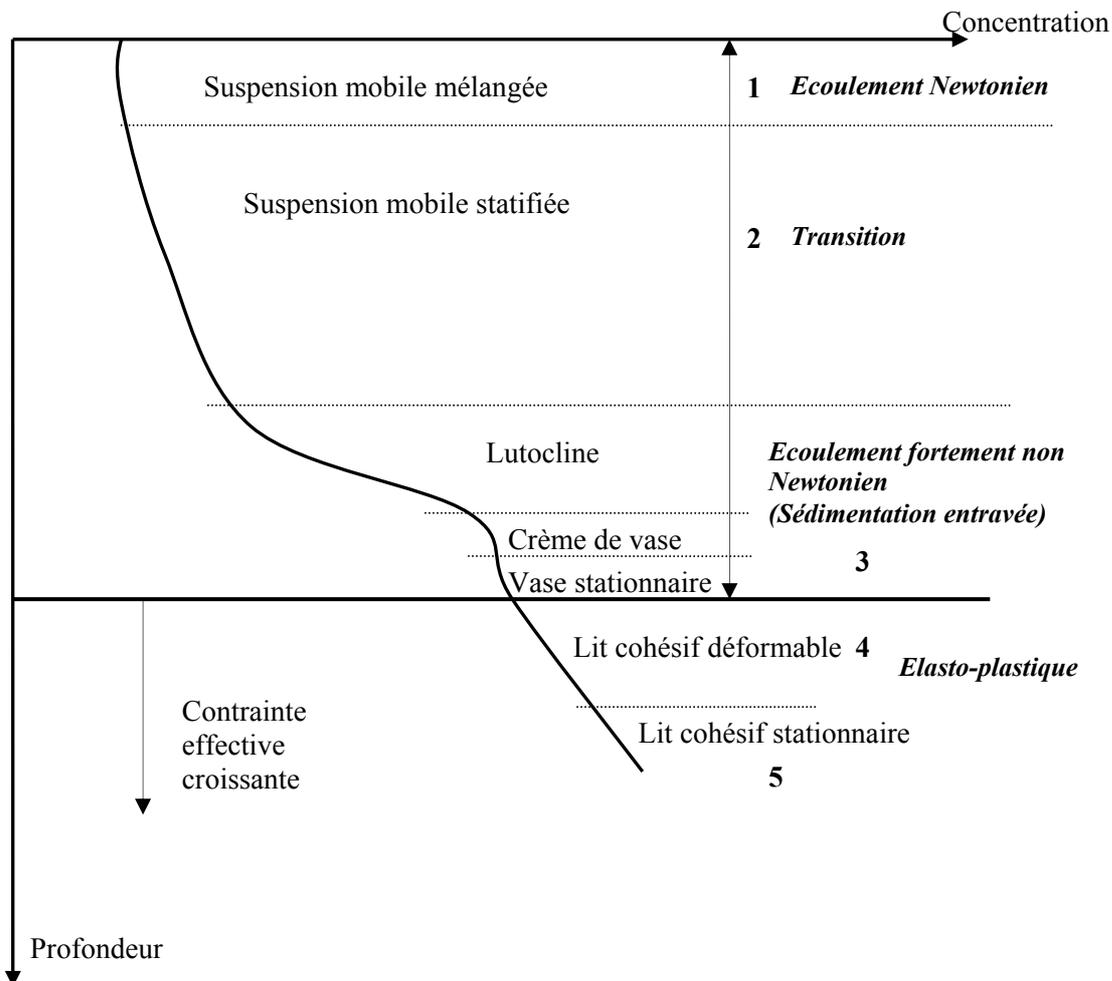
le fluide est considéré comme non Newtonien et généralement considéré comme un gel au niveau mécanique.

Pour des concentrations de cette couche de crème de vase comprises entre 10g/l et 100g/l Krone (1962) indique que le fluide se comporte comme un fluide de Bingham : il existe deux zones d'écoulement distinctes. Une zone présente un écoulement cisailé et une autre zone présente un écoulement en bloc, où la vitesse est uniforme sur la verticale.

I.5.4 Consolidation du fond vaseux

La consolidation du fond vaseux est un paramètre important, permettant de déterminer notamment la tension critique d'érosion.

On appelle consolidation, la diminution progressive de la teneur en eau du sédiment sous un effet de charge, qui peut être du au propre poids du sédiment. Ce processus de consolidation est lent et dépend fortement de la perméabilité du matériau considéré. La consolidation permet de distinguer l'état du sédiment, des suspensions au lit vaseux élasto-plastique. Le sédiment va passer d'un état de suspension à un état de sol selon différentes étapes :



Dans la zone 1 : les sédiments en suspension, particules et flocs n'ont aucun effet sur la viscosité du fluide. Ce dernier est caractérisé par un écoulement Newtonien.

Chapitre I : Rappel des processus hydrosédimentaires en Estuaire

Dans la zone 2 : Les concentrations augmentent (jusqu'à 2 g/l) et les suspensions sont toujours mobiles mais on observe une stratification verticale. Le fluide est alors affecté par deux phénomènes :

- Le gradient de densité du fluide domine le gradient vertical de vitesse $\frac{\delta\rho}{\delta z} \gg \frac{\delta u}{\delta z}$
- La viscosité du fluide est directement affectée et ce dernier acquiert un comportement tixotropique.

Dans la zone 3 ; les concentrations sont supérieures à 20 g/l et on atteint le stade de crème de vase. Le fluide peut développer une résistance mécanique. Cependant sa densité reste inférieure à 1,2, ce qui correspond à la définition d'un sol, et il possède une pression hydrostatique. Les floes se déposent et s'assemblent en réseaux d'agrégats avec une forte teneur en eau. Les floes se déposant augmentent la pression sur les floes sous-jacents, les liens entre les agrégats se brisent et une structure plus stable se forme avec plus de points de contacts entre les particules Parthéniades (1965). Ce fluide développe une élasticité. Ce matériel est communément considéré comme un « gel » au niveau mécanique.

Dans les zones 4 et 5 : la densité du sédiment est supérieure ou égale à 1,2 ; c'est donc un sol par définition. Zone 4 : Les floes sont déformés et les liens entre les particules élémentaires dans les agrégats se brisent. Les particules se réarrangent pour se toucher et être toutes en contact Parthéniades (1965). On assiste alors à une transmission du poids. Les floes sont compactés et compressés et les agrégats vont se transformer en laminations avec l'action des forces de gravité. Ce sédiment est élasto-plastique à dominance plastique, c'est également une zone à effets biologiques complexes (bioturbations) où s'opèrent les flux géochimiques également.

La zone 5 : correspond à la zone où la compaction des grains est totale. La pression et les forces géostatiques augmentent avec la profondeur d'enfouissement comme dans les roches et les sols. On peut alors assister au début du phénomène de diagenèse.

La loi de consolidation des sédiments la plus couramment utilisée est la loi de Kynch (1952)

$\bar{v} = f(\text{Concentration locale de sédiment})$

$$\frac{\delta\rho}{\delta t} + \frac{\delta\rho V_s}{\delta z} = 0 \quad \text{et} \quad V(\rho) = V_s + \rho \frac{\delta V_s}{\delta\rho}$$

Avec : ρ la densité du sédiment
z la coordonnée verticale
 V_s la vitesse de sédimentation

Cette loi est bien adaptée aux dépôts frais et peu consolidés. Elle a l'avantage en outre de permettre la prise en compte de la chute entravée et du tassement différentiel des sédiments.

On distingue deux stades de consolidation. La consolidation primaire est gouvernée par la perméabilité du sol. La consolidation secondaire est due à la déformation plastique du sol par son propre poids. Cette dernière peut commencer avant que la première ne soit finie et peut durer plusieurs mois.

Chapitre I : Rappel des processus hydrosédimentaires en Estuaire

La consolidation des sédiments est un processus relativement mal connu, dépendant de nombreux facteurs tels que la nature de la vase déposée, sa minéralogie, sa composition granulométrique, la quantité de matière organique contenue dans la vase etc... De nombreuses expériences ont été faites en laboratoire pour différents types de vases et pour exprimer les interactions entre ces différentes caractéristiques (Migniot, 1989 et Toorman, 1992).

Il faut également souligner le rôle important des houles et du clapot dans la fluidification de la surface de la vase consolidée (deWitt et Kranenburg, 1997). En effet, les houles et clapots ont tendance à fluidifier les vases consolidées sur les plateaux continentaux et dans les estuaires, permettant ainsi une importante remise en suspension, en dehors de l'érosion due au courant lui-même. Les courants (de houle ou de marée) mobiliseront alors les sédiments remis en suspension par ces phénomènes.

CHAPITRE II

Généralités sur l'estuaire du Konkouré et la zone d'étude

Le littoral guinéen est un immense complexe deltaïque constitué par un ensemble de plaines côtières pouvant atteindre 30 km de large et limitées vers l'intérieur par des falaises de plateaux gréseux qui constituent les premiers contreforts du Fouta Djalon. Il se caractérise par une frange saumâtre étendue, une forte amplitude de marée et une côte à faible énergie du fait d'une position géographique intermédiaire entre les domaines d'action des houles de l'Atlantique nord et sud (Guilcher, 1965).

Les plaines sont constituées principalement par des vasières sillonnées de cordons sableux et découpées par les estuaires de nombreux cours d'eau (Domain et al, 2000), dont les principaux sont du Nord au Sud : le Komponi, le Nunez, le Kapatchez, le Fatala, le Konkouré, le Soumba, le Forécariah, le Mellacoré. La conjonction de tous ces facteurs crée ainsi les conditions favorables au développement d'une mangrove surtout à Rhizophoras (Snedaker & Snedaker, 1984) qui, en remontant à plus de 50 km à l'intérieur le long des fleuves, couvre une superficie d'environ 270 000 ha, (CCE-SECA, 1990 ; Baran, 1995) et fait de la mangrove guinéenne une des plus étendues du continent africain, après celles du Nigeria et du Sénégal (Sidibé, 2005). En Guinée, cette mangrove constitue un biotope particulier. Elle ralentit les courants de marée et offre aux juvéniles à la fois abri et source d'alimentation (Thayer et al., 1988 ; Sasekumar et al., 1992 ; Baran, 1995).

Les plaines côtières de la Guinée et des pays limitrophes, Guinée Bissau et Sierra Leone, présentent une importante surface de plaines marécageuses de mangrove. La perte de telles surfaces en raison de l'inondation et de l'érosion à mettre en relation avec la remontée du niveau des mers et les changements climatiques globaux menace dangereusement l'économie de ces pays côtiers d'Afrique de l'Ouest. Ces plaines sont effectivement le lieu d'exploitations rizicoles, d'extraction de sel et le bois de mangrove est également utilisé comme bois de chauffe (charbon pour la cuisine principalement) sans oublier la pêche, qui représente une activité primordiale pour les populations du littoral et qui dépend très fortement de la mangrove en raison des cycles biologiques des populations de poissons.

Les données présentées dans ce travail sont issues du Programme Impact Garafiri, dirigé par l'IRD, dont de nombreuses campagnes ont été effectuées spécifiquement pour ce travail de thèse. D'importantes campagnes de mesures de courantologie, de volumes oscillants, de mesures de la turbidité composent le corps de ce mémoire et représentent environ 70 jours de terrain.

II.1. Cadre géologique et géographique

La côte de l'Afrique de l'Ouest comprise entre Dakar et Monrovia est marécageuse. C'est un milieu à sédimentation fine sur lequel s'est développée une forêt de mangrove dense.

Le fleuve Konkouré, long de 360 kilomètres, se situe en Guinée (figure II.1), il prend sa source dans le massif du Fouta-Djalon, en Moyenne Guinée, et se jette dans l'océan Atlantique. Le massif du Fouta-Djalon est une zone très humide considérée comme le château d'eau d'Afrique de l'Ouest, où se situent de nombreuses sources de fleuves africains tels que le Niger, le Sénégal et le Konkouré. Son estuaire se situe par 10 degrés de latitude Nord et 13 degrés de longitude ouest, à proximité de la capitale guinéenne, Conakry.

La géologie de la Guinée maritime peut se résumer en 5 types majeurs (figure II.1). D'Est en Ouest vont se succéder des grès blancs siliceux du Paléozoïque du Dahomeyen, du granite porphyroïde calcoalcalin à biotite du Protérozoïque, des gabbros et péridotites du Kakoulima et de la péninsule de Conakry, des syénites néphéliniques de l'archipel des îles de Los et enfin des alluvions marines sur la frange côtière qui pourront être colonisées par de la mangrove.

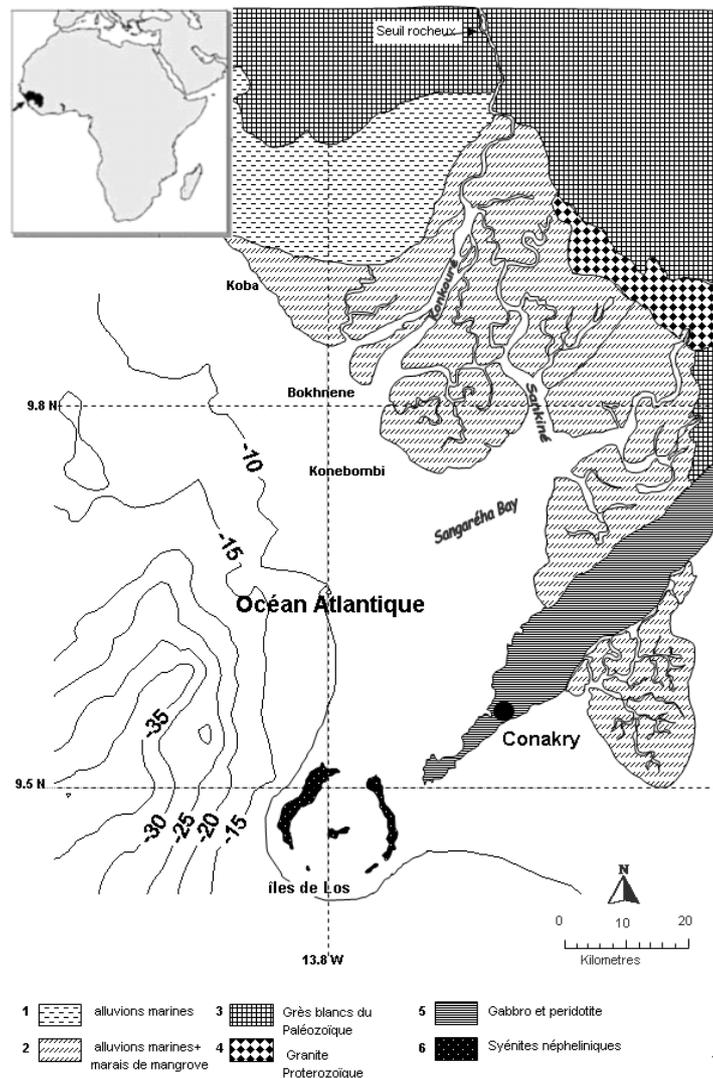


Figure II.1: Localisation de l'estuaire du Konkouré. Carte géologique adaptée d'après Delaire, 1955 et Moreau et al, 1996.

L'estuaire du Konkouré draine un bassin versant de 17 250 km² entre la Moyenne Guinée et la Guinée Maritime. C'est un milieu vierge colonisé par une épaisse mangrove peuplée principalement des genres *Rhizophora* et *Avicennia*. L'estuaire du Konkouré présente une morphologie deltaïque. Cette géométrie est due aux dépôts sédimentaires issus de l'ennoisement limono argileux du littoral depuis la remontée eustatique du Nouakchotien dont le maximum fut atteint il y a environ 5000 ans (Bassot, 1966). Une superficie de 90 000 ha de mangrove y est protégée par la convention des zones humides RAMSAR (figure II.2) ainsi que le sont d'autres zones littorales guinéennes (Rio Pongo, Rio Kapatchez ainsi que les îles Tristao, Alcatraz et l'île blanche de l'archipel des îles de Los) portant à plus de 0,2 million d'hectares la superficie totale de zones humides littorales protégées en Guinée. Le delta de mangrove du Konkouré représente près de 320 km² de mangrove en intégrant la partie Est qui s'étend au delà de Dubreka.

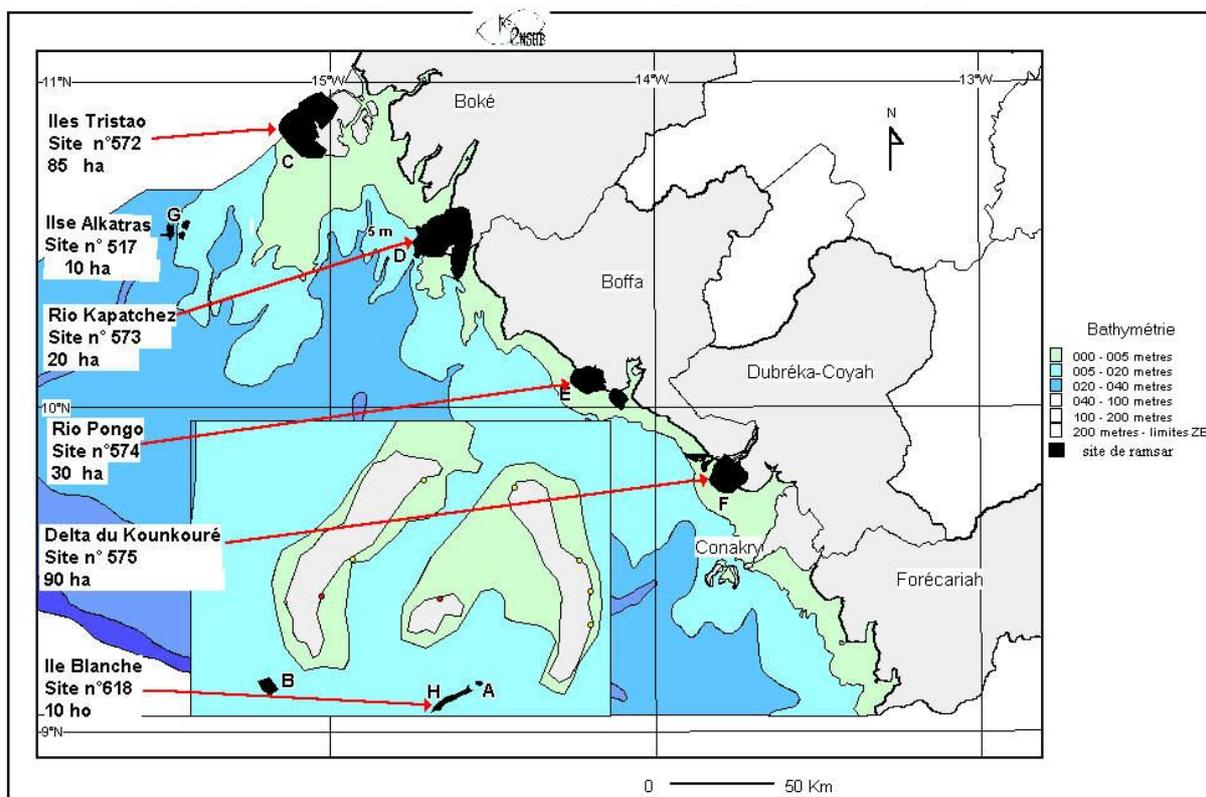


Figure II.2: sites littoraux Guinéens soumis à la convention RAMSAR (protection des zones Humides signée en Iran en 1973). Les superficies sont en milliers d'hectares.

L'estuaire du Konkouré ne comporte aucun aménagement. Toutes les rives y sont sauvages, bordées par une épaisse mangrove de 50 m d'épaisseur au minimum dans la partie la plus amont et de plusieurs kilomètres d'épaisseur dans sa partie aval et deltaïque ; seuls des villages de pêcheurs y sont disséminés.

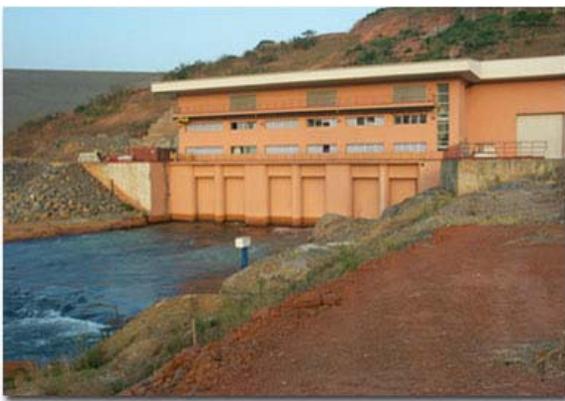
Le seul aménagement industriel est une usine de production d'alumine (traitement de la Bauxite) se trouve à une soixantaine de kilomètres en amont de l'estuaire, à Fria sur le Badi, un affluent du Konkouré.



Photos de la mangrove bordant les rives du Konkouré, illustrant le mur végétal infranchissable (à gauche) alors que de rares bolons, ou chenaux secondaires, permettent une pénétration toute relative dans le domaine de mangrove (à droite).

Le seul aménagement important ayant de possibles répercussions sur la dynamique sédimentaire de l'estuaire se trouve à 130 kilomètres en amont (figure II.4). C'est un barrage hydroélectrique à remplissage annuel de moyenne puissance (75 MW) construit en 1999. L'étude environnementale de l'estuaire a été engagée dans le cadre de l'étude d'impact nécessaire pour la construction de ce barrage. L'étude d'impact a engendré le suivi des paramètres physico-chimiques et morphologiques dont les données sont utilisées dans la présente étude.

L'estuaire du Konkouré conserve donc son état naturel, avec de récentes modifications induites par le barrage hydroélectrique du Konkouré en période d'étiage strict. Ces modifications seront décrites plus précisément dans les paragraphes suivants.



Photos de l'usine hydroélectrique de Garafiri (à gauche) et de la tour de prise du barrage (à droite).

II.1.1. Morphologie de l'estuaire

L'estuaire du Konkouré se jette dans l'Atlantique, au Nord Ouest de Conakry, la capitale guinéenne. Cet estuaire, à la morphologie proche d'un delta, se compose de deux bras. Le premier, le bras principal du Konkouré, est le bras Ouest séparé en deux par une île à son embouchure. Cette île est vraisemblablement récente car son nom « Bokhnènè » signifie terre nouvelle en langue vernaculaire sousso. Le deuxième bras, le bras de la Sankiné ou bras Est, se jette dans la baie de Sangaréha, et est relié au bras principal par de multiples connections dans la mangrove. Cet environnement de mangrove comporte ainsi 5 îles principales avec une morphologie deltaïque.

II.1.2. Cartes anciennes

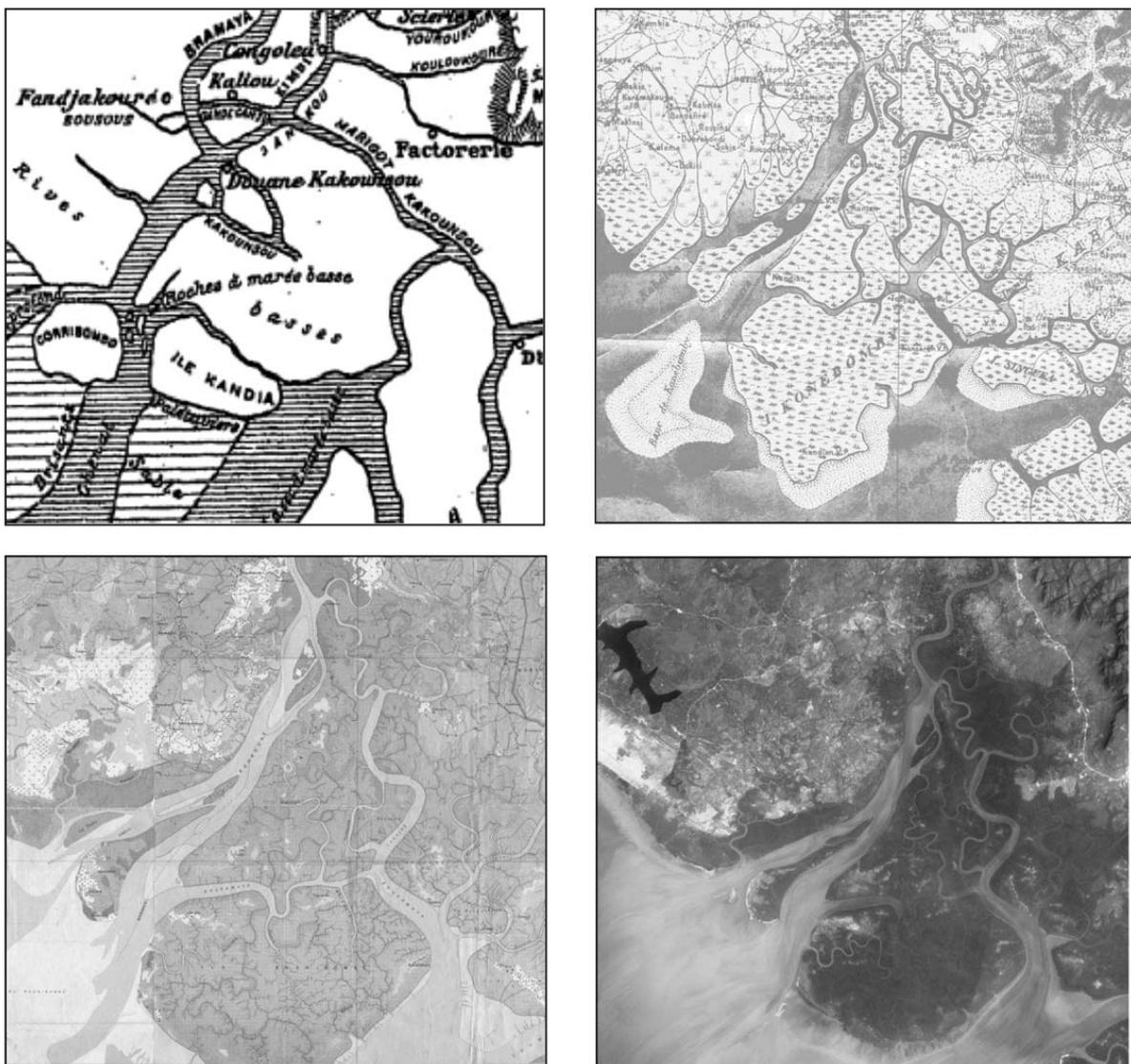


Figure II.3: Evolution de l'estuaire du Konkouré depuis 1899 (1ere carte en haut à gauche de Sanderval lors de sa prospection du pays en vue de développer le chemin de fer), en 1924 d'après les relevés de l'armée parus en 1942 (carte IGN en haut a droite), La carte IGN de 1951 en bas a gauche et la scène SPOT de 1992 en bas à droite.

En raison des différentes projections et de la fiabilité des cartes de 1899 et de 1912, il est difficile d'établir clairement une tendance dans l'évolution du système. Il ressort cependant d'une observation succincte des deux dernières cartes (1951 et 1992) que le système semble n'avoir que peu évolué morphologiquement depuis 1951, les réseaux de chenaux étant similaires sur les deux cartes alors qu'une évolution du trait de côte semble avoir plus évolué depuis 55 ans (Figure I.3). En effet la rive droite à proximité du littoral a vu une île se raccorder à la rive et l'île centrale de Bokhnene qui était précédemment constituée de deux îles s'est connectée.

II.2. Bathymétrie du plateau continental

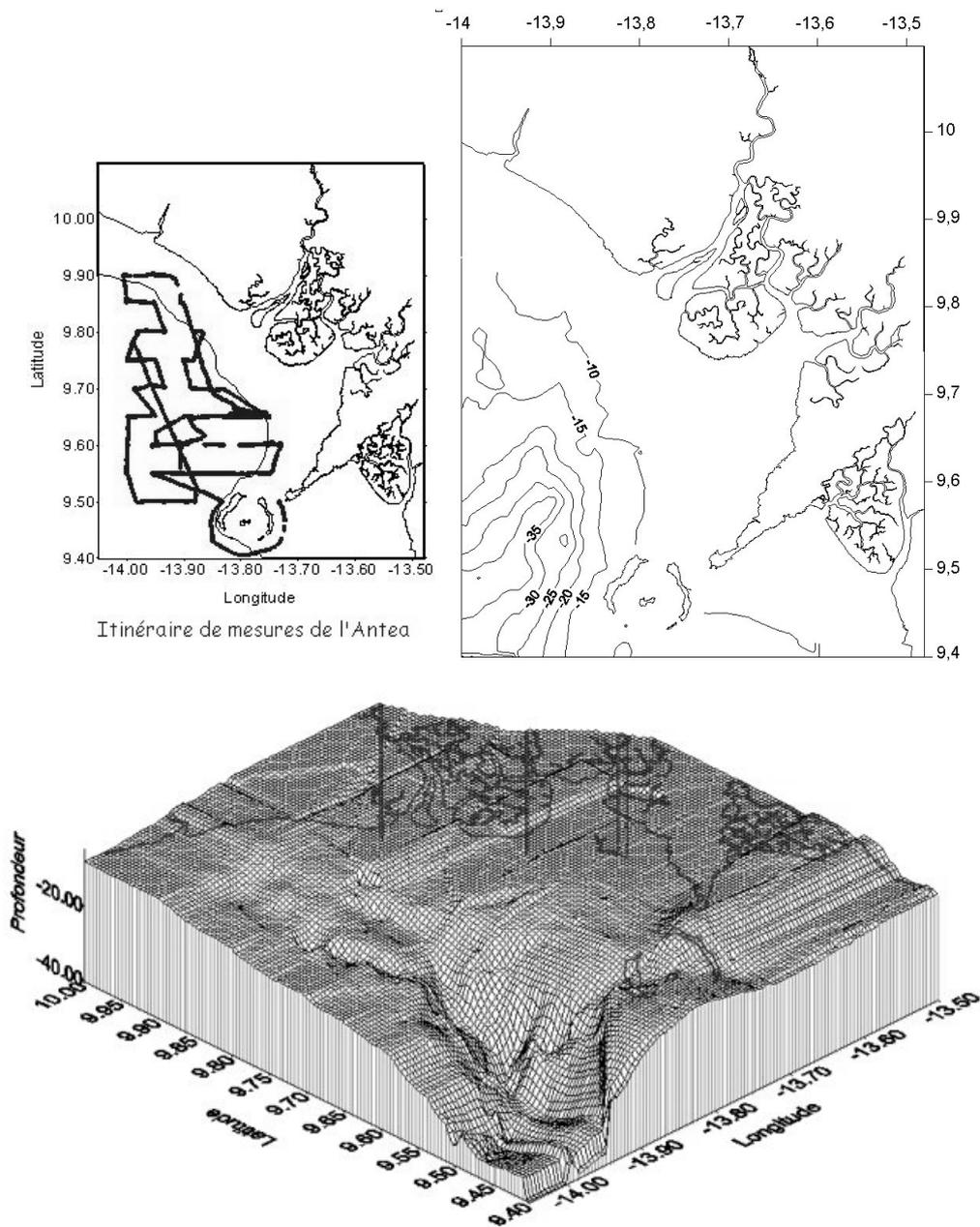


Figure II.4: Parcours de l'« Antéa » et bathymétrie du Plateau Continental acquise en 1998.

La bathymétrie de la zone littorale a été couverte par le navire océanographique « Antéa » de l'IRD en 1998 (Figure II.5). La bathymétrie de la zone littorale révèle une fosse, le paléo-canyon du Konkouré. Cette fosse est le seul accident présent sur le plateau continental guinéen. Cette morphologie particulière peut représenter un piège à sédiments fins issus de l'estuaire. Cette carte du littoral guinéen permet d'affiner les données sur cette zone côtière alors qu'une carte ancienne (McMaster et al, 1969) établissait la bathymétrie et les morphologies présentes sur le Plateau Continental Guinéen, de la Guinée Bissau à la Sierra Léone (figures II.5 et zoom en II.6 au droit de l'estuaire du Konkouré).

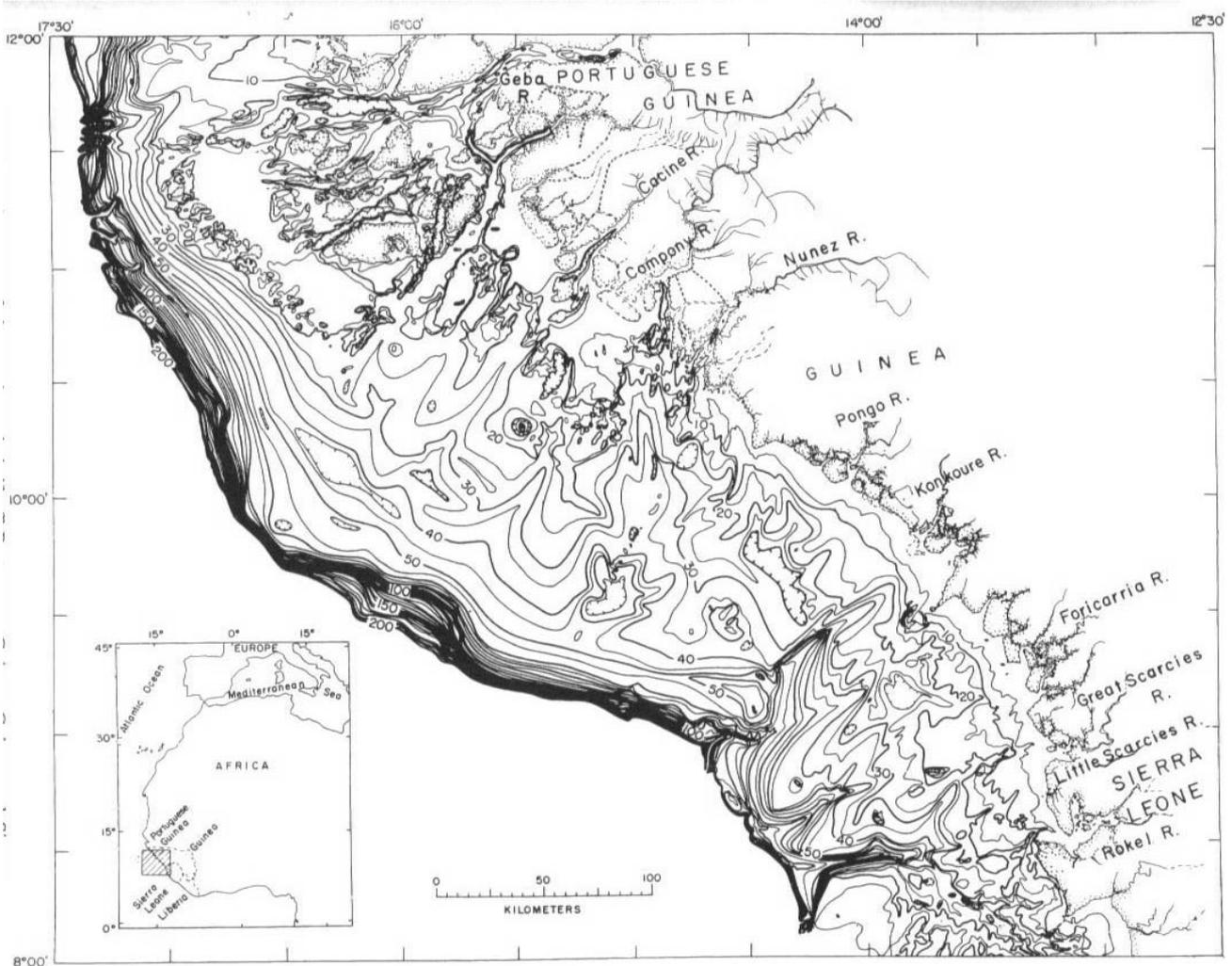


Figure II.13

Figure II.5: Bathymétrie du Plateau Continental Guinéen, d'après (McMaster et al, 1969).

Le plateau continental guinéen, par son étendue est considéré comme la plus grande surface continentale submergée de toute l'Afrique atlantique. Il présente une longueur de côte qui atteint environ 350 Km avec une superficie, jusqu'aux profondeurs de 200 mètres, estimée à 43 000 km². La distance du littoral à l'isobathe de 200 mètres, qui marque la limite de ce plateau continental, augmente régulièrement du sud vers le nord. La pente est très peu accentuée jusqu' à l'isobathe de 60 mètres où l'on observe une rupture de pente. Elle est de 2° entre 0 et 20 m, et de 1° entre 20 et 60 m de profondeur. Elle devient nettement plus accusée ensuite avec 6° entre 60 et 180 mètres de profondeur.



Figure II.6: Carte des unités géomorphologiques ; Zoom à l'embouchure du Konkouré, d'après (McMaster et al, 1969).

La Figure II.6 montre distinctement le paléo canyon du Konkouré (appelé Sangaria) ainsi qu'une dépression du trait de côte au Nord Ouest de ce canyon, où se sont accumulées des fines (figure II.7). Cette dépression semble être un lagon Holocène marqué par un trait de côte identifié à -25m. Le delta sous marin du Konkouré, s'il existe se retrouve donc en bas du Talus, au débouché du canyon sous marin Sangaria.

Une description détaillée de la couverture sédimentaire a été effectuée par plusieurs auteurs (McMaster & Lachance, 1969; Domain & Bah, 1993). Le plateau continental guinéen est recouvert de sédiments principalement constitués de sables moyens et grossiers à teneur généralement faible ou nulle en carbonates de calcium. La vase se rencontre essentiellement dans la zone littorale. Deux groupes de faciès caractérisent la couverture sédimentaire :

- **Les faciès à dominante terrigène** : Ils sont alimentés essentiellement par les apports continentaux dus aux cours d'eau, et par la désagrégation de la roche en place. Il peut accessoirement exister des apports éoliens provenant du Sahara occidental (Emilianov et al., 1988). Ces faciès terrigènes occupent la majeure partie du plateau continental. Ils peuvent être constitués soit de sables quartzeux avec présence fréquente de graviers latéritiques, soit simplement de vases. Ces vases, d'origine terrigène, et riches en matière organique assurent la

fertilisation biologique des eaux côtières et contribuent à la grande richesse halieutique dans cette zone.

- **Les faciès à dominante organogène** : Ce sont des sédiments dont la fraction grossière contient une proportion plus ou moins variable de carbonates de calcium (CaCO_3) sous la forme de débris coquilliers ou de squelettes d'algues calcaires.

Ce type de faciès est peu répandu. Il se rencontre d'une part surtout sur la partie est et sud-est du plateau continental sous le forme d'îlots isolés qui séparent les paléovallées, d'autre part au sommet de la pente continentale à partir de 80 mètres de profondeur. Les teneurs en CaCO_3 sont rarement supérieures à 50%.

Une certaine hétérogénéité de la nature des fonds caractérise le plateau continental guinéen. Cependant, la répartition des éléments constituant le sédiment permet de distinguer schématiquement trois grandes zones (Domain, 1989 ; Domain & Bah, 1993). Ces zones, d'importances inégales, se différencient par leur relief, leur profondeur et par la particularité lithologique des dépôts accumulés (figure II.7). Un affinement général des fractions granulométriques vers la côte délimite un plateau continental relativement riche en sable alors que la frange littorale est quasi exclusivement constituée de sédiments fins.

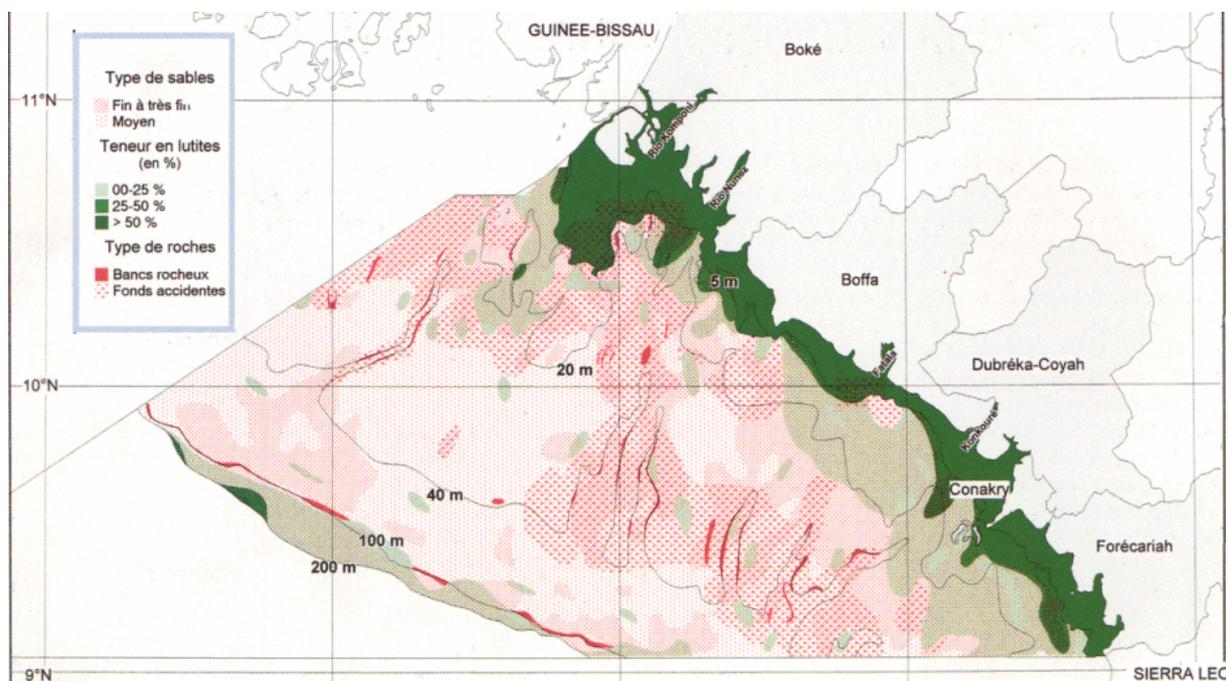


Figure II.4

Figure II.7: Carte de la distribution des sédiments marins sur le Plateau Continental Guinéen, obtenue en 1998 par la campagne du navire Océanographique de l'IRD « Antéa », d'après F.Domain et M.O Bah, 1993.

Les Fonds de 0 à 20 mètres (zone de la bande côtière)

Avec une largeur de 20 à 90 Km, cette zone représente la partie interne du plateau continental. Elle est fortement soumise à l'influence de la dynamique estuarienne et à l'action des courants de marée. C'est une zone caractérisée par une sédimentation active de particules fines et de limons d'origine fluviale enrichis en matière organique par les mangroves qui s'étendent sur l'essentiel du littoral. Les fonds y sont constitués de vasières à l'exception de quelques zones de faible extension au voisinage du Cap-Verga, de la presqu'île de Kaloum (Conakry) et des

Îles de Loos (en face de la capitale Conakry) où les fonds deviennent rocheux avec présence de gravier et de sable.

Les Fonds de 20 à 60 mètres (zone du plateau moyen)

D'une largeur de 40 à 100 Km, cette zone occupe la plus grande surface du plateau continental guinéen. Elle se présente comme une plaine ondulée entaillée par les paléovallées du rio Komponi, du rio Nunez, de la Fatala et du Konkouré (figure II.5). C'est une zone d'accumulation de sédiments tant terrigènes (sables siliceux) que biogènes (sables coquilliers de la partie est et sud-est du plateau). Les sédiments vaseux y sont peu représentés et ne se concentrent qu'en taches isolées au voisinage des paléovallées.

Les Fonds de 60 à 200 mètres (zone du plateau externe)

Cette zone est caractérisée par une pente plus accentuée et par la présence d'importantes falaises longitudinales entre 90 et 100 mètres de profondeur. Sa largeur maximale est de 30 km. Les fonds sont généralement recouverts de vases sableuses riches en éléments carbonatés.

II.3 Climat

Le climat de la Guinée maritime est tropical à deux saisons. La pluviométrie de la Guinée est relativement élevée, avec des valeurs annuelles dépassant 4000 mm/an sur la région de Conakry. Le climat de la Guinée maritime est franchement tropical humide à deux saisons très contrastées, une saison sèche de Novembre à Mai, et une saison des pluies de Juin à Octobre où la quasi-totalité des précipitations sont observées. C'est une des régions les plus arrosées d'Afrique de l'Ouest (figure II.8) avec une grande variabilité interannuelle.

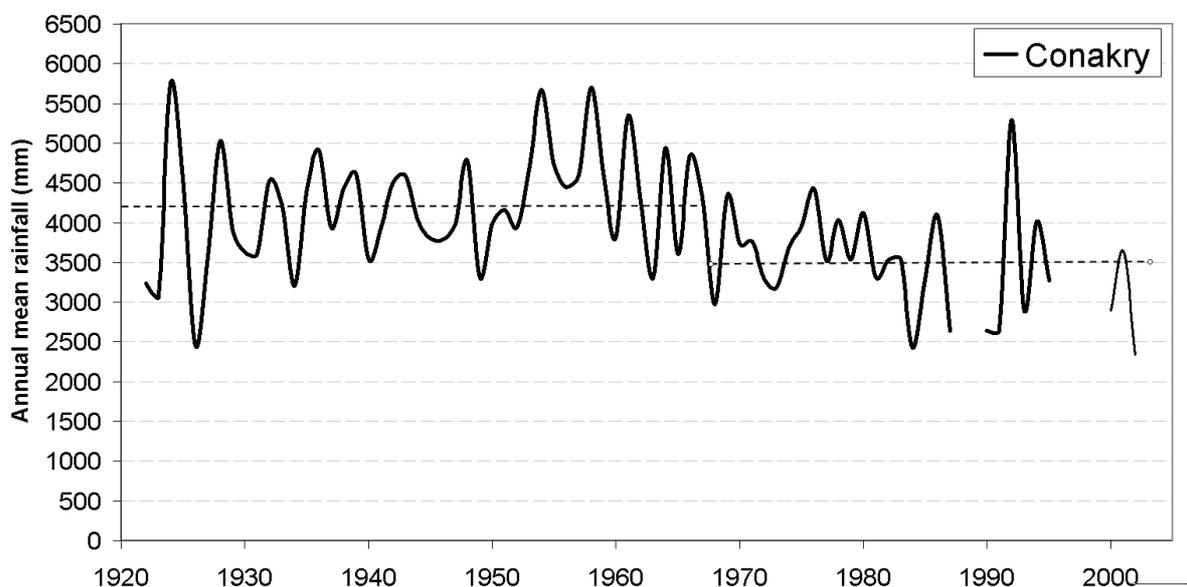
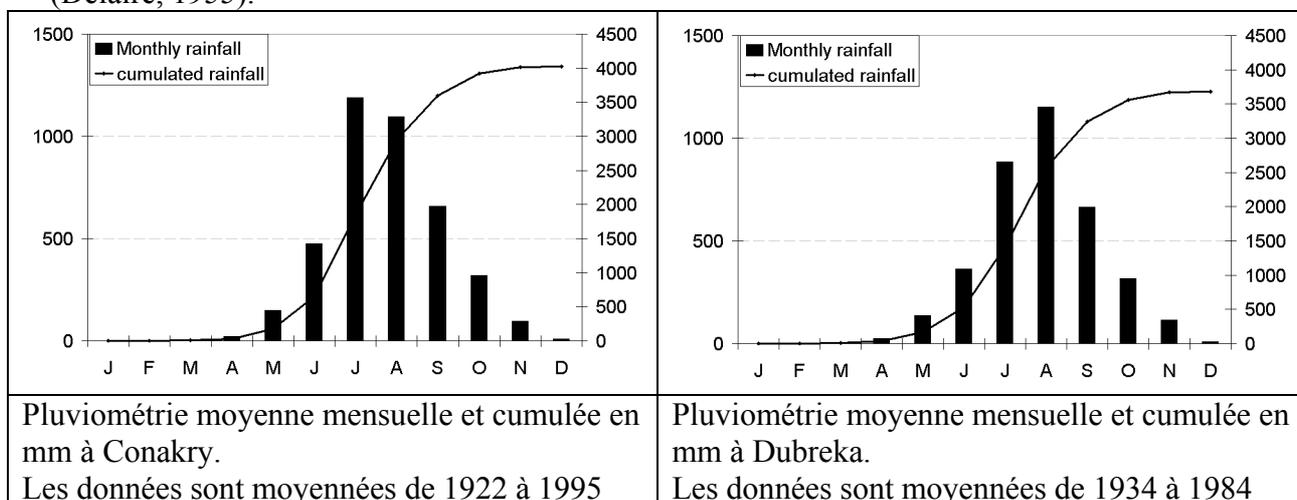


Figure II.8: Pluviométrie annuelle à Conakry depuis 1922.

Les précipitations sur la zone estuarienne y sont très abondantes ; 4292 mm à Conakry et 4525 mm à Dubreka (Delaire, 1955). Comme le précise Rüe (1998), cette abondance particulière de la pluviométrie à cette latitude est liée à l'importance et à la brutalité des lignes d'escarpement des contreforts du Fouta Djallon qui forment un obstacle à la pénétration de la mousson sur le continent.

La pluviométrie moyenne de la Guinée maritime et de Conakry plus particulièrement présente une forte variabilité interannuelle avec des précipitations variant de 2420 mm en 1984, à 5750 mm en 1924, ce qui donne une moyenne de 3979 mm par an bien inférieure à celle de (Delaire, 1955).



Il est intéressant de remarquer à ce propos que depuis 1968 les précipitations moyennes à Conakry ont sensiblement baissé ; de 4200 mm de moyenne de 1922 à 1968 à 3500 mm depuis 1968 (figure II.8). Cette baisse des précipitations semble généralisée sur l'ensemble de la côte Ouest Africaine et a largement modifié les débits liquides des fleuves à l'embouchure, notamment en ce qui concerne l'estuaire du Konkouré.

La topographie locale (Mont Kakoulima à côté de Dubreka et les monts de Kindia (figure II.9)) draine une importante partie des pluies côtières vers l'estuaire du Konkouré via les distributaires locaux de l'estuaire sans que ces dernières ne soient prises en compte par la station de mesures K11 plus en amont (figure II.9). Cette configuration géographique particulière va engendrer des débits de crue très variables avec les conditions de précipitations. En effet, les débits fluviaux journaliers sont mesurés à la station K11, à 60 kilomètres de l'embouchure, ce qui ne comprends pas une importante partie des orages littoraux et des eaux de pluies associées.

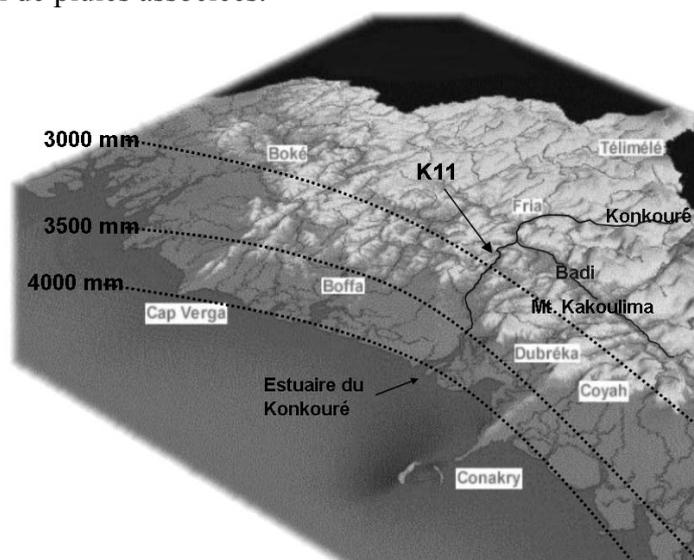


Figure II.9: Contexte hydro-climatique du bassin versant du Konkouré (Source : Observatoire de la Guinée Maritime) et carte du Bassin versant du Konkouré.

II.4. Agents dynamiques

Les agents dynamiques de la région sont principalement les apports liquides fluviaux et la marée. Aucune donnée de houle ne permet de mettre en évidence son action sur le littoral guinéen et cette dernière a été négligée dans le présent mémoire.

II.4.1. Apports fluviaux liquides

Les eaux fluviales qui pénètrent dans l'estuaire sont très peu minéralisées, leur charge dissoute moyenne est proche de celle de l'eau de pluie (Orange, 1992). La conductivité moyenne des eaux fluviales est l'ordre de $17 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ soit 19 mg/l ; avec des maxima en fin d'étiage ($23 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; 21 mg/l) et un effet de dilution en saison des pluies ($15 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; $16,9 \text{ mg/l}$).

La station fluviale (non influencée par la marée) qui permet de connaître les apports du Konkouré à l'estuaire en régime naturel, est la station de Yékémato ou Amaria (K11) qui contrôle $16\,200 \text{ Km}^2$ sur les $17\,250 \text{ Km}^2$ du bassin du Konkouré à l'embouchure. La station de référence du bassin est la station du Pont de Télimélé (K07), mieux suivie et mieux jaugée mais située plus à l'amont, qui contrôle un bassin versant de $10\,250 \text{ Km}^2$ (figure II.9).

Les débits moyens mensuels de la station K11 (Yékémato ou Amaria) sont répertoriés dans le tableau II.1.

Tableau II.1 : Débits moyens mensuels du Konkouré en m^3/s depuis 1953 (période 1953-1988).

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Débit	100	61	31	28	36	226	686	1856	1442	882	493	194

Le module annuel ou débit moyen est de $503 \text{ m}^3/\text{s}$ et ce dernier n'est dépassé que 4 mois dans l'année.

On peut aisément identifier 2 saisons distinctes, directement influencées par la climatologie de la Guinée. Les précipitations y sont importantes (de 3500 à 4000 mm/an) dans la zone côtière, réparties sur 5 mois reflétant un climat franchement tropical à deux saisons contrastées (Diop, 1990). En saison sèche, pendant l'étiage de décembre à mai, les débits fluviaux à l'état naturel sont de l'ordre de $70 \text{ m}^3/\text{s}$ avec des débits de $30 \text{ m}^3/\text{s}$ de mars à mai. En saison des pluies, les débits fluviaux sont de l'ordre de 1500 à $2000 \text{ m}^3/\text{s}$, ces valeurs tenant compte de la variabilité interannuelle puisque ces moyennes concernent des données de 1953 à 1988 de Direction nationale Guinéenne de l'Hydraulique. Le plus fort des crues se situe donc de juillet à octobre avec un pic de crue en août de l'ordre de $2000 \text{ m}^3/\text{s}$. Les plus bas régimes sont observés de mars à mai avec des débits moyens mensuels de l'ordre de $30 \text{ m}^3/\text{s}$.

L'évolution de débits fluviaux depuis 1953 indique que le pic de crue atteignait quasiment $6000 \text{ m}^3/\text{s}$ en 1955 (figure II.8) et que ces valeurs vont décroissant depuis, soulignant là encore la diminution des pluviométries de la zone côtière depuis 1968 (figure II.8).

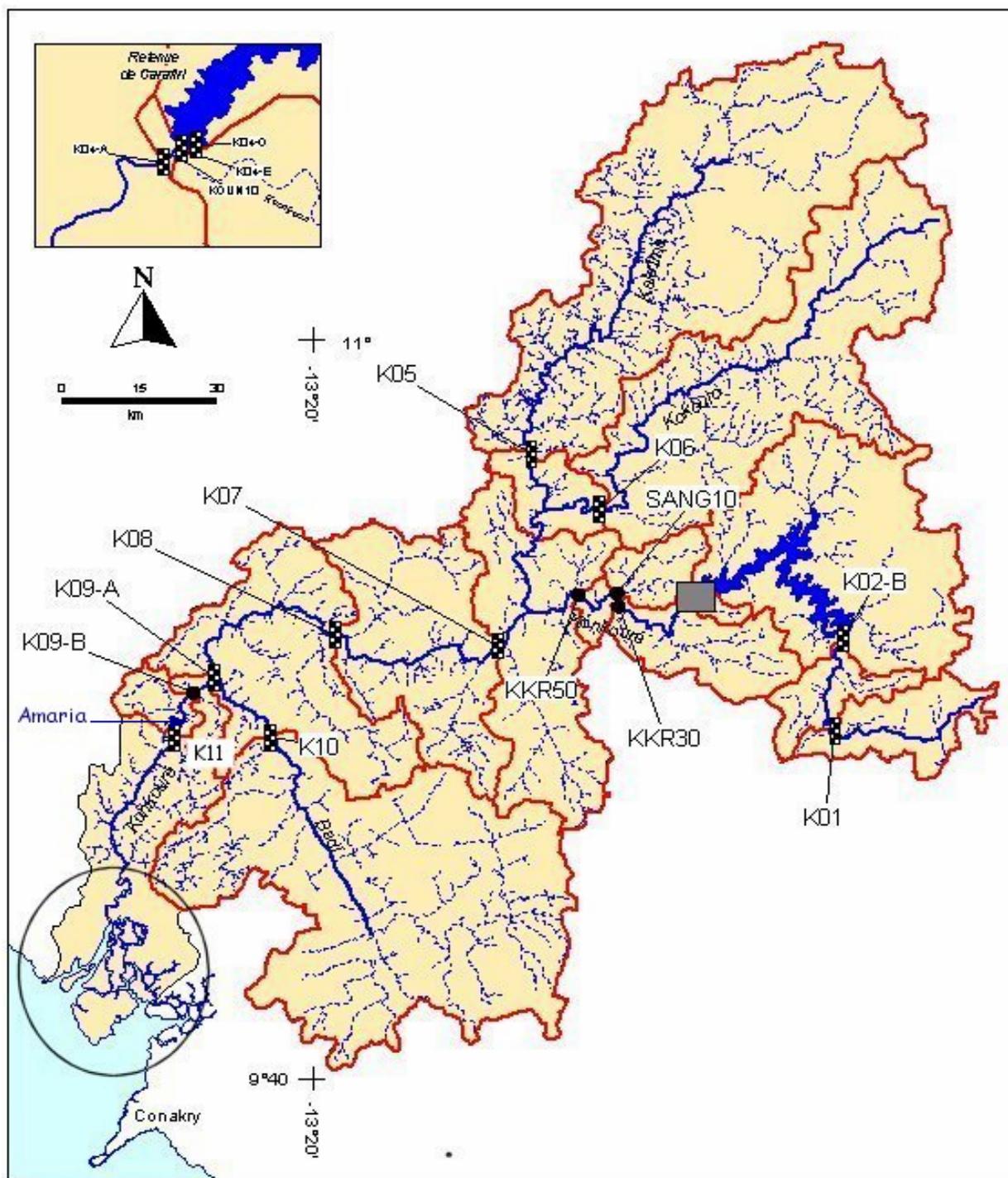
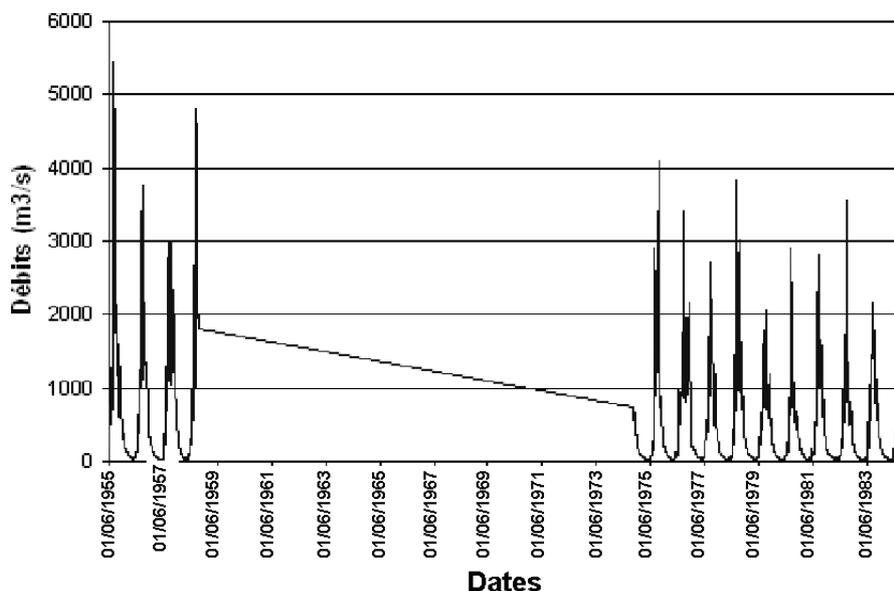


Figure II.10: Le Fleuve Konkouré, ses affluents, son barrage (source IRD PIG).

Les stations du bassin versant, notées de K01 à K09, KKR30 et KKR50 et SANG10 sont des stations limnimétriques où les paramètres physicochimiques ont été enregistrés sur la durée de l'étude. Le barrage de Garafiri (figure II.10) est un barrage à remplissage annuel qui a généré un lac de retenue de 79 km² en amont du bassin versant, ce dernier contrôle 2460 km², soit 14% du bassin du Konkouré. Cet aménagement hydroélectrique a pour objectif d'alimenter une partie de la moyenne Guinée et de la Guinée maritime en énergie électrique.

Débits journaliers à AMARIA (1955-1984)



Débits journaliers à Yékémato (1953-1958)

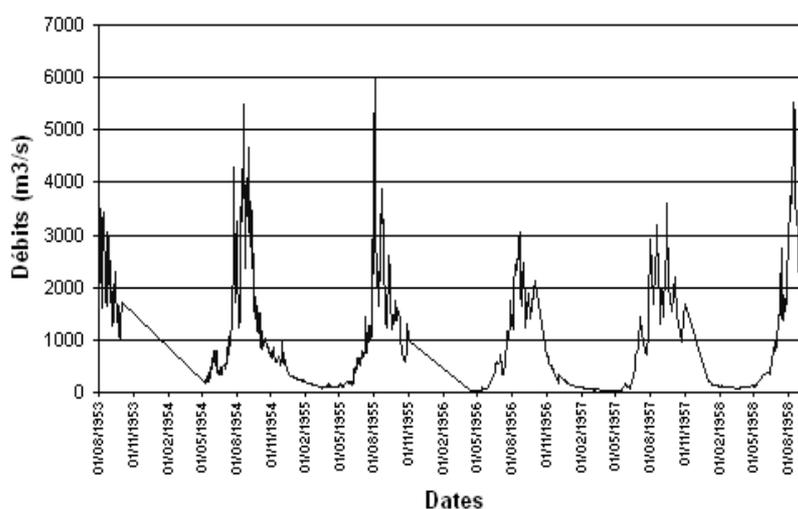


Figure II.11 : Données anciennes des débits du Konkouré.

Les stations de mesures Amaria et Yékémato sont les deux stations les plus aval du fleuve Konkouré. Les deux stations ont été utilisées de façon irrégulière ; Amaria de 1955 à 1958 puis de 1975 à 1988. La station K11 Yékémato a elle été utilisée de 1953 à fin 1958. Les valeurs des débits journaliers montrent pour les deux stations des pics de crue pouvant atteindre $6000 \text{ m}^3/\text{s}$ en Août 1955 (figure II.11).

Afin de tenir compte du maximum de données climatiques disponibles, une moyenne des précipitations à Conakry (de 1922 à 1995) et des débits à la station de Yékémato, K11 (figure II.7) ont été reportés dans la figure II.12.

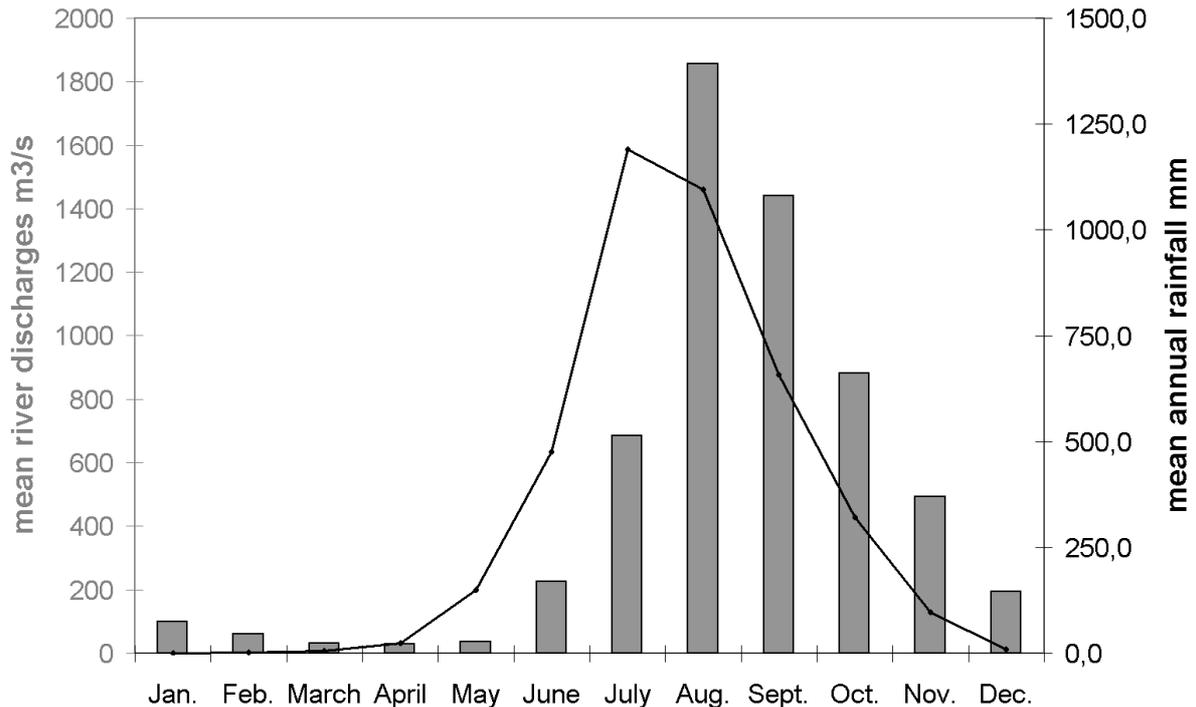


Figure II.12 : valeurs moyennes de débits fluviaux (données 1953-1988) et de pluviométrie à Conakry (données 1922-1995).

Les valeurs moyennes mensuelles de débits fluviaux montrent une croissance importante à partir de Juin, juste après l'apparition des premières pluies (en Mai). Puis les débits augmentent avec les forts apports d'eaux de pluies de Juillet et Août et amorcent une diminution avec la diminution des précipitations. La figure II.12 souligne la relation entre précipitations sur la côte et les débits fluviaux avec un décalage temporel d'environ un mois concernant les valeurs moyennes mensuelles. La tendance des deux courbes est identique mais montre un décalage temporel d'environ un mois.

II.4.2. Apports fluviaux solides

Les eaux fluviales sont très peu chargées en sédiments en suspension, la bibliographie donne des valeurs inférieures à 0,01 g/l (Berthois, 1967 ; Wolanski et Cassagne, 2000). En effet, les très fortes précipitations qui s'abattent sur la Guinée lessivent un socle ancien, très altéré, sans soulèvement géotectonique marqué, ne fournissant actuellement que peu de matériel fin au domaine marin.

II.4.3. Marée

L'onde de marée est une onde quasi sinusoïdale lors de sa propagation sur le Plateau continental Guinéen. La marée sur les côtes guinéennes est de type semi-diurne à inégalité diurne (Guilcher, 1954). Le marnage observé au port de Conakry, port de référence, varie de 1,3m en morte eau à 4,2m en vive eau. L'estuaire est donc mésotidal (Diop, 1990). Les

données concernant la marée sur le littoral Guinéen sont très rares, seuls quelques documents du CERESCOR existent mais il datent de la présence des soviétiques (jusqu'en 1984) et sont généralement rédigés en russe. Cependant, l'amplitude des marnages observés le long du littoral induit des courants de marée parallèles à la côte jouant un rôle essentiel dans le brassage des eaux et dans les dépôts de vase le long des côtes (Pezennec, 2000).

II.4.4. Intrusion saline

Fort peu de données anciennes sur les mesures de salinité dans l'estuaire sont disponibles, la plupart concernent en effet des publications internes du CERESCOR (CEntre de REcherche Scientifique de CONakry Rogbané), introuvables aujourd'hui.

L. Berthois au cours de deux missions effectuées, l'une en étiage et la seconde en période de crue, a précisément décrit le fonctionnement hydrodynamique de cet estuaire au cours des années 1959 et 1962 (Berthois 1962, 1967). Il faut cependant rappeler qu'alors le bras principal du Konkouré était l'actuel bras secondaire, et que ce premier était complètement ensablé, ne permettant ni navigation, ni mesures.

Ainsi, en ce qui concerne le bras principal nous nous référerons plus particulièrement dans cette étude aux mesures effectuées par Nikolayenko et Sirikova entre 1985 et 1989, reportées sur la figure II.13, citées par (Wolanski et Cassagne, 2000).

Les valeurs des débits fluviaux de ces campagnes n'ont pas pu être reportées car la station de Yékémato, qui est notre référence actuelle ne fonctionnait pas.

Les conditions de marée ont pu être reportées pour ces campagnes, et sont présentées dans le tableau II.2.

Tableau II.2: amplitude des marées au moment des campagnes de mesures de Nikolayenko et Sirikova, citées plus haut.

Date	BM	PM	BM	PM	Marée
24/10/89		2.97	1.18	2.83	ME (déchet)
14/11/85	0.37	3.76	0.26	3.86	VE (revif)
18/01/86		2.93	1.27	2.68	ME (déchet)
20/03/86		2.41	1.58	2.62	ME (revif)
18/04/86		2.44	1.55	2.68	ME (revif)

La figure II.10 montre une forte variabilité de l'intrusion saline à l'échelle saisonnière (la zone grisée indique les eaux douces). Cette intrusion saline mesurée est maximale le 18 avril 1986 avec des salinités qui varient de 34,5 en embouchure à 14 à proximité de la station K12, en estuaire amont. Le 24 octobre 1989 en revanche, les salinités varient de 6 en embouchure à 0 à la pointe amont de l'île de Bokhnene. Cette répartition des salinités de surface dans l'estuaire du Konkouré montre un control des débits fluviaux sur la pénétration des eaux marines dans le domaine estuarien.

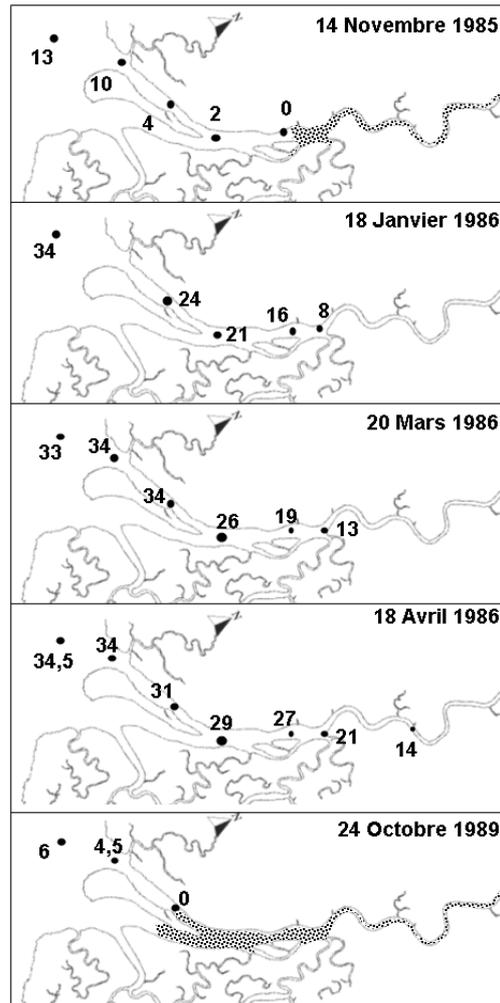


Figure II.13: Variations saisonnières de la distribution des salinités dans l'estuaire du Konkouré. Données fournies par le CERESCOR. (d'après Wolanski et Cassagne, 2000). La zone grisée correspond à l'eau douce.

II.4.5. Régime de houles

L'agitation des côtes est particulièrement complexe en Guinée. Guilcher (1954) fait remarquer la position planétaire particulière de la Guinée au point de vue de la jonction des houles boréales et australes. Toutefois l'auteur nous rappelle aussi que les houles océaniques qui atteignent la côte guinéenne sont d'origine lointaine et donc très amorties par la distance parcourue sans vent d'entraînement (zone des calmes tropicaux) ainsi que par la grande largeur (entre 80 miles et 100 miles) et la faible profondeur du Plateau Continental. En effet, la quasi totalité de l'énergie des houles est absorbée sur le Plateau Continental en raison de la grande quantité de vase molle et vase non consolidée présente sur les fonds inférieurs à 20 mètres engendrant ainsi une forte turbidité des eaux littorales. Aussi les vagues issues des vents locaux (clapots) ont autant, voire plus d'importance que les houles du large. Les vents locaux mettent en mouvement, par l'intermédiaire du clapot, des dérives sédimentaires locales (Rue 1998).

Leroux (2001) montre par une analyse mensuelle des vents que ces derniers varient en fonction de la saison et qu'ils sont commandés par la position de l'équateur météorologique (ligne de séparation des influences anémométriques australes et boréales).

D'avril à novembre, les influences australes sont dominantes et provoquent des vents passant progressivement du Sud au Sud Est. Les houles générées par ces vents engendrent alors une dérive littorale théorique S -N et des clapots locaux.

De décembre à mars, la migration vers le Sud de l'équateur météorologique positionné au Sud de la Sierra Leone privilégie l'influence de l'atlantique boréal, inversant le régime des vents. Les vents de NO engendrent donc une houle oblique générant une dérive littorale théorique N - S.

Cependant dans l'embouchure du Konkouré aucune figure morpho sédimentaire ne nous permet d'établir d'influence de la dérive littorale (pas de flèche sableuse) et l'action des houles marines semble donc négligeable. En revanche l'action des brises thermiques quotidiennes génère un clapot susceptible de remettre en suspension les vases fraîchement déposées sur les berges et de provoquer jusqu'au déchaussement des palétuviers de front de mer en période d'érosion côtière et d'intense agitation marine. La variabilité interannuelle des régimes de vents et de houle, ou clapot, engendre ainsi des périodes d'érosion côtières où les mangroves littorales de l'embouchure ont fortement été érodées et des périodes de calme où les mangroves littorales se sont développées, colonisant les bancs de vases récemment consolidés, au moins lors des deux dernières décennies (Bertrand, 1993 ; Rue, 1998).

II.4.6. Courants marins généraux

Le Contre Courant Equatorial et la courant de Guinée sont les courants géostrophiques que l'on rencontre sur le Plateau Continental Guinéen. Le courant de Guinée est un courant de surface chaud.

Au sud des Bissagos les courants côtiers sont faibles et irréguliers, masqués par d'importants courants de marée. Ainsi, devant la Guinée et la Guinée-Bissau, en raison de l'apport constant des fleuves et de la faible circulation de surface, les eaux peu salées peuvent persister jusqu'à la fin de la saison sèche.

Le contre courant Equatorial engendre un upwelling sur la côte Ouest Africaine qui n'apparaît que de la Mauritanie jusqu'au Nord de la Guinée Bissau et n'affecte donc pas le Plateau Continental en Guinée.



Figure II.14: Carte des courants de surface d’Afrique de l’ouest. Les flèches pleines indiquent les courants en été, les flèches en pointillés indiquent les courants en hiver.

En conclusion, le contexte hydro-climatique de la côte guinéenne peut donc être synthétisé comme suit sur la figure II.15 :

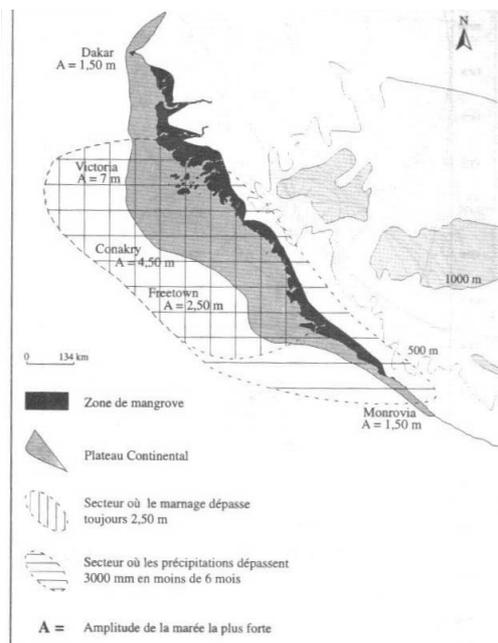


Figure II.15: Contexte hydro-climatique des mangroves de Guinée, d’après (Rüe, 1998).

CHAPITRE III

L'hydrodynamique estuarienne du Konkouré

Guilcher, 1965 ; Diop, 1990 ; Rüe, 1998 identifient la marée comme étant semi diurne sur le littoral Guinéen et les amplitudes mésotidales représentent un caractère spécifique au littoral Guinéen sur toute la côte Atlantique Africaine. Afin de comprendre la circulation des masses d'eau dans l'estuaire du Konkouré, la stratégie d'acquisition des données s'est donc axée sur le suivi de cycle semi-diurne, soit environ 13 heures. La stratégie de couverture du domaine estuarien, soit les huit stations reportées sur la figure II.1, s'est axée sur des mesures généralement acquises à une station par jour, en raison du nombre de bateau et de courantomètres disponibles.

Les variations du cycle morte eau / vive eau ont été étudiées pour rendre compte des facteurs marins sur les circulations liquides. Des mesures de volumes oscillants ont ainsi été effectuées sur trois jours (1 jour par embouchure) pour quantifier les apports liquides marins.

Les variations annuelles de débits ont été également prises en compte avec des campagnes de mesures en période de crue aussi bien pour les mesures courantométriques que pour les volumes oscillants et les salinités.

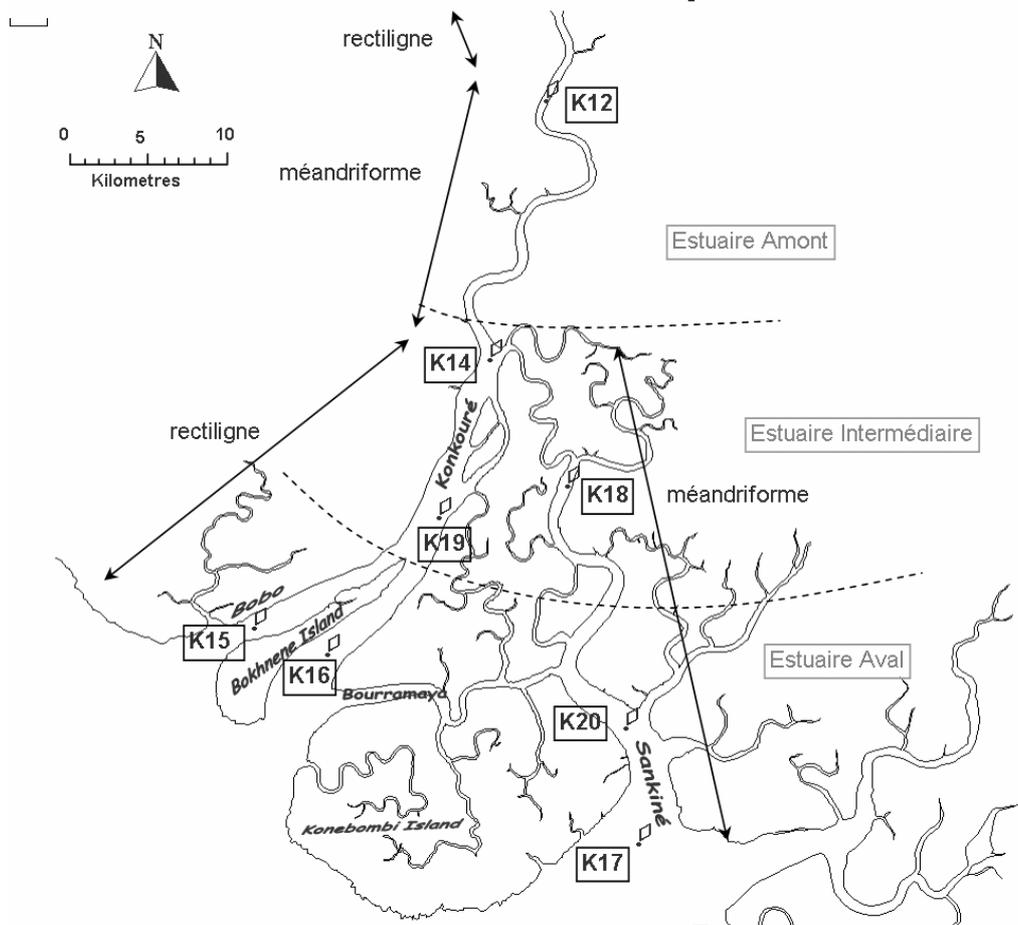


Figure III.1: Localisation des stations de mesures et des unités géomorphologiques de l'estuaire du Konkouré.

Chapitre III : L'hydrodynamique estuarienne du Konkouré

L'estuaire est un milieu vierge dont l'accès est rendu difficile par la densité de la mangrove bordant ses rives. Un seul point d'embarquement du bateau est accessible à la station K12, à la sous-préfecture de Ouassou où se situait l'ancien bac. Cet accès est présenté sur les photos suivantes, montrant la difficulté des opérations de mise à l'eau des bateaux en période de basse mer notamment. La totalité des données analysées dans le présent mémoire proviennent de campagnes de terrain de 3 à plus de huit jours consécutifs dans cet environnement où il convient de planifier au mieux toute intervention, tant en terme de matériel technique que logistique et alimentaire.



Photos : Mise à l'eau du « Garafiri » à pleine mer (à gauche) et à basse mer (à droite).



Photos : à gauche : matériel embarqué comprenant les instruments scientifiques et la logistique de déplacement (carburant, eau potable et nourriture).

A droite : « poto-poto » guinéen ou vase molle recouvrant les rives à basse mer en estuaire amont.

III.1. Météorologie

Une station météorologique DAVIES a été installée à l'embouchure à la station de référence K15.

Les précipitations cumulées de l'année 2001 sont de 3640 mm en K15 et de 2647 mm en K12. Bien qu'incomplètes sur l'année, les données ont été collectées sur la même période et soulignent un fort contraste des précipitations entre l'estuaire aval, K15, et amont, K12 pourtant seulement distantes d'une trentaine de kilomètres. Les précipitations cumulées de 2002 sont de 2596 mm à la station K15 en embouchure, et de 2192 mm à la station K12 en amont. L'année 2002 présente moins de contraste entre les limites aval et amont de l'estuaire mais souligne une année sèche.

Les précipitations enregistrées deux fois par jour en estuaire amont (K12) et aval (K15) (figure II.2) rendent compte de la diminution de la pluviométrie entre 2001 et 2002. Les pluies peuvent être diluviennes et plus de 200 mm peuvent tomber en une demi journée (Juillet et Août 2001 à la station K15) alors que les pluies sont très rares entre décembre et mai. Cette répartition annuelle des précipitations montre une forte distinction entre deux saisons annuelles une saison sèche de Novembre à mai, où il ne pleut quasiment pas, et une saison des pluies de Juin à Octobre où les précipitations minimales sont de 2200 mm/an dans une bande littorale d'une trentaine de kilomètres.

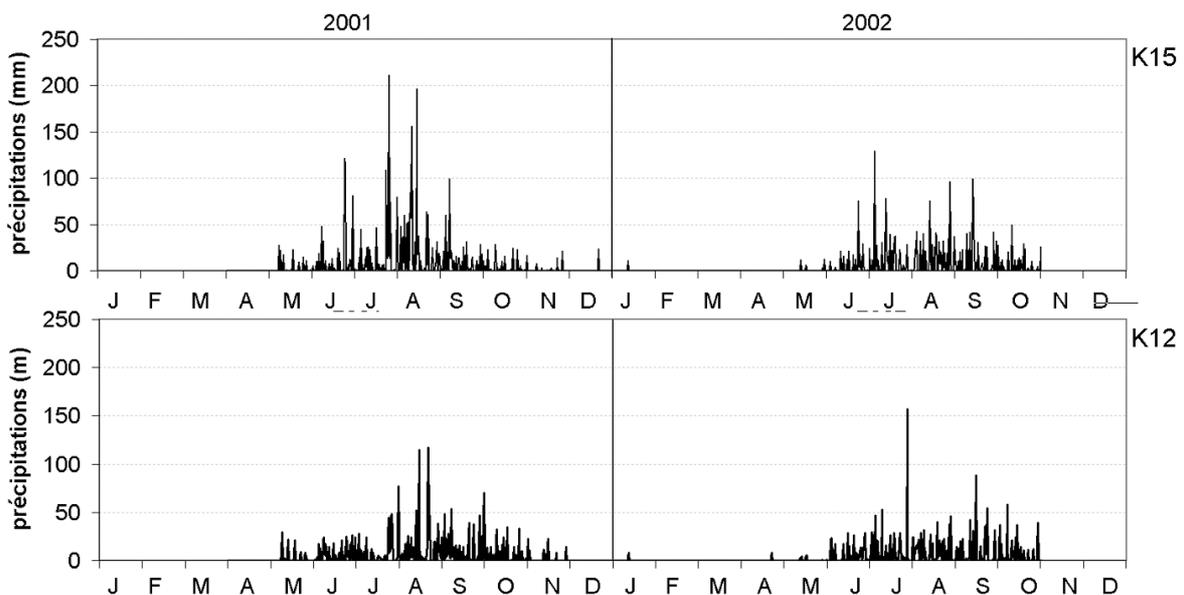


Figure III.2: Pluviométries journalières des stations d'estuaire, K15 en embouchure (en haut), et K12 en amont (en bas).

Le régime des vents à lui aussi été enregistré par la station météorologique à la station K15 en embouchure avec un pas de temps d'enregistrement de 2 heures (figure II.3). Le vent a atteint ou dépassé la vitesse de 10 m/s ,45 fois sur la période d'observation pourtant incomplète (200 jours), dont 24 fois par vent de mer et 21 par vent de terre. On considérera donc cette année 2002 comme une année plutôt ventée dans l'estuaire, en regard de la classification proposée par (Rüe, 1998) et l'année 2003 l'aura été encore plus. L'impact sédimentaire des houles sera cependant considéré comme négligeable sur le littoral puisqu'il s'agit de vents locaux, dont l'action dépasse rarement une durée d'action de deux heures. Ces vents seront susceptibles par contre de générer du clapot, ce qui pourra avoir un impact sédimentaire local d'érosion

des berges et de remise en suspension des vasières intertidales, accroissant la concentration en matières en suspension localement. Les vents maxima sont observés en 2002 à partir du mois de mai, et surtout en saison des pluies en 2002 et 2003.

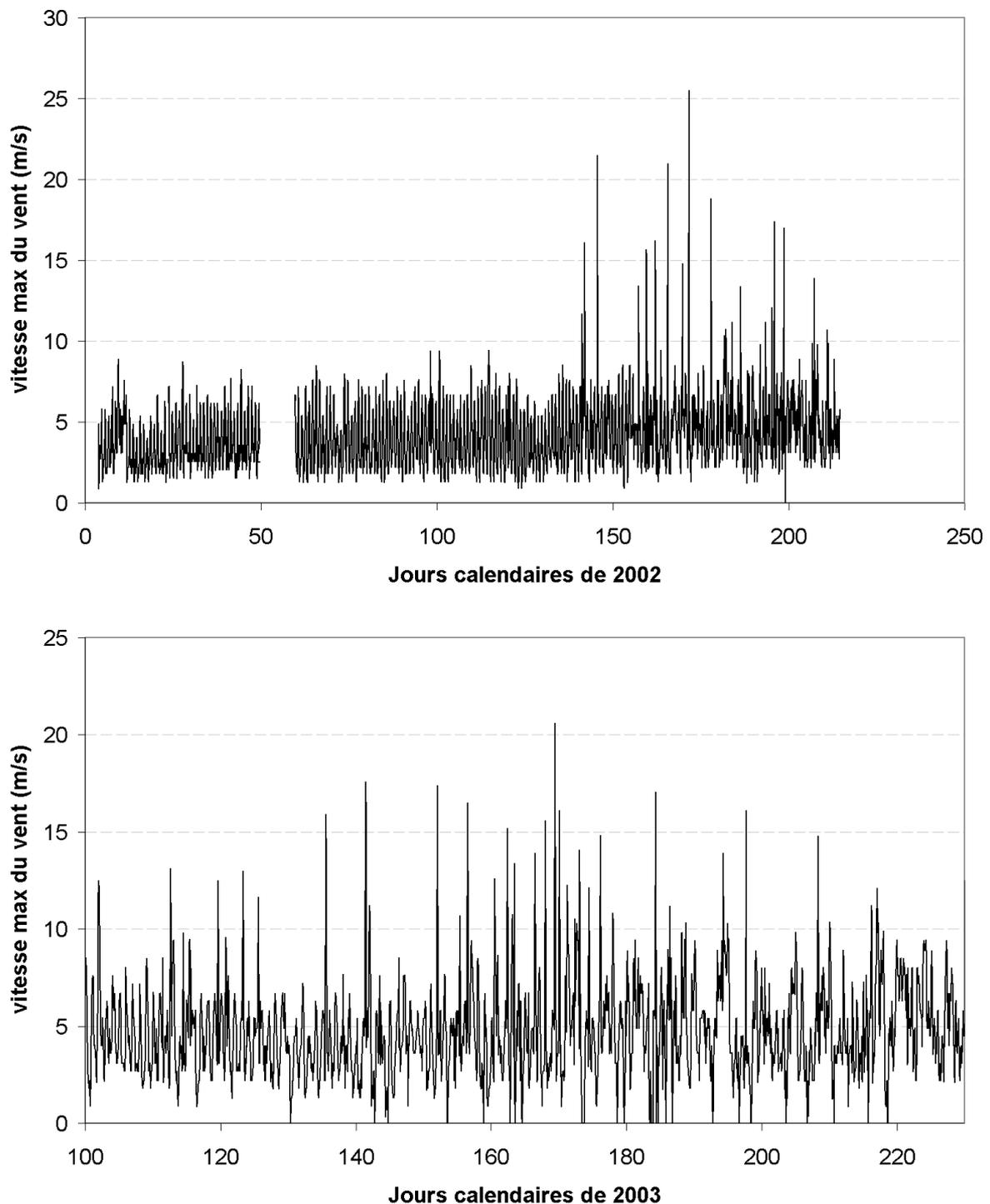


Figure III.3: intensité des vents maximum au cours des années 2002 (a) et 2003 (b).

Une rose des vents a été établie pour identifier l'orientation principale de ces vents et leur fréquence. L'analyse de la fréquence des directions des vents dans l'estuaire montre clairement une alternance entre deux directions principales (figure III.4). Ces vents sont des

vents thermiques dans l'orientation de l'embouchure du bras Ouest de l'estuaire : N230 environ. Ces vents thermiques agissent dans l'estuaire par l'intermédiaire du clapot alors que ce phénomène est local et surtout présent en période de crue (figure II.3 ; jours calendaires entre 150 et 210).

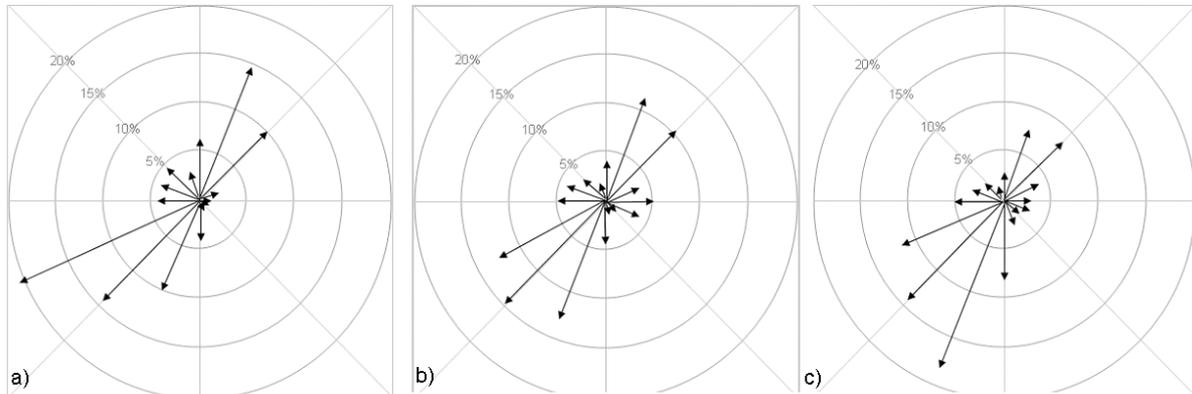


Figure III.4: Fréquence de la direction des vents à la station K15 a) durant l'étiage 2002 et b) durant la crue 2002 et c) durant la crue 2003.

L'orientation principale du vent est NE-SO, suivant l'orientation générale de l'embouchure à la station K15. Durant la période d'étiage les vents sont orientés N30 par vent de mer et N230 à N250 par vent de terre et ne dépassent que très rarement des vitesses supérieures à 10 m/s. Cette direction de vent de terre évolue légèrement en période de crue, s'orientant N200 à N220 alors que le vent de mer reste orienté N30.

III.2. Bathymétrie de l'estuaire du Konkouré

La bathymétrie est issue de campagnes réalisées sur le site à l'aide d'un ADCP RDI WHM600 associé à un GPS Magellan Color Track. La partie estuarienne a été levée en Juillet 2002, avec un complément en Juillet 2003 pour les bras secondaires reliant les bras principaux du Konkouré et de la Sankiné (figure III.5). Cette campagne représente près de 30 jours de terrain et plus de 307 profils ADCP transversaux de 300 mètres en amont à près de 3 kilomètres en aval et des chenaux secondaires de 50 m occasionnellement. La référence, le 0 bathymétrique correspond au niveau des plus basses mers enregistré à la station K15 où un marégraphe Thalimède OTT a enregistré les hauteurs d'eau pendant près de deux ans en continu. Le niveau moyen des mers à Conakry, le port de référence est de 2,07m alors que le niveau 0 choisi pour la Carte bathymétrique est situé à 0,131m.

Le système acoustique multi faisceaux de l'ADCP permet d'obtenir une précision verticale de quelques cm en fonction de la pénétration du signal dans les fonds non consolidés. En effet la réponse acoustique se base sur la différence de densité du fond. Le fond est ainsi identifié comme correspondant à un fort gradient de densité. Aucune mesure de la précision verticale en terme de bathymétrie n'a été entreprise par RDI mais une bonne corrélation ($R^2=0,98$) entre l'échosondeur Humminbird 350 TX et l'ADCP a été mise en évidence (Annexe Méthodologie bathymétrie).

L'estuaire présente une profondeur moyenne de l'ordre de 4 m, ce qui en fait un environnement peu profond. D'importants bancs sablo vaseux se développent en embouchure

des deux terminaisons du bras du Konkouré alors que la baie de Sangaréha, à l'embouchure de la Sankiné présente une morphologie bien plus régulière (stations K20 et K17).

Il est important de souligner la différence marquée entre les deux bras principaux du Konkouré et du Sankiné. Les chenaux les plus profonds du domaine (-8m) se situent sur la Sankiné amont alors que la profondeur maximale observée sur le Konkouré est de -5m sur la rive gauche et près de -6 m en embouchure. Les nombreux bancs jalonnant le bras du Konkouré rendant la navigation difficile même avec de petites embarcations et d'importants bancs émergent durant les basses mers de vive eau en estuaire aval et intermédiaire.

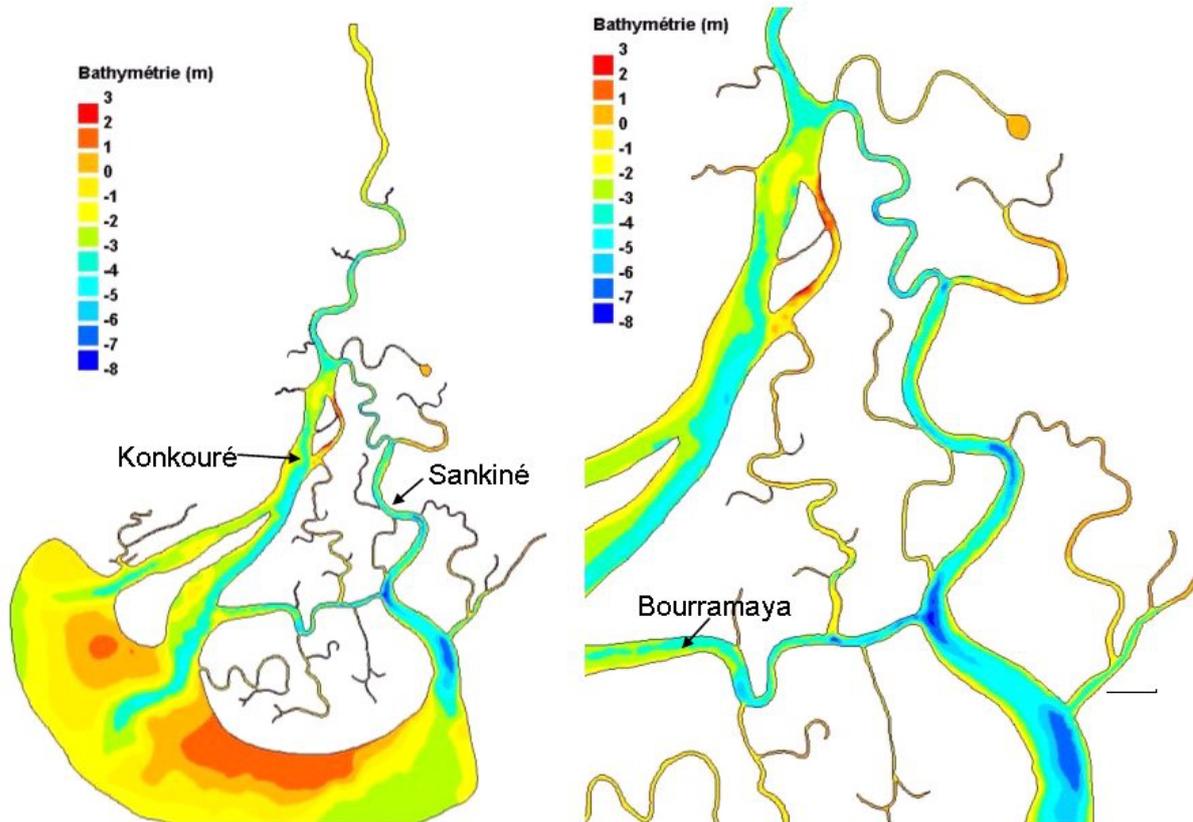


Figure III.5: Bathymétrie de l'estuaire du Konkouré et zoom montrant la différence de bathymétrie entre les deux bras du Konkouré et de la Sankiné.

III.3. Salinité dans l'estuaire du Konkouré

Les mesures aux échelles de marée, puis les enregistrements des limnigraphes installés pendant cette période le long de l'estuaire ont permis d'estimer les vitesses de propagation et de retrait des fronts salins dans l'estuaire, et leur temps de passage aux huit stations, pour les différentes situations hydrodynamiques. Une méthode de suivi dynamique, qui consiste à effectuer des mesures de conductivité (salinité), température et éventuellement turbidité en suivant la propagation des étales de PM puis de BM a été entreprise d'aval en amont. Cette méthode a permis de décrire les profils longitudinaux de salinité et l'excursion des isohalines entre PM et BM.

Les instruments de mesure utilisés simultanément sur le bras principal (conductigraphe à induction Cell 2994 du courantomètre Aanderaa RCM7) et la Sankiné (conductimètre WTW L197) ont été préalablement étalonnés entre eux. Une calibration de ces deux appareils a été programmée avant chaque campagne de mesure avec des échantillons témoins. Quatre

situations types permettent d'établir une comparaison des évolutions des salinités dans le bras principal du Konkouré et dans la Sankiné au cours d'un cycle de marée semi-diurne:

- Vive-eau pendant l'étiage : campagne du 28 mai 2002
- Vive-eau pendant la crue : campagne du 10 août 2002
- Vive-eau pendant l'étiage : campagne du 9 février 2001
- Morte eau pendant l'étiage : campagne du 23 janvier 2002

Les salinités des eaux estuariennes varient énormément selon l'échelle temporelle considérée. Les variations de salinités de surface et de fond sont analysées lors des passages des basses mers (BM) aux pleines mers (PM) selon le cycle de marée semi-diurne. L'importance de l'amplitude de la marée varie également selon une échelle bimensuelle avec des cycles de mortes-eaux (ME) à des vives-eaux (VE). Enfin les forts débits de crue vont modifier les salinités dans l'estuaire, tant en terme de stratification verticale que d'excursion et de pénétration du front salin par la dilution massive des eaux marines.

III.3.1. Variation au cours du cycle de marée semi-diurne

L'intrusion saline se définit en fonction de l'excursion maximale de l'isohaline 0,5 lors de vive-eau en période de faibles débits fluviaux. Les salinités de la colonne d'eau ont été acquises dans l'ensemble de l'estuaire le 28 Mai 2002 en suivant les ondes de PM et de BM, du fond vers la surface et d'aval vers l'amont dans les deux bras du Konkouré et Sankiné. La figure III.6 montre ainsi que l'intrusion maximale atteint l'estuaire amont, avec une salinité de surface de 5‰ à la station K12 lors des PM. Les salinités sont plus élevées dans le bras de la Sankiné tout au long du cycle semi diurne de la marée. Une diminution des salinités de surface de l'ordre de 10‰ est observée partout dans le bras du Konkouré entre la PM et la BM, alors que cette diminution est bien moindre (inférieure à 5‰) dans le bras de la Sankiné (bras Est).

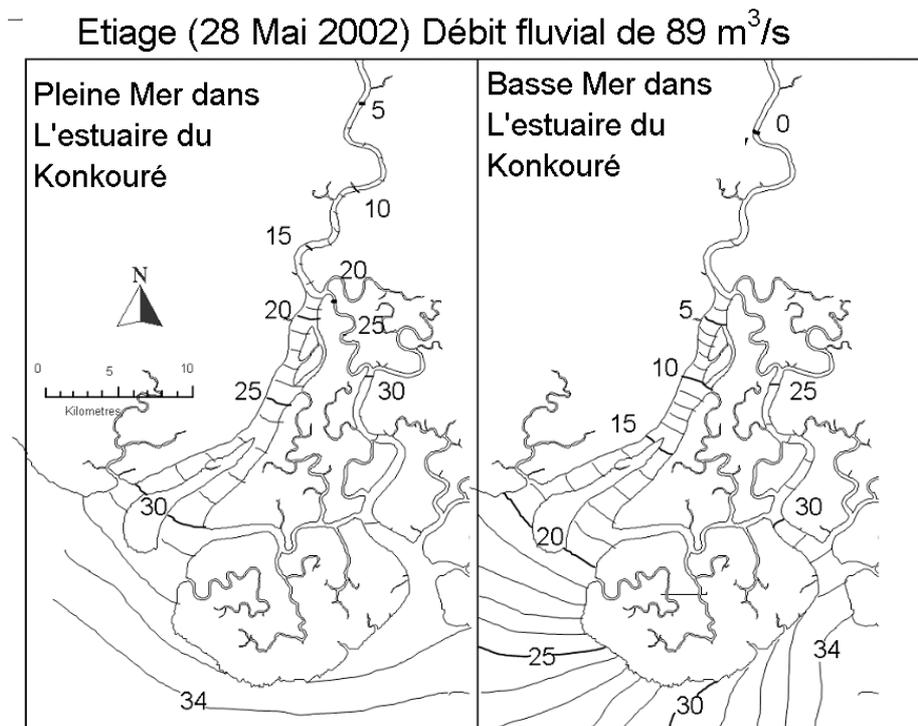


Figure.III.6: Salinités de surface de l'estuaire du Konkouré en période d'étiage (28 mai 2002), à pleine mer et basse mer.

La déssalure est partielle dans la partie amont de l'estuaire à basse mer. La figure III.7 montre les gradients verticaux de salinité. Une anomalie de salinité apparaît à pleine mer. Les valeurs de fond sont inférieures à celles de surface. Cette « stratification inversée » peut s'identifier à la lentille d'eau immobile observée par Berthois dans la Loire et dans le Konkouré en 1961 (Berthois, 1967). Il se peut également qu'il s'agisse d'un effet du au gradient horizontal de salinité dans le bras méandrique de l'estuaire amont. Ridd et al (1998) identifie une circulation secondaire de densité à la surface du bras méandrique amont du Normanby, Australie, induisant une circulation résiduelle des eaux de surface vers l'amont, permettant ainsi aux feuilles et graines de mangrove de migrer vers l'amont et de coloniser de nouvelles niches .

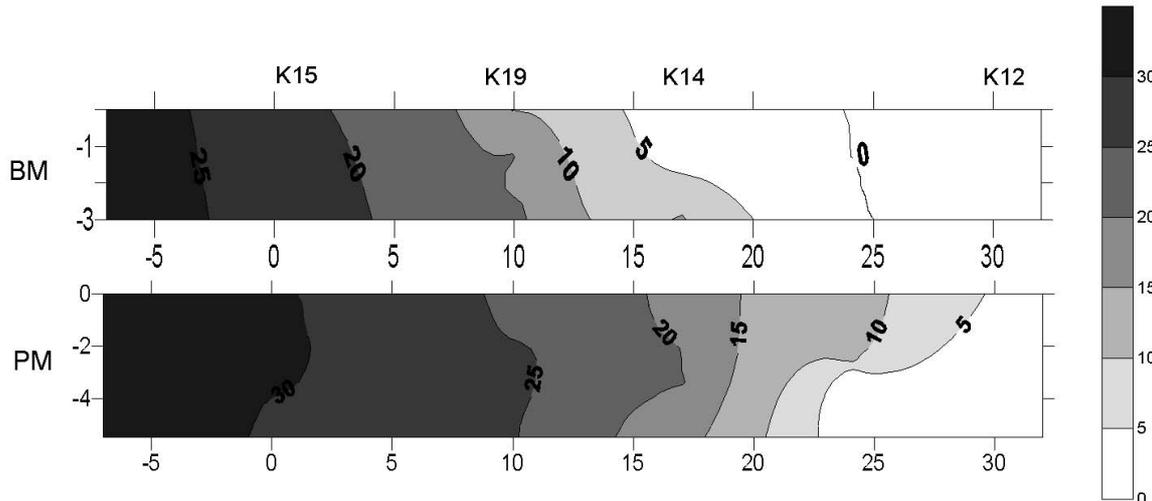


Figure.III.7 : Profils longitudinaux de salinité lors des BM et PM, d'aval en amont de l'estuaire du Konkouré le 28 mai 2002.

III.3.2. Variations au cours du cycle ME/VE

En période d'étiage, la pénétration du sel va dépendre principalement des variations du régime marin selon le rythme semi-lunaire des marées. La pénétration de l'eau de mer dans le domaine estuarien oscillera entre vive-eau et morte-eau pour décrire une variation continue des salinités qui se surajoute aux variations journalières du cycle semi diurne.

Lors de vives-eaux (figure III.8A), l'intrusion saline atteint une position en amont de la station K12 à PM et la colonne d'eau est bien mélangée dans les parties amont et intermédiaires de l'estuaire. Une légère stratification saline apparaît à l'embouchure, marquant l'intrusion des eaux marines par le fond en aval.

Lors des mortes-eaux (figure III.8B), l'intrusion saline à PM atteint juste la station K12. La colonne d'eau est bien mélangée dans la partie amont de l'estuaire alors que les parties intermédiaire et aval présentent une stratification saline plus importante à l'embouchure que lors des périodes de vives-eaux, malgré une pénétration moins forte. Une migration amont d'environ 6 à 7 kilomètres des salinités de fond à pleine mer entre ME et VE est mise en évidence (figure III.8). Les salinités de surface présentent une excursion plus importante (10 kilomètres au minimum), notamment dans la partie aval de l'estuaire pour des débits fluviaux comparables (105 et 125 m³/s).

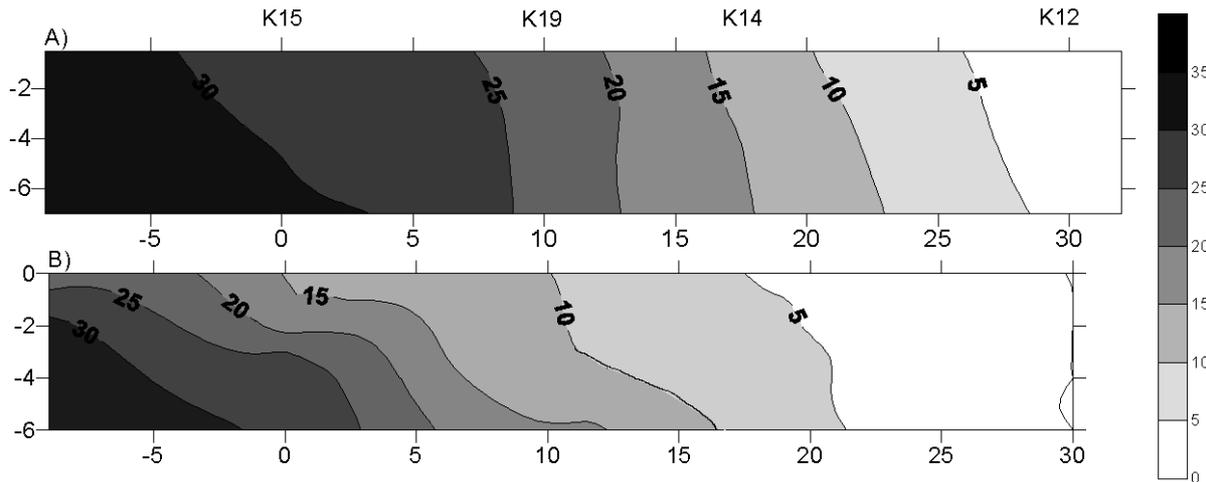


Figure.III.8: Profils longitudinaux des salinités en PM dans l'estuaire du Konkouré en fonction du marnage. A) en vive-eau, le 9 février 2001 pour 3,5m d'amplitude de marée et un débit fluvial de 105 m³/s et B) en morte-eau, le 23 janvier 2002 pour 1,4m d'amplitude de marée et un débit fluvial de 125 m³/s.

La stratification verticale de la colonne d'eau est fonction du rapport entre volume de flot et volume fluvial notamment. Cette stratification est alors plus importante pour des volumes de flots inférieurs, soit lors des périodes de mortes-eaux. Cependant, cette stratification n'apparaît que dans le bras ouest du Konkouré à l'embouchure alors que le reste de l'estuaire apparaît comme bien mélangé. Cette faible stratification souligne clairement la pénétration des eaux marines par le fond dans le bras ouest du Konkouré, à la station K15 en embouchure.

III.3.3. Variations saisonnières Etiage-Crue

Les figures III.9 et III.10 montrent l'impact des débits de crue sur la répartition des salinités de surface dans l'estuaire du Konkouré.

En période de forts débits fluviaux (figure III.9), le suivi des ondes de PM et BM a également permis de définir l'excursion des salinités de surface au cours d'un cycle semi-diurne. L'intrusion saline est par définition maximale en étiage de vive-eau, et elle atteint l'amont de K12. La partie amont de l'estuaire, au delà de la station K14, reste dessalée en permanence à partir d'un débit de l'ordre de 980 m³/s et la partie intermédiaire voit ses salinités varier de 0 à 10‰, tout comme la partie aval dont les salinités restent inférieures à 20‰ lors des pleine mers.

La variation semi-diurne montre un effet non négligeable de la marée sur les salinités, en étiage comme en crue. L'augmentation des débits fluviaux engendre une translation du front salin vers l'aval alors que l'excursion des isohalines est de l'ordre d'une dizaine de kilomètres.

Pour des débits de crue supérieurs à 1000 m³/s, le front salin est repoussé encore plus vers l'aval. La dessalure est quasi-totale en surface pour des débits de 1000 m³/s à BM (figure III.9). Si le débit fluvial atteint 2200 m³/s la dessalure de surface est totale, à PM comme à BM (figure III.10). Toute l'étendue de l'estuaire, en surface, présente alors des eaux douces.

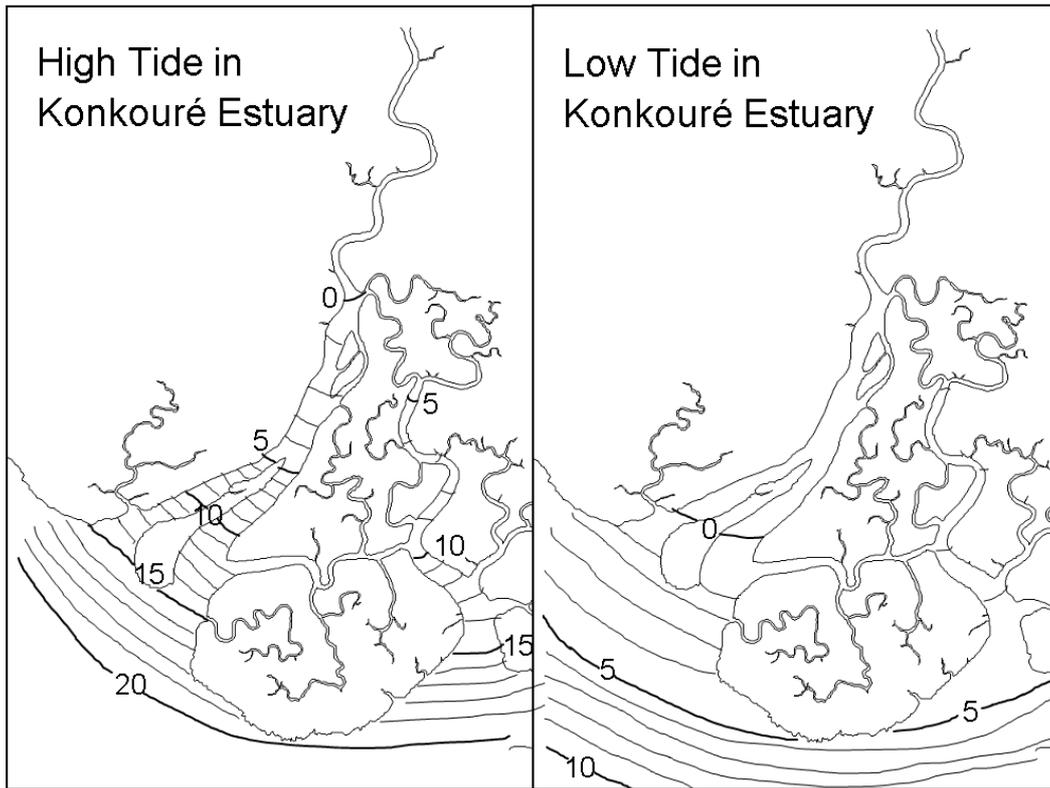


Figure.III.9: Salinités de surface de l'estuaire en période de crue, à pleine mer (High Tide), et à Basse Mer (Low Tide) le 10 Août 2002 pour des débits fluviaux de $980 \text{ m}^3/\text{s}$.

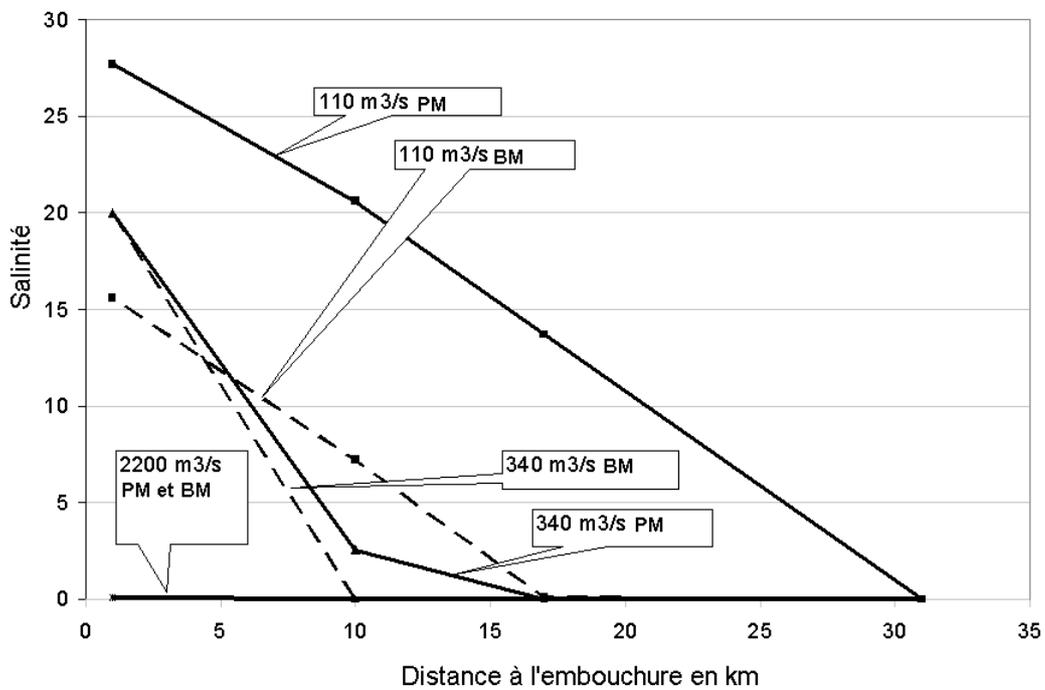


Figure.III.10: Salinités de surface en fonction des débits fluviaux de l'estuaire du Konkouré.

En plus de leurs effets sur la répartition longitudinale des salinités, les forts débits de crue vont avoir un effet important sur la stratification verticale de la colonne d'eau. En effet, lors

de faibles débits fluviaux, l'importance du prisme tidal et la faible profondeur de l'estuaire assurent un bon mélange des eaux dans l'estuaire et donc de la colonne d'eau (figure III.11B). La croissance des débits fluviaux détruit le mélange de la colonne d'eau en augmentant le rapport eau douce/eau salée. La colonne d'eau devient stratifiée avec l'apparition d'un coin salé à l'embouchure en période de crue (figure III.11A). Le mélange des eaux estuariennes est ainsi contrôlé par l'équilibre entre les débits fluviaux et les prismes tidaux.

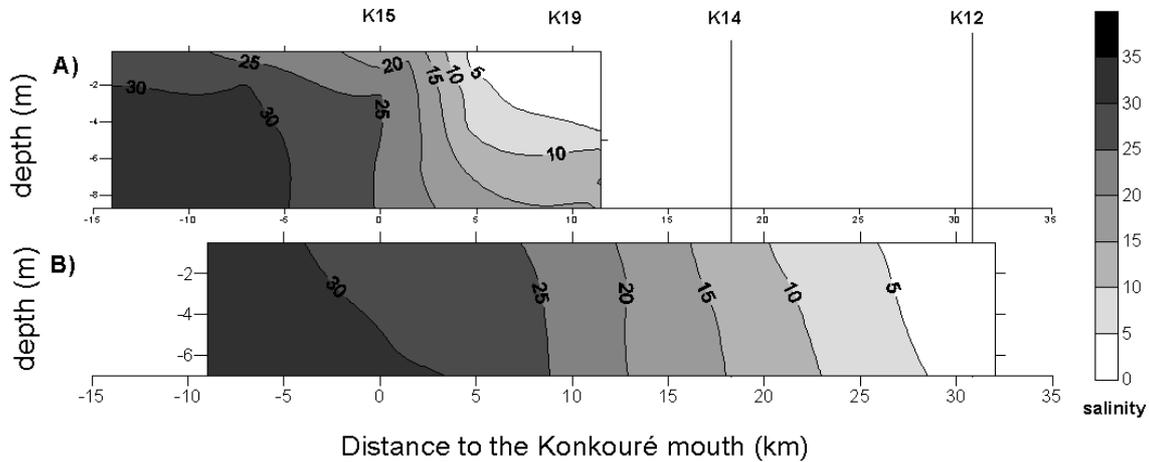


Figure.III.11: Stratification verticale de la colonne d'eau à pleine mer pour la crue le 10 août 2002 (débits de 980 m³/s) en A) et pour l'étiage, le 9 février 2001 (débits de 105 m³/s) en B).

Il est alors possible, à partir de la mesure des volumes oscillants (VEOo) présentés dans le tableau III.3 et celle des débits fluviaux de la station de Yékémato (K11), d'estimer la valeur du Nombre d'estuaire N_e , indice qui rend compte de la balance entre effets marins et fluviaux (Ippen, 1956 ; Migniot, 1982), soit :

$$N_e = VEO_0 * V_0^2 / gd_0 * Q_f * T$$

Avec

- VEO_0 = volume entrant dans l'estuaire au flot (m³)
- V_0 = maximum de vitesse du flot à l'embouchure (m/s) ;
- g = accélération de la pesanteur (m/s²) ;
- d_0 = profondeur moyenne à l'embouchure (m.) ;
- Q_f = débit fluvial (m³/s) ;
- T = Période de la marée (en s.)

Tableau III.3 : Nombre d'estuaire du Konkouré pour différentes situations hydrodynamiques.

type Hydrodynamique	Etiage					Crue	
	VE	VE	ME	ME	ME	ME	VE
<i>Campagne</i>	26/03/01	12/06/02	03/04/01	23/01/02	20/02/02	26/09/01	16/10/01
VEO ₀ (10 ⁶ m ³)	200	202.5	108	100	107	63	226.5
Q _f (m ³ /s)	87	96	81	112	90	1001	765
d ₀ (m)	3.8	3.8	3.8	3.8	3.8	4	4
V ₀	1.5	1.5	1.2	1.2	1.2	1	1.1
N_e	3.10	2.85	1.15	0.77	1.03	0.04	0.20
	mélangé	mélangé	mélangé	mélangé	mélangé	Coin salé	stratifié

La plupart des auteurs (Ippen, 1956, Migniot 1982, Sanchez et Grovel, 1994) admettent la classification suivante pour caractériser le type de mélange des eaux fluviales et marines en fonction du nombre d'estuaire :

$Ne < 0.08$: coin salé
 $0.08 < Ne < 0.5$: estuaire stratifié
 $0.5 < Ne$: estuaire mélangé

Selon cette classification, l'estuaire est mélangé en période d'étiage, quelles que soient les conditions de marée (VE ou ME). L'estuaire est stratifié en crue de VE et un coin salé peut apparaître en crue de ME. Cependant n'ont été considérés que les volumes cumulés des trois embouchures. Ces résultats indiquent donc la structure de la masse d'eau si le Konkouré était un estuaire sensu stricto. La figure III.11 indique pourtant qu'une stratification verticale des salinités apparaît à l'embouchure de la station K15.

Ces calculs donnent sensiblement les mêmes résultats lorsque chaque embouchure est différenciée, à ceci près qu'il faut estimer la répartition des débits fluviaux dans chaque bras terminal. En supposant une répartition égale dans chaque bras du volume fluvial, le calcul du Nombre d'estuaire Ne est consigné dans le tableau III.4.

Tableau III.4 : Nombre d'estuaire des trois embouchures du Konkouré pour le cas de bras différenciés en période d'étiage.

	EVE Juin 2002			EME Janvier 2002		
	K15	K16	K20	K15	K16	K20
$VEO_0 (10^6 m^3)$	34	61	81	23	31	35
$Q_f (m^3/s)$	30	30	30	40	40	40
$d_o (m)$	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8
V_0	1,5	1,5	1,5	1,2	1,2	1,2
Ne	1,50	2,69	3,58	0,46	0,66	0,74
	mélangé	mélangé	mélangé	stratifié	mélangé	mélangé

Les observations faites sont dans l'ensemble cohérentes avec cette classification. Il n'a cependant pas été mis en évidence de stratification soutenue en étiage et le nombre d'estuaire de 0,46 à la station K15, très légèrement inférieur à 0,5 indique une stratification faible. La stratification en période de crue est, quant à elle, assurée quelque soit la méthode de prise en compte des trois embouchures (cumulées ou différenciées).

L'estuaire est ainsi bien mélangé en étiage, avec une colonne d'eau stable et bien mélangée quels que soient les conditions de marée. Seule une légère stratification apparaît dans le bras ouest du K15 lors des mortes-eaux avec un Nombre d'estuaire de 0,46, très légèrement inférieur à 0,5. En période de crue, l'estuaire devient stratifié lors des vives-eaux et un coin salé apparaît lors des mortes-eaux aux trois embouchures du Konkouré.

III.3.4. Impact du barrage sur les salinités de la zone estuarienne depuis 1999.

Le barrage mis en service à Garafiri, 130 kilomètres en amont de l'estuaire a des répercussions sur la dynamique hydrologique par le biais de la modification des débits naturels du fleuve Konkouré. Il est important de remarquer que toutes les situations présentées auparavant sont donc influencées par le fonctionnement du barrage hydroélectrique.

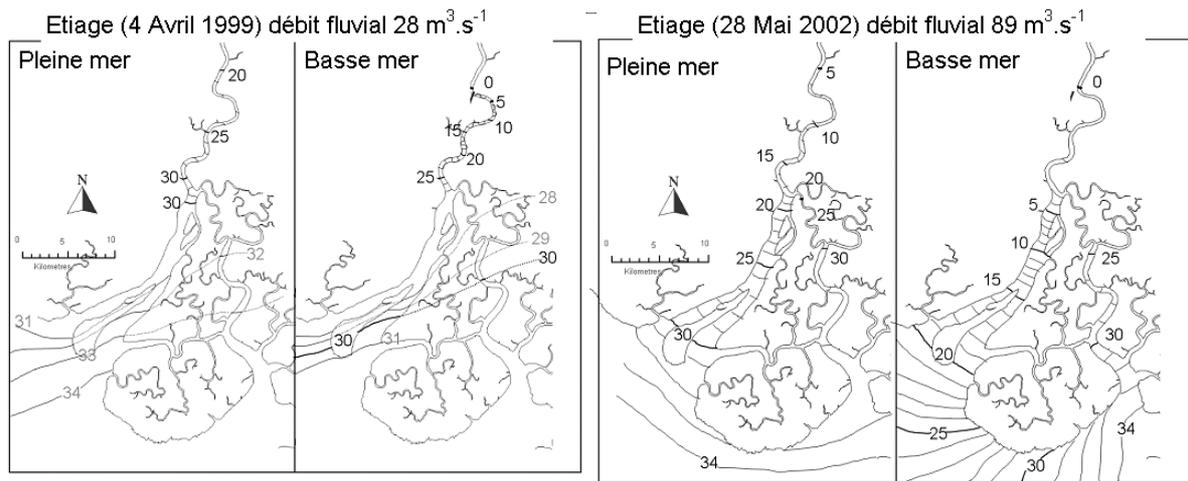


Figure.III.12: Impact du barrage sur la distribution des salinités de surface dans l'estuaire en étiage.

La figure III.12 souligne l'impact sur les débits du barrage hydroélectrique et sur les salinités de surface de l'estuaire du Konkouré en PM et BM. Les salinités de surface indiquent une importante évolution depuis la mise en fonctionnement du barrage. Avant le barrage, lors des PM, les salinités de surface de la station K12 étaient de 20‰ alors qu'elles n'atteignent plus que 5‰ après la construction. Les salinités d'avant barrage montrent un estuaire intermédiaire et aval salé à 25‰ durant tout le cycle de marée et des eaux de la Sankiné (bras Est) plus salées. Après la construction, les salinités ont fortement diminué et l'estuaire aval présente des variations de salinité de 30 à 20‰, respectivement à PM et BM, alors qu'auparavant la salinité en aval était constante à 31‰ environ.

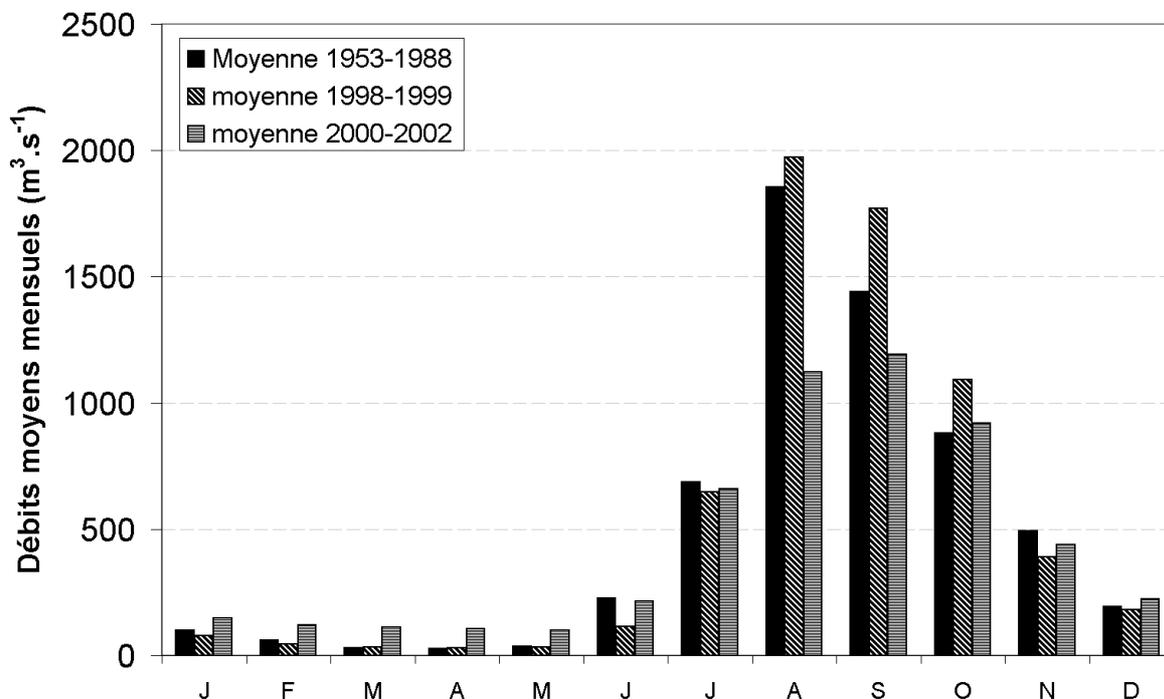


Figure III.13: Débits moyens mensuels à l'estuaire avant et après barrage.

Cette installation hydroélectrique a engendré une augmentation des débits minimum d'étiage de 300%, passant d'environ 30 à 100 m³/s. L'amortissement des débits de crue est également

une conséquence de la mise en fonctionnement de cette installation. Cependant l'impact du barrage en crue est de moindre importance car il ne concerne que 14 % du bassin versant. La différence de débits de crue est ainsi autant imputable aux variations interannuelles de pluviométrie qu'à la mise en fonction du barrage hydroélectrique en Juin 1999. Afin de mettre en évidence l'impact réel du barrage sur les débits fluviaux il convient de comparer les données antérieures à 1999, dont deux séries de données sont disponibles (les moyennes mensuelles de 1953 à 1988, et les moyennes mensuelles de 1998 à 1999) avec celles de 2000 à 2002 (figure III.13) tout en considérant cette comparaison comme peu significative en raison de la différences de durée des échantillons et de la grande variabilité interannuelle.

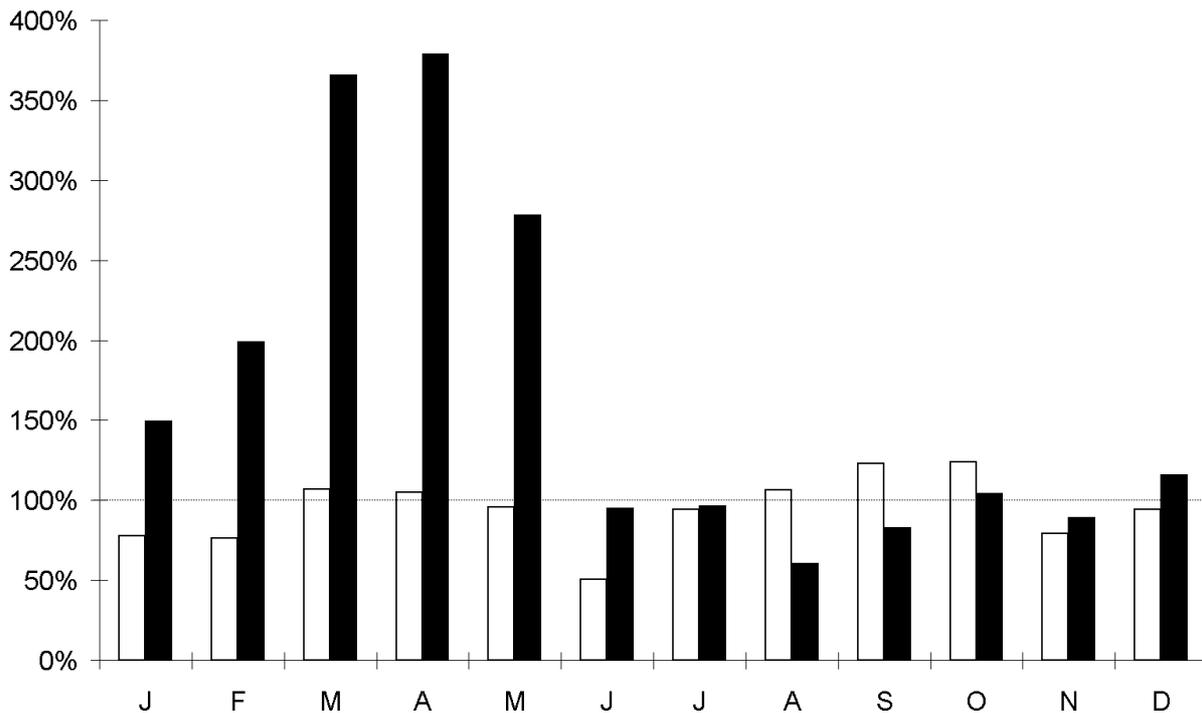


Figure III.14: variations des débits liquides en fonction de la saison. La valeur 100% correspond aux débits liquides moyens entre 1953 et 1988. La moyenne 1998-1999 (avant barrage) apparaît en blanc et la moyenne 2000-2002 (après barrage) apparaît en noir.

Pendant la crue, les pics de crues sont de -40% et -17% pour Août et Septembre. En revanche les débits augmentent fortement pendant l'étiage, avec des valeurs de +365% et +378% en Mars et Avril (figure III.14). Les précipitations pendant les années 2000 à 2002 (2890, 3640 et 2340 mm respectivement) étaient faibles comparées aux valeurs moyennes annuelles calculées d'après les données de 1922 à 1995 (3980 mm). Les années 2000, 2001 et 2002 étaient sèches avec respectivement 72, 91 et 58% de cette moyenne à long terme (Direction Nationale de la Météorologie Guinéenne). Ainsi, la décroissance des débits de crue n'est pas simplement due au barrage. En raison de la faible part du bassin versant affectée par le barrage (14%) la modification des débits de crue ne semble pas significative. De plus, l'hydrographie est contrôlée par les précipitations en amont (2000 mm/an) mais également par les précipitations de la Guinée maritime (4000 mm/an) notamment en raison de la topographie particulière (Figure II.4). En conclusion, les débits fluviaux mesurés semblent sous estimés en saison des pluies et la différence de débits de crue est autant imputable aux variations interannuelles de pluviométrie qu'à la mise en fonction du barrage hydroélectrique en Juin 1999.

L'impact du barrage est cependant évident sur l'intrusion saline en étiage (figure III.12) qui a été réduite de 25 à 30 % suivant l'isohaline considérée. Cette réduction de l'intrusion saline est primordiale dans les processus de sédimentation car elle est supposée correspondre à la localisation des points nodaux (Isohaline 0,5) et des zones de turbidité maximales, associées aux circulations de densité, où les phénomènes de floculations sont accrus au contact des eaux marines.

III.4. Marée et courants de marée dans l'estuaire du Konkouré

Cinq plates-formes marégraphiques ont été installées dans l'estuaire du Konkouré entre décembre 2000 et juillet 2001 par l'équipe de l'US DIVHA de l'IRD. Ces équipements sont destinés à contrôler les niveaux d'eau aux stations K12, K14, K15, K18 et K20 simultanément et en continu (figure III.15).

Chaque plate-forme marégraphique est composée de 6 éléments principaux :

- une base carrée de 9 m² de surface comprenant 1 pieu de 1 à 2 m de long à chaque angle,
- trois éléments verticaux de 1 m² de surface ; les éléments inférieurs et supérieurs ayant une hauteur de 3 m, l'élément intermédiaire une hauteur de 2 m,
- un puits de mesure,
- une cabine de protection de l'enregistreur.

Chaque station a été équipée d'un enregistreur de niveau de type OTT Thalimède (limnigraphe à flotteur) configuré avec un temps de scrutation de 1 minute et une mémorisation des valeurs de hauteurs d'eau toutes les 10 minutes.

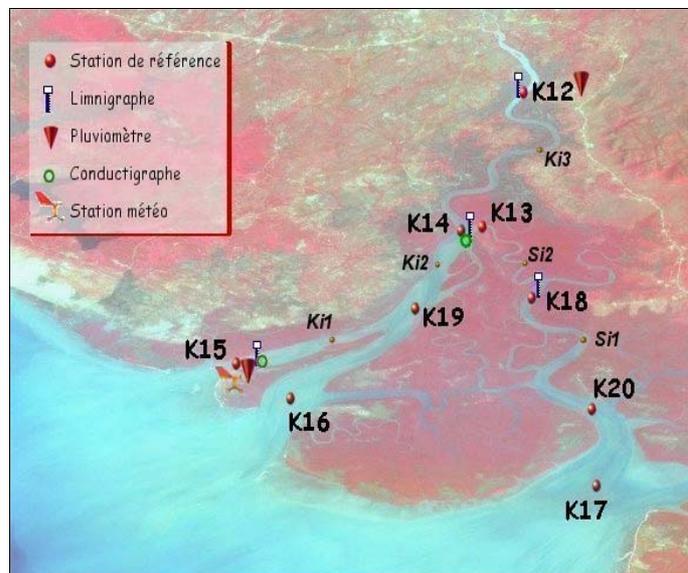
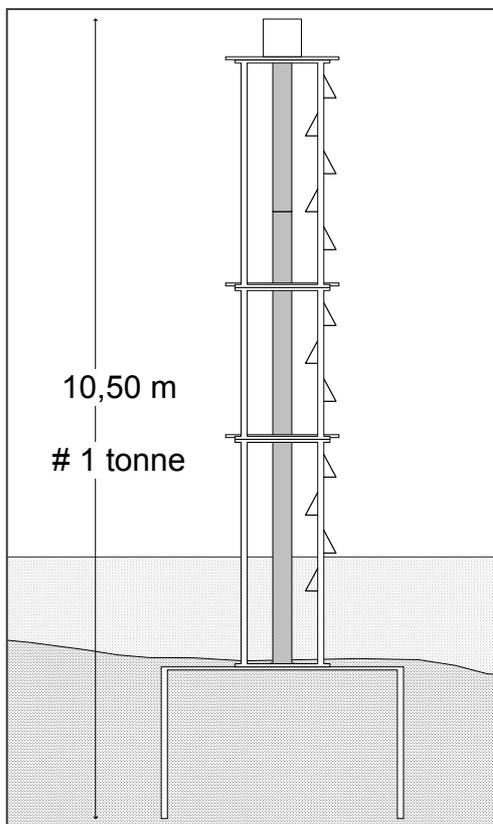


Figure.III.15: Situation du dispositif opérationnel de l'estuaire, les marégraphes sont représentés sur la figure aux stations K15, K14, K18 et K12.

La marée dynamique se propage à l'intérieur de l'estuaire jusqu'à une quarantaine de kilomètres de l'embouchure où elle est stoppée par une série de seuils rocheux qui empêchent sa propagation plus en amont (photo). L'analyse de l'évolution des hauteurs d'eau dans les différents bras de l'estuaire ainsi que dans les différentes parties amont, intermédiaire et aval va permettre de décrire la déformation de l'onde de marée lors de sa propagation dans l'estuaire. Ces mesures sont précieuses car il n'existe pas de données sur ce site dont la particularité est de présenter des amplitudes mésotidales. Un dispositif conséquent a été mis en place afin d'obtenir des séries temporelles continues aux stations K12, K14, K15 et K18 (Annexe inventaire des marégrammes).



Photo d'un des seuils rocheux bloquant la propagation dynamique de la marée en amont de la station K12.

III.4.1. Variations de hauteurs d'eau en étiage

Les hauteurs d'eau ont été mesurées d'aval en amont (respectivement K15, K14, K18 et K12) dans les bras du Konkouré et de la Sankiné. La figure III.16 présente les résultats pour une marée de vive-eau moyenne et pour une morte-eau.

L'onde de marée en K15 présente une courbe sub-sinusoïdale avec une légère asymétrie due au relèvement des fonds sur la côte guinéenne. A l'aval, le flot dure de 5h30 en vive-eau à 5h45 en morte-eau. Une analyse systématique des hauteurs d'eau entre les stations K15, K14, K18 et K12 a été effectuée. Une partie des résultats est présentée dans la figure III.16.

En vive-eau moyenne, l'amplitude de marée en K15 est de 2,67m et les durées de flot et de jusant sont estimées respectivement à 5h30 et 6h55 (l'incertitude sur ces temps étant de plus ou moins 10mn). En K14, plus en amont sur le bras du Konkouré, l'amplitude est de 2,96m et les durées du flot et du jusant sont estimées respectivement à 4h10 et 8h15. En K12, l'amplitude est de 3,67m et les durées de flot et de jusant sont estimées à 4h00 et 8h25. En

vive eau une amplification de l'amplitude de marée d'aval en amont d'environ 35% est observée. Le même phénomène opère dans le bras du Sankiné avec cependant une déformation moins importante que pour le Konkouré. Les amplitudes en K18 sont plus importantes qu'en K14 mais la courbe de marée garde une symétrie plus marquée qu'en K14.

En morte-eau l'amplitude de marée en K15 est de 1,85m, le flot dure 5h45 et le jusant 6h35. L'amplitude de marée passe à 2,16m en K14 où le flot dure 5h10 et le jusant 7h10. L'amplitude atteint 2,91m à l'amont (K12) où le flot dure 4h50 et le jusant 7h30. L'amplitude est amplifiée d'aval en amont de 57%.

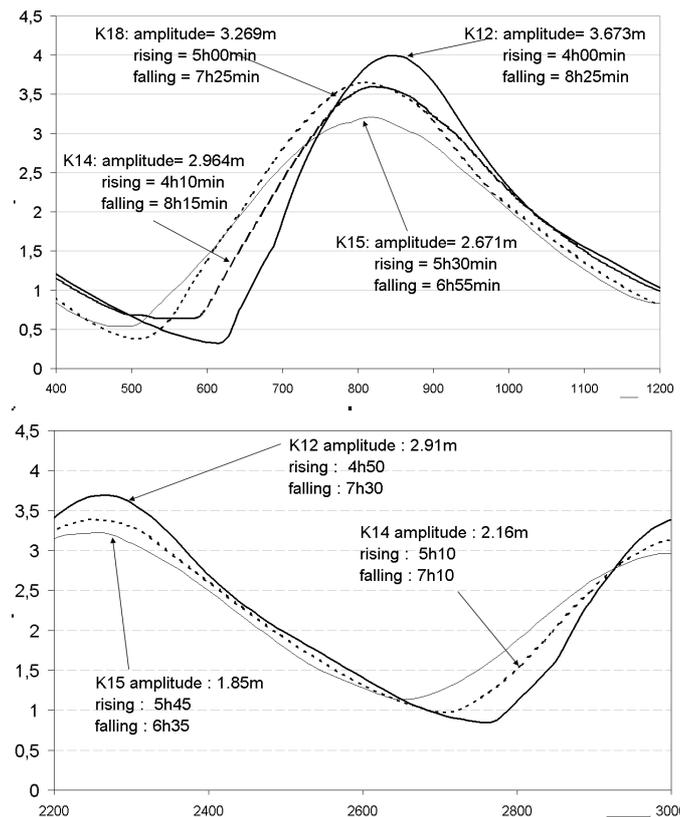


Figure III.16 : Déformation de l'onde de marée lors de sa propagation dans l'estuaire pour des conditions de marée de vive-eau (en haut) et de morte-eau (en bas).

La figure III.17 montre l'amplification des hauteurs d'eau entre K15 (ligne pleine) et K12 (pointillés) sur un cycle vive-eau, morte-eau, vive-eau pour un déchet et un revif consécutifs, du 15 au 31 janvier 2002.

On observe donc de l'embouchure vers l'amont une déformation de l'onde de marée qui se caractérise par :

- Un déphasage retard des PM et BM, celui des BM étant le plus important ;
- Une amplification en étiage ou une réduction de l'amplitude en crue en raison du rehaussement du niveau en amont ;
- L'apparition d'une dissymétrie entre flot et jusant.

Le déphasage de la Pleine Mer reste assez faible (inférieur à 1h.) en revanche, celui de Basse Mer s'accroît rapidement ce qui amplifie la dissymétrie entre flot et jusant.

L'augmentation de l'amplitude en étiage est plus nette dans la Sankiné que dans le bras principal du Konkouré; les deux bras fonctionnant cependant en système hypersynchrone.

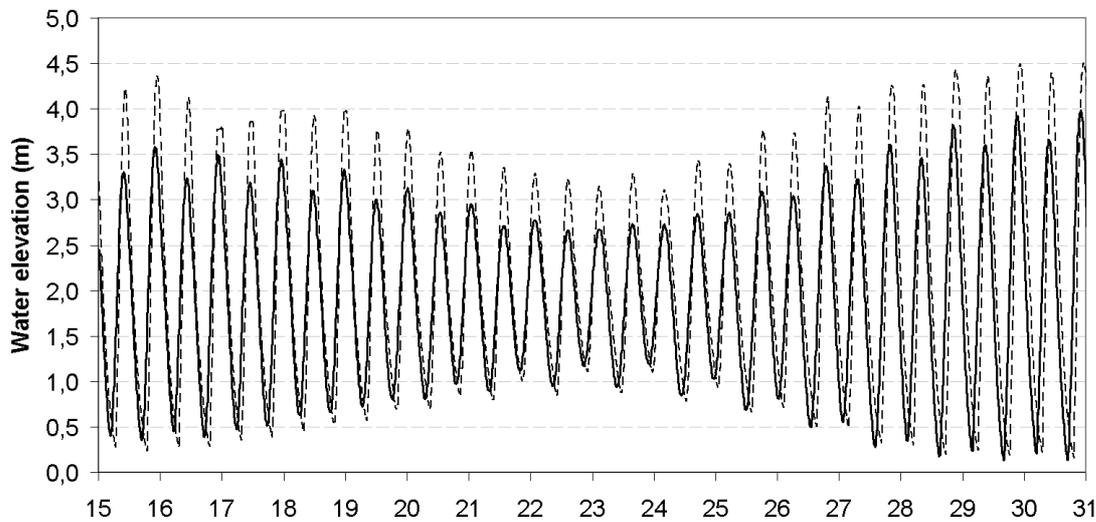


Figure III.17: Amplification des hauteurs d'eau et des amplitudes de marée d'aval (trait plein) en amont (pointillés) de l'estuaire sur un cycle de marée déchet-reviv du 15 au 31 Janvier 2002.

Le déphasage de l'onde de marée est plus important en vive-eau tandis que son amplification est plus marquée lors des Morte-Eau.

En effet, le déphasage de l'onde de marée est d'autant plus significatif que le forçage marin est important, à savoir en Vive-Eau. On observe alors un rallongement de la durée du jusant mais également une déformation de la courbe lors des étales. L'étale de pleine mer reste symétrique alors que celui de basse mer dure plus longtemps et s'allonge vers l'amont. La décroissance de la hauteur d'eau est progressive et son augmentation après l'étale de basse mer est brutale. Le retard de la basse mer est plus important que celui de la pleine mer avec une décroissance des hauteurs d'eau de type exponentiel. La rugosité des fonds, qui est fonction de la nature et de la morphologie du fond, agit également en freinant l'onde de marée. L'action du frottement sur le fond est plus importante en vive-eau ; les vitesses de courant de flot et de jusant sont maximales et nettoient les fonds des vases molles. Il existe en effet une non linéarité du frottement entre Vive-eau et Morte-eau. En morte-eau les vitesses sont plus faibles, le frottement a donc un poids plus faible, le rétrécissement des sections et la convergence des berges sont par contre les mêmes ; il en résulte un gonflement de l'onde dans la partie aval. De plus, en vive-eau, avec des vitesses plus importantes, les fonds sont ainsi mis à nu et plus rugueux. A basse mer, les hauteurs d'eau sont faibles et la rugosité du fond induit un ralentissement de l'onde plus important que pour des hauteurs d'eau plus conséquentes.

L'amplification de la marée, par contre, est plus importante lors des Morte-Eaux. L'onde de marée est influencée par trois phénomènes lors de sa remontée de l'estuaire ; le rétrécissement des sections qui est sensiblement le même pour des conditions de marée variables, la réflexion sur les berges et le frottement sur les fonds. Le frottement sur les fonds est le facteur influençant l'amplification de l'onde de marée et agit sur la dissymétrie de l'onde. En effet, en période de Morte-eau, les fonds sont recouverts de vase molle ; les conditions

hydrodynamiques plus faibles permettent aux particules en suspension de se déposer massivement sur le fond (Sanchez et Grovel 1994). La courbe de marée acquiert alors une forme plus régulière car la couche de vase atténue l'effet de frottement de l'onde de marée. En période de Vive-eau les fonds sont plus rugueux et la courbe acquiert une dissymétrie plus marquée. Les courants plus intenses en vives-eaux nettoient les fonds de la vase molle. L'interaction entre frottement et rétrécissement des sections absorbe alors plus d'énergie et ne permet pas une amplification de l'onde de marée aussi importante que lors des mortes-eaux où l'énergie de l'onde n'est absorbée que par la réflexion sur les berges.

La figure III.18 montre l'évolution des hauteurs d'eau d'aval en amont de l'estuaire en période de morte eau les 22 et 23 janvier 2002. L'amplitude de la marée en K15 est de 1,49m alors qu'elle est de 3,58m en période de vive-eau, les 28 et 29 janvier 2002 (figure III.18).

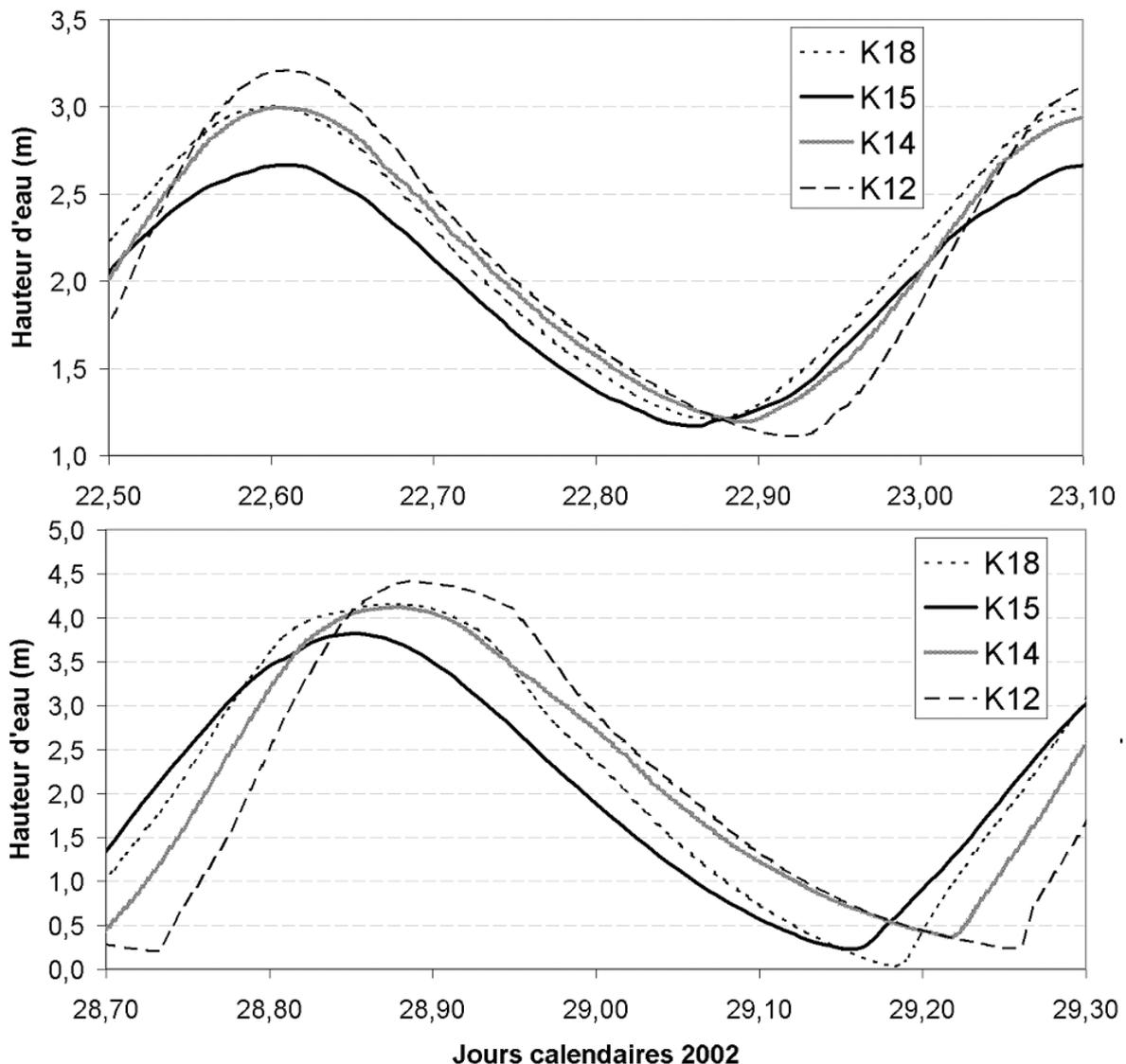


Figure.III.18: Hauteurs d'eau d'aval en amont de l'estuaire pour des mortes-eaux figure du haut et pour des vives-eaux (en bas). Les abscisses correspondent aux jours calendaires de 2002.

En morte-eau la pleine mer est quasi synchrone dans tout l'estuaire (figure III.18) contrairement à la basse mer indiquant l'asymétrie de la marée avec un rallongement des durées de jusant vers l'amont. De plus les hauteurs d'eau sont croissantes vers l'amont

(amplification des amplitudes) avec une pente régulière et continue d'amont en aval lors du jusant. Les hauteurs d'eau en K12 sont tangentes à celles de la station K14 en estuaire intermédiaire. Il en résulte que la pente de la surface libre est maximale entre K14 et K15 et que celle entre K12 et K14 est inférieure mais reste significative.

Sur la figure III.18, en vive-eau, la pleine mer est retardée vers l'amont et les hauteurs d'eau sont toujours croissantes vers l'amont également. L'asymétrie de la marée est plus prononcée que pendant les mortes eaux avec les durées de flot qui diminuent vers l'amont alors que celles de jusant s'allongent. La pente de la surface libre dans l'estuaire présente une singularité lors des vives eaux. En effet, à mi-jusant, on observe un « rebond » des hauteurs d'eau en K14 (estuaire intermédiaire) et les hauteurs d'eau de K12 sont tangentes à celles de K14.

III.4.2. Effet de la mangrove sur les hauteurs d'eau en étiage

La figure III.19 représente la pente de la surface libre entre les deux parties de l'estuaire, en amont entre les stations K12 et K14, en aval entre les stations K14 et K15.

La pente de la surface libre entre l'estuaire amont et l'estuaire intermédiaire est quasi nulle en période de vive-eau à partir de mi jusant. Cet effet est du à la rétention de l'eau par la mangrove. En effet, lors des pleines mers, l'eau atteint un niveau supérieur à 3,5 m dans tout l'estuaire, inondant massivement la mangrove et remplissant les piscines et petits bras nombreux dans ce domaine marécageux. Lors de la décroissance des hauteurs d'eau, pendant le jusant, l'eau commence à s'évacuer de la mangrove. Cette évacuation, et les répercussions hydrodynamiques du « re-largage » des eaux de mangrove dépendent de la pente de la surface libre, de la pente du substrat de la mangrove et de l'altitude des mangroves (Aucun et Ridd, 2000).

Ces eaux seront restituées au système estuarien de chenaux principaux avec un délai plus ou moins important qui sera fonction du réseau de chenaux secondaires et de l'étendue de la plaine côtière adjacente. Un second phénomène intervient dans ce délai de restitution des eaux de mangrove. En effet, la friction dans les marais de mangrove est accrue par la présence de nombreux obstacles à l'écoulement. Les échasses des palétuviers ou pneumatophores, très denses, entraînent un piégeage de ces eaux en créant des tourbillons turbulents et en accroissant la friction générale (Furukawa et al, 1997). Les deux phénomènes cumulés, pente et friction se combinent pour piéger efficacement les eaux d'inondation de mangrove sur un cycle de marée semi-diurne. Les eaux de mangrove sont donc retardées dans leur évacuation par les chenaux principaux et « stagnent » en estuaire intermédiaire, ce qui induit ce ralentissement de la décroissance des hauteurs d'eau en K14 (figure III.19).

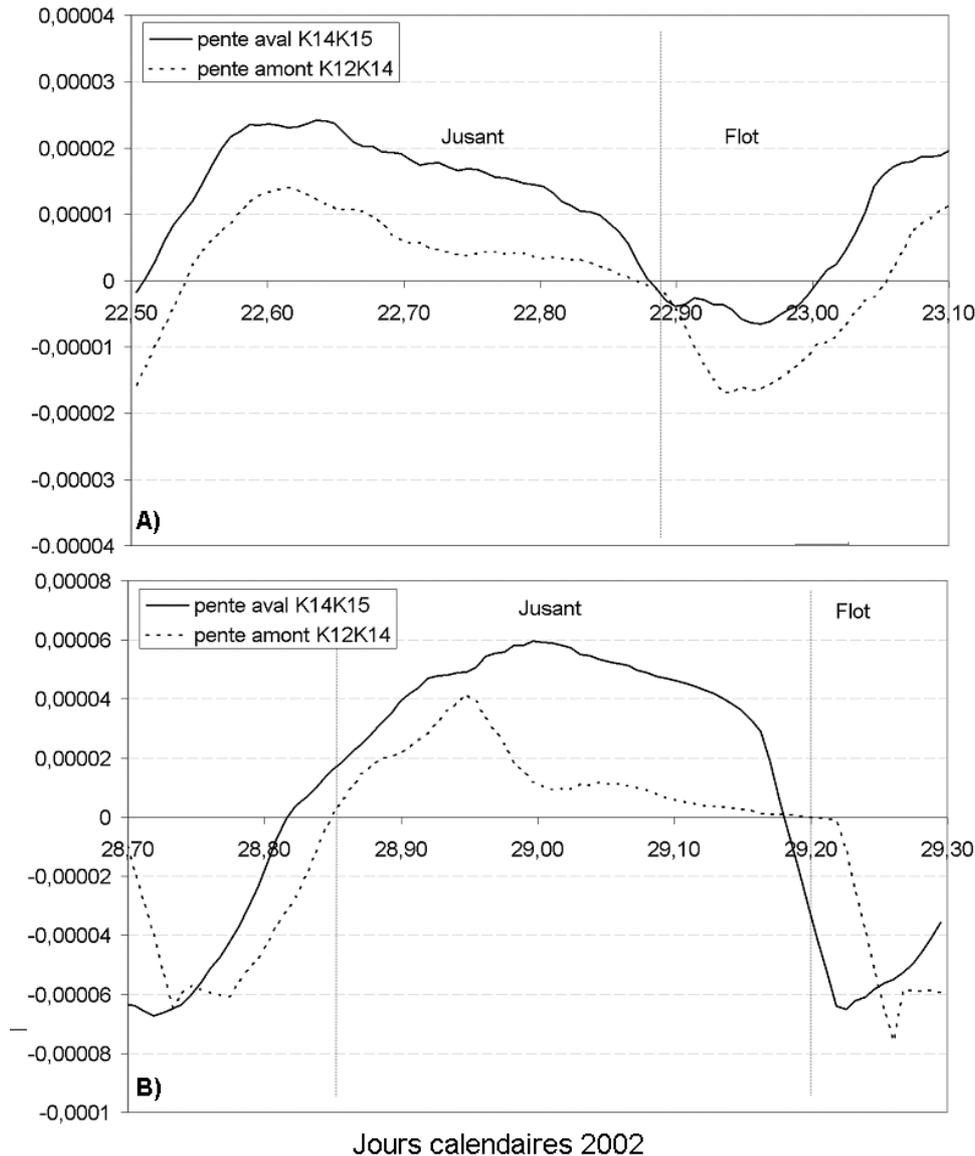


Figure.III.19: Pentés de surface libre des parties amont et aval pour des conditions de marée de morte-eau en A) et de vive-eau en B).

Ainsi lorsque la pente de la surface libre est supérieure à la pente du substrat, les zones de mangrove les plus proches des chenaux se vident avant les zones les plus distales, impliquant un stockage résiduel important de ces eaux dans la mangrove (figure III.20).

Les pentes de surface libre en vive-eau, pour des amplitudes permettant l'inondation des marais de mangrove, confirment ce phénomène avec l'identification de zones distinctes entre estuaire amont et aval. La partie aval (K14K15) présente une forte pente de surface libre jusqu'à mi-jusant puis décroît progressivement alors que la pente de surface libre amont décroît avant la mi-jusant avec une pente quasi nulle entre K12 et K14 (figure III.19).

Donc après la pleine mer, les mangroves sont inondées, puis au début de la décroissance des hauteurs d'eau, les mangroves se vident de leur eau à proximité des chenaux. La pente de la surface libre étant supérieure à la pente du substrat, ce sont les parties les plus proches des chenaux qui se vident alors que les parties les plus distales conservent leur stock liquide. A mi-jusant, cette eau distale parvient en partie à proximité des chenaux et vient « gonfler » les

niveaux d'eau de l'estuaire amont. Cette masse d'eau, freinée dans sa restitution par la friction due aux échasses de palétuviers ainsi que par la différence de pente entre substrat et surface libre, entraîne un effet de stagnation des eaux amont.

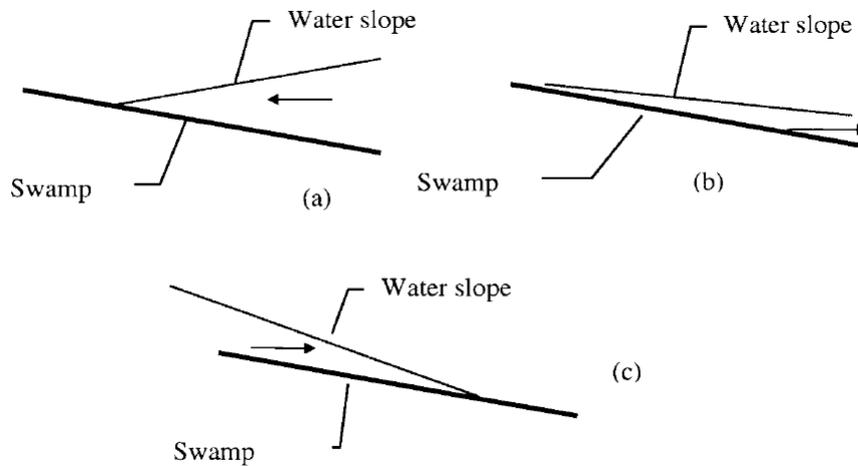


Figure III.20: Figure schématique des niveaux d'eau dans la mangrove pendant un cycle de marée : (a) flot, (b) jusant avec une pente de surface libre inférieure à la pente du substrat et (c) jusant avec une pente de surface libre supérieure à celle du substrat, d'après Aucun et Ridd, 2000.

Ce phénomène ne s'observe pas avec la même amplitude en morte-eau où les pentes amont et aval suivent quasiment le même comportement. La décroissance de la pente aval au jusant (K14K15) est progressive et la pente amont suit la même tendance avec cependant une diminution plus marquée de la pente à partir de mi-jusant (figure III.19). Ceci est dû à l'importance de la submersion des mangroves par les eaux de marée. En effet en morte-eau les amplitudes ne sont pas suffisantes pour inonder massivement les marais de mangrove et donc, ne stockent pas la même quantité d'eau. Les mangroves ne sont pas complètement ennoyées et ne freinent donc pas autant la restitution des eaux de marée.

III.4.3. Variations de hauteurs d'eau en crue

La figure III.21 représente une séquence de trois marées de vive-eau consécutives pour un débit du Konkouré voisin de $650 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Elle souligne la déformation que subit l'onde de marée lors de sa pénétration dans l'estuaire en période de début de crue.

Au K15, à l'embouchure, la courbe de marée reste proche d'une courbe sinusoïdale avec cependant une certaine asymétrie due au relèvement des fonds le long de la côte ; son amplitude est de 3,57m et les durées de flot et de jusant sont estimées respectivement à 7h et 5h30 (l'incertitude sur ces temps étant de $\pm 10\text{mn}$).

En K14, l'amplitude est de 3,58m et les durées du flot et du jusant sont estimées respectivement à 4h20 et 8h20.

En K12, l'amplitude n'est plus que de 2,62m (l'effet de crue amortit les basses mers) et les durées de flot et de jusant sont estimées à 4h10 et 9h20. Le niveau moyen est surélevé aux environs de 4m.

Dans la Sankiné, à la station K18, l'amplitude est de 4,23m et les durées de flot et de jusant respectivement de 6h et 7h20.

A Wassou, K12, un aplatissement de la Pleine Mer est observé. Outre l'influence fluviale (débit non négligeable de $650 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), cet aplatissement résulte probablement d'un amortissement dû à la différence de longueur entre les deux bras principaux du Konkouré et de la Sankiné ainsi que de leurs bathymétries respectives.

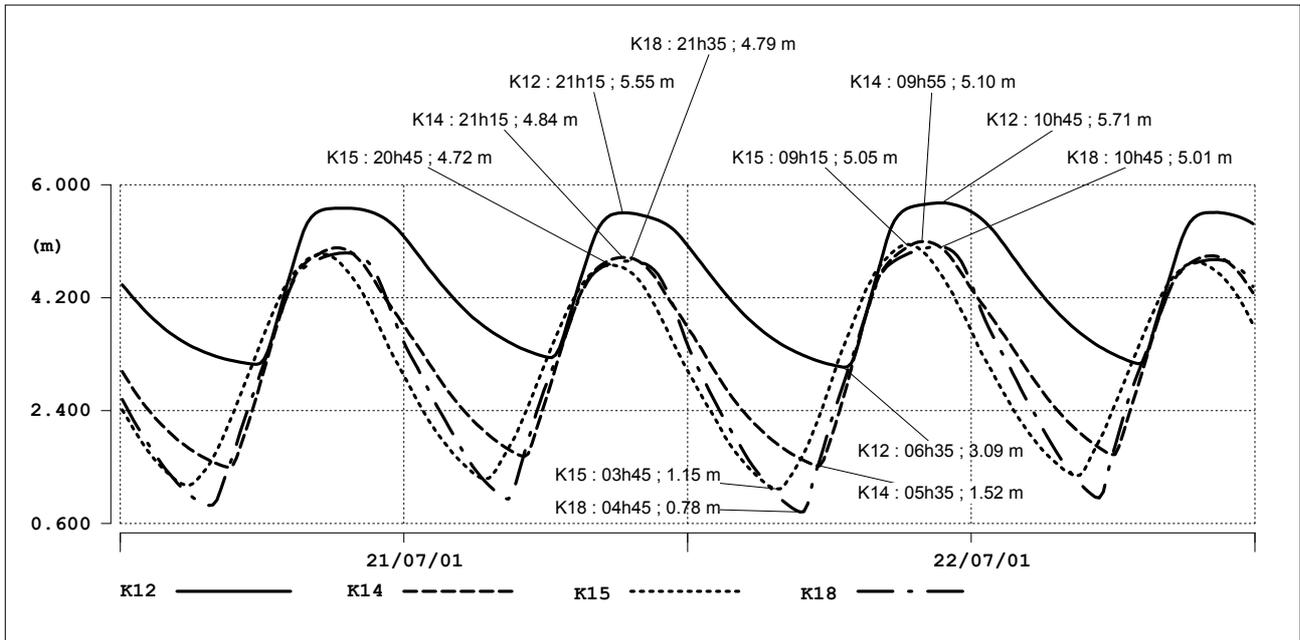


Figure.III.21: Déphasages des marées aux stations K12, K14, K15 et K18, les 21 et 22/07/2001.

L'influence des débits du Konkouré sur les hauteurs d'eau dans l'estuaire se manifeste de l'amont de l'estuaire à l'estuaire médian lors des crues comme le montre la figure III.21. Les hauteurs d'eau observées en K15 et K18 lors des crues ne sont pas modifiées par ces dernières alors que le niveau des basses mers de l'estuaire amont (K12) est surélevé d'environ 2 mètres pour un débit fluvial légèrement supérieur au module annuel du Fleuve Konkouré.

L'influence des forts débits de crue du Konkouré est visible à la station K14 sur les basses mers, qui sont relevées et amorties, alors que les pleines mers restent inchangées pour un débit fluvial supérieur à $1800 \text{ m}^3/\text{s}$ le 28 juillet 2001 par exemple (figure III.22). L'importance des forts apports liquides vient gonfler le niveau d'eau lors des basses mers en leur donnant cet aspect dentelé qui reproduit fidèlement les pics de crue mesurés en amont, à la dernière station fluviale K11 (figure III.22 en bas).

A Wassou (K12), l'influence fluviale devient prédominante sur les hauteurs d'eau en crue. Les Pleines Mers et surtout les Basses Mers sont relevées, l'amplitude du marnage s'annule pratiquement pour un débit proche de $2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec une corrélation très nette avec les débits fluviaux liquides entre juillet et Novembre 2001 (figure III.22).

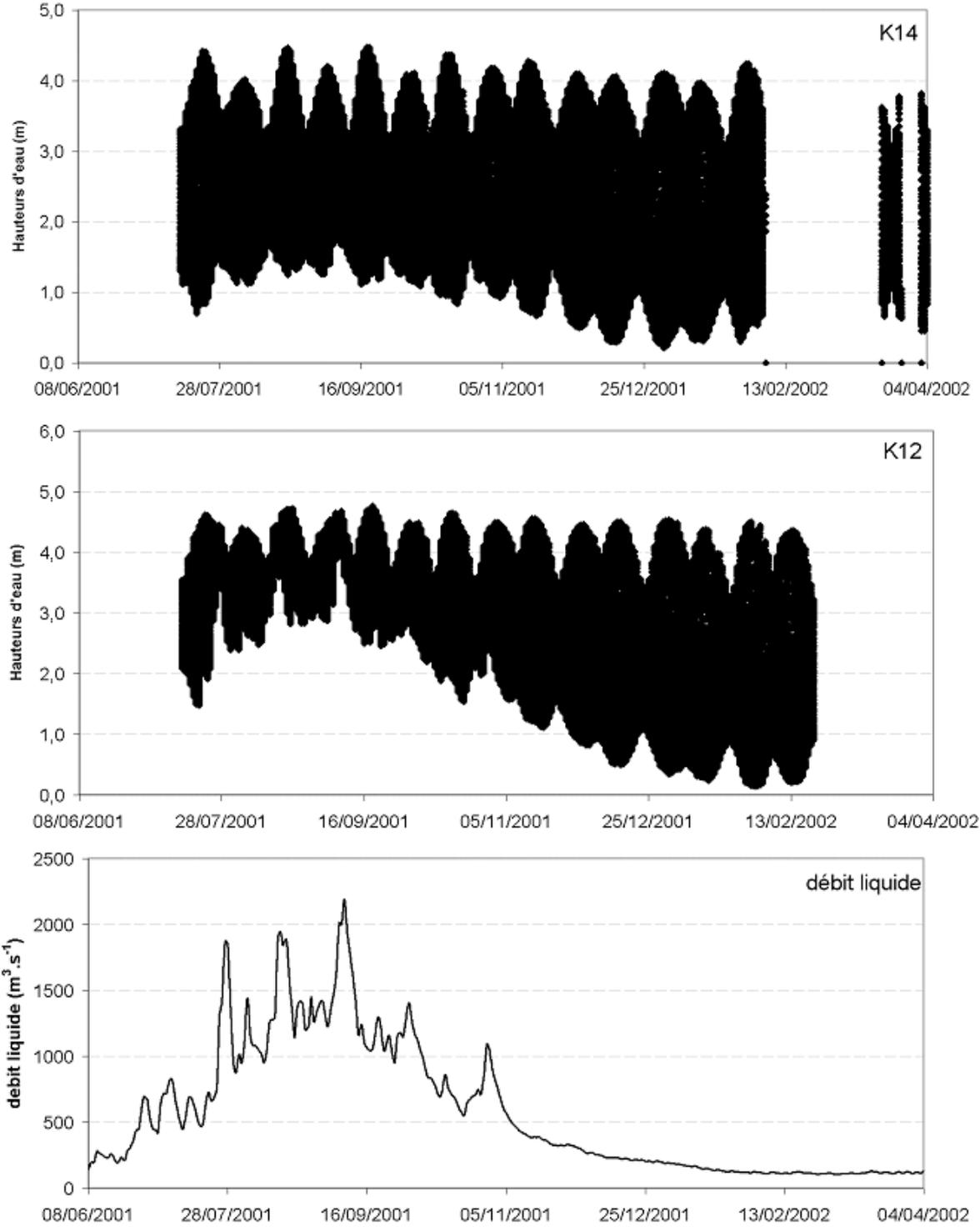


Figure.III.22: Enregistrements marégraphiques dans l'estuaire K14 en haut, K12 au milieu) et débits du Konkouré à la station K11 (en bas).

III.4.4. Variations des vitesses sur un cycle de marée

Les mesures ont été réalisées à partir de trois appareils différents : un courantomètre Aanderaa, un courantomètre Breystoke et un profileur de courant ADCP.

Le courantomètre Aanderaa RCM-7 a été mouillé à 8 stations fixes, au milieu des sections de référence et a enregistré des valeurs de courant instantané toutes les cinq minutes. Cet appareil effectue des mesures de courant et de direction en sub-surface (à 1 m de la surface) et possède une cartouche numérique de stockage de données, ce qui permet d'enregistrer plusieurs heures de mesure.

Le Breystoke BFM-008 permet de faire des mesures en station fixe à 1m de la surface et à 1m du fond, l'acquisition des données a été effectuée toutes les 20 minutes pendant 200 secondes. Cet appareil donne la vitesse du courant par indication du nombre de tours d'une hélice calibrée et la direction par indication du cap.

Trois campagnes ont été entreprises, dont deux en étiage (morte-eau et vive-eau) et une en crue (vive-eau).

La campagne d'étiage de morte-eau a été entreprise en avril 2000. Le débit fluvial était de 107 m³/s et l'amplitude moyenne de la marée au cours de la campagne de 2,4m. Il est à noter l'irrégularité des amplitudes de marée au cours de la campagne. En effet, les mesures ont été effectuées jour par jour. Il existe alors un biais concernant les conditions de marée. Cette campagne correspond à de faibles amplitudes de marée en période de revif.

La campagne d'étiage de vive-eau a été effectuée en février 2001. Le débit fluvial était de 102 m³/s et l'amplitude moyenne de la marée était de 2,96m. Cette campagne correspond à une période de vive-eau et de début de déchet.

La campagne de crue de vive-eau a été effectuée en Août 1999. Le débit fluvial du Konkouré est de 2100 m³/s et l'amplitude moyenne de la marée de 2,8m. Cette campagne correspond au plus fort de la crue et elle est centrée sur une vive-eau.

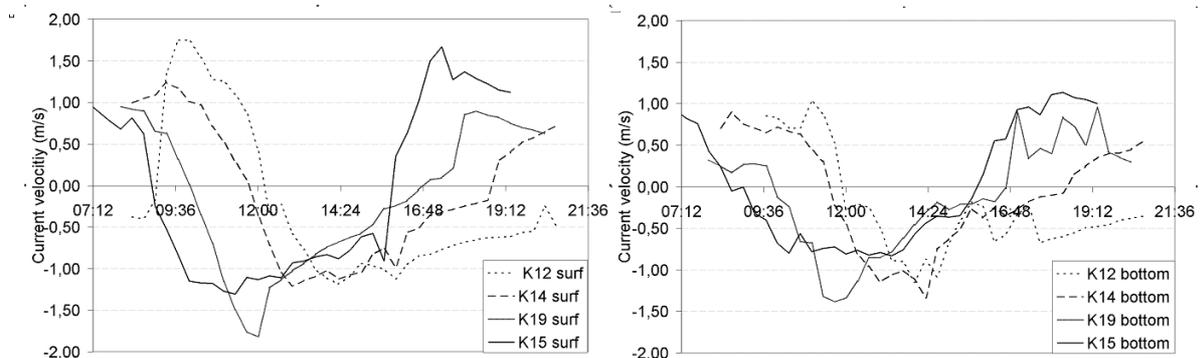


Figure III.23: Variation des vitesses de surface et de fond dans l'estuaire pendant une marée de vive-eau, Février 2001.

Les vitesses de courant de marée en vive-eau (figure III.23) montrent un comportement similaire des vitesses de surface et de fond. Les vitesses maximales observées le sont en jusant à la station K19 avec des vitesses atteignant -1,8 m/s en surface et -1,5 m/s au fond. Excepté à cette station, les vitesses maximales sont les vitesses de flot en embouchure (K15) et en amont (K12) avec des vitesses de l'ordre de 1,5 m/s en surface et 1 m/s au fond, comme le suggère la déformation de l'onde de marée par sa propagation vers l'amont. La dissymétrie de l'onde de marée engendre en effet un raccourcissement des durées de flot, donc une

intensification de ses courants d'aval en amont, à l'exception de la station K19 qui reste dominée par le jusant.

III.4.5. Effet de la mangrove sur les vitesses sur un cycle de marée

La mangrove joue un rôle primordial dans la répartition des volumes liquides dans l'estuaire. L'hydrodynamique est affectée par la végétation, qui piège les eaux de marée selon l'élévation du niveau de la surface libre. Lorsque les hauteurs d'eau sont supérieures à l'élévation des marais de mangrove, l'eau s'infiltré en inondant le système. Cette inondation est fortement freinée par la friction engendrée par la forte densité des échasses de palétuviers et les vitesses de courants dans les bras secondaires sont affectées par ce phénomène (Aucun et Ridd, 2000), surtout en période de vive eau. La figure III.24 montre que les vitesses sont également affectées lors des flots à proximité du chenal principal amont de l'estuaire du Konkouré, qui alimente les bras secondaires et toute la mangrove présente entre les stations K14 et K12.

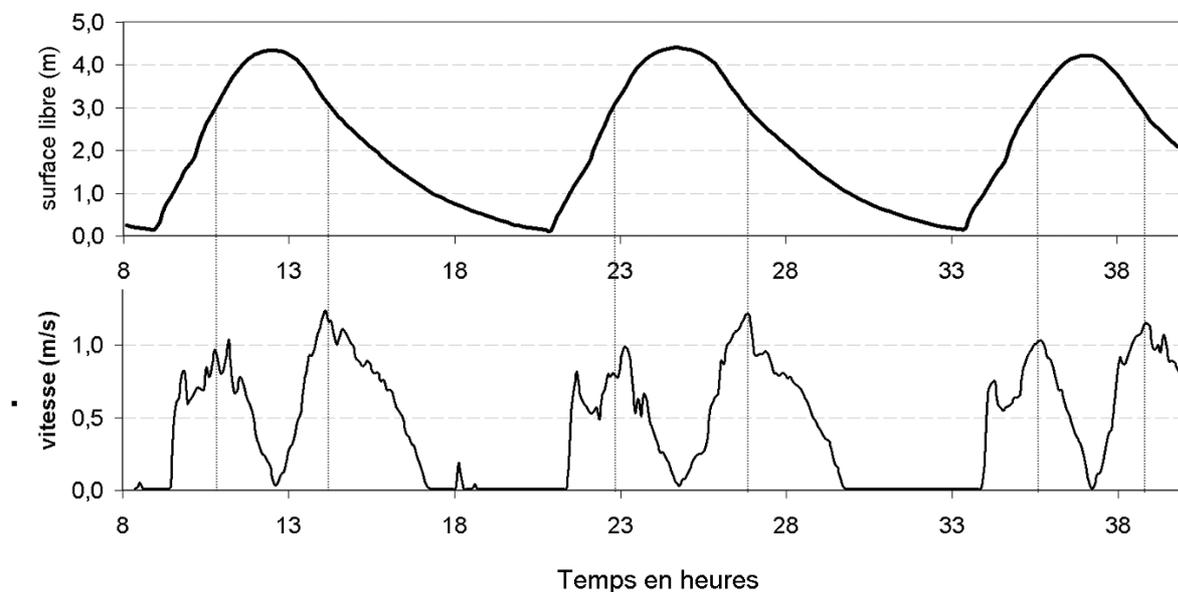


Figure III.24: Hauteur d'eau, vitesse et salinité de la station K12 en période d'étiage de vive eau (à partir du 12 Février 2001).

Les valeurs nulles de vitesses de flot et de jusant pour des surfaces libres inférieures à 0,7 m indiquent que l'appareil a été positionné trop haut sur le marégraphe de K12 car un problème technique a empêché le positionnement de l'appareil dans le chenal principal. En effet, lors de vives eaux, le niveau des basses mers descend considérablement et l'appareil s'est retrouvé hors d'eau.

Le flot montre un double pic, caractérisant une pénétration des eaux en deux phases. Un premier pic est identifié juste après la renverse des courants. Puis les courants de flot diminuent et augmentent à nouveau pour inonder les marais de mangrove environnants lorsque l'élévation des marais de mangrove est atteinte (3m environ). Ce comportement est similaire à celui observé par Aucun et Ridd (2000) dans la creek de Cocoa, Australie, où la pente du substrat est faible au regard des environnements de mangroves généralement décrits. La deuxième conséquence de la faible pente du substrat des mangroves est la création d'une asymétrie de l'écoulement entre flot et jusant (figure III.20). Durant le jusant, les eaux de

mangrove, ne sont pas restituées immédiatement avec pour conséquence un stockage résiduel. Le jusant dans le chenal principal d'écoulement présente des vitesses supérieures à celles de flot. Lorsque le niveau d'eau atteint l'élévation de la mangrove (3m), les eaux les plus proches des chenaux sont restituées alors que les eaux plus lointaines sont retenues. Ce phénomène induit une dominance de jusant pour ces conditions de marée.

III.4.6. Variations de vitesses entre vive-eau et morte-eau

La variation bimensuelle du régime de marée contrôle la répartition des vitesses dans l'estuaire. L'amplitude de l'onde de marée étant moindre en période de morte-eau, les courants associés seront également de moindre amplitude, en surface comme au fond.

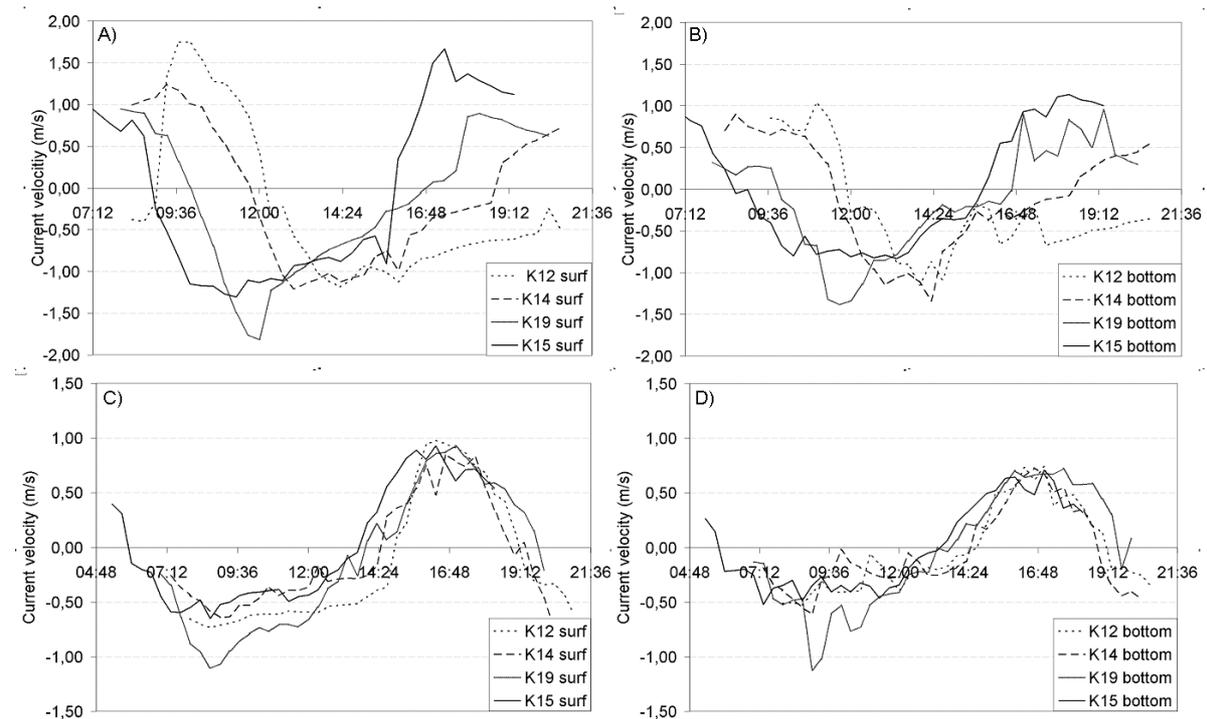


Figure III.25: Variation des vitesses d'étiage dans l'estuaire en fonction des conditions de marée. A) en surface pour une vive-eau ; B) au fond pour une vive-eau ; C) en surface pour une morte-eau et D) au fond pour une morte-eau.

Les vitesses de la figure III.25 montrent une diminution généralisée de l'ordre de 30% dans l'estuaire du Konkouré lors du passage d'une marée de vive-eau à une marée de morte-eau. En effet les vitesses de surface n'excèdent pas 1 m/s, en flot et en jusant, alors que les vitesses de fond se réduisent à des valeurs de l'ordre de 0,7 m/s en flot et -0,5 m/s en jusant excepté à la station K19 où encore une fois les vitesses maximales sont observées au jusant avec des valeurs de -1,1 m/s.

III.4.7. Variations des vitesses entre étiage et crue

Lors de la saison des pluies, le régime courantométrique est profondément modifié par les forts débits fluviaux atteignant l'estuaire.

La figure III.26 souligne le contrôle des courants par le débit fluvial, notamment en amont. Les vitesses en amont (K12) sont strictement dirigées vers l'aval et atteignent des valeurs de l'ordre de -2 m/s en surface comme au fond, sans renverse de courant par la marée.

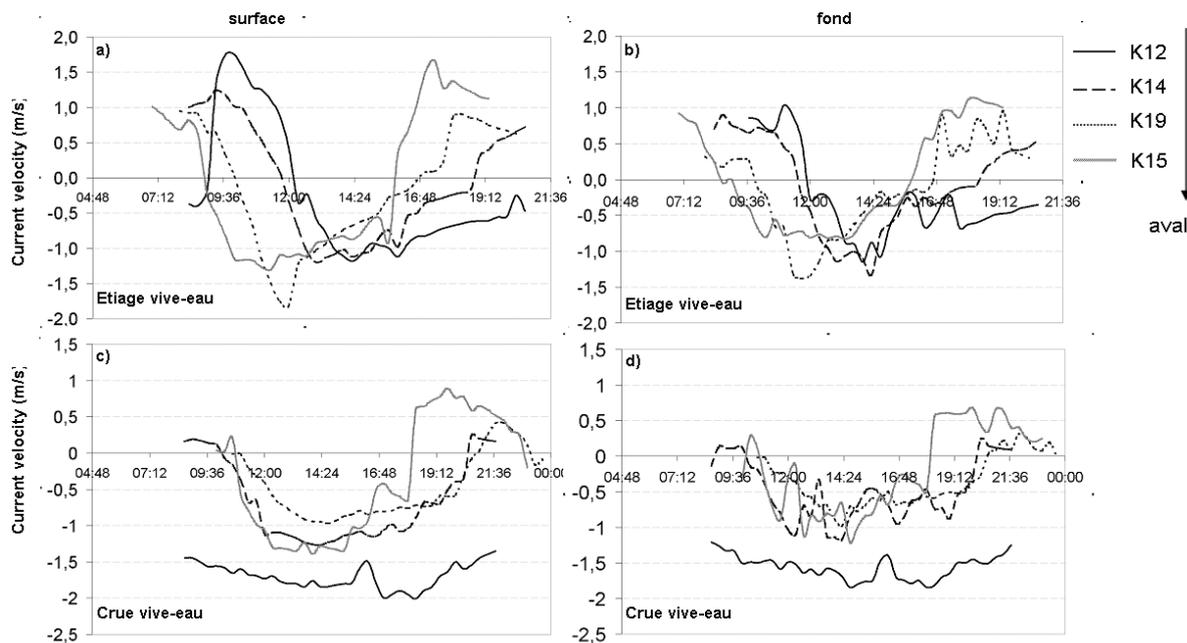


Figure III.26: Variation des courants de marée dans l'estuaire en fonction du débit fluvial. b) et b) représentent les vitesses d'étiage, respectivement en surface et au fond, pour un débit de $110 \text{ m}^3/\text{s}$. c) et d) sont les vitesses en crue, respectivement en surface et au fond, pour un débit de $2200 \text{ m}^3/\text{s}$.

Le même phénomène, mais de moindre amplitude est observé en estuaire intermédiaire, à la station K14, où la renverse de courant ne dure pas plus d'une heure. En période de crue, les vitesses de flot sont maximales à l'embouchure (K15) où elles atteignent 1m/s en surface et 0,5 m/s au fond. Les vitesses de jusant sont dominantes dans tout le domaine avec un maximum atteint en amont à la station K12. Ce comportement fluvial de l'estuaire amont était déjà observé par les variations de hauteurs d'eau (Figures III.21 et III.22). Les forts débits de crue relèvent le niveau moyen et les basses mers, ne permettant pas à la marée d'atteindre ce domaine. Les courants sont « jusant-dominants » dans l'ensemble du domaine estuarien.

En période d'étiage, les vitesses de flot sont maximales en embouchure (K15) et en amont (K12) avec des vitesses qui varient de 1 à 1,5 m/s entre morte-eau et vive-eau. Les vitesses maximales observées le sont à la station K19 durant le jusant avec une intensité supérieure à celles de flot partout ailleurs dans l'estuaire.

En période de crue, toute la partie amont de l'estuaire présente une circulation fluviale, dans le sens du jusant. La renverse des courants n'est observée qu'à partir de l'estuaire intermédiaire où le flot dure une heure environ. Les vitesses de jusant sont largement supérieures à celles de flot, même en embouchure à la station K15 tant pour la surface que pour le fond.

Les vitesses de fond sont inférieures à celles de surface de 30 à 50 % à toutes les stations et pour toutes les conditions à l'exception de la station K19 en étiage de morte eau où leur intensité est quasi identique.

III.4.8. Circulations résiduelles

Le calcul des distances résiduelles s'effectue en intégrant les vitesses sur la durée d'un cycle de marée semi-diurne (vitesse * temps = distance). Physiquement, cette distance résiduelle correspond à la distance que parcourt une particule d'eau en 12h25, au départ d'un point donné

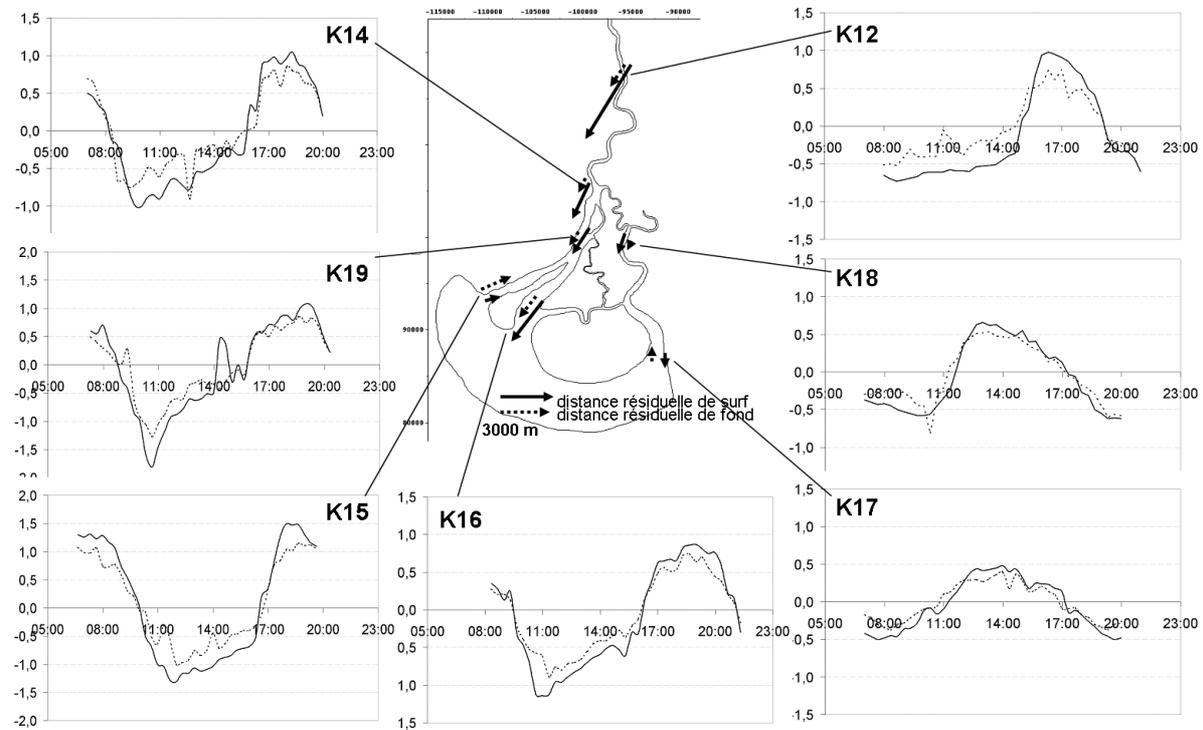


Figure.III.27 : Vitesses et distances résiduelles aux stations de référence en Etiage de morte-eau (EME), avril 2000.

Etiage Morte Eau : les vitesses ne dépassent 1m/s qu'aux stations K15 et K12 durant le flot et en K19 durant le jusant, en surface et près du fond (figure III.27). Partout ailleurs, les vitesses sont de 0,5m/s avec des vitesses du fond inférieures ou égales aux vitesses de surface. La durée du jusant ne cesse d'augmenter d'aval en amont.

Les vitesses de flot sont dominantes en amont et en aval alors que, dans la partie médiane, ce sont les courants de jusant qui s'imposent.

Les distances résiduelles indiquent une circulation aval des eaux des parties amont et médianes de l'estuaire. En embouchure, le bras du Sankiné (K17) et la station K15 du Konkouré montrent une circulation amont, par le fond seulement en K17. Le chenal de la station K16 fonctionne en évacuation des eaux estuariennes.

Etiage Vive Eau : en aval, au K15 les vitesses de fond sont supérieures ou égales aux vitesses de surface (figure III.28). Le flot s'impose sur le jusant. Dans l'estuaire médian, au K19, les vitesses de jusant sont dominantes avec des valeurs supérieures à 1 m/s (1,4 en surface et 1,2 m/s au fond). Au K14 par contre, les vitesses de flot et de jusant sont égales, en surface comme au fond et le jusant dure de 7h40 à 8h. En amont, les vitesses maximales sont observées en flot (1,3 m/s en surface et 1 m/s au fond) ; durant le jusant les vitesses restent proches de 0,5m/s. La durée du jusant est comprise entre 8h et 8h20, le flot ne durant que 5

heures. En résumé, les vitesses de jusant augmentent d'amont en aval avec un maximum au K19. Les vitesses de flot diminuent d'amont en aval, sauf au K15 où elles augmentent à nouveau.

Les distances résiduelles montrent une circulation générale vers l'aval, sauf dans le bras du Sankiné, qui alimente le bras du Konkouré en eaux marines à la confluence en K14. Une alimentation en eau marine est identifiée en K15 par le fond et en K17 sur toute la colonne d'eau alors qu'au K16 la circulation résiduelle est orientée vers l'aval, en évacuation.

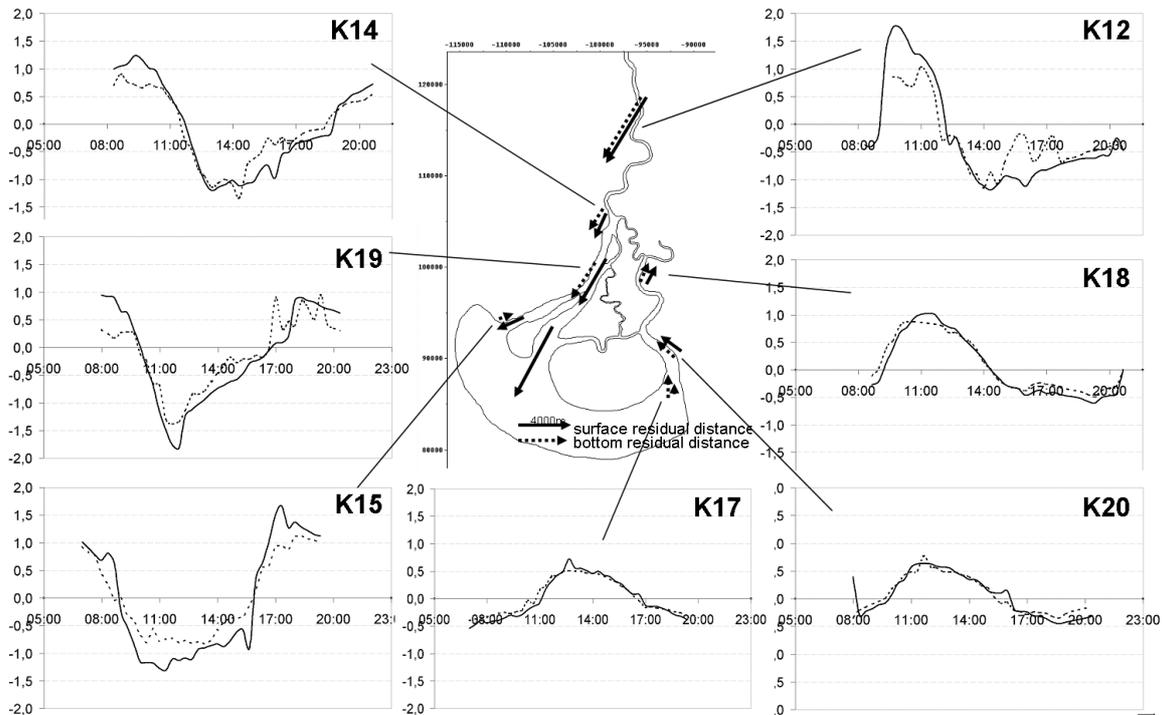


Figure.III.28 : Vitesses aux stations de référence en Etiage de vive eau (EVE), février 2001.

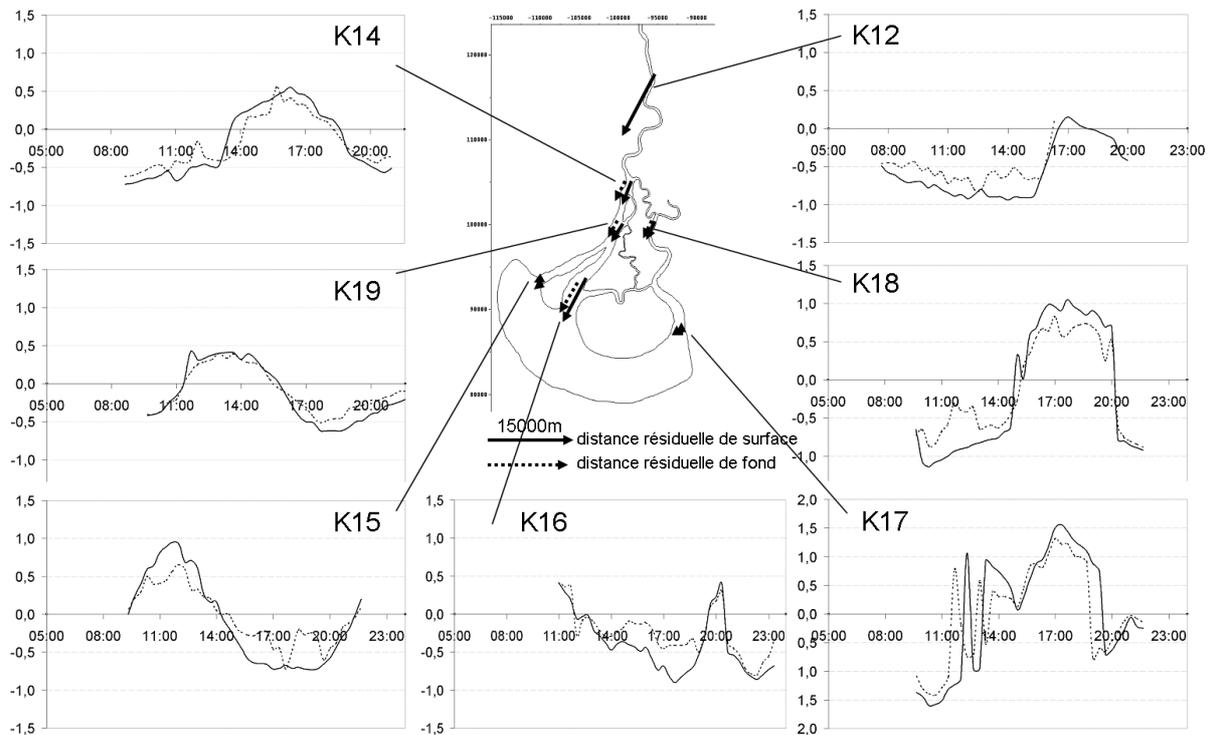


Figure.III.29 : Vitesses aux stations de référence en Crue de morte eau (CME), novembre 1999.

En étiage, les chenaux des stations K15 et K17 fonctionnent en alimentation de l'estuaire en eaux marines, soit par le fond seulement, soit par toute la colonne d'eau alors que le chenal de la station K16 fonctionne systématiquement en évacuation des eaux estuariennes.

Crue Morte Eau : Les vitesses de flot maximales sont observées aux K15 et K18 (1 m/s) ; elles diminuent de moitié dans l'estuaire médian pour quasiment s'annuler en amont : 0,15 m/s au K12 pendant 2 heures (figure III.29). Les vitesses de jusant sont maximales au K12 où elles atteignent 0,8 m/s au fond et 0,95 m/s en surface, et au K16 où le profil des vitesses est très irrégulier avec un flot quasiment inexistant. La durée du jusant atteint 8h40 dans l'estuaire médian et 11 heures en amont. En résumé, une décroissance des vitesses de flot et une croissance des vitesses de jusant d'aval en amont est observée. Un chenal de flot est identifié au K17 (bras de la Sankiné) ainsi que deux chenaux de jusant aux K15 et K16 dans le bras principal du Konkouré.

Les distances résiduelles sont franchement orientées vers l'aval dans le bras du Konkouré alors qu'elles s'orientent vers l'amont à l'embouchure de la Sankiné, soulignant son caractère plus marin. Dans le bras du Konkouré, seul le chenal de la station K15 montre une faible circulation aval, soulignant la encore un caractère plutôt marin.

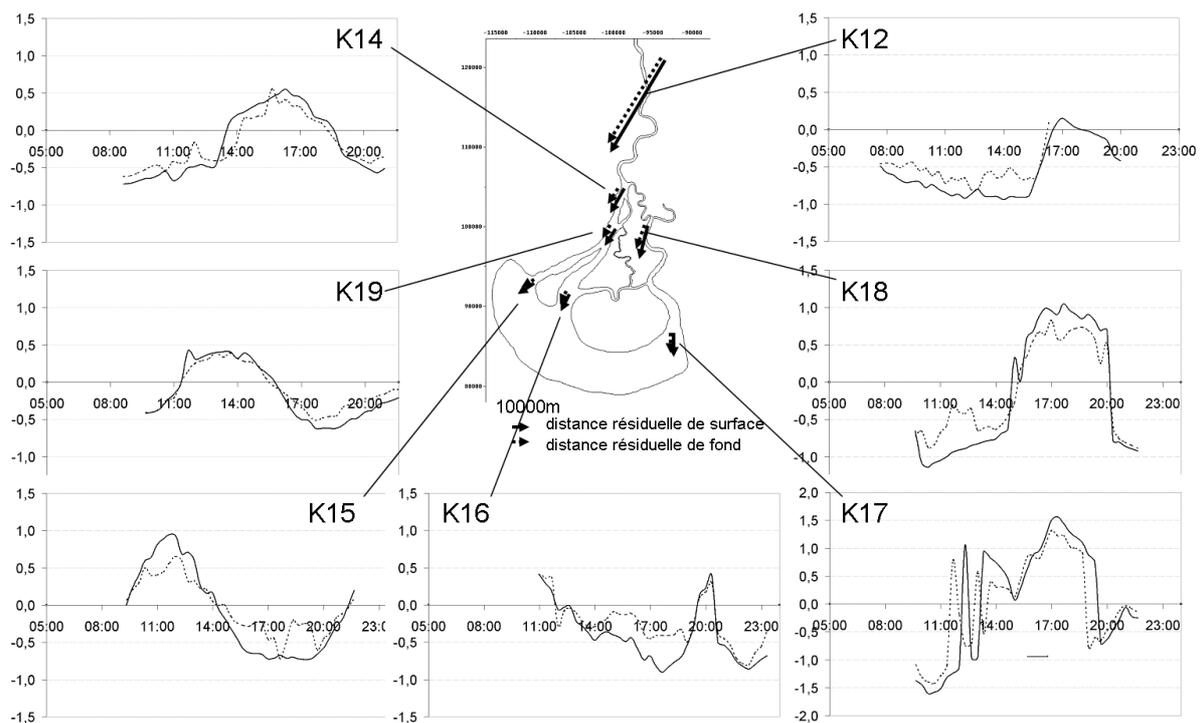


Figure.III.30 : Vitesses aux stations de référence en Crue de vive eau (CVE), août 1999.

Crue Vive Eau : Aux embouchures, les vitesses de flot sont proches de 1 m/s alors que les vitesses de jusant atteignent 1,5 m/s avec des valeurs au fond de plus de 1 m/s (figure III.30). Le jusant dure 8 heures. Dans l'estuaire médian, les vitesses de flot diminuent au K19 (inférieures à 0,5 m/s) et deviennent très irrégulières au K14. Le jusant dure 10 heures et les vitesses atteignent 1 m/s au K19 et 1,2 m/s au K14. En amont, le flot a disparu et les vitesses de jusant se sont fortement accrues, en surface elles atteignent 2 m/s et au fond 1,8 m/s.

En résumé, les vitesses de jusant diminuent d'amont en aval, mais augmentent aux embouchures sans atteindre les valeurs d'amont. Les vitesses de flot sont maximales au K16 et diminuent vers l'amont, excepté au K14 où un cycle très irrégulier est observé, probablement dû à la proximité de la confluence avec la Sankiné et donc à la combinaison de la pénétration de la marée par les deux bras principaux de l'estuaire. La durée du flot, de 5h20 aux embouchures, passe à 2h40min dans l'estuaire médian pour disparaître complètement en amont. Les distances résiduelles sont franchement orientées vers l'aval et soulignent une évacuation massive des eaux fluviales par les deux bras du Konkouré à toutes les stations et aux trois embouchures.

La circulation résiduelle eulérienne se décrit également en terme de vitesse résiduelle, correspondant à la vitesse « moyennée » sur un cycle de marée complet.

En synthétisant les campagnes de mesure des vitesses instantanées aux huit stations de référence (figure III.31), les circulations liquides globales pour toutes les conditions de débit et de marées observées sont décrites.

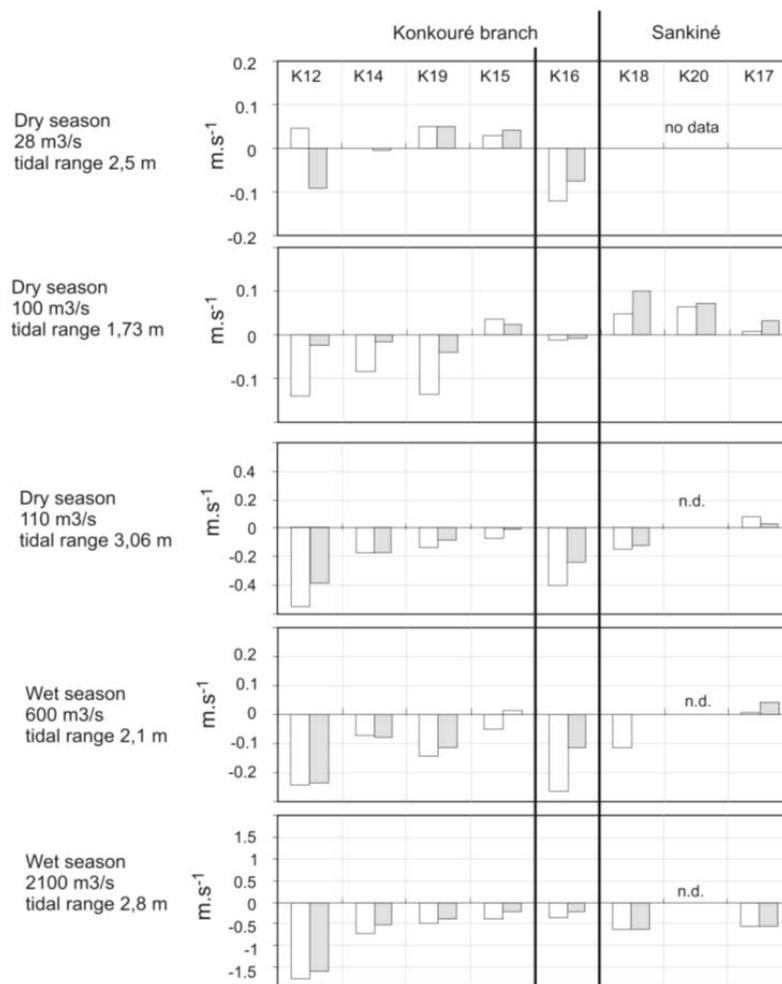


Figure III.31: Vitesses résiduelles (positif = vers l'amont) de chacun des deux bras Konkouré et Sankiné pour des conditions de marée et de débits fluviaux. Les vitesses de surface sont en blanc, les vitesses de fond en gris.

L'écoulement résiduel de l'embouchure K16 est toujours dirigé vers l'aval, quelque soient les conditions de marée et de débit fluvial, contrairement aux deux autres embouchures K15 et K17 ou K20. Il apparaît aussi que l'évacuation des eaux fluviales s'effectue par la Sankiné

lors de forts débits fluviaux uniquement. En effet la station K17 (et K20) montre une circulation amont, même pour des débits de $600 \text{ m}^3/\text{s}$ et un marnage faible (2,1m). Cette circulation s'inverse pour des débits de $2100 \text{ m}^3/\text{s}$ et la Sankiné devient un bras d'évacuation des eaux fluviales du Konkouré. Un fonctionnement singulier est identifié pour cet environnement à la morphologie plutôt deltaïque. Le bras principal du Konkouré semble fonctionner en estuaire pendant les faibles débits d'étiage et est raccordé à la Sankiné, qui s'apparente à une baie profonde reliée au système estuarien par un petit bras secondaire. Lors de la croissance des débits fluviaux, le système change de fonctionnement à partir d'un débit seuil de l'ordre de $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ où il s'apparente à un delta, évacuant les eaux fluviales par ses trois embouchures.

III.4.9. Effet de la mangrove sur les circulations

L'effet de la mangrove a été souligné sur les hauteurs d'eau par leur action de réservoir, tendant à ne restituer les eaux de marée qu'avec retard. Cette masse d'eau quasi stagnante en début de jusant (figure III.19) va être emportée partiellement lors de la décroissance des hauteurs d'eau. Il s'avère que dans la majorité des estuaires tropicaux à mangrove étudiés : Cocoa creek et Normanby en Australie (Bryce et al, 1998 et 2003), Tana au Kenya (Kitheka et al, 2003 et 2005) par exemple la mangrove induit une dominance des vitesses de jusant dans le chenal principal, ce qui permet de maintenir un chenal profond (Wolanski, 1980).

Cet effet de circulation va pourtant à l'encontre du phénomène de dissymétrie de l'onde de marée. Donc sans mangrove le domaine serait flot dominant. Cet effet réservoir est fonction de plusieurs facteurs tels que l'altitude des mangroves, la pente du substrat de la mangrove et la pente de surface libre de l'eau (Aucun et Ridd, 2001) ainsi que de la friction exercée par les échasses de mangrove (Furukawa et al, 1997).

Si la pente de surface libre est supérieure à celle du substrat, les parties les plus proches des chenaux se vident avant les parties les plus distales lors du jusant (Aucun et Ridd, 2001). Il s'en suit un stockage relatif des eaux de marée dans la mangrove induisant un bilan liquide positif de l'estuaire sur un cycle marée montante et perdante.

Ce phénomène s'observe dans l'estuaire du Konkouré et il induit les vitesses de jusant considérables de la station K19 (p72 et 73), où l'on observe également les profondeurs maximales du bras principal du Konkouré. Ainsi le bras principal du Konkouré suivant l'axe K12 K14 K19 et K16 est dominé par le jusant (figure III.31), ce qui s'avère induit par la mangrove. En effet, l'eau qui s'accumule dans la mangrove lors du revif est tout de même partiellement restituée à la marée suivante. Cet énorme stock liquide va donc alimenter le chenal d'écoulement principal (K14-K19-K16) en intensifiant les vitesses d'écoulement et en maintenant un chenal profond situé sur la rive gauche entre K19 et K16.

En revanche, les embouchures K15 et K20 présentent une dominance de flot. Cette dominance de flot est renforcée dans la Sankiné intermédiaire en vive-eau, alors qu'elle reste limitée à l'île de Bokhnene dans le bras du Konkouré. La mangrove semble donc responsable de la circulation des eaux dans les parties intermédiaire et aval du bras du Konkouré Est (K19 et K16), alors qu'elle ne semble pas impacter les deux autres bras K15 et K20.

La mangrove est présente partout dans l'estuaire, à l'exception de la rive droite au droit de la station K15 où la plaine a été aménagée pour la culture du riz. Il est donc surprenant que cette rétention des eaux par les mangroves ne se reproduise pas dans la Sankiné. L'estuaire du Konkouré présente donc ici une singularité quant à l'effet de la mangrove sur les circulations dans un estuaire de mangrove tropical. La dominance du jusant n'y est effective que dans un bras sur les trois.

III.4.10. Impact du barrage sur les vitesses

L'impact du barrage sur les vitesses et sur les circulations résiduelles est mis en évidence sur la figure III.31. Le barrage a été fonctionnel après l'étiage 1999 qui est ainsi notre référence de l'état naturel. L'augmentation des débits restitués par le barrage en période d'étiage s'avère importante puisque les débits sont passés de 28 à 100 ou 110 m³/s (soit trois fois plus importants et avec un débit moyen restitué de 68 m³/s). Avec des débits d'étiage naturels de 29 m³/s, l'embouchure K16 fonctionne en dominance de jusant alors que K15 et K19 sont en dominance de flot. K14 est la station où se situe le point nodal (circulation très faiblement avales). De plus, la circulation de surface de l'amont présentait aussi un caractère de dominance de flot, ce qui ne sera plus observé après la mise en eau du barrage. Les vitesses de jusant ont été fortement accrues en amont et dans la partie intermédiaire de l'estuaire par le barrage, modifiant la circulation résiduelle qui s'est inversée, en surface seulement en amont mais sur l'ensemble de la colonne d'eau en K19.

L'impact du barrage a montré la migration avale de l'intrusion saline (figure III.12), modifiant ainsi l'équilibre entre l'océan et le fleuve. Ce déséquilibre engendre une modification des écoulements et des intensités de vitesses des courants de marée, affectant des comportements de circulations résiduelles qui s'inversent en estuaire intermédiaire entre 1999 et 2000.

III.5. Budgets liquides (volumes oscillants et bilans hydrologiques)

III.5.1. Volumes oscillants à l'embouchure

Le volume oscillant correspond au volume d'eau qui pénètre dans l'estuaire à l'aval au moment du flot, ou à celui qui en ressort, au moment du jusant, ces deux volumes étant égaux en première approximation, si le débit du Konkouré est nul ou négligeable et si le coefficient de marée reste sensiblement constant (ME ou VE). Ils sont calculés à partir des mesures de débits instantanés et des vitesses aux différentes sections étudiées et sont en principe corrigés des volumes fluviaux.

En ce qui concerne les mesures à l'ADCP, des séries de profils, à intervalle variant d'une quinzaine de minutes à 1 heure environ entre chaque mesure, sont effectuées sur des cycles de marée complets (soit sur une période d'environ 13 heures).

Le profileur Doppler est inefficace en présence de "fonds mobiles", ce qui se produit souvent dans le cas de forte concentration de crème de vase sur le fond. Pour pallier les lacunes, des enregistrements de vitesses en continu sont effectués au moyen des courantomètres; ceux-ci étant alors placés dans l'axe des chenaux. Cette dernière méthode a été utilisée sur les sections pour lesquelles une bonne relation existe entre les vitesses ponctuelles et les débits mesurés à l'ADCP.

Pour caractériser les différentes situations hydrodynamiques possibles, nous avons effectué sept campagnes de mesures des volumes oscillants aux 3 embouchures (tableau III.5) en situations de vive-eau (VE) et de morte-eau (ME), en crue comme en étiage au cours des années 2001 et 2002 (Annexe Volumes oscillants).

Tableau III.5: campagnes de mesures des volumes oscillants par ADCP.

26 au 28 mars 2001	Etiage	VE
01 au 04 avril 2001	Etiage	ME
26 au 28 septembre 2001	Crue	ME
16 au 18 octobre 2001	Crue	VE
22 au 24 janvier 2002	Etiage	ME
19 au 21 février 2002	Etiage	ME
11 au 13 juin 2002	Etiage	VE

La difficulté d'exécution de profils ADCP à la station K16 (chenaux multiples, vasières et bancs de sables affleurants aux basses mers de vive-eau) a contraint la modification de la position de la section pour les campagnes 2002. En effet en raison de bancs découvrants à basse mer cette section a été repositionnée plus en amont sur le bras principal du Konkouré (K16k) tandis qu'une seconde section (K16b) a été définie sur le bras de la Bourramaya pour approcher les répartitions de flux liquides à la confluence, et tenter de comprendre le comportement de ce bras transversal et son rôle dans les mélanges liquides entre les deux bras principaux dans la partie aval du système (figure III.32).



Figure.III.32: les sections de mesures des débits par ADCP aux trois embouchures (à gauche: jusqu'en 2001; à droite à partir de 2002.

Les volumes oscillants (VEO_0 : volume pénétrant au flot ; V_j : volume sortant au jusant) sont calculés par intégration des surfaces (V_r est le volume résiduel intégré sur une marée de 12h25) sur les données de débits instantanés obtenues avec l'ADCP en profils transverses (figure III.33).

Les débits instantanés varient de 1000 à 2500 m³/s aux différentes embouchures considérées. Les plus faibles débits sont observés sur la section K16b dans le bras horizontal du Bourramaya. Aux trois embouchures les débits liquides instantanés en morte eau sont de l'ordre de 1500 à 2000 m³/s à mi-flot comme à mi-jusant. Ces débits montrent un

comportement régulier des flux liquides, excepté dans le bras horizontal (K16b figure III.33) en raison de la morphologie de ce bras qui présente une « parting zone » en son centre. Les flux d'évacuation et de remplissage provenant des embouchures K16 et K20 sont en « affrontement » direct dans la partie centrale du bras du Bourramaya, rendant les circulations instantanées complexes et changeantes d'une campagne à l'autre (des mortes eaux aux vives eaux par exemple).

Les débits instantanés en embouchure varient de 1000 à 2500 m³/s durant le flot en période de morte-eau, alors que les débits de jusant, aux mêmes stations sont inférieurs, de 1000 à 2000 m³/s au maximum à la station K16b. Ce chenal du Konkouré Est est identifié comme le chenal évacuant le plus les eaux de marée.

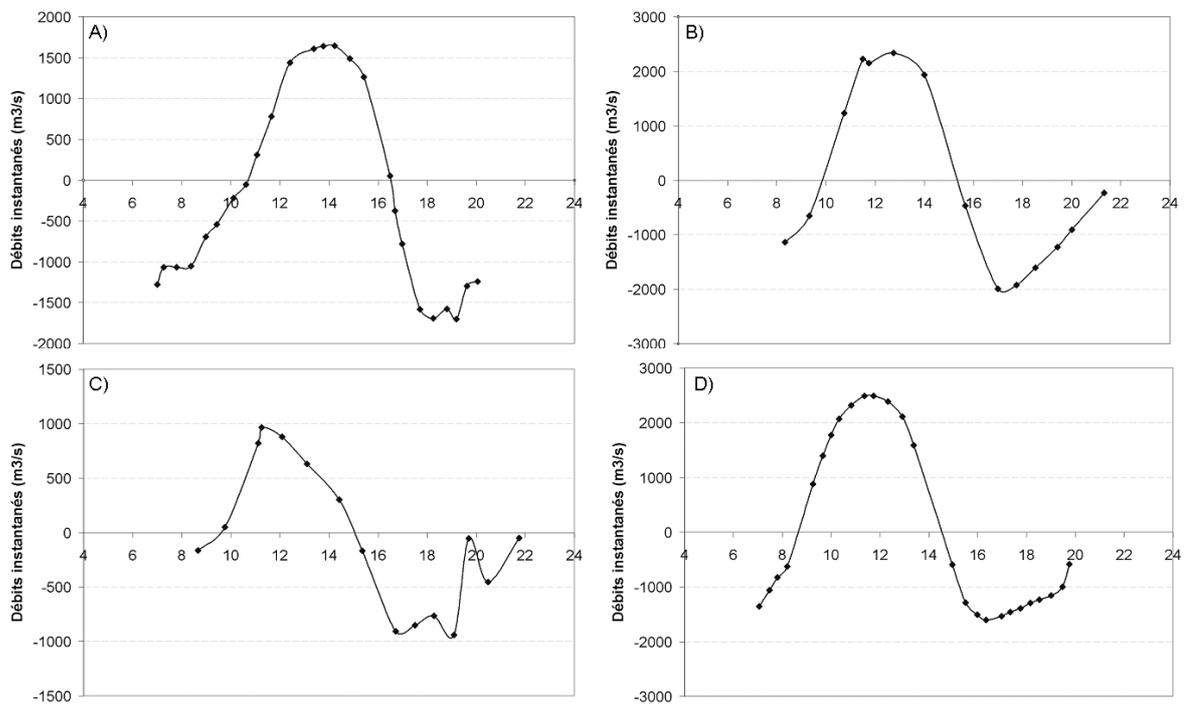


Figure.III.33 : Variations des débits mesurés à l'ADCP aux embouchures lors de marées de mortes-eaux en étiage (stations K15 (A), K16k (B), K16b (C) et K20 (D) respectivement les 22, 23 et 24 janvier 2002).

Les mesures de débits aux embouchures, corrélées aux hauteurs d'eau mesurées montrent une très bonne corrélation entre la hauteur d'eau et les sections K15, K16k et K20 (figure III.34). Ce résultat montre que les sections sont régulières et que le débit liquide, de flot comme de jusant, dépend principalement des vitesses de courant car la section mouillée présente une relation linéaire avec le niveau de surface libre. Le débit liquide est donc fonction à la fois de la hauteur d'eau et de la vitesse moyenne sur la section régulière, pour les trois embouchures.

L'embouchure K20, bras Est de la Sankiné, présente cependant la moins bonne corrélation, soulignant une section moins régulière avec une influence plus marquée de la rive gauche où s'établit une vasière intertidale imposante.

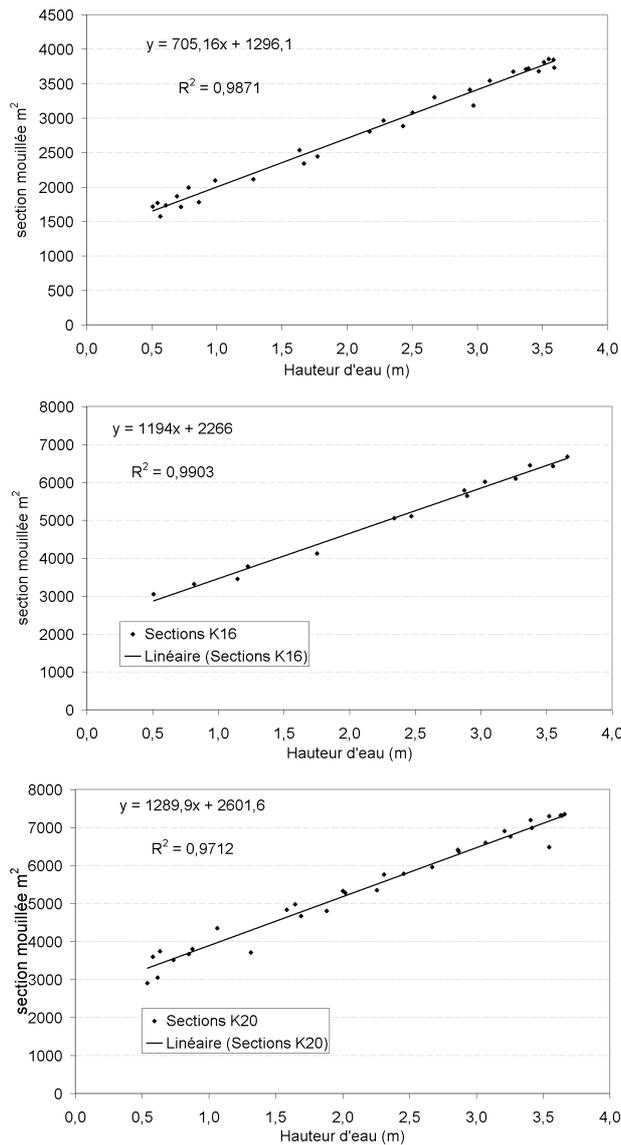


Figure III.34: Relation entre hauteurs d'eau et Section mouillée de chacune des trois embouchures (K15, K16 et K20). La section mouillée est fournie par les données de l'ADCP à chaque profil transversal effectué.

Lors de la mesure des volumes oscillants un biais sur le bilan global aux trois embouchures au cours d'un cycle de marée est bien entendu introduit du fait du décalage de temps entre les différentes séries de mesures (trois jours pour les quatre sections). En effet il n'a été possible de réaliser ces campagnes de volumes oscillants qu'en effectuant une station par jour. Le marnage était donc différent pour chaque station, mais une situation de marée moyenne sur les trois jours a été considérée.

Les résultats des calculs sont consignés dans le tableau III.6, avec pour convention de considérer négatifs (-) les débits d'amont en aval (jusant et débits fluviaux) et positifs ceux qui entrent au flot (d'aval en amont).

Tableau III.6 : Estimation des Volumes Oscillants. Volumes entrant (VEO), volumes sortant (Vj), volumes résiduels (Vr) et Volumes fluviaux (VF). Par convention les signes positifs indiquent un écoulement d'aval en amont et les signes négatifs un écoulement d'amont en aval.

date		conditions de marée	Station	amplitude en m	VEO en 10 ⁶ m ³	Vj en 10 ⁶ m ³	Vr en 10 ⁶ m ³	VF en 10 ⁶ m ³
26/3/01	Etiage	VE	K15	2,953	35,38	-35,17	0,21	
		VE	K16	2,876	105,77	-124,37	-18,60	
		VE	K20	2,703	58,41	-52,70	5,71	
		Cumul		2,84	199,55	-212,24	-12,68	
1/4/01 2/4/01 3/4/01	Etiage	ME	K15	1,563	21,22	-20,46	0,76	
		ME	K16	1,593	48,16	-51,90	-3,73	
		ME	K20	1,95	38,55	-31,61	6,93	
		Cumul		1,7	107,93	-103,97	3,96	
26/9/01	Crue	ME	K15	1,346	16,30	-27,48	-11,18	
		ME	K16B	1,66	6,38	-5,71	0,67	
		ME	K16K	1,66	5,82	-17,16	-11,33	
		ME	K20	1,95	34,80	-39,54	-4,74	
		Cumul		1,65	63,31	-89,89	-26,58	
16/10/01	Crue	VE	K15	3,54	42,37	-48,08	-5,71	
		VE	K16B	3,54	27,66	-26,64	1,02	
		VE	K16K	3,54	57,74	-72,12	-14,38	
		VE	K20	3,36	98,69	-101,13	-2,44	
		Cumul		3,48	226,46	-247,97	-21,51	
24/1/02 23/1/02 22/1/02	Etiage	ME	K15	1,69	23,46	-23,31	0,15	
		ME	K16B	1,48	10,72	-14,37	-3,65	
		ME	K16K	1,48	30,92	-28,80	2,13	
		ME	K20	1,39	34,77	-26,51	8,26	
		Cumul		1,52	99,87	-92,99	6,89	
19/2/02 20/2/02 21/2/02	Etiage	ME	K15	1,67	29,17	-28,03	1,13	
		ME	K16B	1,43	10,97	-9,76	1,21	
		ME	K16K	1,43	34,76	-29,99	4,77	
		ME	K20	1,33	31,92	-24,01	7,91	
		Cumul		1,47	106,81	-91,79	15,02	
11/6/02 12/6/02 13/6/02	Etiage	VE	K15	2,726	36,75	-38,90	-2,15	
		VE	K16B	2,723	23,40	-30,73	-7,32	
		VE	K16K	2,723	61,79	-65,45	-3,66	
		VE	K20	2,62	80,60	-70,27	10,34	
		Cumul		2,69	202,54	-205,35	-2,80	

Il est à noter que l'erreur possible sur le calcul de Vr, qui résulte d'une différence entre deux volumes presque égaux, est très grande. Ce volume doit en principe être égal à l'apport fluvial pendant un cycle de marée. De plus un biais supplémentaire est introduit à cause de l'évolution des coefficients de marée. Ce biais est faible en ME et VE strictes, mais non négligeable en déchet ou en revif, c'est pourquoi un recouplement a été fait par intégration du débit fluvial sur une marée.

Dans le tableau III.6, on remarque tout d'abord des écarts importants entre les volumes Vr et VF, pouvant être dus à une imprécision de l'estimation des volumes résiduels, mais également

au piégeage d'eau par les nombreux petits bras et piscines du domaine estuarien. La mangrove est un milieu dense, riche en bolons ou petits distributaires alimentant en eau saumâtre un très grand domaine.

Le volume oscillant peut être estimé comme la moyenne entre V_{eO} et V_j . Ce volume augmente avec l'amplitude de la marée et diminue avec le débit fluvial.

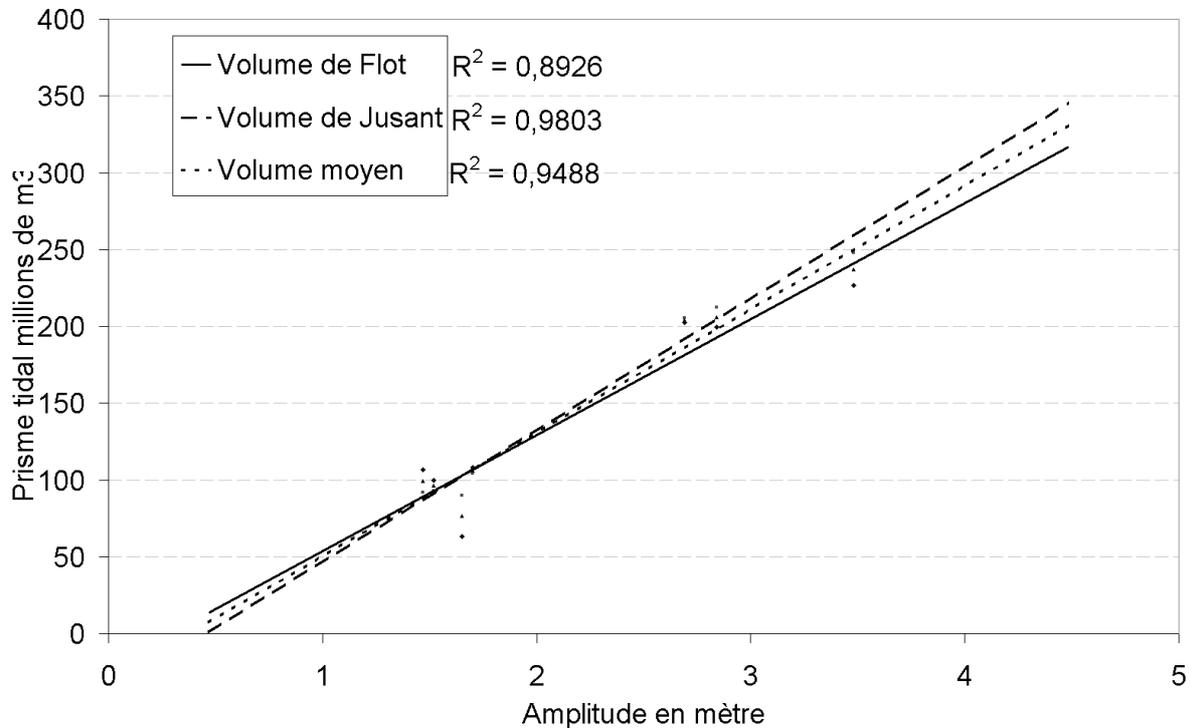


Figure III.35: Relation entre amplitude de marée et Volumes oscillants aux trois embouchures dans l'estuaire du Konkouré pour toutes les campagnes.

La relation entre amplitude et volumes oscillants aux trois embouchures (figure III.35) est de type linéaire et présente un bon coefficient de corrélation entre le volume moyen et l'amplitude (0,9488), ce qui confirme la régularité des sections aux embouchures, quelque soit l'amplitude du marnage.

L'écart angulaire entre les droites représentatives de V_{eO} (volumes de flot) et V_j (volumes de jusant) résulte de l'influence du volume fluvial, des piégeages dans les bras secondaires et dans la mangrove, ainsi que de la différence de durée des étales. Pour tenter de prendre en compte ces différents facteurs on utilisera le volume moyen.

Le volume oscillant augmente avec l'amplitude de marée. En revanche pour un même coefficient de marée, il diminue lorsque le débit fluvial augmente. C'est ainsi que pour une marée de ME de 1,7m de marnage, le volume oscillant passe de 100 à 70M m³ environ lorsque le débit du Konkouré passe de 90 à 1100 m³/s environ.

En période de crue, les trois embouchures fonctionnent en évacuation des eaux fluviales quelque soient les conditions de marée.

En période d'étiage, l'embouchure de K20 fonctionne systématiquement en chenal de flot, alimentant le système en eaux marines alors que les deux embouchures du bras principal (K15 et K16) fonctionnent alternativement en chenal de flot ou de jusant.

Les résultats issus des mesures de débits concordent avec les mesures courantométriques en matière de circulation des masses d'eau si l'on considère un cycle de marée et ne présentent pas d'anomalie.

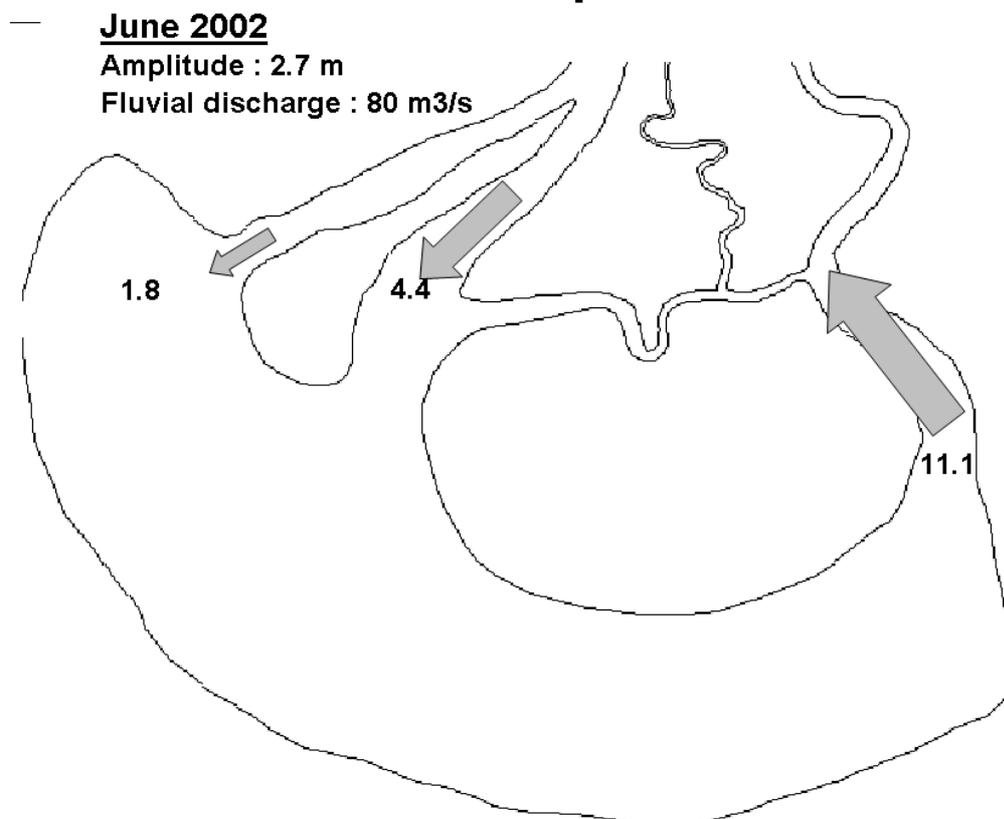


Figure III.36: Exemple de synthèse des flux liquides résiduels à l'embouchure pour la campagne de Volumes oscillants (ou prisme tidal) de Juin 2002. Les flèches indiquent la direction et les valeurs sont en millions de m³.

Les bilans hydrologiques ont été calculés pour chacune des campagnes effectuées (figure III.36 pour la mission de Juin 2002) et les résultats sont reportés dans le tableau III.7. Ces bilans reprennent la somme des entrées et sorties liquides du système estuarien. Les entrées correspondent aux volumes de flot des embouchures et au volume fluvial. Les sorties correspondent aux volumes de jusant. La figure III.36 souligne le caractère différencié de chaque embouchure en terme de volume résiduel avec une entrée marine en K20 (Sankiné) et des sorties aux embouchures du Konkouré, avec une dominance d'évacuation à la station K16k (-4,4 millions de m³).

Une distinction entre ces différentes campagnes a été effectuée selon le débit fluvial et donc selon la saison (étiage et crue); l'amplitude de marée mais aussi les conditions de marée, à savoir si ces dernières étaient croissantes (revif) ou décroissantes (déchet).

Il est intéressant de noter que le bilan liquide de l'estuaire est toujours positif (tableau III.7). En effet, l'estuaire stocke de l'eau quelque soient les conditions de marée et de débit fluvial. Ceci s'explique par la présence très importante de mangrove et de plaines côtières, agissant comme des puits. La marée pénètre dans le domaine estuarien et s'infiltré dans les régions adjacentes. L'eau y est ensuite piégée et n'est pas restituée à l'échelle du cycle de marée semi-diurne.

Tableau III.7 : Effet réservoir de l'estuaire du Konkouré pour des conditions de marée et de débits variables.

Date	Débit fluvial	amplitude de marée	Stock liquide	Volume de Flot (VEOo)	Conditions de marée	Saison
	m ³ /s	m	10 ⁶ m ³	10 ⁶ m ³		
Janvier	165	1,52	18,43	100,15	début revif	Etiage
Février	154	1,47	14,36	104,1	fin déchet	Etiage
Mars	92	3,2	16,6	190,89	revif / fin revif	Etiage
Avril	88	2,1	25,14	95,39	début revif	Etiage
Juin	95	2,7	8,48	200,29	début déchet	Etiage
Juillet	315	2,9	6,6	160	fin revif/début déchet	fin Etiage
Septembre	1096	2,1	23,38	71,17	début revif	Crue
Octobre	731	3,8	16,98	232,36	Pleine VE	Crue

Il a été ainsi possible de décrire le fonctionnement de l'estuaire en ce qui concerne le stockage de l'eau de mer par la mangrove en fonction de l'amplitude de la marée.

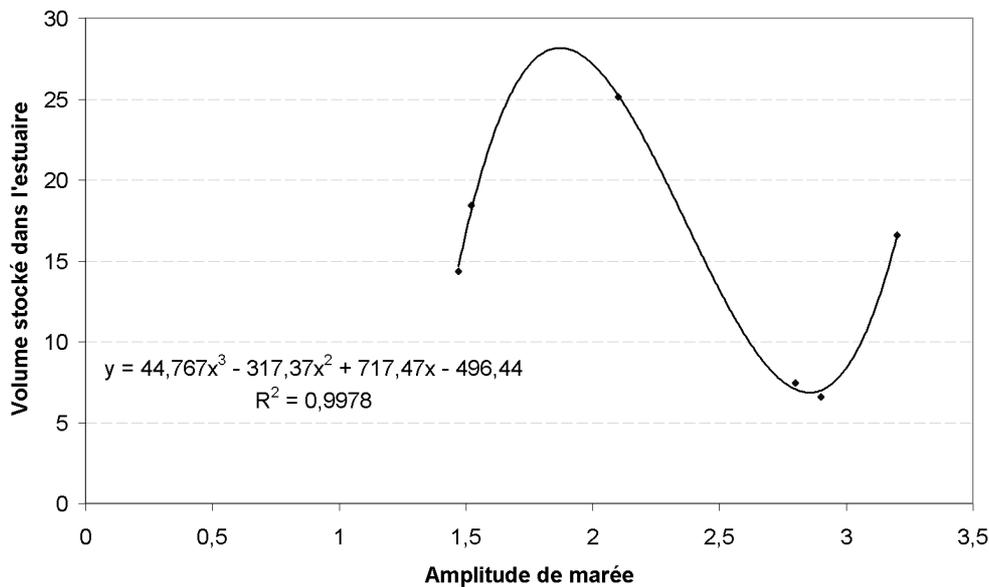


Figure.III.37 : Relation entre le volume stocké dans la mangrove (en millions de m³) et l'amplitude de marée (en m). La droite est une courbe de tendance polynomiale d'ordre 3 présentant un excellent coefficient de corrélation (R²= 0,99).

La figure III.37 montre une très forte corrélation entre le volume stocké par la mangrove et l'amplitude de la marée en période d'étiage pour la gamme d'amplitude locale mesurée (de 1,3 à 3,5m). Cette relation est d'ordre polynomiale d'ordre 3. Il apparaît comme surprenant que le stockage maximal ait lieu en début de revif pour des amplitudes de 2m environ. L'altitude de la mangrove joue un rôle prépondérant dans ce processus. En effet la mangrove, et plus spécifiquement le Genre Rhizophora se développe à l'altitude des pleines mers de morte eau (Aucan et Ridd, 2001 ; Rue, 1998). Dans l'estuaire du Konkouré cela correspond à une altitude comprise entre 2,5m et 3m. Ainsi même en morte eau, les mangroves sont partiellement inondées et elles le deviennent complètement dès le début du revif. En effet le niveau moyen des mers à Conakry est de 2,07m et l'amplitude de morte eau de l'ordre de 1,3 à 1,4 m ce qui nous indique que l'altitude atteinte par les pleines mers est de l'ordre de 2,5 à 2,7 m en pleine morte-eau, ceci situe ce niveau juste au dessus des mangroves dominantes du

genre *Rhizophora* (figure III.38). Leur fréquence de submersion est ainsi de 50 à 60% sur le littoral Guinéen (Rue, 1998). Le genre *Avicennia* joue également un rôle dans ce phénomène mais il est limité à la zone la plus côtière. En effet les palétuviers du genre *Avicennia* sont les plus résistants à l'eau de mer et se localisent donc plus en aval, ne représentant qu'un faible pourcentage de la couverture totale de mangrove dans les 320 km² de mangrove de la zone estuarienne.

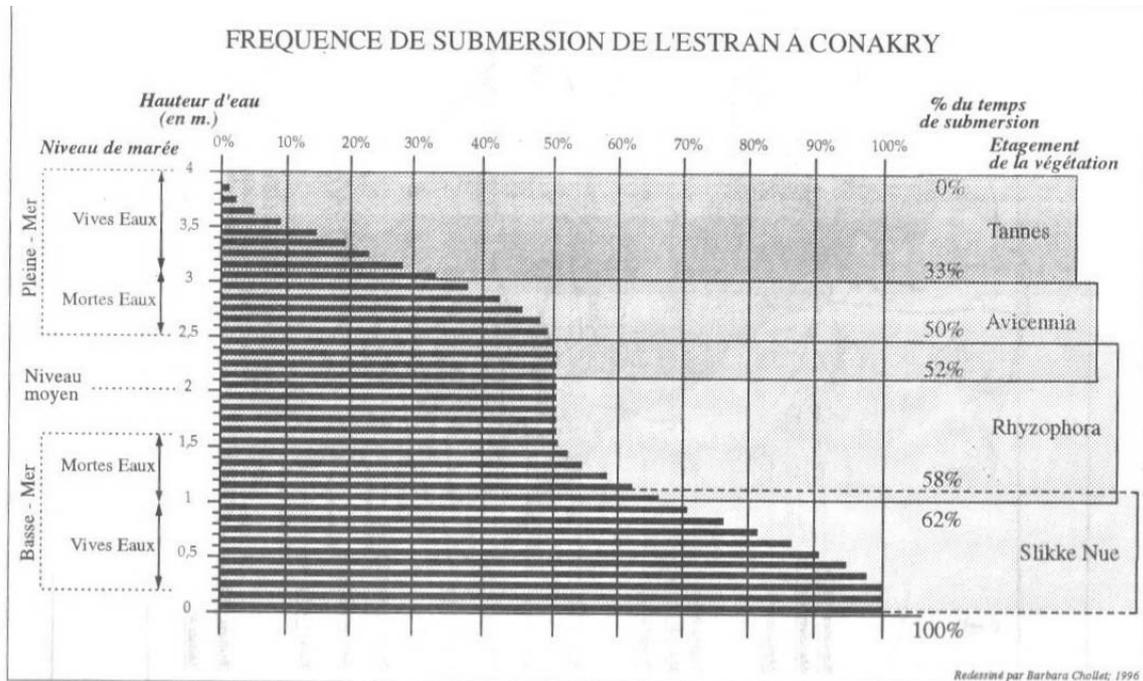


Figure III.38: Fréquence de submersion de l'estran à Conakry et sur la côte adjacente (d'après Rue, 1998).

Dès que l'amplitude croît et que le marnage atteint 2m les mangroves sont totalement inondées (*Rhizophora* et *Avicennia*) et le système sature en eau en atteignant les tannes qui sont les plus élevées. Ainsi pour des amplitudes croissantes jusqu'à 3m, le stock liquide disponible diminue puisque la mangrove est quasiment saturée en eau en raison de la restitution entravée de ces eaux à chaque marée. Cette eau est alors « évacuée » vers les zones les plus distales et la plaine côtière par les systèmes de chenaux des tannes.

Il apparaît donc qu'un effet d'hystéresis est responsable de ce décalage entre le prisme tidal (fonction de l'amplitude de marée) et le volume liquide stocké dans l'estuaire (cette relation n'est pas linéaire mais polynomiale d'ordre 3). Ce phénomène est contrôlé par de multiples facteurs tels que la présence de mangrove, leur altitude, la faible pente de leur substrat et l'effet de friction important provoqué par les échasses et racines des palétuviers de la mangrove (figure III.39). En période de morte eau, l'élévation de surface libre permet une inondation progressive qui va finir par saturer pour des amplitudes de 2,1m. Le volume liquide stocké dans la mangrove est maximal puisque tout le domaine est ennoyé. Puis avec la croissance des amplitudes, le stockage reste possible mais le réservoir disponible diminue au fur et à mesure que les amplitudes augmentent. Pour un prisme tidal maximale de 200 millions de m³ en vive eau, l'espace disponible dans la mangrove pour les eaux d'inondation de marée est minimal puisque les eaux précédemment stockées ne sont pas totalement restituées à chaque marée.

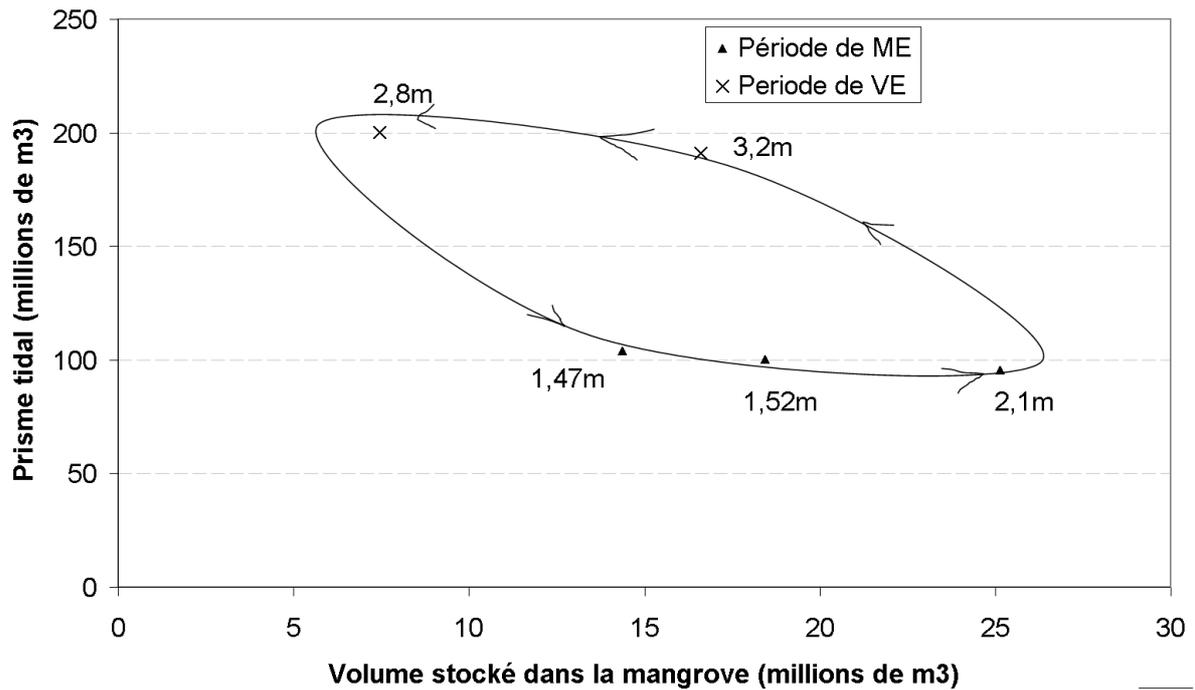


Figure.III.39 : Relation entre le volume stocké dans la mangrove en étiage et le volume de flot ou prisme tidal.

Aucune donnée de terrain ne permet de déterminer la pente du substrat de mangrove. Cette hypothèse est cependant supposée par la morphologie des cours d'eau méandriformes du Konkouré amont et de la Sankiné ainsi que par les comportements décrits par les hauteurs d'eau et les vitesses. Le substrat de la mangrove du Konkouré semble présenter une pente faible (de l'ordre de 10^{-4}) permettant un stockage considérable des eaux tidales de 5 à 25 millions de m³, ce qui représente de 4 à près de 25% du prisme tidal.

III.5.2. Répartition des flux liquides entre Konkouré et Sankiné

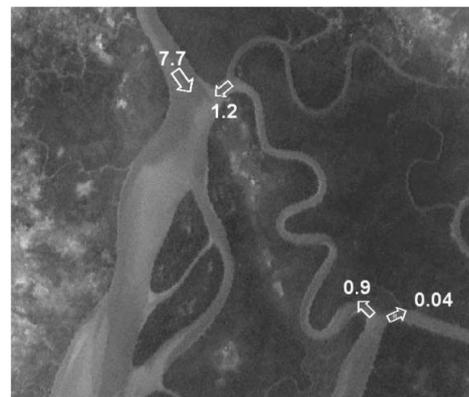
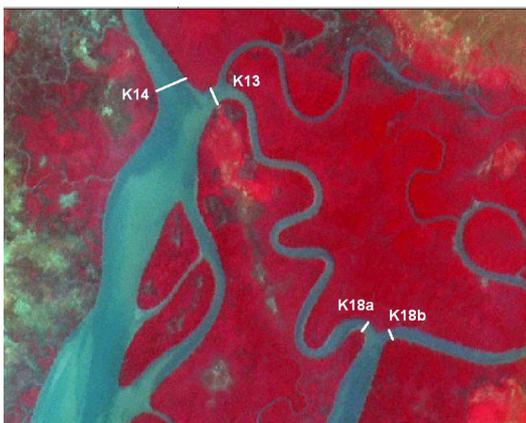
Trois campagnes de mesures des volumes oscillants en estuaire intermédiaire ont été effectuées pour déterminer la répartition des flux liquides entre le Konkouré et la Sankiné en début de crue et leurs résultats sont reportés dans le tableau III.8. Les mesures des trois campagnes correspondent à des débits fluviaux croissants de 200 à 500 m³/s environ dans la première quinzaine de juillet pour des marnages de 1,4 à 3m.

La figure III.40 représente la circulation résiduelle des masses d'eau à la confluence Konkouré/Sankiné pour les états considérés dans le tableau III.8.

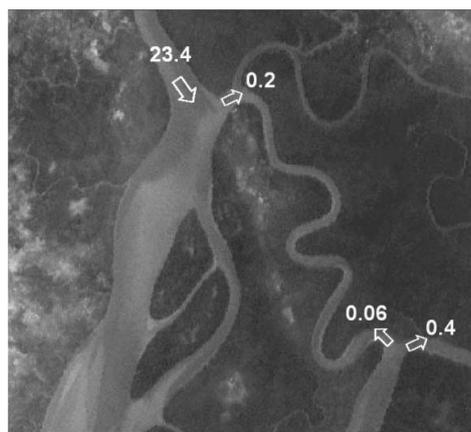
Les différences observées entre les volumes fluviaux entre le K11 et le K14 peuvent être dues en partie au décalage dans le temps existant entre ces deux stations distantes d'une trentaine de kilomètres (les débits fluviaux considérés étant des débits moyens journaliers) mais surtout aux précipitations localisées nombreuses en plein mois de juillet avec des précipitations record enregistrées le 14 Juillet 1992 de 460 mm en 1/2 journée.

Tableau III.8 : Estimation des Volumes Oscillants à la confluence Konkouré/Sankiné. Volumes entrant (VEO), volumes sortant (Vj), volumes résiduels (Vr) et Volumes fluviaux (VF). Par convention les signes positifs indiquent un écoulement d'aval en amont et les signes négatifs un écoulement d'amont en aval.

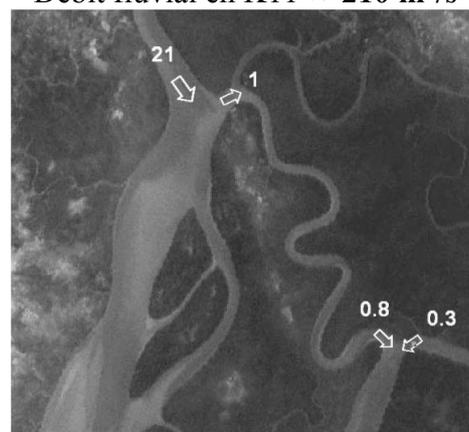
date		conditions de marée	Station	amplitude en m	VEO en $10^6 m^3$	Vj en $10^6 m^3$	Vr en $10^6 m^3$	Q f m^3/s	VF en $10^6 m^3$
03/07/02	CRUE	ME	K14	1,42	10,47	-18,18	-7,71	211	-9,39
		ME	K13	1,42	3,92	-2,74	1,18	211	-9,39
04/07/02		ME	K18a	1,49	5,73	-4,79	0,94	212	-9,39
		ME	K18b	1,49	4,38	-4,33	0,05	212	-9,39
08/07/02	CRUE	ME	K14	2,46	11,41	-34,8	-23,4	440	-18,56
		ME	K13	2,46	5,3	-5,5	-0,2	440	-18,56
07/07/02		ME	K18a	2,12	7,65	-7,59	0,06	380	-18,56
		ME	K18b	2,12	5,8	-5,83	-0,03	380	-18,56
10/07/02	CRUE	VE	K14	2,80	14,98	-35,96	-20,97	380	-17,53
02/11/02	CRUE	VE	K13	2,80	5,74	-6,74	-1,0	380	-17,53
		VE	K18a	3,01	12,39	-13,21	-0,82	590	-26,68
		VE	K18b	3,01	13,68	-13,99	-0,31	590	-26,68



02 et 03/07/02 Amplitude : **1,45m**
Débit fluvial en K11 $\approx 210 m^3/s$



07 et 08/07/02 Amplitude : **2,30m**
Débit fluvial en K11 $\approx 400 m^3/s$



10/07/02 Amplitude : **2,8m**
Volume fluvial en K11 $\approx 500 m^3/s$

Figure.III.40 : Position des sections et répartition des flux résiduels liquides à la confluence Konkouré /Sankiné (valeur en millions de m^3).

- Le 3 juillet, 1,7 million de m³ sont « perdus » entre le K11 et le K14. Cette eau a probablement été stockée dans la mangrove à l'amont. Le débit fluvial de 211 m³/s représente 9,4 millions de m³ alors qu'on ne mesure que 7,7 millions de m³ vers l'aval.
- Les 8 et 10 juillet 2002 on observe l'inverse, les volumes fluviaux en K14 sont supérieurs à ceux mesurés en K11. Cette différence, de 3,47 et 4,64 millions de m³, les 8 et 10 juillet peut être expliquée par les conditions météorologiques ; les pluies locales alimentent ainsi l'estuaire par de nombreux petits distributaires situés entre le K11 et le K14 ainsi que par le drainage effectué par la mangrove très présente même en amont de l'estuaire.

Durant la morte-eau, pour un faible débit fluvial (210 m³/s les 2 et 3 juillet) la Sankiné alimente le Konkouré en eaux marines. Durant la vive-eau du 10/07/02 c'est le contraire qui se passe, la Sankiné évacue les eaux fluviales du Konkouré, à hauteur de 4,76% du volume du Konkouré. De plus, les valeurs obtenues en amont de la Sankiné et en partie intermédiaire (K18) sont cohérentes (un million de m³ y entre en amont mais seuls 820 000 m³ transitent en K18) accusant une légère perte probablement stockée au sein de la mangrove par l'intermédiaire de petits bras ou bolons ainsi que de piscines en mangroves.

Il est cependant intéressant de remarquer le fonctionnement de la Sankiné lors de vive-eau d'amplitude 2,36 m. En effet la circulation résiduelle des masses d'eau dans la partie amont et intermédiaire du cours d'eau est nulle. Il entre de part et d'autre, 260 000 m³ qui sont stockés dans la mangrove. Cependant ces valeurs sont comprises dans la marge d'erreur des mesures, représentant entre 0,7 et 3,6% du volume d'eau transitant à ces endroits. La conclusion de ces résultats indique donc une circulation résiduelle nulle de la Sankiné alors que celle-ci alimente le Konkouré en ME pour de faibles débits fluviaux et évacue l'eau fluviale du Konkouré en VE pour des débits fluviaux plus importants.

Un modèle de répartition des flux peut être établi en fonction des débits fluviaux et des amplitudes de marée à l'arrivée de la crue, tel que :

- Pour un débit fluvial de l'ordre de 200 m³/s l'action de la marée est significative et la Sankiné alimente le Konkouré en eaux marines même pour de faibles amplitudes de marée ;
- Pour un débit fluvial de l'ordre de 400 m³/s, malgré une amplitude de marée importante (entre 2,80 et 3m) la Sankiné perd ses possibilités d'alimentation en eaux marines du Konkouré. Cette dernière n'a cependant pas encore acquis un caractère d'évacuation des eaux fluviales le 8 juillet, présentant une circulation nulle entre le K14 et le K18 pour une amplitude de 2,80m ;
- Pour un débit fluvial de l'ordre de 400 m³/s voire plus, soutenu au moins pendant plusieurs jours la Sankiné acquiert un caractère d'évacuation des eaux fluviales malgré une amplitude de marée croissante (3m).

Ce modèle de répartition des flux soutient l'hypothèse de changement de fonctionnement du système estuarien établi d'après les vitesses et circulations résiduelles. Les données courantométriques et volumétriques tendent donc à montrer les mêmes tendances sans présenter d'anomalie. Un modèle numérique permettrait de confirmer ce modèle de circulation grâce à l'obtention de séries de mesures continues lors du passage d'un débit moyen à un débit de crue.

III.6. Synthèse des résultats hydrodynamiques

L'objectif de l'étude hydrodynamique est de comprendre les circulations liquides dans un écosystème à la morphologie complexe, entre estuaire et delta selon différentes échelles spatio-temporelles allant de la journée à l'année.

La météorologie de l'estuaire souligne l'importance des précipitations dans toute la bande côtière estuarienne avec cependant les années 2001 et 2002 plutôt sèches. L'analyse des vents en estuaire aval montre une alternance diurne de vents thermiques dépassant 10 m/s principalement en période de crue alors que la saison sèche s'identifie comme une période de calme météorologique avec des précipitations quasi nulles.

La bathymétrie de l'estuaire a été levée entre 2002 et 2003 en période de crue afin de couvrir une surface maximale grâce à la surélévation des niveaux moyens par les forts débits fluviaux. Cette opération qui a représenté près d'un mois de campagne de terrain a permis de lever une carte des fonds de l'estuaire inédite ainsi que de certains bras de mangrove parmi les plus importants en terme de taille et de circulation.

L'analyse des salinités montre une distribution des salinités de surface contrôlée par les débits fluviaux puis par l'amplitude de marnage. L'estuaire est alors bien mélangé en période d'étiage, grâce à un volume tidal important face aux faibles débits fluviaux, et stratifié, voire à coin salé en période de crue.

L'impact du barrage hydroélectrique de Garafiri sur les débits liquides, induisant une forte augmentation des débits d'étiage (+300%) et une diminution des débits de crue moins remarquable, génère la migration vers l'aval de l'intrusion saline, réduisant cette dernière de 25% environ.

L'analyse des données de marégraphie indique un estuaire mésotidal à caractère hypersynchrone. Les hauteurs d'eau augmentent d'aval en amont avec un rallongement de la durée du jusant et un raccourcissement du flot, phénomène classique de l'asymétrie de la marée en embouchure. Les hauteurs d'eau semblent aussi indiquer un effet de rétention important des masses marines par la mangrove, principalement en période d'étiage et de vive eau. En période de crue, les niveaux d'eau sont surélevés en estuaire amont et les forts débits influent sur les niveaux des basses mers en estuaire intermédiaire et surtout en estuaire amont.

Les vitesses des courants de marée en période d'étiage sont maximales lors du flot en embouchure (K15) et en amont de l'estuaire (K12) alors que les vitesses de jusant maximales sont observées en estuaire intermédiaire (K19). Les vitesses de courants augmentent d'environ 30% lors de passage des mortes eaux à des vives eaux, en surface comme au fond. Un double pic de flot est observé en estuaire amont en période de vive eau et semble résulter d'un effet de stockage des eaux dans la mangrove.

En crue, l'estuaire amont (K12) ne présente pas de renverse de courant, l'estuaire intermédiaire (K14) montre une action minimale des courants de flot alors que l'estuaire aval (K15) est affecté par les courants de marée.

Les circulations résiduelles eulériennes aux stations de référence indiquent un comportement singulier des embouchures avec deux des trois embouchures fonctionnant plutôt en chenal de flot (K15 et K20) alimentant le système en eaux marines, alors que la dernière (K16)

Chapitre III : L'hydrodynamique estuarienne du Konkouré

fonctionne en chenal de jusant, évacuant les eaux estuariennes. L'impact du barrage est remarquable car il a généré une migration vers l'aval du point nodal de circulation résiduelle nulle entre la station K19 et la station d'embouchure K15 dans le bras ouest du Konkouré, auparavant situé en estuaire intermédiaire (entre K14 et K19), soit entre 5 et 10 kilomètres.

L'analyse des prismes tidaux et des volumes oscillants en embouchure met en évidence un stockage résiduel considérable des eaux dans la mangrove par le réseau dense de chenaux secondaires et de piscines dans les marais de mangrove. Ce stockage représente entre 4 et 25% du prisme tidal et montre un effet d'hystérésis, induisant un stockage dont l'importance est décalée par rapport aux amplitudes de marnage puisqu'il dépend également de facteurs tels que la pente du substrat et l'altitude des mangroves.

Enfin, les répartitions liquides entre les deux bras principaux de l'estuaire, Konkouré et Sankiné, soulignent un fonctionnement alternatif du bras de la Sankiné en fonction d'un débit fluvial seuil (de 400 m³/s environ) au dessous duquel la Sankiné fonctionne comme une baie profonde qui alimente le système estuarien, en K14, d'eaux marines, et au dessus duquel ce bras sert de chenal secondaire d'évacuation des eaux fluviales.

CHAPITRE IV

La dynamique sédimentaire de l'estuaire

La côte Guinéenne, ainsi que celle des pays voisins Guinée-Bissau et Sierra Leone, est marécageuse avec un littoral colonisé par des forêts de mangrove reposant sur un substrat vaseux. Les eaux littorales y sont très turbides en raison de la forte turbulence générée par la marée mésotidale sur la côte Guinéenne (Domain, 1993 ; Rüe, 1998 ; Pezenec, 2000). Malgré cette énergie tidale importante, la côte Guinéenne est quasiment exclusivement constituée de dépôts vaseux alors que les rares plages de sables de la zone d'étude sont situées sur les îles de Los en face de la péninsule de Conakry et au nord sur la côte de Koba.

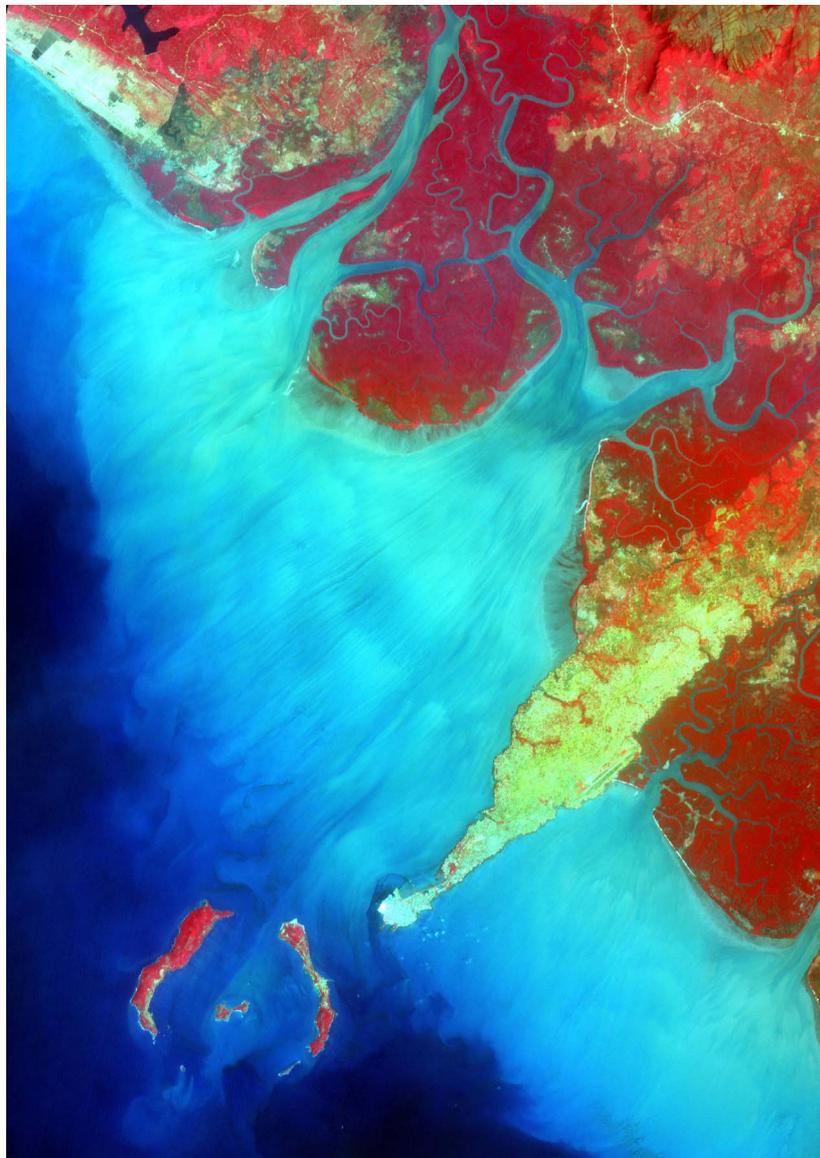


Photo satellite de la péninsule de Conakry et de l'estuaire du Konkouré.

L'image satellite SPOT de la péninsule de Conakry (3 mars 1992 à 11h32 pour une hauteur d'eau à Conakry de 1,43m) montre la charge considérable en matières en suspension des eaux littorales Guinéennes et de l'estuaire du Konkouré (les couleurs du foncé au clair indiquent une eau de plus en plus chargée en suspensions). La concentration de ces matières en suspension décroît vers le large avec une bande littorale parmi les plus turbides de la région.

Dans cette partie nous allons nous attacher à décrire les observations faites dans l'estuaire afin de comprendre la dynamique de ces particules en suspension. Peut-on identifier l'origine de la formation et les processus responsables de cette importante turbidité ? Quelles conséquences ces eaux très chargées vont-elles avoir sur l'évolution de l'écosystème et enfin quel rôle joue la végétation de mangrove dans la dynamique sédimentaire ?

IV.1. Apports sédimentaires à l'estuaire

Les apports sédimentaires du fleuve Konkouré sont mal connus. Les concentrations en MES répertoriées dans le fleuve Konkouré sont faibles, couramment inférieures à 10 mg/l (Berthois, 1967 ; Wolanski et Cassagne, 2000).

Dans le cadre de ce travail, des mesures ont été effectuées à la station K11, en aval de la confluence du Badi, au sud de Fria. Des prélèvements d'eau, journaliers en période de crue et tous les trois jours en période d'étiage, ont permis d'établir des moyennes mensuelles entre 2000 et 2002 (tableau IV.1).

L'analyse des concentrations moyennes mensuelles nous montre une forte variabilité interannuelle sur la période du suivi avec des concentrations pouvant atteindre 24 mg/l en juillet 2000 et seulement 7,7 mg/l en juillet 2002.

Tableau IV.1: Concentrations moyennes mensuelles en mg/l à la station K11.

	<u>J</u>	<u>F</u>	<u>M</u>	<u>A</u>	<u>M</u>	<u>J</u>	<u>J</u>	<u>A</u>	<u>S</u>	<u>O</u>	<u>N</u>	<u>D</u>	moy
2000	12,68	13,36	12,46	11,12	3,38	6,07	23,97	8,91	7,88	2,32	3,82	2,37	9,03
2001	7,07	8,43	5,54	1,63	15,70	10,18	8,35	16,38	5,31	4,52	3,79	3,01	7,49
2002	4,57	2,76	3,31	3,08	2,00	5,94	7,69	10,73	7,80	7,24	4,42	1,78	5,11
													7,21

Les concentrations les plus importantes sont observées en saison des pluies ; Juillet pour 2000 et Août pour 2001 et 2002. Les concentrations moyennes annuelles varient elles aussi fortement, de 5,11 mg/l en 2002 à 9,03 mg/l en 2000. La moyenne sur les trois années de suivi indique cependant une valeur très faible, proche de celles fournies par Berthois (1967) et Wolanski et Cassagne (2000) avec 7,21 mg/l. Les concentrations moyennes mensuelles montrent un pic de concentration en saison des pluies (environ 2 fois la moyenne annuelle). La combinaison de débits fluviaux, considérables en saison des pluies par rapport à la saison sèche, et des concentrations en MES supérieures en crue suggèrent que la majorité de l'apport sédimentaire s'effectue sur trois à quatre mois de l'année (figure IV.1). En effet, les apports solides du Konkouré à l'estuaire suivent la tendance des débits liquides avec un apport solide en augmentation pendant la crue.

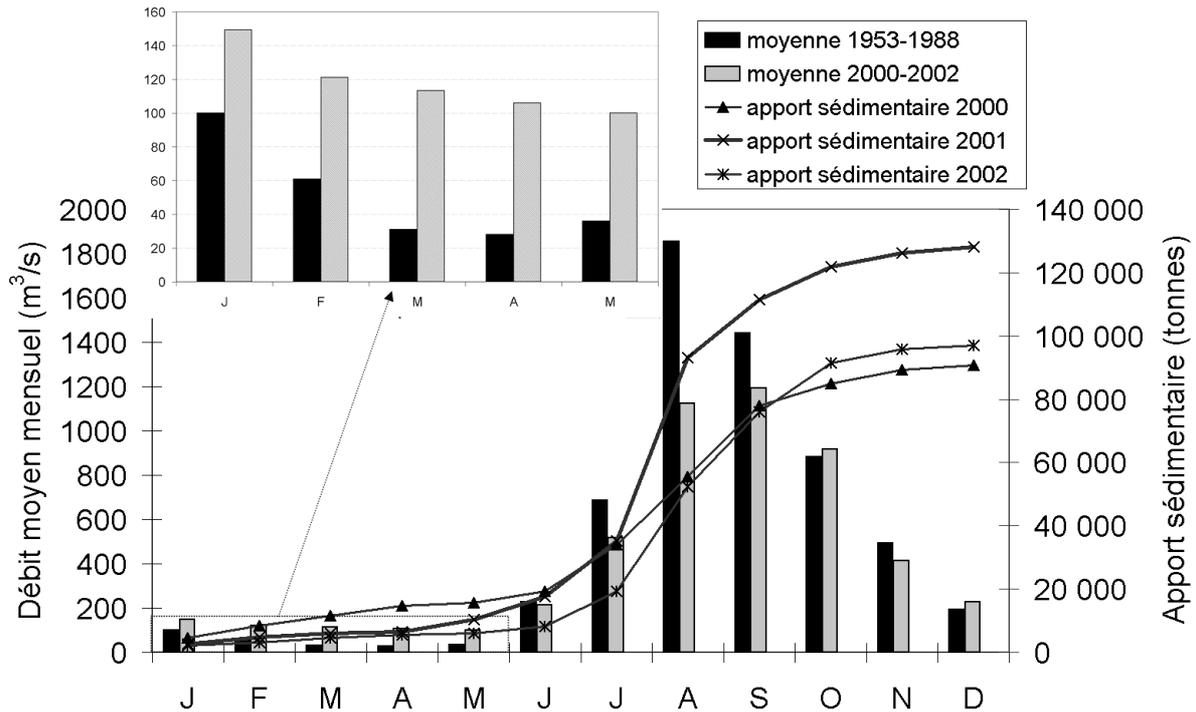


Figure IV.1: Débits liquides du Konkouré et apports sédimentaires annuels de 2000 à 2002.

Sur la figure IV.1, les débits liquides anciens ont été reportés afin de tenir compte de l'effet du barrage mis en fonctionnement avant les mesures de 2000 à 2002. Les apports solides tiennent donc compte des modifications engendrées par le barrage.

Les apports sédimentaires des années 2000, 2001 et 2002 ont ainsi fourni respectivement 91000, 128000 et 97000 tonnes de sédiments à l'estuaire du Konkouré. Ces apports sédimentaires fluviaux de 100000 tonnes par an en moyenne représentent 1000 fois moins que ceux du fleuve Fly, en Papouasie Nouvelle-Guinée, et 70 fois moins que ceux du fleuve San Juan, en Colombie, pour des bassins versants et des débits de crue comparables (Wolanski et Cassagne, 2000; Restrepo et Kjerfve, 2002). Le fleuve Konkouré draine un plateau ancien, déjà très lessivé par les précipitations tropicales, entre 2000 et 4000 mm/an, ce qui ne permet que peu de mobilisation de particules actuellement malgré les fortes précipitations.

Peu de données anciennes existent sur la quantité de matériel apporté à l'estuaire et les seules valeurs disponibles indiquent des valeurs antérieures au barrage de l'ordre de 80000 tonnes par an (Orange, 1992) ou de 27000 tonnes par an avec des valeurs extrêmes de 50000 tonnes par an (Wolanski et Cassagne, 2000 ; Wolanski, 1995 non publié). Il est surprenant de voir que le barrage ait engendré une augmentation des apports solides (figure IV.1) alors que généralement ce type de structure bloque le transit sédimentaire par l'établissement d'une barrière physique. Il faut cependant préciser que ce barrage se situe à proximité de la source (la retenue ne concerne que 14% du bassin versant) et que les débits d'étiage ont considérablement augmenté (zoom de la figure IV.1). Cet apport accru d'étiage, combiné à une gestion des turbines très fantasque, induisant de nombreux lâchers sauvages, peut expliquer cette augmentation par l'action érosive des forts courants générés par les lâchers sur les 130 kilomètres des rives du fleuve avant son embouchure. Il n'en reste pas moins que la grande majorité des apports sédimentaires s'effectue pendant les forts débits de crue (figure IV.2). Ainsi entre 72 et 86% du matériel sédimentaire est apporté entre Juin et Octobre.

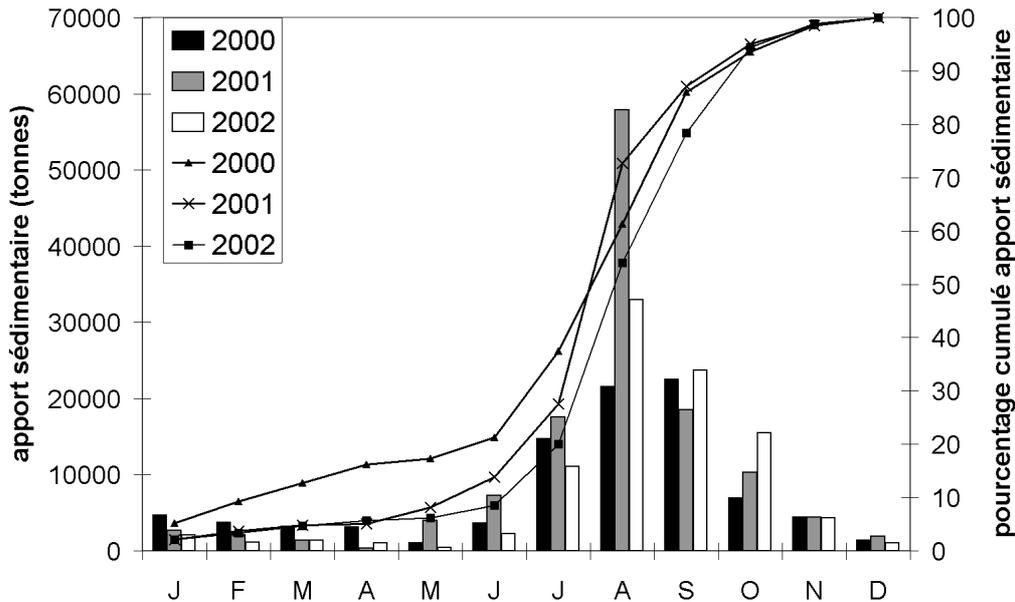


Figure IV.2: Apports sédimentaires mensuels et courbes cumulatives annuelles des années 2000 à 2002.

Cette répartition annuelle des apports sédimentaire est classique dans les estuaires tropicaux (Bryce et al, 1998 ; Wolanski et al, 2001) mais également dans les environnements tempérés (Avoine, 1981 ; Lesourd et al, 2003 pour la Seine, Castaing, 1981 pour la Gironde) car l'apport sédimentaire fluvial est principalement contrôlé par les débits liquides en relation avec les précipitations et le ruissellement intense des périodes humides.

Les apports sédimentaires marins ne sont pas connus et l'effet de la marée sur le transport des particules fines sera décrit dans les paragraphes suivants.

IV.2. Sédiments du fond de l'estuaire

Des prélèvements du matériel sédimentaire du fond de l'estuaire ont été entrepris au moyen d'un cône Berthois, permettant d'avoir une information qualitative de la nature des dépôts superficiels des fonds.

La composition minéralogique de quelques échantillons représentatifs des différentes sections et types de sédiments, prélevés lors des campagnes d'avril, juillet et novembre 2000, a été déterminée par diffractométrie aux rayons X au laboratoire de minéralogie de l'IRD de Bondy.

L'examen de l'ensemble des diffractogrammes montre une composition des fines (argiles et limons) monotone sur l'ensemble des échantillons analysés.

L'estimation semi quantitative effectuée à partir de la surface des raies de diffraction les plus importantes de chaque minéral identifié conduit aux répartitions moyennes suivantes :

- Kaolinite : 70 à 80 %
- Smectite (type Montmorillonite essentiellement) : 20 à 30 %
- Illite : en trace

La quasi-totalité du matériel sédimentaire fin de l'estuaire montre clairement une origine terrigène (Kaolinite à 80% associée à du quartz).

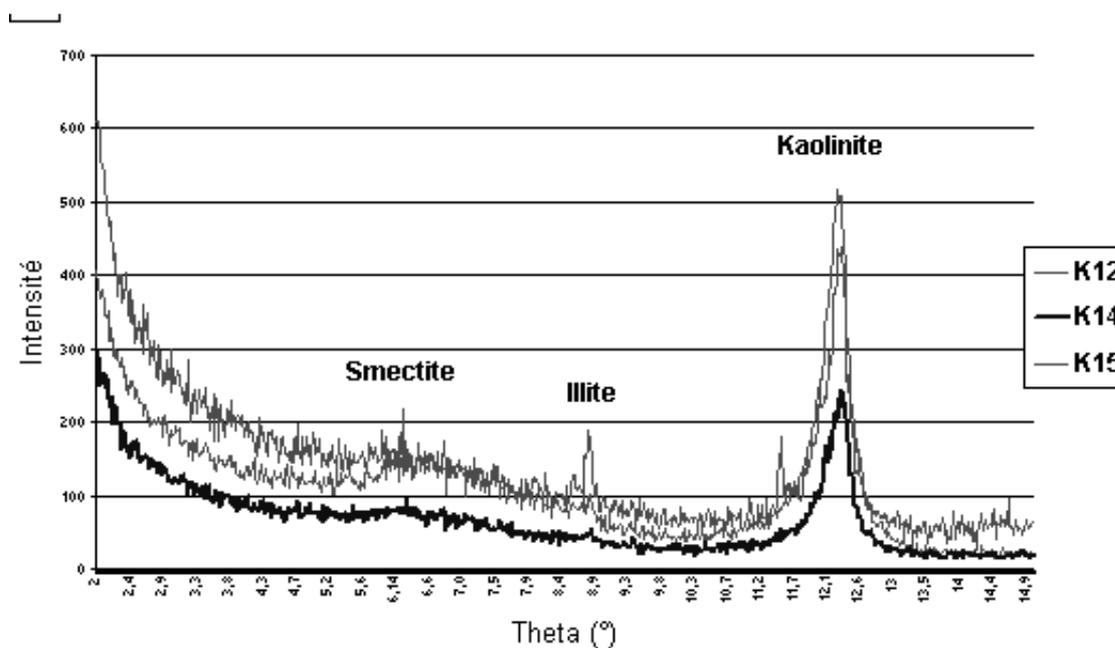


Figure IV.3 : Diffractogramme RX de la fraction fine (<2 μ) des sédiments du bras principal du Konkouré prélevés lors de la campagne de juillet 2000.

Quelques échantillons prélevés à l'embouchure du Konkouré au niveau de la section K15 (figure IV.3), la plus exposée à la dérive littorale, lors de la campagne juillet 2000 présentent une proportion plus importante d'illite indiquant une origine marine. Cette présence d'illite reste cependant à l'état de trace tout comme celle de gibbsite sur certains échantillons. Des éléments concordants ont été soulignés par Rue (1998) qui identifie des périodes actives sur la côte de Koba, au Nord de la station K15, influencées par le régime des vents.

La présence de Smectite prouve également une origine marine. McMaster et al., 1977 ; Anthony et Marius, 1985 montrent que la smectite est présente sur le plateau continental Guinéen et Sierra Léonais, surtout concentrée entre 0 et 60m de fond, et indiquent que ce matériel est apporté de la région sénégalo-mauritanienne par le courant de Guinée. Il semble donc qu'une partie du matériel fin soit directement issu de la côte Ouest-africaine par le biais du courant de Guinée. Une fois ces particules arrivées sur les côtes Guinéennes et Sierra Léonaises, les conditions hydrodynamiques plus calmes et la morphologie du plateau permettent leur dépôt entre 0 et 60 m de fond.

Les sédiments fins de l'estuaire du Konkouré présentent également une importante quantité de matière organique. Des mesures de teneurs en Carbone Organique ont été effectuées à l'UMR EPOC sur 48 échantillons prélevés en Août 2002 et les résultats indiquent une teneur en CO de 1,35 à 3,7% avec une moyenne de 2,8%. Ces valeurs sont relativement élevées, pour un environnement vierge de toute industrialisation, en comparaison des 1,5% moyens dans la Gironde, 3 à 3,5% dans la Loire et des 4% moyens de la Seine, considérée comme très chargée. Cette matière organique joue un rôle prépondérant dans les processus de floculation et donc de sédimentation. En effet, elle tend à amplifier le phénomène de floculation car elle crée un complexe argilo-humique aux liaisons fortes (Reinhardt, 2004) ; les liens formés entre les particules seront donc d'autant plus difficiles à briser. Des mesures précédentes de teneurs en Matière Organique effectuées en avril 2000, novembre 2000 et décembre 1999 sur de rares

échantillons montraient des teneurs en MO de 12% en saison sèche et de 3 à 5% en saison des pluies. Cette forte teneur en MO souligne le rôle essentiel que joue la mangrove sur la sédimentation par les feuilles qu'elle libère dans l'environnement.

Le matériel grossier de l'estuaire semble présenter deux origines aux caractéristiques différentes. Dans les parties amont et centrale de l'estuaire, on note la présence de sables grossiers, sales et mal triés d'origine terrigène alors que les sables de l'estuaire inférieur sont propres et bien classés, semblant indiquer une origine marine ou un remaniement plus long par l'océan des sables fluviaux dans la zone fortement influencée par la marée.

La grande proportion de kaolinite, ainsi que la relative forte proportion de matière organique dans les sédiments fins facilite les phénomènes de floculation à l'interface eau douce-eau salée. Ceci va engendrer une forte turbidité des eaux estuariennes et littorales, malgré les très faibles apports terrestres (7mg/l de moyenne annuelle) via le fleuve Konkouré.

IV.2.1. Evolution temporelle de la distribution spatiale des sédiments du fond

L'évolution de la distribution des sédiments du fond en fonction des effets hydrodynamiques permet de souligner les variations saisonnières de nature sédimentaire du fond. Cette analyse est basée sur la répartition statistique des fractions granulométriques et sur l'analyse modale des échantillons prélevés lors de la totalité des missions. Ce travail classique de sédimentologie a nécessité de nombreuses missions dans un environnement difficile, sans port d'accès pour la mise à l'eau du bateau et dans des conditions climatiques diluviennes parfois. L'analyse modale permet alors de traiter tous les échantillons prélevés afin d'établir les différents morphotypes existant à l'échelle saisonnière.

IV.2.1.1. Fractions granulométriques

Une distribution statistique de la nature des sédiments aux stations de références (figure IV.4) montre la variation saisonnière des dépôts estuariens.

En Septembre (figure IV.4A), l'importance des débits fluviaux de crue engendre un véritable effet de chasse dans l'estuaire qui permet de remobiliser les bancs de vases sur les berges et sur les fonds pour les expulser en mer, mettant à nu les formations sédimentaires plus grossières. C'est en pleine crue que la granulométrie générale de l'estuaire est la plus grossière.

La figure IV.4B correspond au mois de décembre 1999 et présente un affinement granulométrique dans l'ensemble de l'estuaire du Konkouré. Sur les vingt quatre échantillons analysés un seul contient exclusivement du sable grossier ($> 200 \mu\text{m}$) à la station K19 et, seuls deux autres échantillons aux stations K15 et K16 ont dans leur composition les quatre composantes (de $< 2 \mu\text{m}$ à $200 \mu\text{m}$) avec toutefois une proportion majeure de sables. Toutes les stations de référence montrent une dominance des silts.

Au cœur de la saison des pluies les forts débits fluviaux évacuent une grande partie des MES de l'estuaire en mer et aux embouchures et nettoient les berges et les fonds de la vase non

consolidée. En décembre la décroissance des débits fluviaux permet aux agents dynamiques que constituent la marée et le vent, de remobiliser les vases dans l'estuaire et à l'embouchure, ces derniers reprenant une action significative au regard des débits fluviaux décroissants.

Ainsi au cours de cette campagne réalisée en fin de crue, un dépôt massif des fines, correspondant à un relatif calme dynamique (moins de vent et sans pluie), vient draper l'ensemble du domaine estuarien. Cette campagne montre clairement une réalimentation du système en sédiments fins par la mer.

Le mois d'avril 2000 (figure IV.4C) correspond à un ensablement général de l'estuaire ; tous les prélèvements contiennent dans leur composition des sables fins à grossiers (compris entre $63 \mu\text{m}$ et $> 200 \mu\text{m}$). Les argiles inférieures à $2 \mu\text{m}$ et les silts (compris entre $2 \mu\text{m}$ et $63 \mu\text{m}$) sont cependant présents dans tous les échantillons analysés sauf aux stations K19 et K16.

En Avril, en pleine saison sèche, les deux agents dynamiques principaux (marée et les débits fluviaux) ont inversé leur rapport de force comparé à la situation de crue. En étiage la marée est dominante et remobilise les sables en les réintroduisant dans l'estuaire. On note d'ailleurs leur présence jusqu'en amont (K12). Ces sables sont principalement des sables marins à l'aval mais ils contiennent également une fraction de sables fluviaux, mobilisés en aval lors de la crue précédente. Les vases qui sont réintroduites dans l'estuaire à partir du mois de décembre semblent elles aussi résulter de l'action marine croissante, avec une migration amont de ces dernières au niveau du front de salinité pendant tout l'étiage.

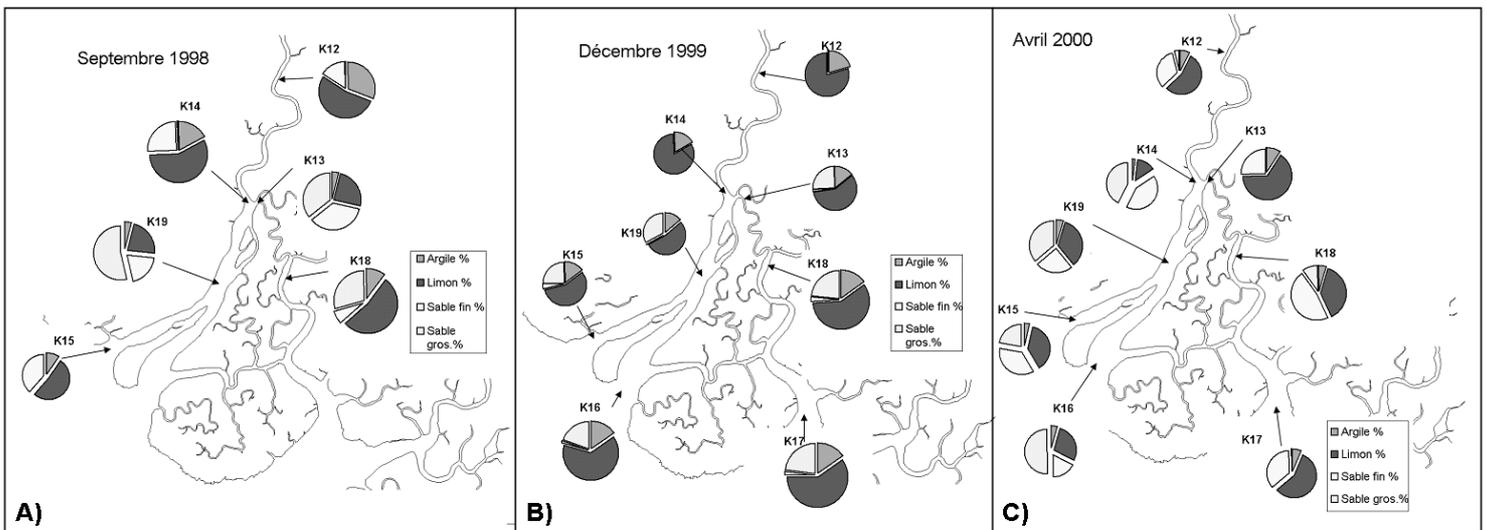


Figure IV.4: Nature des sédiments aux stations de références (A : en septembre 1998, B : en décembre 1999 et C : en avril 2000).

Une analyse détaillée des particularités granulométriques des sédiments du fond prélevés en Avril 2000, grâce à l'utilisation d'un granulomètre laser COULTER LS230, souligne une importante disparité entre les sédiments des bras du Konkouré et de la Sankiné (figure IV.5).

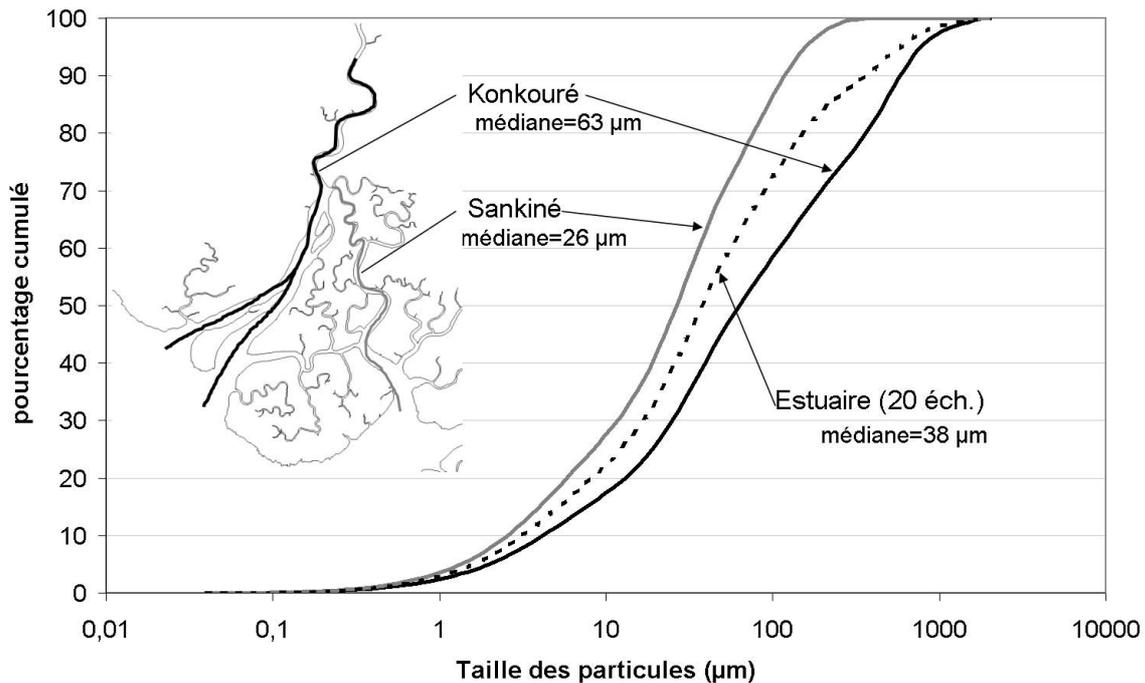


Figure IV.5: Pourcentage cumulé des fractions granulométriques des 20 échantillons prélevés en Avril 2000.

La médiane des 20 échantillons prélevés est de 40 µm, malgré la présence de sables un peu partout dans l'estuaire. Sur ces 20 échantillons, 11 proviennent du bras du Konkouré et 9 de la Sankiné. Les médianes respectives de ces deux bras sont très dissemblables avec un maximum observé de 63 µm dans le bras du Konkouré. La Sankiné, plus profonde présente un matériel plus fin au fond avec une médiane de 26 µm. Cette différence de granulométrie entre les deux bras principaux souligne la différence morphologique observée in situ. En effet le bras du Konkouré est jalonné de bancs de sables émergents aux stations de référence K15, K16 et en estuaire intermédiaire en K19 et en K14. Par contre le bras de la Sankiné ne présente pas de banc de sable, et sa morphologie méandrique favorise les vasières dans les rives convexes. Sa profondeur moyenne, plus marquée que dans le bras principal, permet également des écoulements plus lents, ne mettant pas à nu les formations sableuses sous jacentes. Par ailleurs, aucune carotte n'a été prélevée sur le site afin de déterminer les dépôts plus profonds.

L'analyse des échantillons prélevés en Novembre 2000, après la crue, montre cette diversité morphologique et granulométrique des dépôts du bras du Konkouré (figure IV.6). La médiane des 21 échantillons est de 290 µm, soulignant l'effet de chasse effectué par la crue. La grande majorité des sédiments fins de l'estuaire, vase molle et vase consolidée des rives et du fond, a été expulsée par la puissance des débits de crue. En Novembre, les débits fluviaux décroissent pour atteindre un débit moyen de 450 m³/s marquant la fin de crue. Les sédiments grossiers sont majoritaires dans l'estuaire et proviennent soit de l'amont soit des formations sableuses pré existantes. La partie la plus fine du Konkouré (médiane de 40 µm) est le Konkouré Ouest, dans le bras terminal de la station K15. Les sédiments du fond présentent un caractère unimodal et montrent une bonne homogénéité de granulométrie. C'est d'ailleurs le bras le plus marin du Konkouré, supposant un retour des sédiments fins par cette embouchure.

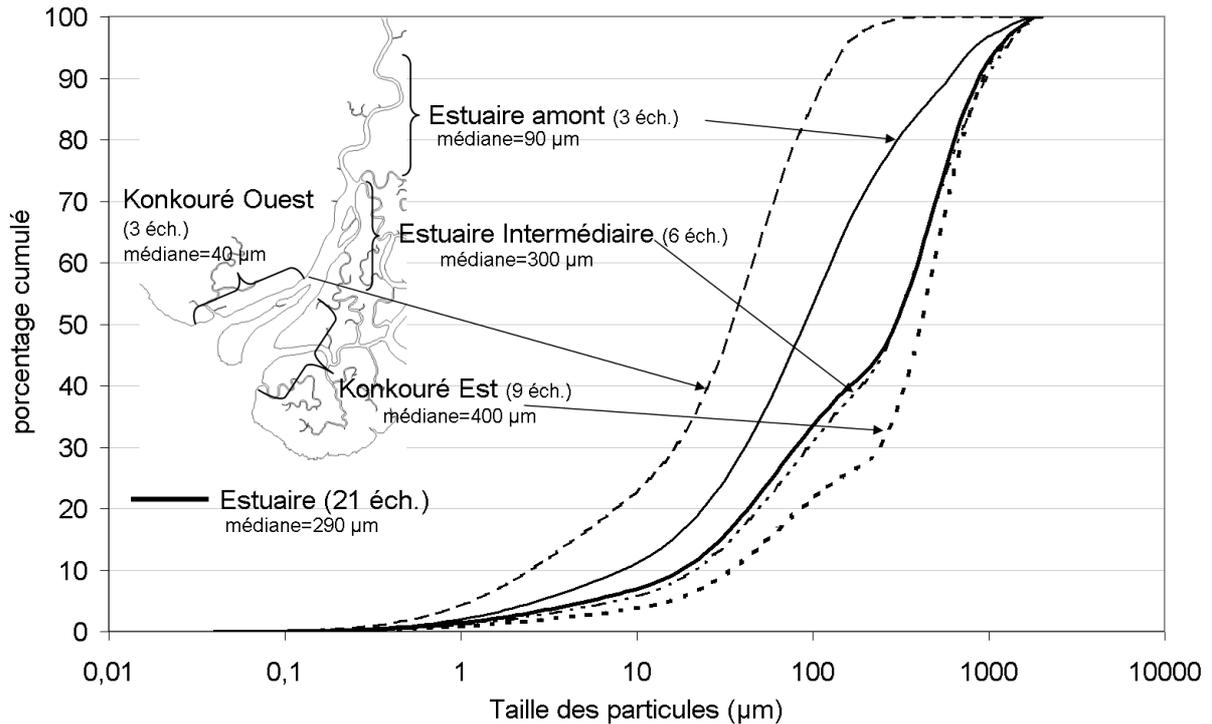


Figure IV.6: Pourcentage cumulé des fractions granulométriques des 21 échantillons prélevés en Novembre 2000.

Dans le reste de l'estuaire, un affinement apparaît d'aval en amont. Les 9 échantillons du bras terminal du Konkouré Est (station K16) présentent une médiane de 400 µm, caractéristique de sables fins à moyens avec un caractère bi modal montrant un mélange de sables fins et d'une fraction plus grossière. L'estuaire Intermédiaire montre les mêmes caractéristiques que le Konkouré Est avec cependant une médiane plus faible (300 µm). Les sédiments présentent ici aussi deux modes avec un plus grande part de sédiments grossiers, probablement d'origine fluviale.

Les sédiments de l'estuaire amont sont plus fins avec une médiane de 90 µm et la présence de sables fins.

IV.2.1.2. Analyse modale

L'analyse modale souligne l'intérêt qu'il y a à séparer entre elles les populations constitutives d'un assemblage granulométrique quelconque. Chaque population est considérée comme porteuse d'une histoire sédimentologique spécifique dont les propriétés (origine des matériaux, type de contraintes hydrodynamiques subies, modalités de transport – dépôt) sont caractéristiques de l'environnement (Barusseau, 1984). Pour chaque population, une valeur est mise en évidence: la dimension centrale (mode) de la distribution granulométrique. Un sédiment uni modal est défini par la présence d'une seule population caractérisée par une seule valeur modale (dimension des grains les plus fréquents dans le sédiment). Un sédiment plurimodal est caractérisé par plusieurs modes granulométriques qui représentent chacun l'influence d'un type de processus actif dans l'environnement. En outre, chaque population, supposée distribuée selon un mode log normal, est également définie par l'importance (en pourcentage) qu'elle occupe dans le sédiment.

L'analyse modale procède à une statistique des valeurs de modes granulométriques rencontrées dans les différentes distributions des échantillons. Chaque mode, quelle qu'en soit l'importance relative dans le sédiment de la population qu'il représente, témoigne de la présence locale d'un type sédimentaire. Le nombre de types sédimentaires est, en fait, beaucoup plus réduit que le nombre de valeurs modales de chaque échantillon analysé car elles se regroupent en un petit nombre de familles. Finalement on constate l'existence de 4 types sédimentaires dans le domaine estuarien du Konkouré (tableau IV.2 et figure IV.7) :

Tableau IV.2: Types sédimentaires de l'estuaire du Konkouré.

Type sédimentaire	Limites (en μm)	Valeur moyenne (en μm)	Abondance dans l'ensemble étudié
Argiles	0,5 à 2	0,6	20%
Silts fins	2 à 15	5,5	30%
Limons et sablons	15 à 100	40	35%
Sables	200 à 1250	550	15%

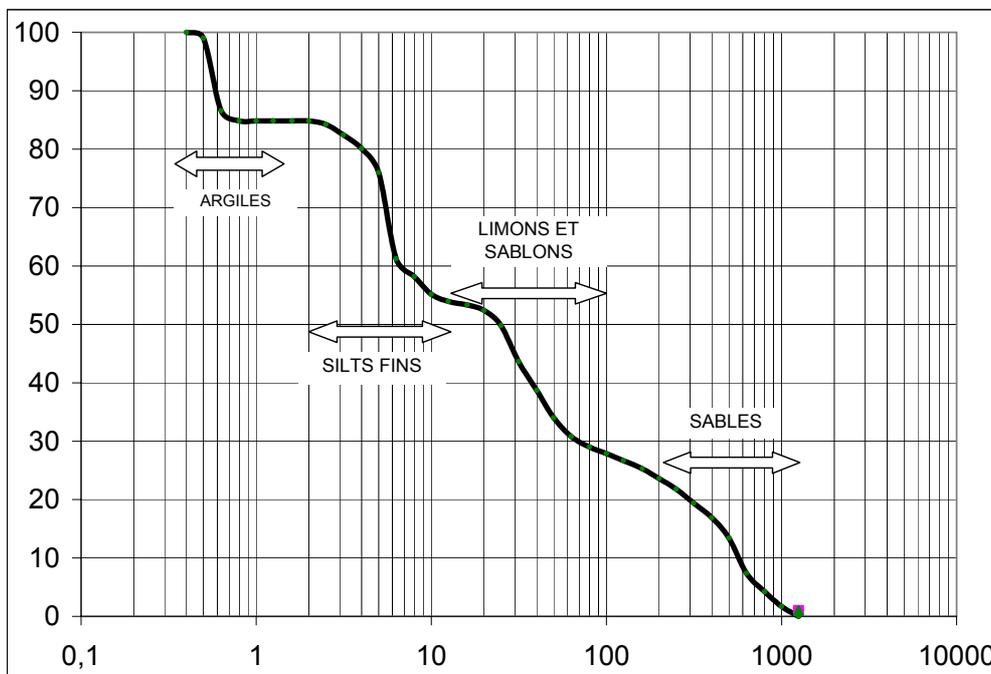


Figure IV.7: Statistique des modes granulométriques montrant les 4 types sédimentaires présents dans l'estuaire du Konkouré.

Le fait qu'il n'y ait pas de dominance significative d'un type particulier dans les parties échantillonnées reflète une morphologie complexe et il apparaît clairement que les sédiments estuariens présentent une importante variabilité spatiale et temporelle. Les sédiments grossiers sont mis à nu par les forts débits fluviaux de la crue alors que les fines sont érodées et expulsées en mer. De plus une disparité de la répartition des sédiments entre les deux bras principaux du Konkouré et de la Sankiné suggère un fonctionnement différencié de ces deux bras. En effet, la morphologie méandriforme et les dépôts plus fins de la Sankiné suggèrent une dynamique plus faible en raison de la profondeur plus importante des chenaux. La morphologie plus anastomosée et les profondeurs plus faibles du bras principal du Konkouré favorisent l'établissement de bancs de sables à partir de l'élargissement des sections en K14.

Ainsi la valeur moyenne des sédiments analysés de l'estuaire, toutes campagnes confondues est de $180 \mu\text{m}$, avec une moyenne dans la Sankiné de $50 \mu\text{m}$ et du Konkouré de $200 \mu\text{m}$.

Une dernière campagne sédimentaire en Juin 2000, comportant une centaine de prélèvements (Annexe localisation prélèvements) au cône Berthois, a permis l'établissement d'une carte sédimentaire par interpolation des dépôts superficiels de l'estuaire en fin de période d'étiage (figure IV.8).

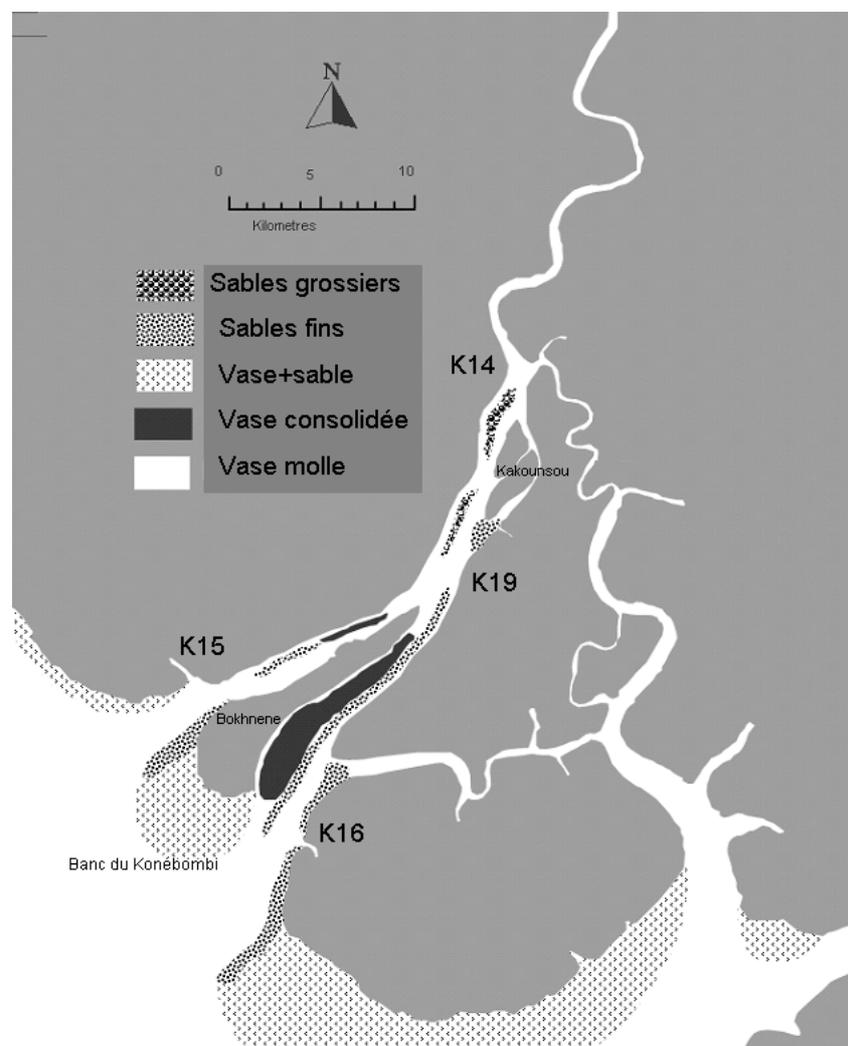


Figure IV.8: Carte sédimentaire de la couche superficielle du fond en fin d'étiage, Juin 2000.

La quasi-totalité de l'écosystème est recouvert d'une couche de vase molle pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres par endroits.

Le bras de la Sankiné est uniformément recouvert par de la vase molle. Des vasières intertidales composées d'un mélange de vases et de sables constituent les rives en embouchure de la Baie de Sangaréha.

L'estuaire amont est également uniformément recouvert de vase molle en fin d'étiage. L'élargissement des sections à la station K14 favorise les dépôts des sédiments grossiers charriés par le fleuve et deux bancs de sables grossiers, sales et mal triés sont isolés en amont et juste en aval des îles de Kakounsou sur la rive droite du Konkouré. Ces dépôts sableux émergent lors des basses mers de vives eaux.

Un important banc de sable fin, propre et bien trié s'établit en aval des îles de Kakounsou, sur la rive gauche. Lors des basses mers, ce banc émerge lors de la majorité des basses mers.

Plus en aval, dans le bras Est du Konkouré, un long banc de sable s'établit depuis la station K19 jusqu'en embouchure à la station K16. Ce banc sableux drapait le fond du chenal le plus profond de cette embouchure à l'est de l'île de Bokhnene. Un important banc de sable fin ferme la confluence avec le bras horizontal du Bouramaya connectant les bras du Konkouré et de la Sankiné. Sur la rive droite s'établit un grand banc de vase consolidé isolant deux chenaux, à droite le chenal principal drapé de sable et à gauche un chenal secondaire moins profond longeant la rive droite.

Le bras Ouest du Konkouré, à l'ouest de l'île de Bokhnene paraît plus simple avec deux bancs. Le premier, en amont est vaseux alors qu'il devient sableux en aval, isolant deux chenaux de navigation. L'embouchure est formée d'un banc de sable sur la rive gauche, qui émerge à basse mer, et les rives sont constituées de vase sableuse. Un grand banc sablo-vaseux, connu sous le nom de banc de Konébombi, s'étend sur plusieurs kilomètres en aval, dans la continuité de l'île de Bokhnene.

IV.2.2. Nature et la morphologie des deux bras principaux

La différence de nature et de morphologie entre les deux bras principaux du Konkouré et de la Sankiné est manifeste. Les sédiments les plus grossiers et notamment les sédiments de fond ne pénètrent pas ou peu dans la Sankiné mais poursuivent leur chemin vers l'aval, où ils se déposent selon une formation estuarienne plutôt classique. Ce phénomène de tri sédimentaire peut sans doute s'expliquer par la configuration de la diffuence des deux bras. D'une part, le départ de la Sankiné se situe sur une rive concave du fleuve et d'autre part, il existe un seuil de fond à l'entrée de la Sankiné dans l'alignement des affleurements rocheux bien visibles en surface. Une faible part des matériaux apportés par le Konkouré ne transite par la Sankiné. La Sankiné est ainsi constitué des sédiments les plus fins, donc peu sédimentables. On peut ainsi supposer que ce bras (Sankiné) se maintient à des profondeurs nettement supérieures à celle du Konkouré mais la modélisation des circulations liquides confirmerait cette hypothèse.

IV.3. Dynamique des sédiments fins

En raison de la difficulté d'acquisition de données ainsi que de la disponibilité du matériel (1 bateau, et 1 bouteille Niskin) différentes techniques ont été utilisées afin de mesurer les matières en suspension (MES). La première consiste en l'échantillonnage d'un litre d'eau à l'aide d'une bouteille Niskin, puis les échantillons (prélevés en surface et près du fond) sont filtrés sur filtres millipores 0,45 μ m, séchés puis pesés. La deuxième méthode, plus empirique, fait appel à l'utilisation d'une rampe lumineuse pour comparer des échantillons prélevés dans des bouteilles de 250 ml avec des échantillons témoins calibrés dont la concentration est connue d'après filtration. Cette méthode permet une appréciation qualitative des concentrations en MES en déterminant des gammes de concentrations.

La dynamique des sédiments fins peut être approchée, comme pour les autres paramètres hydrodynamiques selon plusieurs échelles spatio-temporelles. Les variations de concentrations en MES sur un cycle de marée ont été effectuées par la méthode de suivi dynamique adoptée par Philippe Vauchel lors de l'étude d'impact du barrage de Petit-Saut en Guyane (Ponton et Vauchel, 1998) sur les salinités en embouchure ; les mesures ont été effectuées sur un bateau en suivant les ondes de PM et de BM, d'aval en amont de l'estuaire par des prélèvements de la surface vers le fond.

Les variations de concentrations en MES sont liées à l'existence du bouchon vaseux et à sa dynamique. Un bouchon vaseux est une accumulation de particules en suspension piégées par la combinaison des deux processus majeurs de circulation résiduelle de densité et de l'asymétrie de la marée en milieu estuarien (Allen et al, 1980 ; Brenon, 1997 ; Sottolichio, 1999). La stratification saline favorise le piégeage des particules en suspension au niveau du front de densité du coin salé. L'asymétrie de la marée est engendrée par la différence de propagation des ondes de pleine mer et de basse mer dans les embouchures littorales. Le raccourcissement du flot et l'allongement des durées de jusant intensifie les vitesses de flot et engendre une circulation vers l'amont des particules ou « pompage tidal » (Uncles et Stephens, 1989). Ces deux phénomènes coexistent dans la plupart des environnements pour former une zone où vont s'accumuler les particules en suspension : le bouchon vaseux. Ce bouchon vaseux est constitué de particules d'origines variées. Elles peuvent provenir du fleuve, de l'érosion des rives ou du fond par érosion mais aussi du domaine marin par pompage tidal. La multiplicité des processus responsables de sa formation ainsi que de ceux de sa localisation rend son étude complexe (Castaing, 1981 ; Dyer, 1986).

IV.3.1. Variation de la turbidité sur un cycle de marée

La figure IV.9 présente les concentrations en MES en fonction de la profondeur sur une coupe longitudinale de l'estuaire, d'aval en amont le 28 mai 2002. Les concentrations en MES montrent une forte turbidité dans la partie amont de l'estuaire (au minimum 2 g/l à mi profondeur) tout au long du cycle de marée du 28 mai avec cependant une colonne d'eau plus chargée à basse mer (figure IV.9), de la station K12 à la station K14. Un bouchon vaseux semble couvrir toute cette partie amont.

La partie montrant les plus fortes variations de concentrations en MES se situe en aval de la confluence avec la Sankiné (K14-K19-K15-littoral). La station d'embouchure (K15) présente une colonne d'eau bien homogène à pleine mer avec des concentrations faibles (0,15 g/l) alors qu'une masse turbide semble isolée, sur la pointe nord de l'île au kilomètre 10 (2 g/l à mi profondeur). A pleine mer il semble donc qu'il y ait une masse turbide sur le littoral (M4), une seconde en estuaire intermédiaire localisée entre les stations Ki1 et K19 d'environ 5 kilomètres de long, et enfin une dernière en amont (de K14 à K12).

A basse mer, cette masse turbide de la partie amont semble s'étendre jusqu'à la station Ki2 en estuaire intermédiaire. Plus en aval, les eaux restent turbides mais leur concentration sur la verticale décroît jusqu'en milieu littoral (M4) où la turbidité augmente (5g/l au fond). Il serait possible d'interpréter ce profil en identifiant deux bouchons vaseux ; un en amont et un autre dans la partie aval, qui serait le résultat de l'étirement du premier lors du jusant. Les fortes concentrations observées près du fond lors des étales (de l'ordre de 4 à 7 g/l) sont néanmoins difficiles à interpréter en raison du flux vertical des matières en suspension au minimum de courant lors des étales. De plus, la méthode utilisée en suivant les ondes de pleine mer et de basse mer n'assure pas que la mesure correspond au moment exact des étales. Ainsi l'interpolation entre les profils verticaux obtenus à chaque station pour obtenir un profil longitudinal est sensible à interpréter plus précisément. L'identification de masses turbides confirme cependant la forte turbidité de l'estuaire depuis le littoral jusque en amont.

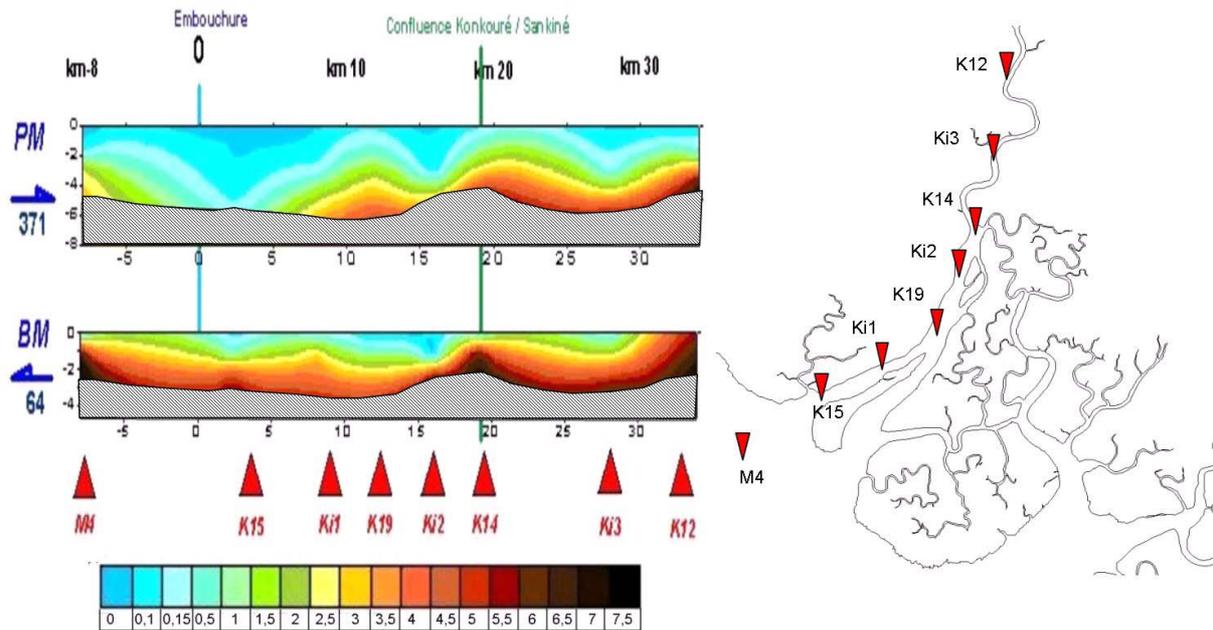


Figure IV.9: Concentrations en MES (g/l) sur un profil longitudinal de l'estuaire du Konkouré en période d'étiage, à PM et à BM le 28 Mai 2002.

Cependant deux conclusions apparaissent :

- La partie amont est très turbide durant tout le cycle de marée et une masse turbide peu mobile peut y être identifiée ;
- L'embouchure K15 est le point de passage d'une seconde masse turbide, oscillant entre les stations Ki1 et K19 à pleine mer et la station M4 à basse mer.

IV.3.2. Variation sur un cycle ME/VE

Les agents dynamiques dans l'estuaire, principalement la marée et les débits fluviaux vont avoir une grande influence sur la localisation du bouchon vaseux. La Zone de Turbidité Maximum (TMZ), encore appelée « bouchon vaseux », se déplace en fonction des différents agents dynamiques du système. La localisation de ce bouchon vaseux dépend donc de l'influence des courants à l'échelle d'une marée, à l'échelle d'un cycle morte eau vive eau et des variations saisonnières de débit fluvial. L'influence de chacune de ces échelles temporelle rend la localisation variable. Pour étudier l'influence de la marée au cours d'un cycle morte eau vive eau, nous définissons une position moyenne du bouchon vaseux (zone grisée sur la figure IV.10) entre la pleine mer, où son extension est la plus importante vers l'amont, et la basse mer où cette dernière est maximale vers l'aval. Cette position moyenne correspond au point nodal de circulation résiduelle nulle, identifié par les vitesses et distances résiduelles au cours d'un cycle de marée (Figures III.26 à III.30). Le bouchon vaseux va donc s'établir aux alentours de cette position moyenne avec une extension plus ou moins importante en fonction des courants de marée.

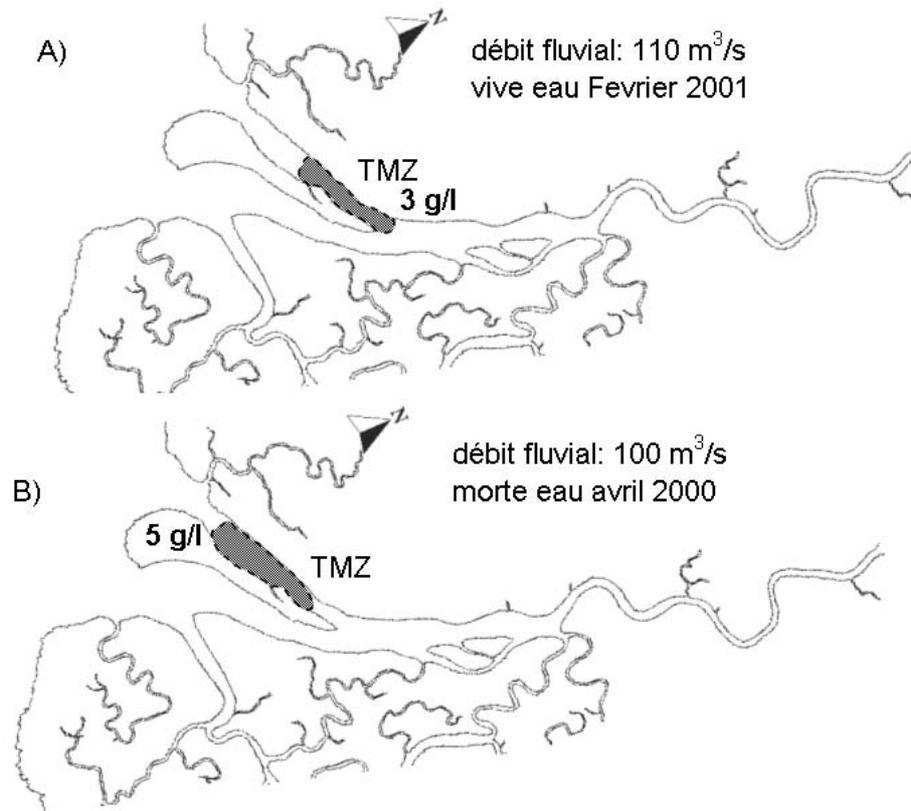


Figure IV.10: localisation géographique du bouchon vaseux (TMZ) pour des conditions d'étiage, en vive-eau (A) et en morte-eau (B). La zone grisée correspond à la position « centrée » de la TMZ au cours d'un cycle de marée et les valeurs indiquées sont les concentrations en MES au voisinage du fond.

La figure IV.10 montre la variation de la position moyenne du bouchon vaseux en fonction des conditions de marée, respectivement en vive eau (A=3,2m d'amplitude) et morte eau (B=1,9m). Seul le bras du Konkouré présente un bouchon vaseux au point nodal de circulation résiduelle nulle (transport dirigé vers l'amont en K15 alors que ce dernier est dirigé vers l'aval en K19) avec des concentrations près du fond de 3 g/l en vive eau à 5 g/l en morte eau. Le bouchon vaseux est moins étendu lors des périodes de mortes eaux alors que les concentrations des matières en suspension au fond sont plus importantes. En effet, en période de morte eau, les conditions hydrodynamiques plus faibles engendrent un dépôt préférentiel des matières en suspension, qui s'accumulent dans le bouchon vaseux et lui permettent d'atteindre des concentrations au fond plus importantes qu'en période de vive eau, où les courants remettent plus facilement en suspension les vases fraîchement déposées au fond. Ce bouchon vaseux oscille dans le bras nord ouest du Konkouré, entre les stations K15 et K19.

Lorsque les courants de marée sont plus importants, en vive-eau, la position moyenne du bouchon vaseux se rapprochera de K19. Les concentrations moyennes du reste de l'estuaire avoisinent 0,1 g/l en surface et 0,5 g/l au voisinage du fond.

En période de morte eau par contre, les courants de marée étant plus faibles, le bouchon vaseux sera localisé plus en aval, vers la station K15, mais les concentrations des MES près du fond y seront plus importantes (5 g/l) en raison du flux plus important des particules vers le fond. Les concentrations en MES des autres stations de l'estuaire sont de 0,1 à 0,5 g/l en surface comme au fond tout au long du cycle de marée.

IV.3.3. Variation saisonnière entre Etiage et Crue

La variation de la localisation de ce bouchon vaseux dépend donc des conditions de marée (figure IV.10) mais dépend aussi grandement des variations du débit fluvial, d'autant plus que ces débits fluviaux sont très contrastés en région tropicale.

Les débits moyens mensuels vont ainsi varier de 110 à 2000 m³/s, engendrant en crue un véritable effet de chasse des suspensions présentes dans l'estuaire (figure IV.11B). En période d'étiage (Février 2001) la turbidité moyenne de l'estuaire varie entre 0,1 et 0,5 g/l sauf dans la zone de turbidité maximale où les concentrations du fond avoisinent 5 g/l. Lors de la crue d'août 1999, il n'existe plus vraiment de bouchon vaseux au sens strict du terme, mais la partie la plus aval du domaine, en aval de K15 et K16, présente une turbidité de fond importante (4,5g/l) alors que les turbidités du reste de l'estuaire sont inférieures ou égales à 0,1 g/l tout au long du cycle de marée.

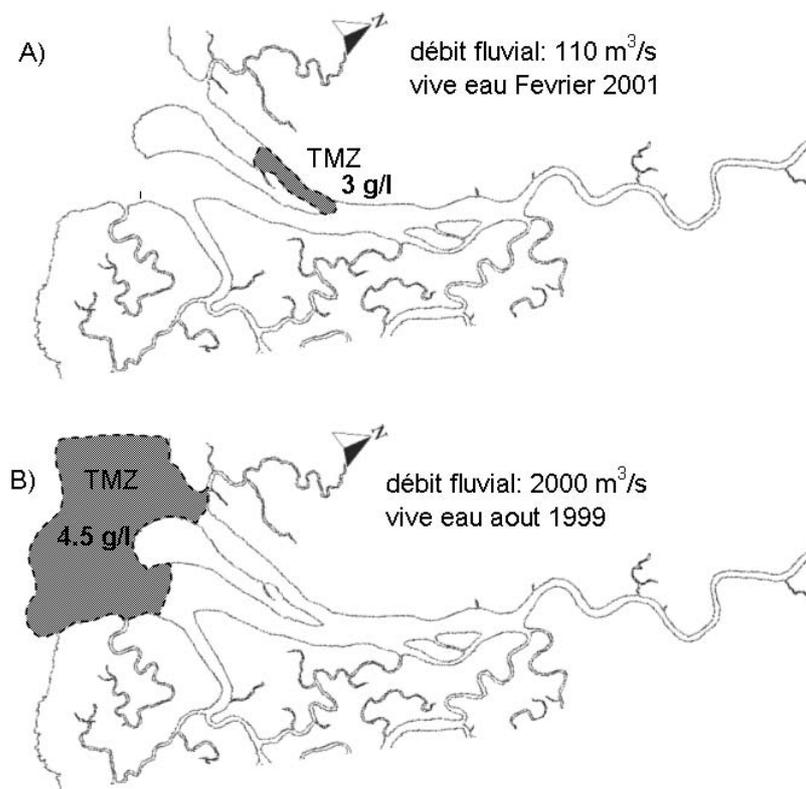


Figure IV.11: localisation géographique de la position moyenne du Bouchon vaseux pour des conditions d'étiage, en vive-eau (A) et de crue en vive-eau également (B). La zone grisée correspond à la position moyenne de la TMZ et les valeurs indiquées sont les concentrations en MES au voisinage du fond.

Ainsi la zone de turbidité maximale s'étend sur le littoral où le bouchon vaseux est expulsé (figure IV.11). Les importants débits fluviaux de la saison des pluies engendrent de forts courants de jusant (>2m/s en K12 avec des courants unidirectionnels sur tout le cycle de marée). Les fonds sont nettoyés de toute la vase par érosion et les particules sont expulsées sur le littoral où l'agitation générale due à la houle et au vent (même faibles) les maintiennent en suspension (De Wit et Kranenburg, 1997 ; Rue, 1998). Lors des forts débits d'août, la faible turbidité des eaux estuariennes indique d'une part que la majorité des sédiments du fond ont

déjà été érodés. De plus, les forts volumes transitant dans la partie fluviale diluent les concentrations en suspension, alors que la masse sédimentaire transportée est considérable.

Au vu des positions respectives des bouchons vaseux identifiés pour différentes conditions de débits et de marnage, il apparaît que les processus contrôlant la position du bouchon vaseux sont d'abord les débits fluviaux, puis dans une moindre mesure l'amplitude de la marée.

IV.3.4. Processus sédimentaires

Les processus impliqués lors de la formation de ces zones de turbidité maximales ont été mis en évidence sur un profil vertical continu de la station K15 les 18 et 19 novembre 2003. La turbidité, les vitesses de courant, la salinité et la température de la colonne d'eau ont été mesurées en continu sur 25 heures, soit 2 cycles semi diurnes complets (figure IV.14).

La méthode de détermination des concentrations en MES est l'utilisation d'un OBS 3A lors de la mission de Novembre 2003 destinée à déterminer la structure verticale de la colonne d'eau. Cet appareil, indiquant les turbidités en unité NTU a été calibré en laboratoire avec de la vase prélevée in-situ. Une calibration a été effectuée pour couvrir une gamme de concentrations allant de 450 à 0,001g/l (Kineke et Sternberg, 1992). Cette opération a nécessité une soixantaine d'échantillons par dilution progressive d'une solution chargée en MES.

La courbe de calibration (figure IV.12) montre un pic de NTU pour des concentrations de l'ordre de 20 g/l puis une décroissance exponentielle des valeurs de NTU pour des concentrations entre 20 et 450g/l. Cette calibration est essentielle car l'intensité du signal augmente au voisinage du fond puis chute lorsque l'appareil rencontre de la crème de vase dont la concentration varie d'une dizaine à près de 300 g/l.

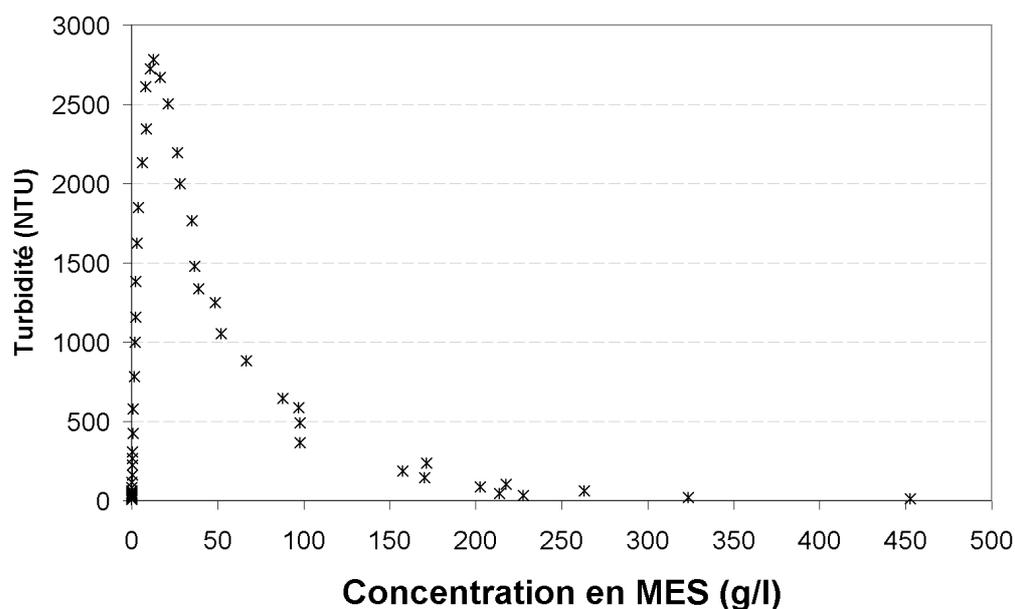


Figure IV.12: Courbe de calibration de l'OBS, pour des gammes des concentrations comprises entre 0,01 et 300 g/l.

Afin de bien suivre le comportement de l'OBS au voisinage du fond, c'est-à-dire pour des concentrations fortes, une distinction a été faite pour 3 gammes de concentrations (figure IV.13) :

- La première pour des concentrations allant de 0 à 2 g/l (correspondant grossièrement à la concentration des MES de la colonne d'eau)
- la deuxième pour des concentrations comprises entre 2 et 12 g/l, correspondant au « toit de la couche de crème de vase », caractérisé par la naissance d'un fort gradient de densité et par le pic des NTU
- enfin la dernière pour des concentrations supérieures à 12 g/l, correspondant à la crème de vase et aux dépôts de vase fluide.

Cette séparation des gammes de concentrations a été effectuée afin de tenir compte d'une part de la décroissance des NTU malgré l'augmentation des concentrations au-delà de 12 g/l ainsi que de la bonne corrélation entre NTU et concentrations. Cette méthode permet d'être plus rigoureux lors de la conversion entre NTU et concentration des MES mesurées in-situ lors de la mission de Novembre 2003. Cette mission permet de compléter l'étude des turbidités de l'estuaire en y ajoutant une approche de la structure verticale des concentrations susceptible de mettre en évidence les processus de remise en suspension et de dépôt des particules. Les mesures en station fixe de la turbidité de surface et de fond permettent de suivre les évolutions au cours d'un cycle de marée et les gammes de concentrations observées ainsi que de pointer le passage du bouchon vaseux par exemple.

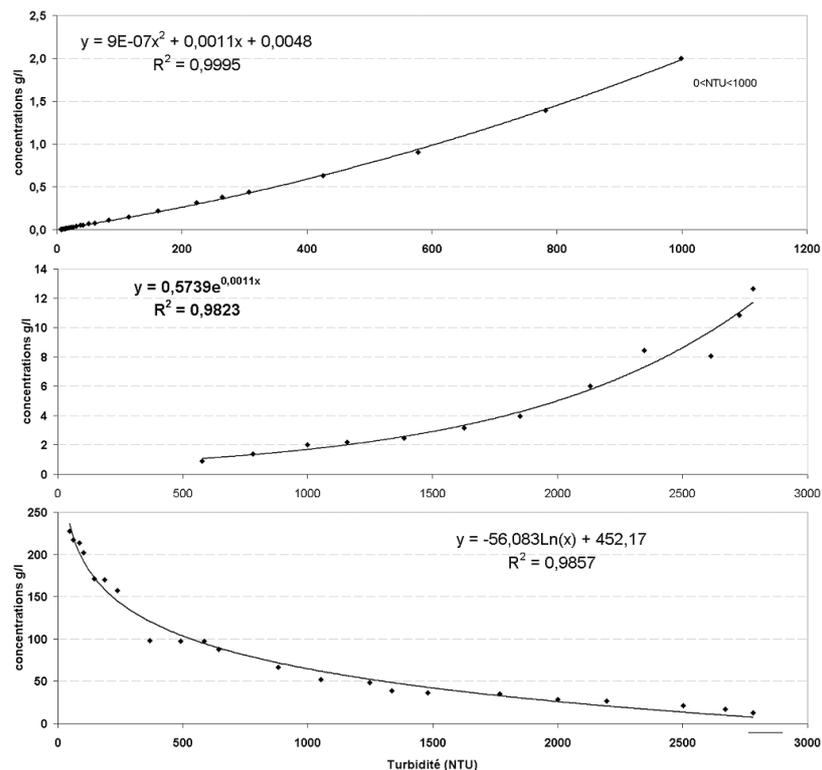


Figure IV.13 : Calibration pour trois gammes de concentration en MES.

La température des eaux estuariennes varie de 28 à 32°C. La température moyenne à pleine mer est supérieure à celle de basse mer et la forte corrélation existant entre les profils de température et de salinité tend à montrer que les eaux fluviales sont plus froides que les eaux marines. En effet, les températures minimales sont observées lors des basses mers, pour des

salinités quasi nulles et avec une colonne d'eau très homogène sur la verticale à $t = 22$ heures et $t = 35$ heures (figure IV.14). Les plus fortes stratifications en terme de température et de salinité sont observées lors du jusant1, du flot1 et du jusant2. Le flot2 présente par contre une bonne homogénéité sur la totalité de la colonne d'eau.

Durant le Jusant1 la température de surface et la salinité décroissent plus vite en surface. Les vitesses de jusant1 montrent un maximum à mi profondeur à $t = 18$ heures avec des vitesses de fond relativement élevées (proches de 0,4 m/s) qui engendrent une légère augmentation des MES depuis le fond jusqu'à mi profondeur et un fort gradient de densité. La décroissance des températures et des salinités avec une colonne d'eau homogène marqueur d'eaux fluviales atteste de la fin du jusant. Les vitesses décroissent plus lentement alors qu'une seconde augmentation de la turbidité en fin de jusant (0,16 g/l de moyenne verticale) semble induite par les fortes vitesses de jusant observées jusqu'à $t=20$ heures.

L'étale de courant s'installe une heure après l'étale de niveau et est caractérisé par une colonne d'eau quasi immobile à $t = 22$ heures pour une eau à 28°C et de 4‰ degré de salinité. Le flot1 (de $t = 24$ à $t = 25$ heures) se caractérise par une arrivée d'eau salée et chaude par le fond avec une vitesse moyenne sur la verticale des courants de 0,6 m/s environ sur toute la colonne d'eau. Cette augmentation des vitesses engendre une augmentation de la turbidité avec un pic de concentration en MES à 0,22 g/l à $t = 25$ heures. La pleine mer est atteinte à $t = 28$ heures et présente une colonne d'eau stratifiée en salinité, température.

Le jusant2 montre un double pic de vitesse avec une première augmentation à $t = 29$ et 30 heures. Cette augmentation des vitesses est contemporaine d'une forte réduction de température de surface, des salinités jusqu'à mi-profondeur et d'une augmentation relativement faible (0,06 g/l de moyenne verticale) de la turbidité mais qui s'opère sur toute la colonne d'eau alors que le gradient de densité est marqué au fond. La fin du jusant2 montre une seconde augmentation des vitesses plus forte, avec des vitesses de 0,8 m/s à mi profondeur. Cette augmentation des vitesses de jusant2 est caractérisée par une forte augmentation des MES dans la colonne d'eau (moyenne verticale de 0,14 g/l).

L'étale de basse mer à $t = 35$ heures montre une colonne d'eau très homogène avec des températures faibles (28°C), une salinité de 4‰. Les MES montrent une stratification verticale, faible mais suffisante pour souligner un dépôt sédimentaire au fond des suspensions. Le flot2 (de $t = 35$ à 40 heures) est caractérisé par une colonne d'eau non stratifiée, contrairement au flot1 avec une turbidité importante (0,23 g/l de moyenne sur la verticale) dès le début du flot ($t = 36$ et 37 heures). Les vitesses du flot2 sont toutefois inférieures à celles mesurées lors du flot1 ou même du jusant2.

La concordance entre vitesse maximales et pic de turbidité sur les deux cycles de marée semble indiquer que la remise en suspension des sédiments du fond est le processus majeur responsable de l'augmentation de la turbidité. La concordance entre température et salinité montre que ces deux paramètres sont de bons marqueurs de l'origine des eaux estuariennes avec des eaux marines salées et chaudes et des eaux fluviales douces et « froides ».

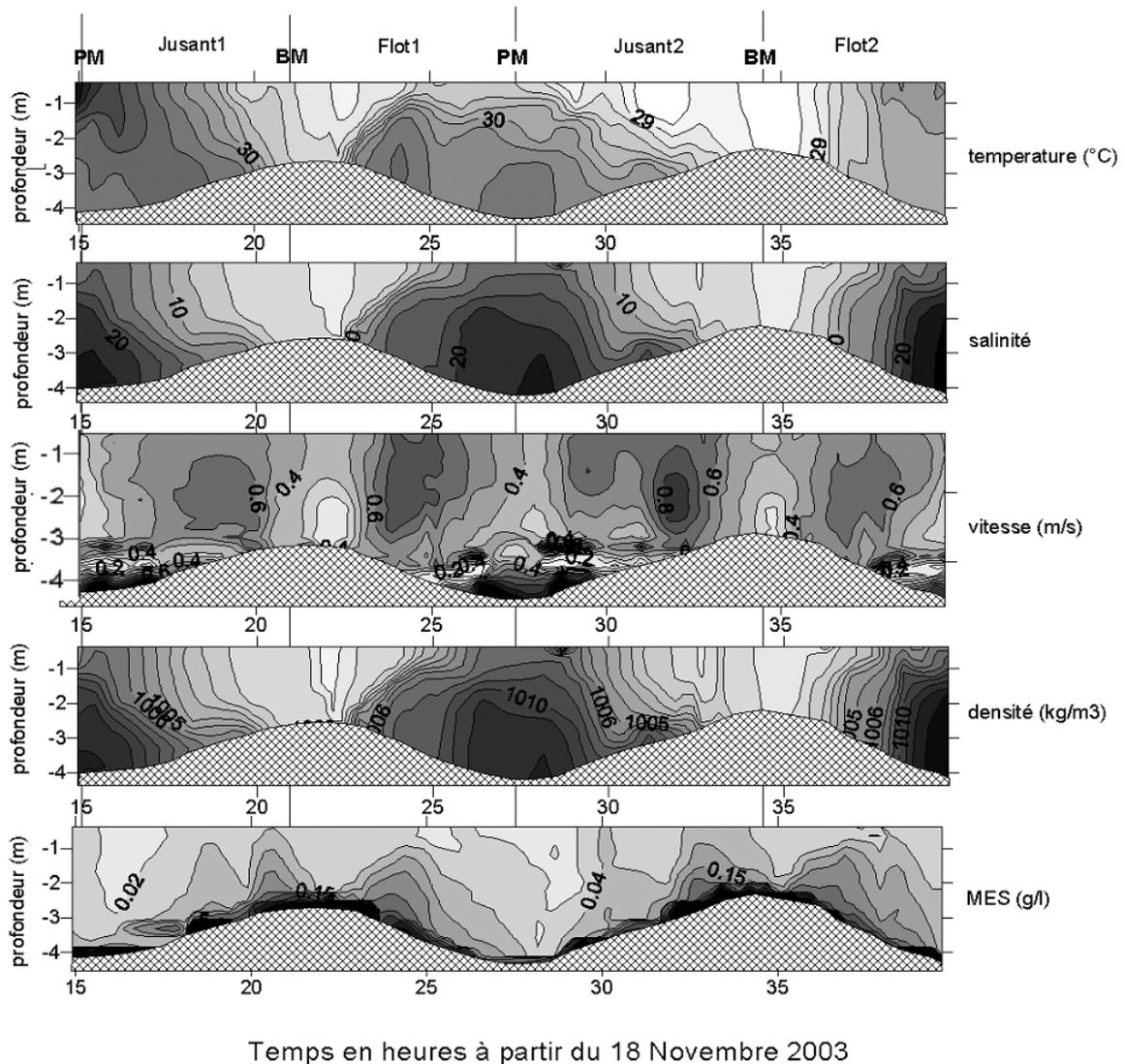


Figure IV.14: Profils verticaux de température, salinité, vitesse, densité et MES de la station K15 en Novembre 2003.

Pour apprécier les processus responsables du mélange de l'eau et de la remise en suspension des particules, le calcul du nombre instantané de Richardson sur la colonne d'eau permet de déterminer le degré de mélange dans l'estuaire (Dyer, 1986).

$$R_L = \frac{gh(\rho_b - \rho_s)}{U^2 \rho_0}$$

où U est la vitesse moyenne sur la verticale ($m.s^{-1}$) ; ρ_0 la densité moyenne sur la verticale ($kg.m^{-3}$) ; h est la profondeur (m) ; $(\rho_b - \rho_s)$ est la différence de densité entre le fond et la surface ($kg.m^{-3}$) ; et g est l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$).

Le calcul de R_L permet d'estimer de façon qualitative l'intensité du mélange à différents moments de la marée. Dyer (1986) a ainsi observé que pour $R_L < 2$, la turbulence générée au fond est le processus principal de mélange de la colonne d'eau alors que pour $R_L > 20$, la

colonne d'eau est stable et la turbulence du fond n'est pas responsable du mélange de la colonne d'eau.

Le calcul de R_L durant les deux cycles de marée consécutifs indique des valeurs inférieures à 2 sauf lors des étales (figure IV.15) où cependant la valeur n'atteint jamais 20 indiquant que la stratification augmente mais que la colonne d'eau n'atteint jamais un stade de stabilité.

Les valeurs maximales du nombre de Richardson sont atteintes lors des étales de pleine mer et de basse mer à $t = 15, 22, 28$ et 40 heures avec des valeurs de l'ordre de 5. C'est effectivement lors des étales que la stratification est la plus forte et où la turbulence est moindre en raison des faibles courants.

Lors des périodes de flot ou de jusant ces valeurs sont généralement inférieures ou égales à 1, indiquant que la turbulence générée par les courants est suffisante pour effectuer le mélange de la colonne d'eau.

Ces résultats indiquent que le processus majeur de mélange de la colonne d'eau est la turbulence au fond générée par les courants de marée.

Cette turbulence générée au fond exerce un frottement qui génère une force d'arrachement des sédiments du fond qui entraîne leur érosion. Cette remise en suspension des particules fines vient alimenter la colonne d'eau en matières en suspensions au gré des courants tidaux (figures IV.15 et 16).

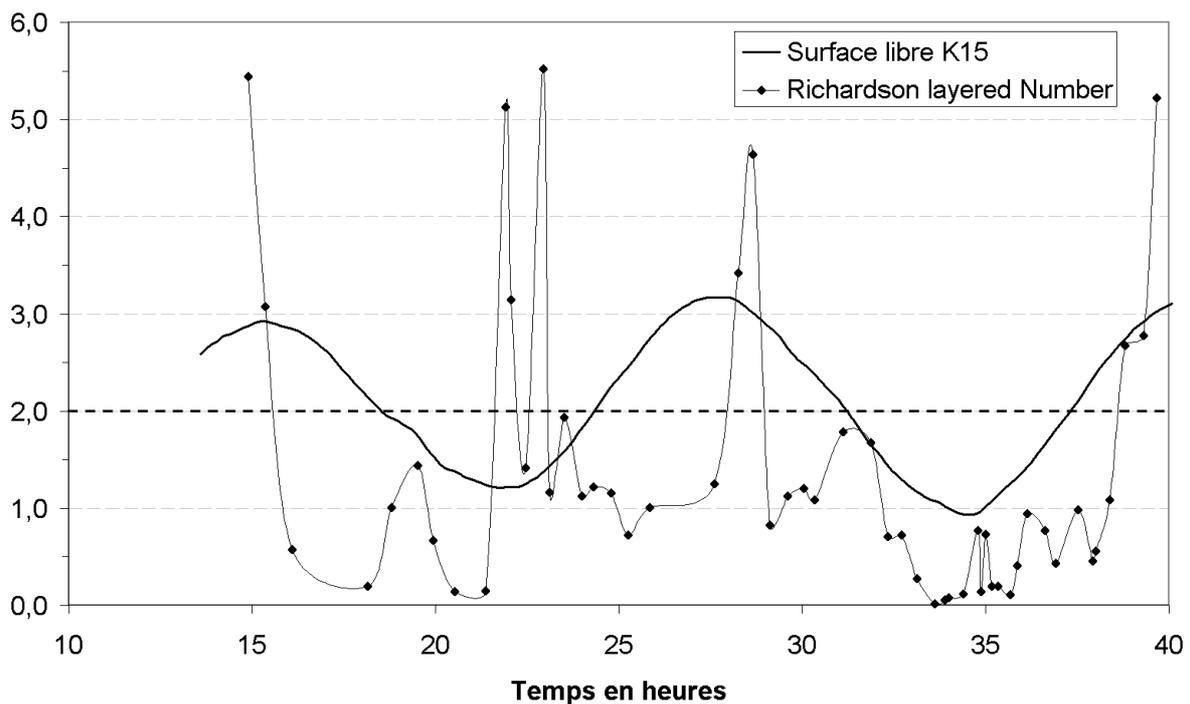


Figure IV.15: Evolution temporelle du nombre instantané de Richardson sur les deux cycles de marées consécutifs des 18 et 19 Novembre 2003.

Les concentrations en MES augmentent avec les vitesses de courants, en flot comme en jusant avec cependant une turbidité moyenne de la colonne d'eau supérieure durant le flot ($0,23$ g/l) pour une vitesse moyenne sur la verticale de $+0,4$ m/s. La concentration maximale observée pendant le jusant atteint $0,14$ g/l pour une vitesse moyenne sur la verticale du courant de jusant de $-0,4$ m/s. Pour des vitesses de flot ou de jusant inférieures à $0,3$ m/s, la concentration de la colonne d'eau reste constante à $0,05$ g/l environ. Lorsque les vitesses augmentent, le

frottement exercé au fond entraîne une érosion des fonds qui génèrent une augmentation des concentrations de la colonne d'eau par advection des particules érodées.

West et Sangodoyin (1991) identifient différents types de comportement des concentrations moyennes sur la verticale en fonction de la vitesse moyenne sur la verticale dans trois grands estuaires tempérés. Si la concentration reste constante quelque soient les vitesses, alors c'est que les courants sont trop faibles pour générer de l'érosion des sédiments du fond ; c'est généralement le cas en période de morte eau.

Lorsque les vitesses augmentent, si les conditions favorables d'érosion et de dépôt ne représentent que des périodes courtes au regard de la durée de la marée, on observera une variation des concentrations nettes à partir d'une valeur seuil de vitesse correspondant au dépassement des tensions critiques d'érosion du fond.

En revanche, si les durées des mécanismes d'érosion et de dépôt sont significatives en comparaison de la période de la marée, alors il faudra un certain temps au sédiment pour être remis en suspension dans la colonne d'eau et le pic de concentration sera atteint pour des vitesses plus faibles, en décélération : c'est un effet d'hystérésis.

C'est ce dernier cas qui est identifié pour la remise en suspension dans la partie d'embouchure du Konkouré lors de la mission de Novembre 2003 (figure IV.16).

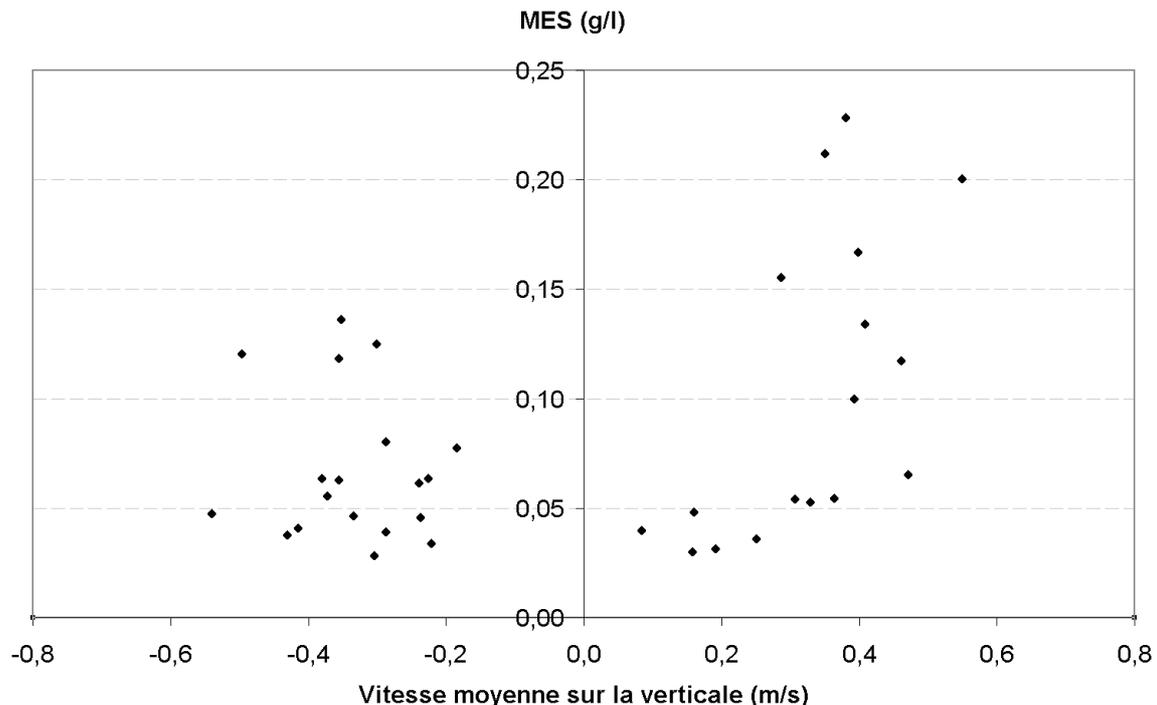


Figure IV.16: Relation entre vitesse des courants et concentration en MES dans la colonne d'eau. Les vitesses sont positives pour le flot et négatives pour le jusant.

Les processus impliqués dans le bouchon vaseux de l'estuaire du Konkouré et dans la forte turbidité des eaux sont donc principalement issus de la remise en suspension des sédiments du fond. La forte turbidité de l'estuaire et les quantités de vase présent au fond et en suspension ne sont pas expliquées par les faibles apports terrestres. Il est probable que les apports fluviaux, expulsés sur le littoral, aient alimenté la zone littorale en vases. La faible pente du plateau, ainsi que l'énergie de la houle et des courants de marée sont autant d'éléments qui supposent que l'énergie soit fortement absorbée par ces fonds vaseux, ces derniers sont ainsi liquéfiés et facilement remis en suspension (De Wit et Kranenburg, 1997).

Un échange s'opèrerait ainsi entre les zones littorales et la mangrove côtière, comme sur le littoral Guyanais (Allison et Lee, 2004 ; Baltzer et al, 2004).

IV.3.5. Impact du barrage de Garafiri sur la localisation du bouchon vaseux

Le barrage hydroélectrique de Garafiri, en raison de la modification des débits qu'il engendre (Figure III.13 et III.14) implique des variations hydrodynamiques qui seront notables sur la position du bouchon vaseux puisque cette dernière dépend fortement à la fois des conditions de marée mais surtout des débits fluviaux.

Cette installation hydroélectrique a engendré une augmentation considérable des débits minima d'étiage comprise entre +150% en Janvier et +350% en mars et avril. L'amortissement des débits de crue est également une conséquence de la mise en fonction de cette installation avec cependant un impact du barrage en crue de moindre importance (entre -20 et -40%).

La variation de position moyenne du bouchon vaseux sur la figure IV.17 est due à la seule augmentation des débits d'étiage par le barrage hydroélectrique de Garafiri (le marnage est identique pour les deux périodes considérées).

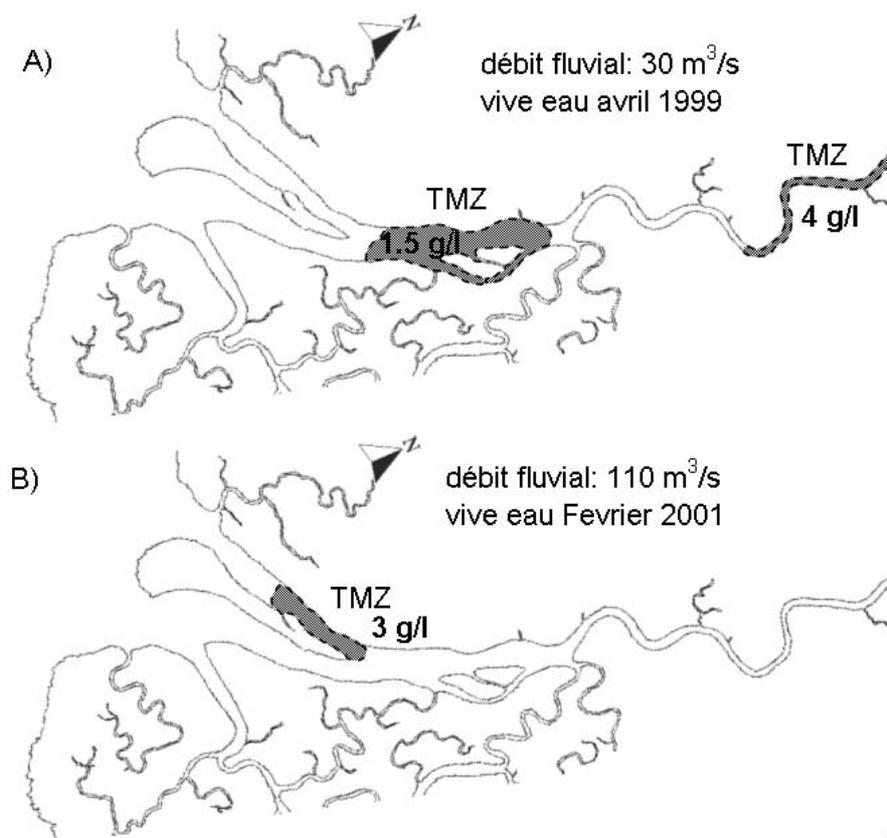


Figure IV.17: localisation géographique du bouchon vaseux (TMZ) pour des conditions d'étiage, en vive-eau avant-barrage (A) et après-barrage (B). La zone grisée correspond à la position moyenne sur un cycle de marée du bouchon vaseux et les valeurs indiquées sont les concentrations en MES au voisinage du fond.

La première observation concerne le nombre de bouchons vaseux. En effet, en avril 1999, avant la mise en fonction du barrage, deux bouchons vaseux co-existaient dans l'estuaire du Konkouré ; un en estuaire intermédiaire et un en estuaire amont figure IV.17A. La turbidité moyenne de la colonne d'eau en dehors de ces bouchons vaseux est de 0,3 g/l environ. La turbidité des stations d'embouchure reste quasiment constante durant tout le cycle de marée et les stations K12 en amont et K19 en estuaire intermédiaire montrent des turbidités avoisinant respectivement 4 g/l et 1,5 g/l au fond.

Un bouchon vaseux résulte de la combinaison de deux effets en estuaire méso à macrotidal ; l'asymétrie de la marée qui génère un point nodal, et la circulation résiduelle de densité au niveau du front salin, très marqué en estuaire à coin salé. Les variations de salinité sont quasi nulles en estuaire intermédiaire (Figure III.12). La station K12 présente la plus grande variation au cours du cycle de marée avec des salinités nulles à basse mer et de 20‰ à pleine mer. Il apparaît donc que ces deux masses turbides ont deux origines de formation différentes ; le bouchon vaseux amont résulterait principalement de la circulation de densité puisque aucun point nodal ne se situe en amont, et le bouchon vaseux intermédiaire qui lui résulterait de la marée dynamique uniquement puisque ses salinités sont constantes à 30‰ durant tout le cycle de marée et qu'un point nodal a été identifié à la station K14 (Figure III.31). La question de l'origine de formation des différents bouchons vaseux ne peut être résolue avec les données disponibles et l'utilisation de la modélisation 2DH apporterait des informations précieuses sur ce cas d'avril 1999.

Une hypothèse peut être avancée concernant ce bouchon vaseux amont; il pourrait résulter de la combinaison de plusieurs phénomènes difficiles à mettre en évidence avec les données dont nous disposons. Le premier concerne l'effet de pollution au NaOH de l'usine de traitement de la bauxite en alumine de Fria. Cette soude favoriserait la floculation lors de son arrivée dans la zone saumâtre de l'estuaire avec des dépôts rapides. Ces sédiments remis en suspension par les courants pourraient être en partie responsable des fortes turbidités observées en amont. Une deuxième question se pose sur l'hydrodynamique de la partie amont de l'estuaire. En effet, les circulations résiduelles eulériennes (Figure III.31) montrent une stratification de la colonne d'eau en K12 avec des eaux de surface dont la circulation est dirigée vers l'amont alors que les eaux de fond sont dirigées vers l'aval. Cette stratification est inversée par rapport à une circulation résiduelle de densité à l'origine de la formation de bouchon vaseux. En effet les eaux douces sont moins denses et sont alors en surface et les eaux salées plus denses se retrouvent au fond. La station K12 en avril 1999 montre une structure inversée. Cet effet pourrait être induit par une circulation secondaire induite par un gradient de salinité horizontal dans la partie méandriforme. Ridd et al (1999), identifie un phénomène similaire dans la partie amont de l'estuaire du Normanby, Australie. La circulation de densité secondaire induite de surface est dirigée vers l'amont et permet une migration amont des feuilles et des graines des palétuviers, remarquable à la surface de l'eau. Cette trace laissée par les feuilles et poussières en surface est également présente en estuaire amont du Konkouré mais aucune donnée ne permet de mettre en évidence de gradient horizontal de salinité dans la partie méandriforme amont. Là encore, l'utilisation d'un modèle 2DH apporterait des renseignements sur la formation de ce bouchon vaseux. En effet, le modèle 2DH, qui ignore la stratification verticale, reproduit le processus de marée dynamique qui suffit à former un bouchon vaseux (Brenon, 1997 ; Sottolichio, 1999). Si le modèle reproduit un bouchon vaseux, le processus dominant dans la formation de ce dernier est l'asymétrie de marée, la circulation de densité ayant un impact moindre, principalement sur sa géométrie (Brenon, 1997) sans jouer sur sa stabilité (cas de l'estuaire de la Seine). En revanche si le modèle ne reproduit pas ce bouchon vaseux, c'est à priori la circulation de densité qui serait identifiée comme processus responsable de sa formation.

En conclusion, deux bouchons vaseux dont les mécanismes de formation semblent radicalement différents co-existent donc dans l'estuaire du Konkouré : un premier en amont formé par la circulation résiduelle de densité et un second, plus en aval formé par la marée dynamique et l'asymétrie de cette marée. Le modèle 2DH devrait permettre de répondre aux questions quant à l'origine de ces bouchons vaseux.

L'augmentation des débits d'étiage par le barrage en Février 2001 (figure IV.17) a expulsé le front de salinité plus en aval (salinité de 2‰ à pleine mer en K12) ce qui ne fait plus apparaître qu'un bouchon vaseux en estuaire aval. L'intensification des vitesses de jusant par débit fluvial croissant a également fait migrer plus en aval le point nodal (Figure III.31). Ainsi, en Février 2001, pour des conditions de marée similaires à celles d'avril 1999, l'augmentation des débits d'étiage a détruit le bouchon vaseux amont et fait migrer le second vers l'aval dans le bras ouest du Konkouré où sa position moyenne se situe entre la station K15 en embouchure et la station K19 en estuaire intermédiaire.

IV.3.6. Effet de la mangrove sur la dynamique sédimentaire

La mangrove, terme générique désignant une multitude d'espèces végétales euryhalines, est un des écosystèmes les plus productifs, à l'interface entre terre et océan aux latitudes tropicales (Kathiresan et Bingham, 2001). Une des fonctions majeures des forêts de mangrove est de fournir un mécanisme très efficace de piégeage des sédiments, faisant de ces environnements de véritables puits de sédiments (Woodroffe, 1992 ; Wolanski et al, 1992, Wolanski, 1994, 1995 ; Furukawa et al, 1997). Les arbres de mangrove influent sur l'hydrodynamique estuarienne par leurs racines aériennes, agissant comme constructeur des sols en freinant les courants de marée permettant ainsi le dépôt des particules en suspension transportés par ces courants (Mazda et al, 1995). Cette influence sur les processus sédimentaires agit sur plusieurs échelles spatio-temporelles.

Bien que les processus dominant le transport sédimentaire en zone de mangrove soient liés à la mécanique des processus hydrodynamiques, un effet biologique induit par la mangrove dans le domaine estuarien est une floculation des suspensions favorisée par les importants stocks de matière organique que la végétation va libérer dans l'écosystème. La quantité de feuilles fournie au système par la chute des feuilles est considérable : entre 10 et 35 tonnes/hectare et par an en zone aride (Alongi et al, 2005) et environ 10 à 12 tonnes / hectare /an en zone tropicale humide atlantique (Hartmann, comm pers.). Les écosystèmes de mangrove sont considérés parmi les lieux aux productions primaires les plus importantes du monde. Cette grande richesse biologique animale et végétale est indiscutable sur le terrain (Ibis, Hérons goliath et cendrés, Pélicans, Cigognes épiscopales, martins pêcheurs, aigles pêcheurs, loutres naines rousses, singes crabivores, lamantins, dauphins, crocodiles, varans et serpents). Elle atteste d'un milieu très riche en matière organique où les processus biologiques sont intenses. La combinaison de températures élevées toute l'année, d'eaux saumâtres et de Carbone organique en grande quantité favorise la floculation des argiles et ainsi influe sur la dynamique sédimentaire.

L'écologie des espèces euryhalines de mangrove est grandement dépendante de l'hydrodynamique. Les « fleurs » et graines sont des formations dures et effilées, qui vont facilement se planter dans le substrat lors de leur chute. Si ces dernières ne se plantent pas directement dans le sol, elles seront transportées au gré des courants pour se déposer dans des zones de calme hydrodynamique. Ces zones sont idéales pour les espèces de Rhizophora et

Avicennia (espèces pionnières parmi les plus tolérantes), qui vont trouver ainsi des niches propres à leur développement. Ces zones sont alors colonisées par de nouvelles plantes et vont fixer le substrat grâce à leur système racinaire dense et aérien. Ces pneumatophores aux racines aériennes, avec ce système d'échasses, augmentent la stabilité du substrat vaseux sur lequel la plante s'est développée en fixant les bancs vaseux du domaine estuarien. De plus, ces racines aériennes constituent un obstacle à l'écoulement, ralentissant les courants et créant des vortex favorisant la sédimentation des particules en suspension. Les palétuviers, et plus précisément les espèces *Avicennia* (la plus tolérante à l'eau de mer) et *Rhizophora* sont des pièges à sédiments parmi les plus efficaces, surtout en association (Kathiresan, 2003). Le piégeage des sédiments s'effectuera durant les étales principalement avec une efficacité lors des basses mers de 20 à 30% comparées à celle des pleines mers.

La forêt et les marais de mangrove vont influencer la dynamique sédimentaire partout où ils vont se développer en freinant les courants et en piégeant les sédiments qui vont finir par se déposer dans leur réseau de racines aériennes. Ce piégeage des sédiments par les racines de palétuvier est vital pour la forêt de mangrove car pour survivre, l'élévation du substrat de la mangrove doit croître aussi vite que la remontée du niveau moyen des océans (Krauss et al 2003 ; Anthony, 2004). Ce paramètre est important et c'est un équilibre précaire qui s'installe car les mangroves sont très sensibles et une sédimentation trop importante va enfouir les racines. Ces dernières doivent rester aériennes pour assurer la respiration du végétal, et engendrer du rabougrissement jusqu'à la mort des arbres (Ellison, 1998) en fonction du taux de sédimentation et de l'espèce de mangrove (Kitheka, 2003 au Kenya).

Ainsi, le ralentissement des courants de marée n'intervient que lorsque l'élévation de surface libre permet l'inondation des marais de mangrove. Les mangroves ne sont pas inondées à basse mer et n'induiront aucun effet ni sur l'hydrodynamique ni sur la dynamique sédimentaire.

Lors de la marée montante, la friction engendrée par la mangrove (Mazda et al, 1995, Furukawa et al, 1997, Struve et al, 2003 ; Wu et al, 2001) induira une modification des courants et des transports sédimentaires lorsque le niveau marin atteindra l'altitude des espèces colonisant les rives (Aucun et Ridd, 2000). Les eaux estuariennes inondant la mangrove sont chargées en matières en suspension et ces dernières vont se déposer dans les marais de mangrove où la dynamique est faible. La mesure des taux de sédimentation dans les marais salant nécessite un minimum de 5 sites d'échantillonnage (Suk et al, 1999) car il s'avère qu'il y a une forte disparité géographique des phénomènes observés sur un même site. Les taux de sédimentations observés dans le monde sont variables en fonction des zones géographiques et des unités considérées (Baltzer et al, 2004, Ellison, 1998). Un taux maximum au niveau moyen des zones intertidales de la côte Guyanaise de 44 mm/an est observé (Baltzer et al, 2004), 18 mm/an dans la partie haute et 15 mm/an dans les parties basses de la zone intertidale, mais plus généralement les taux de sédimentation dans la mangrove sont compris entre 1 et 8 mm/an (Kathiresan, 2003), couramment inférieurs à 5 mm/an mais des valeurs extrêmes de 1 à 10 mm/an ont été observées (Ellison, 1998, tableau IV.3).

Les taux de sédimentation dans les marais de mangrove sont difficiles à mesurer en raison de la difficulté d'accès et peu de données concernent les mangroves africaines. Cependant des valeurs de 1,1 à 3 mm/an ont été établies dans la baie de Sherbo, en Sierra Leone (Anthony, 2004) à une centaine de kilomètres au Sud de l'estuaire du Konkouré. Le marnage dans la baie est microtidal (de moindre énergie que le Konkouré) mais les écosystèmes présentent des caractéristiques très semblables. Cependant l'inondation pendant le flot ne dure que peu de

temps en raison de l'élévation importante du substrat au regard de l'amplitude du marnage, et le potentiel de sédimentation y est donc assez faible.

Tableau IV.3: Résumé de taux de sédimentation dans des marais de mangrove (d'après Ellison, 1998).

Location	Rate (mm/y)	Reference
Magnetic Island	-11.0 to 9.0	Spenceley, 1977, 1982
Cairns	1.0	Furukawa <i>et al.</i> , 1997
Cairns	3.0 to 10.0	Bird and Barson, 1977
Melbourne	8.0	Bird and Barson, 1977
Auckland, NZ	1.7	Chapman and Ronaldson, 1958
Florida	1.4 to 1.7	Lynch <i>et al.</i> , 1989
Florida	0.6 to 3.7	Cahoon and Lynch, 1997
Mexico (Fluvial)	3.2 to 4.4	Lynch <i>et al.</i> , 1989
Mexico (Tidal)	1.0 to 2.0	Lynch <i>et al.</i> , 1989

La stratégie de détermination des turbidités de la colonne d'eau avait pour objectif de décrire les migrations amont-aval du bouchon vaseux et de comprendre les processus de remise en suspension pouvant former ce bouchon vaseux comme dans les estuaires tempérés. Cependant aucune mesure de taux de sédimentation en milieu de mangrove n'a été effectuée dans ce travail, soulignant la spécificité tropicale.

Une estimation grossière peut être entreprise sur l'estuaire du Konkouré grâce à la mise en évidence des volumes stockés dans la mangrove par marée (Chap III.5.1). L'estuaire stocke de 5 à 25 millions de m³ dans la mangrove par marée. Si la turbidité moyenne des eaux est de 0,1 g/l et que toutes les suspensions contenues dans les eaux d'inondation déposent sur un cycle de marée sur les 100 km² de mangrove, cela représente des taux de sédimentation de 2.10⁻⁶ à 10⁻⁵m / marée. Sachant qu'il y a 700 marées environ par an dans l'estuaire du Konkouré, cela représente entre 1,4 mm/an et 7 mm/an, ce qui représente une valeur cohérente au regard de la bibliographie (Baltzer et al, 2004 ; Anthony, 2004, Kathiresan, 2003 ; Suk et al, 1999, Ellison, 1998).

En période de crue, l'élévation du niveau moyen couplée aux forts courants des parties les plus amont va entraîner une érosion des dépôts sédimentaires des marais de mangrove. Si les dépôts ne sont pas suffisamment consolidés, ces derniers seront remobilisés par les courants de jusant, dominant sur tout le cycle de marée, et la mangrove deviendra une source de sédiment pour l'estuaire. La turbulence générée par les échasses de palétuviers engendre une tension de cisaillement sur les dépôts et la remise en suspension des particules mobilisables du substrat. Les données de concentration en MES, qui restent faibles, durant la crue attestent cependant que ce phénomène doit intervenir majoritairement à l'arrivée des premières ondes de crue et que la grande majorité du sédiment non consolidé est rapidement érodé.

Un modèle numérique soulignera l'effet mangrove dans l'erreur des résultats du modèle comparé aux mesures. En effet, le modèle est par définition programmé pour assurer une conservation de masse, qui engendre très peu de stockage dans une géométrie « canalisée ». Les limites physiques du modèle étant imperméables, l'effet réservoir de la mangrove sera négligé par ce dernier et l'erreur observée entre données et simulation résultera donc de plusieurs paramètres, dans lesquels la mangrove aura une importance non négligeable. Cependant, comme il est difficile d'effectuer des mesures dans un environnement aussi dense et impénétrable, la résolution des problèmes de stockage de l'eau dans les forêts et marais de

mangrove par la modélisation représente un intérêt majeur dans la compréhension du fonctionnement de ces environnements. La mangrove est-elle un puits sédimentaire, induit-elle ces fortes sédimentations comme le suggèrent la plupart des auteurs ? Ou est-ce plutôt l'inverse : une espèce opportuniste s'établissant dans des zones où la sédimentation est très forte comme le suggère Woodroffe (1992). Une meilleure prise en compte des volumes considérables inondant les marais de mangroves par la modélisation est une voie qui permettrait de répondre à ces nombreuses questions là où les mesures sont difficiles à acquérir.

IV.3.7. Géomorphologie et évolution depuis le début du siècle.

L'évolution du trait de côte sur le littoral nord Guinéen a été irrégulière mais importante depuis des décennies (Bertrand, 1993, Rue, 1998, Wolanski et Cassagne, 2001 ; Anthony, 2004). Une analyse a été entreprise avec les cartes et l'image satellite disponibles. Cette analyse n'a pu être complète et fournir de valeurs quantitatives par l'évaluation des volumes correspondant au retrait ou avancée de la ligne de côte. Cependant il est possible d'évaluer qualitativement l'évolution du trait de côte de la zone de l'embouchure du Konkouré à proximité de la station K15 (figure IV.18). La carte de l'estuaire la plus ancienne date de 1899 et a été établie par Sanderval lors de son voyage afin de développer le chemin de fer. Cette carte est inexploitable mais a le mérite de permettre une estimation de la morphologie des unités principales estuariennes. La carte « exploitable » la plus ancienne date de 1924 et a été levée au cercle hydrographique par le lieutenant Armani du service géographique de l'AOF suivant une projection de Gauss et l'ellipsoïde de Krassovsky. Une seconde carte, encore disponible aujourd'hui en Guinée, a été établie par l'IGN en 1951 après une couverture aérienne, c'est une projection UTM du fuseau 28 selon l'ellipsoïde de Clarke. Enfin, une scène XS 1B HRV1 SPOT2 datant du 3 mars 1992 complète le matériel cartographique. La diversité des projections et des ellipsoïdes utilisées sur ces différents matériels ne permet pas d'analyse quantitative et les données de 1924 sont très délicates à interpréter. Par contre les données de 1951 et de 1992 sont bien plus fiables. Cependant, le redressement des cartes a permis la comparaison morphologique de la partie d'embouchure (figure IV.18).

L'analyse se focalise sur les parties intermédiaire et aval du bras principal du Konkouré, entre les stations K14 et K15. La morphologie générale de 1924 de la partie intermédiaire ressemble fortement à l'actuelle. Le Konkouré et la Sankiné forment une diffluence marquée sur la rive concave du fleuve Konkouré. Légèrement en aval de la diffluence s'établissent deux îles conjointes ; les îles de Kakounsou. Le bras terminal est séparé en deux terminaisons (Konkouré Est et Ouest) à l'embouchure par une île centrale : l'île de Bokhnene. Cette île était en fait constituée de deux îles en 1924 et, une petite baie ainsi que des bras secondaires importants jalonnaient la rive droite. La rive gauche du Konkouré Est montre un bras secondaire horizontal, le Bourramaya, dont la sinuosité et la largeur ont évolué depuis 1924.

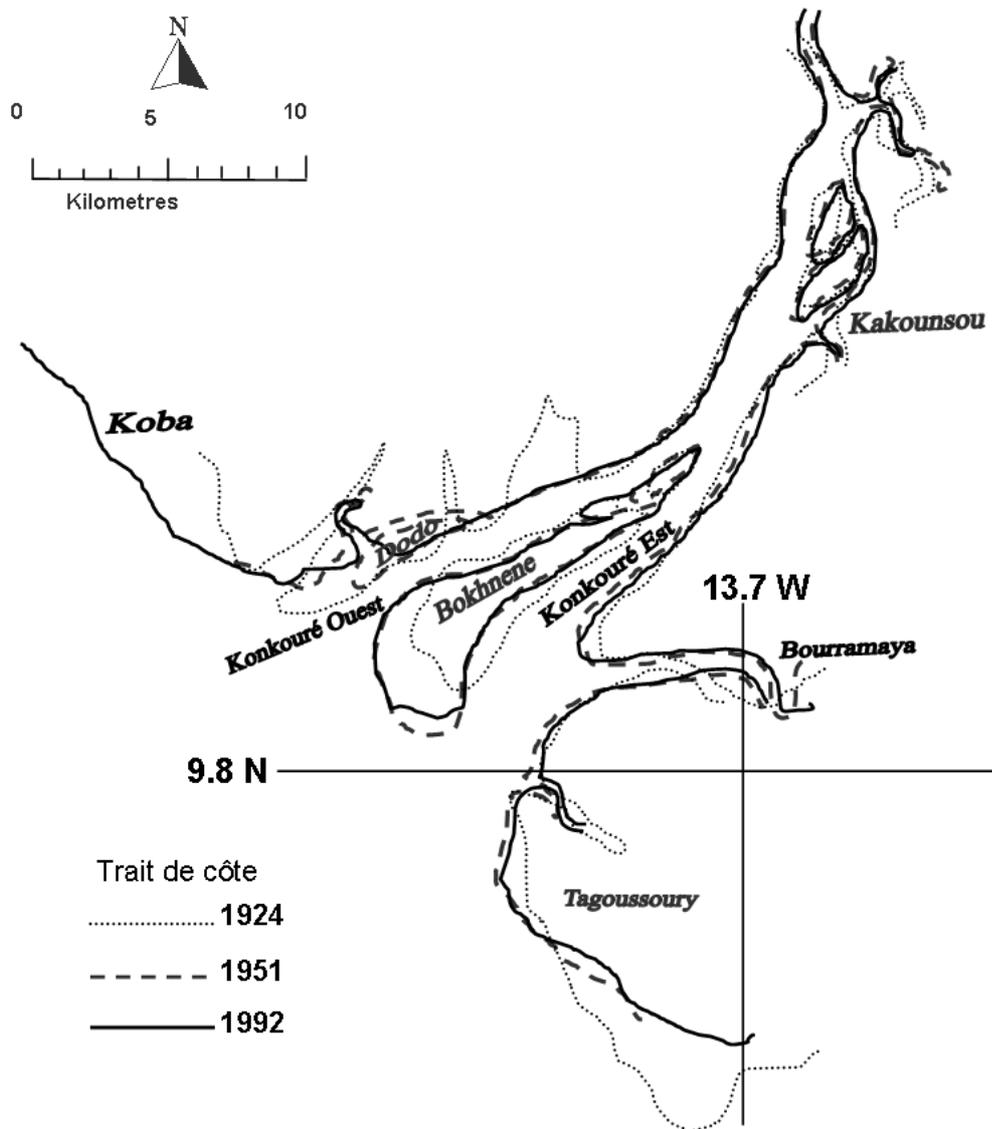


Figure IV.18: Evolution du trait de côte depuis 1924.

Le trait de côte de 1951 (en pointillés gras sur la figure IV.18) montre une relative stabilité de l'estuaire intermédiaire avec un érosion de la rive gauche en aval des îles de Kakounsou et en amont du Konkouré Est. L'île de Bokhnene est toujours constituée de deux îles mais la plus importante en aval s'est rétrécie en son centre et allongée en se développant vers le Konkouré Est. La rive droite du Konkouré Ouest est la partie qui a le plus évolué avec un comblement de la baie et des bras secondaires. Une nouvelle « baie semble s'identifier avec la création d'une île Dodo. Le trait de côte plus au nord montre une accrétion de la plaine de Koba avec un gain de presque trois kilomètres par endroits. L'évolution du bras du Konkouré Est montre une accrétion à la confluence avec le Bourramaya qui s'élargit et diminue de sinuosité. L'île de Tagoussoury montre également une forte évolution marquée par une érosion très nette de sa partie australe dépassant le kilomètre par endroit. Il semble donc qu'une accrétion s'impose dans toute la partie estuarienne et au nord de l'estuaire, alors que la partie sud est en érosion entre 1924 et 1951. Il faut cependant prendre ces résultats avec beaucoup de précaution en raison de la faible confiance que l'on peut accorder à l'analyse de la carte de 1924.

La confiance à accorder à l'évolution du trait de côte depuis 1951 est bien plus grande. L'évolution de la partie intermédiaire de l'estuaire est faible ; les îles de Kakounsou semblent montrer une légère migration aval et la rive gauche entre Kakounsou et le bras du Konkouré Est continue son érosion jusqu'à la confluence avec le Bourramaya. Ce dernier n'a pas évolué au contraire de la côte de l'île de Tagoussoury qui montre une érosion modérée mais généralisée. L'île de Bokhnene « ne fait plus qu'une » et son extrémité aval est marquée par une érosion nette au débouché du Konkouré Est. La rive droite du Konkouré Ouest montre encore une fois l'évolution morphologique la plus marquante. En effet, l'île de Dodo qui s'était identifiée en 1951 à disparu en se raccordant à la rive droite et en laissant place à un bras secondaire important alimentant la plaine de Koba. L'embouchure au débouché du Konkouré Ouest semble indiquer une tendance érosive bien qu'une partie du matériel montre une accrétion au débouché du bras secondaire. Le trait de côte vers Koba n'a pas évolué depuis 1951.

La rive gauche du Konkouré Est présente une érosion nette depuis 1951, tout comme semble le montrer la rive droite du Konkouré Ouest malgré une remarquable évolution morphologique au niveau de l'ex-île Dodo. Les îles de Bokhnene et de Tagoussoury montrent la même tendance érosive.

En résumé, une forte évolution de l'embouchure est notable entre 1924 et 1951 avec une accrétion généralisée de la partie estuarienne en embouchure. Entre 1951 et 1992 cette évolution est moins remarquable malgré le raccordement des deux îles de Bokhnene ainsi que le raccordement de l'île Dodo sur la rive droite. La tendance évolutive depuis 1951 serait plutôt à l'érosion, surtout marquée aux embouchures des Konkouré Est et Ouest.

Cependant il est intéressant de noter la remarquable stabilité du réseau de chenaux de mangrove dans l'estuaire intermédiaire et amont (figure II.11). En effet, ces chenaux de mangrove n'ont que très peu évolués depuis 1924, au contraire de la partie littorale qui a subi de fortes accrétions (entre 1924 et 1951) et érosions (entre 1951 et 1992). Aucune tendance nette d'érosion ou de comblement ne peut être mise en évidence par cette analyse long terme. Le système semble proche de l'équilibre sédimentaire à moyen, voire long terme malgré de fortes variations interannuelles. Le réseau interne de chenaux de mangrove paraît très stable, en raison de la fixation du substrat par les différentes espèces de palétuviers de mangrove (*Rhizophora* et *Avicennia* principalement).

Il semble également que la mangrove de l'estuaire du Konkouré soit récente et ne date que de 1000 à 3000 ans pour la partie amont (Wolanski et Cassagne, 2000). Le système de mangrove du Konkouré semble ainsi fonctionner comme un estuaire et non comme un delta, malgré sa morphologie plutôt deltaïque. De plus, le bilan sédimentaire annuel du Fleuve Konkouré indique des apports terrestres d'environ 100000 tonnes par an, ce qui est très faible au regard des deltas tropicaux de même taille comme le San Juan delta en Colombie avec ses 7 millions de tonnes par an soit 70 fois plus (Restrepo et Kjerfve, 2002) ou le delta du Fly en Papouasie nouvelle Guinée avec ses 120 millions de tonnes par an soit 1000 fois plus (Wolanski et Cassagne, 2000 ; Harris et al, 1991). Cette différence d'apports sédimentaire semble directement liée au contexte géotectonique des régions considérées avec un uplift important en Papouasie-nouvelle Guinée et dans les Andes alors que le contexte africain est bien plus stable, sans soulèvement notable du socle.

Pour se développer en delta, une embouchure de fleuve doit produire plus de sédiments que les agents marins ne peuvent les remobiliser. En Guinée, les agents dynamiques marins que

sont la marée et la houle ne permettent pas le développement d'un delta progradant sur la mer, malgré la faible action de la houle. La marée a ainsi une influence supérieure aux débits fluviaux en période d'étiage. Il apparaît cependant que durant la saison des pluies, le système fonctionne comme un delta ; la totalité des sédiments en suspension est exportée vers la mer et les fonds de l'estuaire sont nettoyés de la vase non consolidée. Ce n'est que lorsque les débits fluviaux diminuent que la marée réintroduit les sédiments en suspension par le biais du Tidal pumping ou de la marée dynamique pour « recoloniser » tout le domaine estuarien. Un très fort contraste de fonctionnement annuel s'impose en fonction des débits fluviaux. Cette caractéristique est commune à tous les environnements tropicaux (Bryce et al, 1998 ; Wolanski et al, 2001) en raison du fort contraste du régime pluvial et fluvial, mais s'observe aussi dans la majorité estuaires tempérés (Avoine, 1981 et Lesourd et al, 2003 pour la Seine ; Castaing, 1981 pour la Gironde). En règle générale, le débit solide augmente avec le débit liquide jusqu'à une valeur seuil de débit pour laquelle la quantité de particules disponible du bassin versant commence à diminuer. Ce comportement s'observe dans la majorité des estuaires sous toutes les latitudes.

L'évolution des profils bathymétriques de référence aux stations K12, K14, K19, K15 et K20 ne montre pas de modification significative des fonds (Annexe évolution bathymétrique aux profils de référence) entre 1998 et 2001. Cette évolution des fonds est faible et ne permet pas de mettre en évidence l'effet de l'augmentation des débits d'étiage par le barrage de Garafiri. La variabilité observée au cours des différentes campagnes se situe dans la marge d'erreur des mesures sur une si courte période temporelle. La bathymétrie comparée des profils de référence souligne ainsi que les modifications observées sont d'ordre naturel (Barusseau, comm.pers.) et aucune tendance franche n'est observée depuis la mise en fonction du barrage hydroélectrique de Garafiri.

Il apparaît donc que la variabilité morphologique de l'estuaire n'est pas fonction des conditions d'étiage, et donc pas fonction de la marée. En effet, les importantes variations observées à l'échelle pluri décennale semblent être induites par la modification du régime fluvial et principalement de l'importance des crues (Berthois, 1967).

IV.4. Synthèse de la dynamique hydrosédimentaire estuarienne

Les objectifs de ce chapitre visaient à comprendre les fortes turbidités observées dans l'estuaire du Konkouré et sur la bande littorale et à souligner l'effet de la végétation de mangrove. Pour répondre à ces questions, la localisation du bouchon vaseux et le suivi de la structure verticale de la colonne d'eau sont les paramètres qui sont décrits.

Les apports sédimentaires du Konkouré, de 100 000 tonnes par an, sont faibles en comparaison des autres estuaires tropicaux et tempérés. Cependant les mesures effectuées indiquent des apports supérieurs à ceux disponibles dans la bibliographie (d'un facteur 2 à 3). Cet accroissement des apports fluviaux est-il une conséquence du barrage de Garafiri ? Cette question reste en suspens car généralement ce type de structure représente une barrière physique pour le transport des particules en suspension et tendrait donc à réduire les apports solides à l'estuaire, cependant la gestion du débit restitué reste capitale dans les phénomènes d'érosion des berges du fleuve.

Chapitre IV : Le fonctionnement hydrosédimentaire de l'estuaire

La nature et la répartition des sédiments du fond de l'estuaire indiquent une origine terrigène (Kaolinite et Quartz à 80%) ainsi une forte disparité de nature entre les deux bras principaux du Konkouré et de la Sankiné, le dernier étant constitué de matériel plus fin.

Un effet de chasse est observé en crue avec une érosion des fonds et des berges qui nettoie littéralement l'estuaire de toute vase non consolidée en l'expulsant sur le littoral. Les vases littorales sont ensuite remobilisées par la marée qui les réintroduit dans l'estuaire par pompage tidal en période d'étiage.

La concentration des matières en suspension est de l'ordre de 0,1 g/l dans l'estuaire avec des zones de forte turbidité au voisinage du fond, localisées entre les stations K15 et K19, dans le bras ouest du Konkouré, sur une distance d'environ 5 kilomètres en période d'étiage. La localisation de ce bouchon vaseux oscille entre l'estuaire intermédiaire et l'estuaire aval (sur environ une dizaine de kilomètres) en fonction des courants de marée (à l'échelle semi-diurne et selon les cycles morte eau vive eau). En période de crue, le bouchon vaseux est expulsé en mer par les forts débits fluviaux et la zone de turbidité maximale est identifiée juste en aval des embouchures.

Les processus de remise en suspension par érosion du fond et homogénéisation sur la colonne d'eau par la turbulence générée par les courants de marée ont été mis en évidence lors de l'analyse de la structure verticale de la colonne d'eau. La formation du bouchon vaseux semble donc principalement due à la marée dynamique et à l'asymétrie de marée.

Le fonctionnement du barrage de Garafiri a engendré une augmentation des débits fluviaux d'étiage, induisant une migration vers l'aval du bouchon vaseux, auparavant localisé en estuaire intermédiaire (entre K14 et K19). De plus, cette installation semble avoir détruit une zone de turbidité observée en amont en période d'étiage, dont les mécanismes de formation restent indéterminés. Le bouchon vaseux aval semble résulter de l'asymétrie de la marée car il coïncide avec le point nodal de circulation résiduelle nulle, agissant comme un piège pour les particules en suspension. L'effet de la circulation de densité, due à la salinité reste à déterminer, notamment pour le bouchon amont avant la mise en fonction du barrage de Garafiri.

L'effet de la végétation de mangrove est approché d'après la bibliographie et représente un puits sédimentaire, par son action de frein à l'écoulement des masses d'eau.

L'analyse géomorphologique des cartes anciennes de l'estuaire du Konkouré n'indique pas de tendance nette de l'évolution du système depuis le début du siècle dernier. Cependant le réseau de chenaux de mangrove de l'estuaire amont et intermédiaire est resté stable alors que les embouchures montrent plus de variabilité interannuelle.

En conclusion les facteurs contrôlant la dynamique des sédiments fins de l'estuaire du Konkouré sont le débit fluvial, la marée, puis l'effet de la végétation de mangrove, qui agit comme un puits sédimentaire en période d'étiage du moins.

CHAPITRE V

La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

La modélisation numérique a pour objet de conceptualiser la physique des phénomènes permettant d'aboutir à un modèle représentatif de la réalité. Pour cela le modèle résout simultanément le mouvement de l'eau (modèle hydrodynamique) et des particules (modèle de transport). Le transport est dépendant de l'hydrodynamique, qui peut elle même être modifiée par le transport. L'intérêt majeur du modèle numérique est de fournir des séries temporelles continues de paramètres (hauteur d'eau, vitesses, concentrations) dans tout le domaine de la résolution souhaitée par l'utilisateur.

L'objectif scientifique de ce travail n'est ni de développer un modèle ni de décrire finement les processus physiques, mais plutôt de décrire les circulations et flux liquides et solides. Le modèle doit permettre de répondre à différentes questions sur l'origine de la formation du bouchon vaseux de l'estuaire ainsi que sur les raisons de la disparité de la nature sédimentaire entre les deux bras du Konkouré et de la Sankiné. Le modèle hydrosédimentaire doit permettre également de quantifier les flux liquides et sédimentaires afin d'évaluer la part des apports marins. Enfin se pose la question des tendances évolutives du milieu ; la modélisation appliquée à l'estuaire du Konkouré doit constituer un outil d'aide à la décision en matière environnementale dans le cadre d'aménagements de fleuves tropicaux développée par l'IRD.

Un modèle peut répondre à deux objectifs scientifiques distincts :

- Il peut être orienté « processus », c'est-à-dire que l'étude sera focalisée sur l'analyse d'un mécanisme complexe. L'utilisation d'un domaine fictif et de géométries simplifiées est courante (c'est le cas des modèles 0D ou 1DV).
- Il peut être orienté « écosystème », c'est-à-dire que l'étude s'attachera à résoudre les équations pour un domaine réel. Les mécanismes des systèmes naturels seront étudiés et l'analyse permettra de simuler l'évolution spatio-temporelle de plusieurs variables au moyen de modélisations simplifiées, tendant à réduire le coût en temps de calcul (cas des modèles 1DH, 2DH, 2DV et 3D dans une moindre mesure) dans le cadre d'une étude multi disciplinaire.

Notre objectif est de simuler les processus agissant dans l'estuaire du Konkouré qui présente une morphologie complexe. Cette complexité morphologique requiert l'utilisation d'une discrétisation spatiale par un modèle à éléments finis. Il permet en effet un maillage triangulaire souple dont la résolution peut être raffinée localement. De plus, il est parfaitement adapté aux géométries complexes et très bien adapté à l'hydraulique.

L'une des premières étapes de la modélisation est de calibrer le modèle avec des séries de mesures de hauteurs d'eau en ajustant le frottement sur le fond et l'onde de marée incidente de manière à reproduire une hydrodynamique réaliste. Ce paramétrage effectué, le modèle va être confronté à de nouvelles séries de mesures afin de valider son comportement et les

processus hydrodynamiques dans un premier temps et sédimentaires dans une deuxième étape. La deuxième étape consistera en un ajustement des contraintes de cisaillement critique de dépôt et d'érosion ainsi que de la vitesse de chute. Cette paramétrisation est très sensible et nécessite fréquemment des tests de sensibilité préparatoires.

V.1. Modèle hydrodynamique bidimensionnel TELEMAC2D

Le choix d'un modèle 2DH, à deux dimensions horizontales permet de tenir compte du gradient bathymétrique et présente de nombreux avantages concernant son adaptabilité à de nombreux types d'environnements et son économie en temps de calcul. Le choix d'un modèle 2DH à éléments finis correspond au meilleur compromis pour l'estuaire du Konkouré. En effet, les chapitres précédents ont montré que l'estuaire présente un mélange vertical des eaux dans un grand nombre de situations hydrologiques et que le gradient principal est horizontal via les variations latérales de bathymétrie. En toute rigueur, un modèle 3D serait parfaitement adapté à tout système naturel mais son coût en temps de calcul et sa lourdeur de manipulation sont en fait des inconvénients majeurs, partiellement compensés lors de l'utilisation d'un modèle 2DH.

V.1.1. Equations du modèle

Les équations de Navier Stokes représentent les lois fondamentales de la conservation de la quantité de mouvement et de la masse, décrivant le comportement de la dynamique d'un fluide considéré comme étant Newtonien. Ces équations sont simplifiées, de manière générale, en introduisant l'approximation de Boussinesq : les variations de masse volumique sont négligeables sauf en terme de pression. De plus, on applique l'hypothèse d'hydrostaticité, considérant que les accélérations verticales sont négligeables devant l'accélération de la pesanteur, dans un plan où le facteur de Coriolis est considéré constant.

Pour l'étude du forçage de la marée en hydrodynamique côtière en 2DH, les équations de la mécanique des fluides de Navier Stokes sont intégrées sur la verticale (Gill, 1982, Le Hir 1980) qui donnent les équations de Barré-Saint Venant. Ce système d'équations (ou équations de Shallow Water) est adapté aux grandes longueurs d'onde considérant des déplacements verticaux négligeables. La profondeur et la vitesse moyennée sur la verticale sont les variables principales. Ce système d'équations qui consiste en une équation de continuité de masse et deux équations de forces de moment peut s'écrire comme suit :

La forme moyennée de l'équation de continuité de masse est:

$$\frac{\delta h}{\delta t} + \frac{\delta(hU)}{\delta x} + \frac{\delta(hV)}{\delta y} = 0$$

La forme moyennée des équations de quantité de mouvement est:

$$\frac{\delta(hU)}{\delta t} + \frac{\delta(hUU)}{\delta x} + \frac{\delta(hUV)}{\delta y} = -gh \frac{\delta Z}{\delta x} + \frac{\delta}{\delta x} \left(hv_e \frac{\delta U}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(hv_e \frac{\delta U}{\delta y} \right) + hF_x$$

$$\frac{\delta(hV)}{\delta t} + \frac{\delta(hUV)}{\delta x} + \frac{\delta(hVV)}{\delta y} = -gh \frac{\delta Z}{\delta y} + \frac{\delta}{\delta x} \left(hv_e \frac{\delta V}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(hv_e \frac{\delta V}{\delta y} \right) + hF_y$$

Où : U et V sont les composantes de la vitesse moyennes sur la verticale dans les deux directions cartésiennes x et y ; h est la profondeur, v_e est le coefficient de diffusion ($m^2 s^{-1}$); g

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

est l'accélération de la gravité; t le temps; Z est l'élévation de la surface libre (m); F_x et F_y sont les termes sources de l'équation du moment en U et V , respectivement, ce qui inclue la friction, les forces de Coriolis et du vent.

V.1.2. Schéma numérique

Le logiciel TELEMAC2D résout les équations de Saint-Venant à l'aide d'une méthode à éléments finis triangulaires.

Le type de discrétisation peut considérer des triangles linéaires (triangle à 3 nœuds) ou le triangle quasi-bulle (triangle à 4 nœuds), bien que ce dernier soit moins stable. Le modèle développé dans ce travail prend en compte la discrétisation en triangles linéaires, permettant un raffinement local des mailles contrôlé par l'utilisateur.

Les équations de convection et les équations de propagation diffusion sont traitées par TELEMAC2D par la méthode des pas fractionnaires (Operator Splitting Method), dont le principe est que les parties hyperboliques et paraboliques des équations sont traitées séparément, permettant un traitement en deux étapes de ces équations par des schémas numériques différents.

Le principal choix numérique concerne le schéma utilisé pour résoudre l'étape de convection, ce qui représente la première étape. Cette étape se rapporte aux schémas utilisés successivement pour la convection des vitesses (U et V), la convection de la hauteur d'eau (H), la convection du traceur et la convection des grandeurs turbulentes k et ϵ .

Le choix s'est porté vers une **méthode des caractéristiques**, cette méthode permettant une représentation plus accrue des phénomènes de diffusion, de convergence et de frottement de l'estuaire lors de la propagation de l'onde de marée (Le Normand, 1995). Cette méthode consiste à spécifier les valeurs caractéristiques entrantes et à calculer les valeurs caractéristiques sortantes en décentrant les équations vérifiées par ces variables.

Un schéma conservatif **SU/PG** (The Streamline Upwind Petrov-Galerkin method) a été appliqué pour la résolution de l'advection des hauteurs d'eau. Cette méthode est implémentée dans TELEMAC-2D pour assurer la conservation de masse et une solution libre sans avoir à raffiner de façon excessive le maillage.

Les termes de propagation, de diffusion et sources sont résolus à l'aide de la méthode des éléments finis, où la non linéarisation est traitée par une discrétisation temporelle. Les formulations des variations et la discrétisation spatiale transforment ainsi l'équation continue en un système linéaire où les valeurs de h , u et v aux nœuds sont des variables inconnues (Hervouet et Van Haren, 1994). Ce système est résolu par la méthode **GMRES** (Generalised Minimum RESidual method).

V.1.3. Emprise du modèle

Les frontières physiques du modèle ont été définies d'après le Modèle Numérique de Terrain (MNT) développé sous le module MATISSE de la chaîne de modélisation TELEMAC. La frontière amont correspond à la limite de propagation amont de la marée dynamique, quelques kilomètres en amont de la station K12 (Figure III.1), entre le pont du Konkouré et la sous-préfecture de Wassou correspondant à la partie fluviale de l'estuaire. Les contours du modèle ont nécessité plusieurs tests afin de rendre compte le mieux possible des « piscines » de mangrove et des multiples bras secondaires de l'estuaire, susceptibles de piéger une grande

quantité d'eau. Les contours ont donc généralement été identifiés sur les rives, où l'on a affecté un comportement de glissement strict. La frontière aval définit l'entrée maritime, par laquelle on forcera les hauteurs d'eau d'après l'onde de marée.

V.1.4. Bathymétrie et le maillage

La bathymétrie provient de campagnes réalisées sur le site (III.2). La partie estuarienne a été levée en Juillet 2002, avec un complément en Juillet 2003 pour les bras secondaires reliant les bras principaux. Elle résulte de 310 profils transversaux d'aval en amont de l'estuaire (figure V.1) et l'interpolation entre les profils a été effectuée sous Matisse (Générateur de Maillage de la chaîne de modélisation de TELEMAC) par la création d'isobathes. Cette bathymétrie correspond à la limite physique du modèle hydrodynamique, définissant son volume.

Le domaine d'étude représente une zone d'une quarantaine de kilomètres, de l'embouchure à l'amont et une quarantaine de kilomètres, d'est en ouest. La sélection définitive du maillage reste avant tout un compromis, susceptible d'être remis en question au fur et à mesure de l'avancement de l'étude et que l'analyse des processus hydrodynamiques et sédimentaires le justifie. Une résolution plus fine peut être nécessaire pour la compréhension de phénomènes physiques (tels que la formation d'un bouchon vaseux par exemple). La limitation de la modélisation tient donc en ce compromis afin d'obtenir un domaine dont les mailles sont suffisamment fines pour effectuer une étude globale des circulations dans l'écosystème sans coûter trop cher en temps de calcul ni avoir à reconstruire le maillage trop fréquemment.

Plusieurs maillages ont été testés afin que les coûts de calculs ne soient pas trop prohibitifs. Le domaine ne présentant pas de forts gradients bathymétriques, le maillage a donc été réalisé en fonction de deux paramètres : la bathymétrie et la largeur des chenaux. La méthodologie a consisté en différentes discrétisations spatiales (figure V.2) : Un premier maillage (A) avec des mailles fines sur l'ensemble du domaine ($\pm 300\text{m}$ en fonction de la bathymétrie) ne considérant qu'un critère bathymétrique; un second maillage (B) avec des mailles plus grossières en aval ($\pm 500\text{m}$) et des mailles plus fines dans les zones de faibles profondeurs et dans les chenaux étroits reliant les bras de mangrove. Un dernier maillage (C) avec des mailles plus grossières, mais le même système de discrétisation que pour le maillage B (bathymétrie et largeur des chenaux) afin d'économiser du temps de calcul.

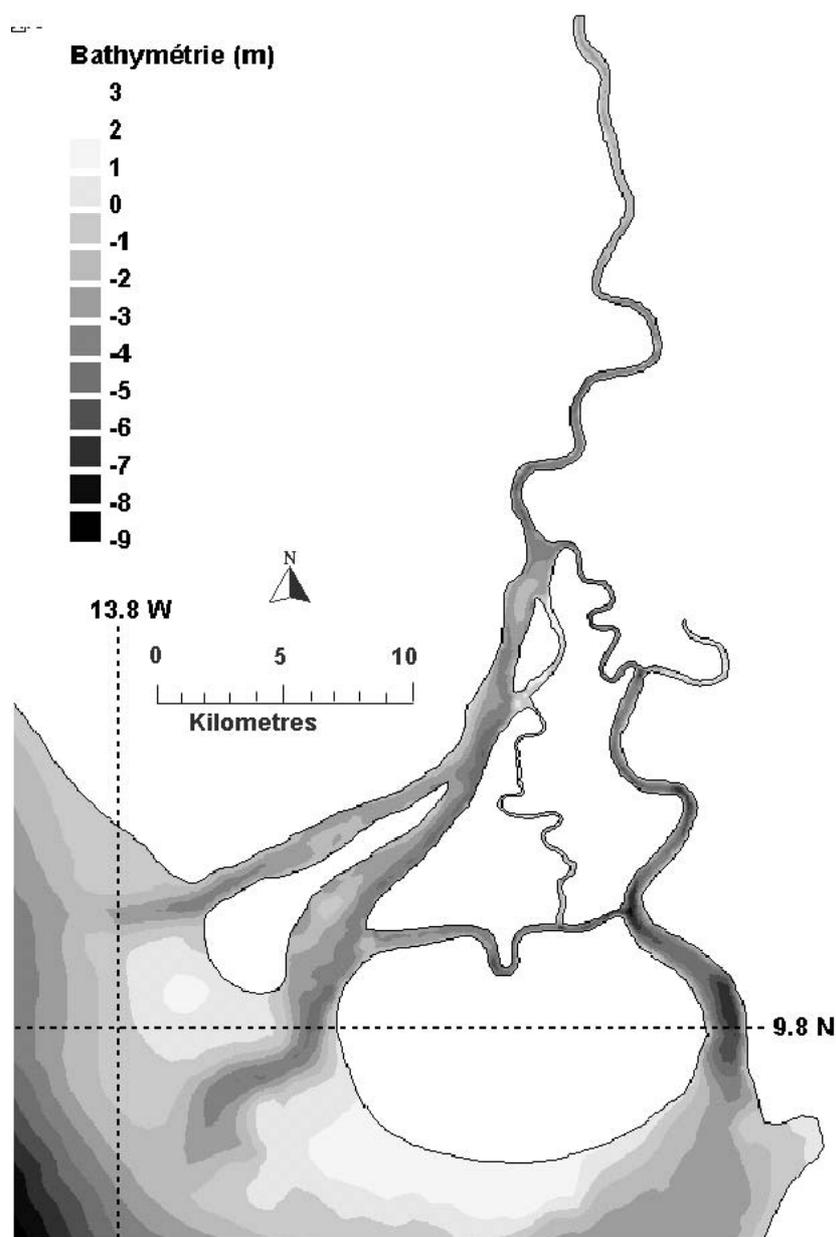


Figure V.1: Bathymétrie de l'estuaire du Konkouré.

La vérification du maillage a été effectuée lors de simulations avec un fort débit fluvial afin de s'assurer d'un écoulement liquide cohérent au maximum de courant. Une limitation numérique est la notion de nombre de courant, correspondant au nombre de mailles traversées par les courants pendant un pas de temps de calcul. Si ce nombre de courant est élevé, la résolution diminue fortement et la stabilité numérique du calcul est menacée. Une solution simple pour contrer les forts nombres de courant est de raffiner le maillage dans les bras étroits où l'on observe des courants forts. Le maillage C, trop large dans la partie amont méandrique était sujet à des explosions numériques en raison de nombres de courant considérables en période de crue et a donc dû être éliminé. Pour tous ces calculs, l'option du traitement des bancs découvrant a été activée. Elle permet de détecter toute zone émergée et corrige le gradient de surface libre. Un lissage est alors effectué dans les zones où les hauteurs d'eau sont négatives (biais numérique) afin de prévenir des solutions parasites. Il est donc important de déterminer la limite inférieure de hauteur d'eau à considérer lors des calculs hydrodynamiques (cette valeur doit être faible et positive $H=0,1\text{m}$).

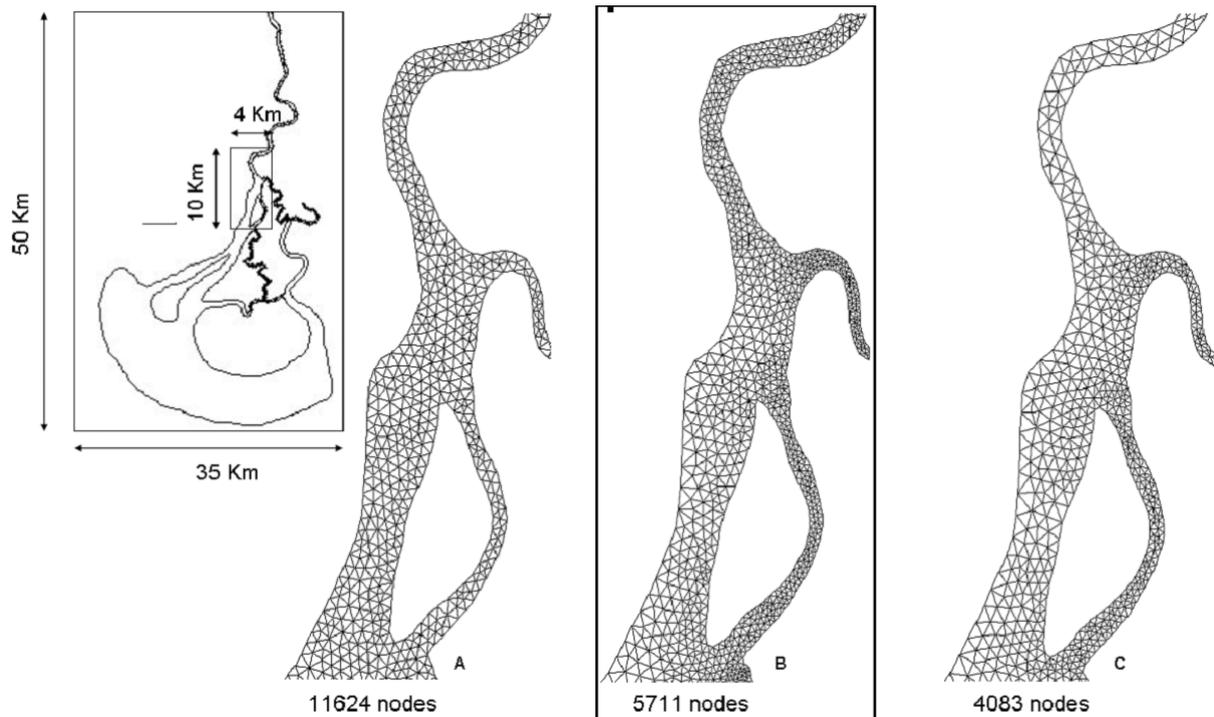


Figure V.2: Exemples de discrétisations spatiales de maillages élaborés sous le logiciel MATISSE. En A) le maillage est fonction de la bathymétrie seulement. Le raffinement des mailles peut être accru dans les bras secondaires moins larges en B) et C) avec une résolution plus ou moins fine.

Le maillage de 5711 nœuds et 9504 mailles (maillage B) a été sélectionné (figure V.3) en raison de la meilleure reproduction des vitesses dans les chenaux et du meilleur rapport temps de calcul sur temps simulé, soit environ 1/24 (soit une heure de calcul pour une journée simulée sur un Mobile CPU équipé d'une puce Pentium4 avec processeur de 1,8GHz et de 524 Mo de RAM).

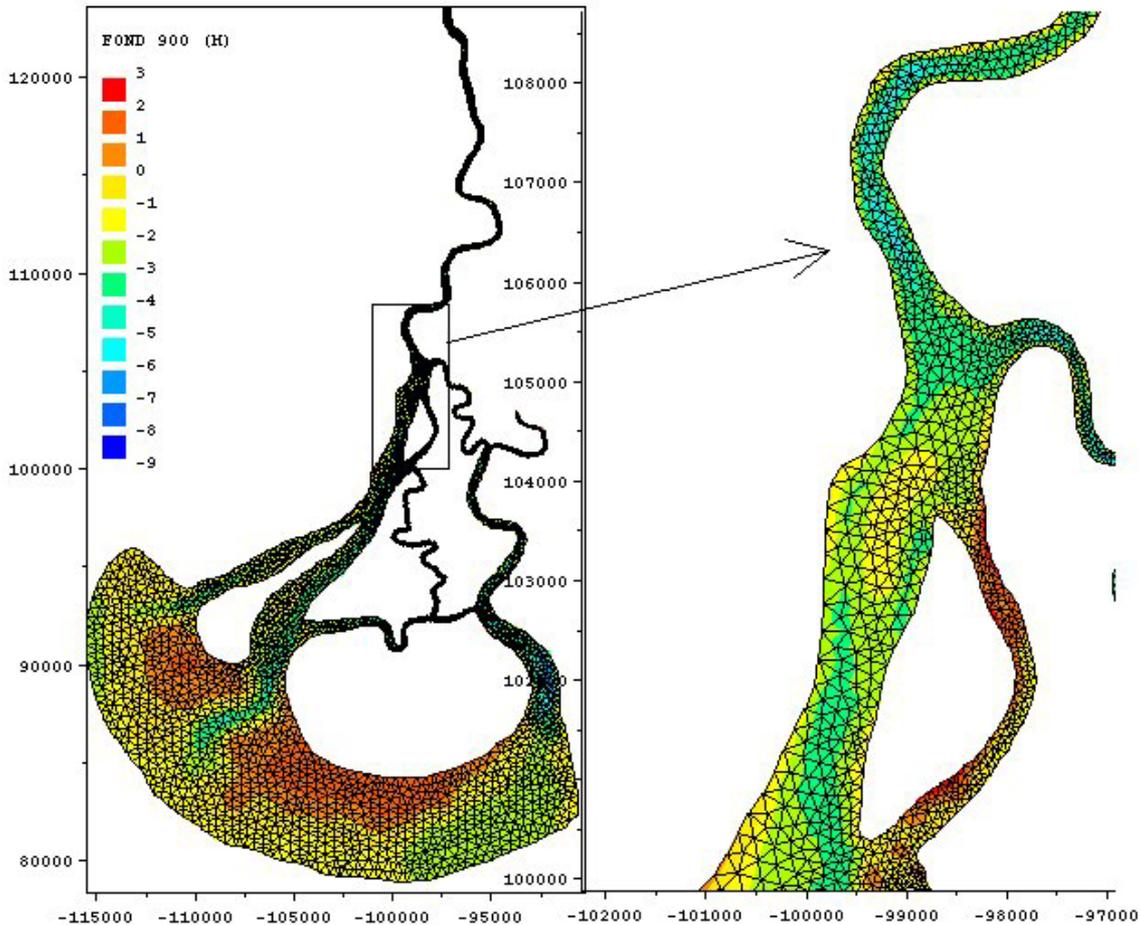


Figure V.3: Maillage de la zone estuarienne, (9504 éléments) avec un zoom de la partie médiane de l'estuaire. La taille des mailles varie de 500m en aval à 70m environ dans les chenaux les plus étroits. Les coordonnées sont en mètres.

V.1.5. Conditions aux limites : harmoniques de marée et débits fluviaux

La deuxième étape de construction du modèle porte sur le choix des conditions à imposer aux limites amont et aval, respectivement sur la frontière fluviale et sur la frontière marine.

Les simulations effectuées lors des phases de calibration imposent en entrée fluviale les débits mesurés à la station K11, qui est située une trentaine de kilomètres en amont de la station K12, dans l'estuaire amont. Les calculs prendront donc pour référence les débits journaliers mesurés pendant les périodes considérées pour chaque simulation effectuée (figure V.4).

A l'entrée maritime, la marée est imposée en réalisant une composition harmonique. Cette dernière nécessite la prise en compte d'un maximum d'harmoniques de marée disponibles. Pour le littoral de Guinée, peu de données sont disponibles et l'imposition d'une quinzaine d'harmoniques a été programmée dans toutes les simulations suivantes.

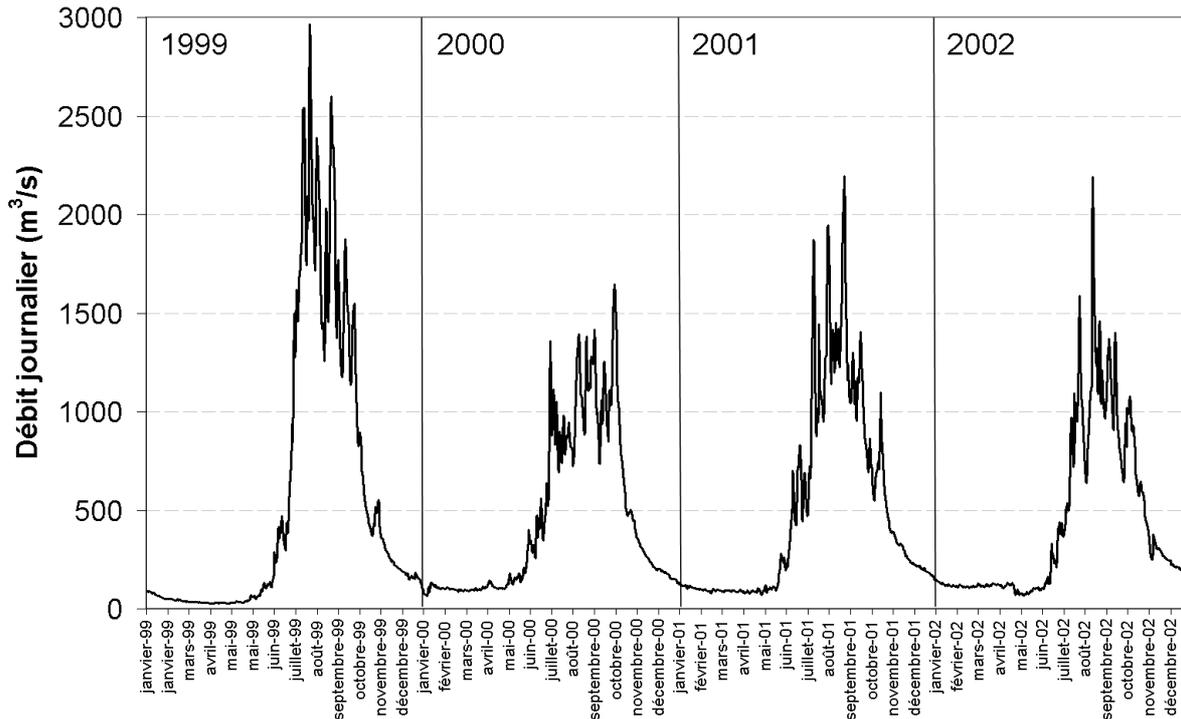


Figure V.4: Débits journaliers à la station K11 depuis Janvier 1999 à décembre 2002.

Deux jeux de données sont disponibles sur le site de l'estuaire du Konkouré pour les données marégraphiques :

1. Le premier jeu provient du logiciel de prédiction de marée WxTide32 disponible en libre accès sur internet dont les harmoniques sont fournies par le SHOM.
2. Le deuxième jeu provient des mesures effectuées dans l'estuaire aux quatre sites où ont été positionnés des marégraphes, après extraction par T_TIDE.

La phase de calibration du modèle requiert une bonne corrélation entre les hauteurs d'eau calculées et celles mesurées dans le domaine estuarien. La première étape va donc consister à imposer des harmoniques de marée afin de reproduire l'élévation des surfaces libres sur la frontière marine par des tests de sensibilité pour éprouver ces deux jeux de données.

Dans les enregistrements marins typiques, la variabilité tidale est sensiblement le signal le plus significatif. En considérant cette hypothèse, une analyse harmonique classique va nécessiter un enregistrement de 18,6 années pour résoudre la totalité des fréquences du signal de marée sur une modulation autour du périhélie. En pratique, les enregistrements sont rarement d'une durée supérieure à une année. Le signal apparent ressemble à une sinusoïde dont la phase et l'amplitude varient lentement avec le temps. Ces changements sont suffisamment lents pour être considérés constants pour des enregistrements de durée inférieure ou égale à une année. L'extraction des harmoniques de marée est ainsi possible pour des séries de mesures dont la durée ne couvre pas les oscillations du périhélie. Pawlowicz et al, (2002) propose d'analyser les harmoniques de marée d'un enregistrement de l'ordre d'une année en tenant compte des corrections nodales et des interférences. Cette méthode d'analyse harmonique a été appliquée pour les enregistrements de marée des stations K15, K14, K12 et K18.

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

Les résultats de cette analyse harmonique sont reportés dans le tableau V.1, qui compare les quinze constituants harmoniques principaux des deux jeux de données disponibles pour le site du Konkouré, en terme d'amplitude et de phase. Le jeu1 représente les harmoniques de marée issues du logiciel WxTide32, dont les données proviennent du SHOM. Le jeu 2 représente les harmoniques de marée calculée par le logiciel T_TIDE de (Pawlowicz et al, 2002) pour le marégraphe K15, le plus proche de la côte Guinéenne.

Tableau V.1 Constituants tidaux majeurs extraits des données par T_TIDE (jeu2) et celles du logiciel WxTide32 (jeu1).

		Q1	O1	K1	N2	M2	S2	SA	K2	L2	2N2	P1	T2	MN4	MS4	S4
Jeu1	Amp(mm)	7	29	100	234	1117	390	0	106	33	31	33	23	7	11	14
	Phase(°)	199	269	353	210	230	262	0	264	250	190	346	260	302	76	353
Jeu2	Amp(mm)	68	27	103	243	1249	400	64	105	112	243	34	23	37	6	93
	Phase(°)	188	272	359	227	243	279	245	279	230	227	342	291	21	88	42

Six de ces constituants (Q1, SA, L2, 2N2, MN4 et S4) présentent une importante différence, certains en amplitude, d'autres en phase. Le Jeu1 (WxTide32) montre une sous estimation des amplitudes en comparaison avec le Jeu2.

Afin de caractériser l'onde de marée et de déterminer la cohérence de ces deux séries de données, le coefficient de Van der Stock (R) peut être calculé pour chacun des jeux de données en utilisant les quatre constituants majeurs (Crepon, 1993).

$$R = \frac{(K_1 + O_1)}{(S_2 + M_2)}$$

Où K_1 , O_1 , S_2 et M_2 sont les amplitudes.

Ce coefficient est égal à 1,264 pour le Jeu1 (WxTide32) et 1,208 pour le Jeu2 (T_TIDE). Ces valeurs caractérisent dans les deux cas une marée semi-diurne avec une forte inégalité diurne (Crepon, 1993). En raison de la différence entre les amplitudes dans les deux sets de données, R varie même si seulement quatre constituants sont considérés. Cette comparaison montre clairement que les données mesurées par le marégraphe et dont sont issues les harmoniques du Jeu2 sont affectées par la déformation de l'onde de marée lors de sa propagation en domaine littoral. La sélection des données d'entrée marine va donc nécessiter des tests de sensibilité afin de déterminer quelles données initiales, Jeu1 ou Jeu2, doivent être imposées à la frontière marine afin de reproduire un signal d'entrée réaliste.

Une comparaison des hauteurs d'eau calculées par TELEMAC dans les deux cas précédemment cités (Jeu1 et Jeu2) avec les mesures des marégraphes aux stations K15, K14 et K12 est reportée dans la figure V.5.

L'analyse de ces données calculées par TELEMAC résulte du carré du rapport entre la covariance des sets de données sur leur écart-type (Davies, 1986). La comparaison entre chaque série de données simulée par rapport à la série de mesures devrait nous indiquer les constituants harmoniques les plus proches de la réalité de terrain. Les valeurs des coefficients de corrélation r^2 sont consignées dans tableau V.2:

Tableau V.2 Coefficient de corrélation entre les hauteurs d'eau calculées et mesurées, basés sur la méthode de (Davies, 1986).

	K15	K14	K12	Mean
r^2 Jeu 1 (WxTide)	0.97	0.93	0.86	0.92
r^2 Jeu 2 (T TIDE)	0.91	0.91	0.89	0.90

Les valeurs calculées à K15, à l'embouchure, montrent une bonne corrélation dans les deux cas. Les hauteurs d'eau calculées sont bien reproduites par TELEMAC2D. Le coefficient de corrélation r^2 est proche de 0,95 pour les deux séries.

Dans l'estuaire intermédiaire, à K14, la déformation de l'onde de marée est bien reproduite dans les deux cas ; la durée du flot diminue et celle du jusant s'allonge (figure V.5). Cependant le Jeu2 montre un retard plus important de la basse mer. Ces phénomènes s'accroissent encore vers l'amont, à la station K12. De plus, la morphologie de la courbe des hauteurs d'eau en K12 montre d'importantes différences avec les mesures. Un deuxième étalement de pleine mer semble se dessiner à mi-jusant dans les deux cas, même si ce dernier est plus marqué pour le Jeu2 malgré un coefficient de corrélation meilleur. Il apparaît cependant clairement que les hauteurs d'eau simulées par TELEMAC rendent bien compte de la déformation de l'onde de marée lors de sa propagation dans l'estuaire. Le Jeu1 montre une corrélation meilleure sauf en K12, mais souligne une sous estimation des hauteurs d'eau simulées par rapport aux mesures.

Tant que les effets de la déformation de l'onde en zone côtière sont déterminants, ils sont traités dans le modèle d'harmonique (Pawlowicz, 2001) en ajoutant la résolution des équations en eaux peu profondes qui agissent sur les sommes/différences de fréquence des constituants harmoniques majeurs.

Dans la réalité, donc pour le cas du Jeu2, les données traitées par cette méthode montrent dans le signal de départ une déformation de l'onde de marée, déjà affectée par sa propagation dans l'estuaire. Le signal initial n'étant pas strictement sinusoïdal, le traitement des données nous indique des harmoniques de marée qui sont surestimés en amplitude (estuaire hypersynchrone) et une phase en avance (doublement déformée par TELEMAC2D). Le signal de marée calculé par TELEMAC2D avec les harmoniques du Jeu2 n'est donc pas réaliste. Imposer ces conditions à la frontière marine ouverte engendre une surestimation des phénomènes de déformation de l'onde de marée se propageant en milieu peu profond côtier. Les harmoniques de marée issues de l'analyse harmonique des données collectées sur le site par la méthode de Pawlowicz ne sont pas plus réalistes que celles provenant du logiciel WxTide32, puisque ces dernières intègrent déjà la déformation estuarienne dans la série de données initiales.

Les conditions aux limites imposées à la frontière ouverte marine de notre modèle ne seront donc pas celles collectées sur le site. Le modèle du Konkouré sous TELEMAC-2D est forcé à la frontière marine en imposant les 15 harmoniques majeurs du Jeu1 reportés dans le tableau (O1, K1, Q1, M2, S2, N2, SA, K2, L2, 2N2, P1, T2, MN4, MS4 et M4) provenant du logiciel de prévision de marée WxTide32.

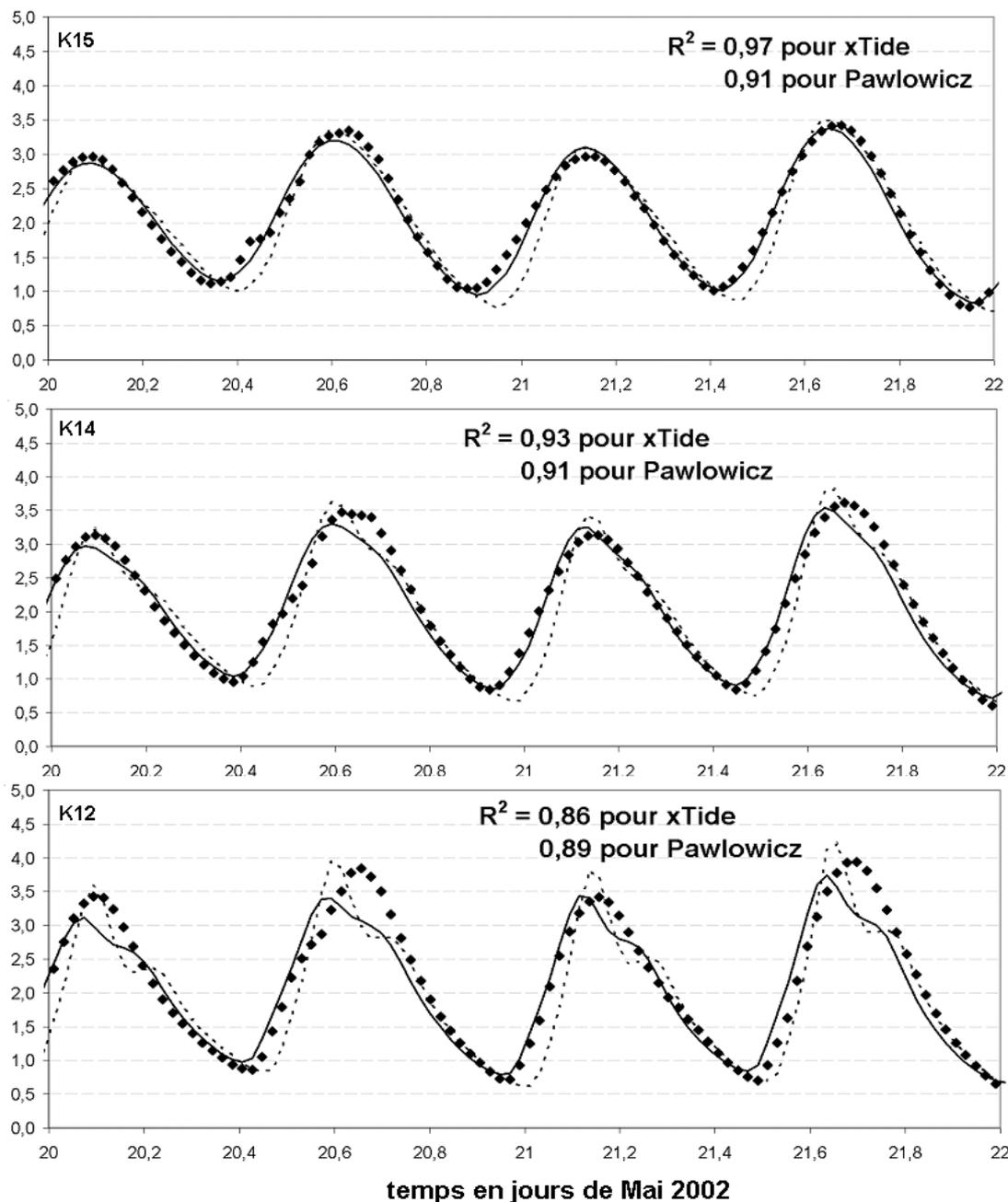


Figure V.5: Comparaison des hauteurs d'eau mesurées (♦) et simulées aux tris stations K15, K14 et K12 selon les composantes harmoniques issues des données de xTide (trait plein Jeu1) et Pawlowicz ou T_TIDE (pointillés Jeu2), le temps est en jours depuis le 20 Mai 2002 (Etiage).

V.2. Frottement sur le fond

La première étape de calibration des hauteurs d'eau dans l'estuaire par la sélection des deux jeux de données de marée souligne une forte déformation de l'onde de marée lors de sa propagation vers l'amont. Les simulations montrent un second étale de jusant en estuaire intermédiaire et dans l'estuaire amont (figure V.5), qui n'est pas présent in-situ. Deux hypothèses peuvent expliquer cet étale secondaire durant le jusant.

La première serait une barrière physique en aval de K12, un seuil bathymétrique qui ralentirait le flux liquide pendant le jusant. L'eau s'écoulerait plus lentement, donnant cette stagnation

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

de niveau d'eau à la station K12. Cette hypothèse n'est pas vérifiée par la bathymétrie du bras méandrique entre K14 et K12 et sera donc écartée.

La seconde hypothèse fait intervenir la morphologie générale de l'estuaire. La double pénétration de l'onde de marée par les deux bras du Konkouré et de la Sankiné induit un décalage de propagation de l'onde via les deux bras qui ne sont pas de la même longueur. L'onde de marée transitant par le bras le plus court (le Konkouré via K15-K19-K14 et K12) se propage plus vite que par le second bras plus long (La Sankiné via K20-K18-K14-K12).

La crête de pleine mer transitant par le bras principal génère l'étale de pleine mer principal alors que l'onde de marée transitant par le deuxième bras de la Sankiné entraîne cet étale secondaire « retardé ». Des solutions à ce problème sont apportées dans les parties suivantes grâce à la prise en compte d'un coefficient de frottement variable en espace. L'utilisation d'une discrétisation spatiale du frottement sur le fond en fonction de la nature sédimentaire du fond de l'estuaire produit des simulations plus réalistes, sans pour autant augmenter le coût en temps de calcul (Fernandes et al, 2001).

La sélection des conditions aux limites de la frontière ouverte marine et fluviale achevée, une discrétisation spatiale du coefficient de frottement sur le fond est développée afin de mieux reproduire la propagation de l'onde de marée dans le domaine estuarien. Plusieurs tests de sensibilité ont été entrepris, en faisant varier les valeurs de coefficient de frottement sur le fond afin de déterminer la gamme de frottement et de statuer sur une loi de frottement. Les conditions initiales du modèle ont été choisies pour une période d'étiage, pour de faibles débits fluviaux. Dans le but d'établir la sensibilité du modèle à ces différentes lois de frottement et pour des coefficients de frottement sur le fond dont les valeurs sont issues du CEMAGREF (**Annexe** Estimation du coefficient Strickler). Plusieurs tests ont été effectués pour les lois de Strickler, Chezy et Nikuradse, principales lois citées dans la bibliographie. Comme l'ensemble du domaine estuarien est drapé de vase molle (le diamètre moyen des particules de l'estuaire est de $\approx 100\mu\text{m}$). Le fond est considéré comme lisse, en conséquence les valeurs des coefficients de frottement ont été choisies assez grandes pour les lois de Strickler et Chezy.

Tableau V.3: tests de sensibilité aux coefficient de frottement.

Tests	Friction coefficient
Strickler 60	$k = 60$
Strickler 40	$k = 40$
Nikuradse 0.001	$K_s = 0.001$
Nikuradse 0.05	$K_s = 0.05$
Chezy 40	$C = 40$
Chezy 60	$C = 60$
Chezy 100	$C = 100$

Le tableau V.3 montre un résumé de quelques tests de sensibilité du modèle au frottement sur le fond. Les résultats de ces tests ne montrent pas de différence significative de vitesse longitudinale entre les trois lois de frottement pour des valeurs des coefficients correspondant à de la vase molle (figure V.6). La variation globale de hauteur d'eau et des vitesses longitudinales est indépendante du type de frottement sur le fond et de la loi de frottement, cependant l'amplitude est fonction de la valeur du coefficient choisi (Fernandes et al, 2001). Ainsi les surfaces libres simulées montrent une bonne concordance des vitesses longitudinales pour les trois lois considérées avec des coefficients de Strickler 60, Nikuradse 0,05 et Chezy 100 caractérisant des fonds lisses.

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

La méthode utilisée jusqu'ici considère un coefficient de frottement uniforme sur l'ensemble du domaine estuarien. Comme nous l'avons décrit précédemment, le signal de marée calculé par TELEMAC-2D dans l'estuaire montre un flot raccourci et intensifié ainsi qu'un décalage des étales vers l'amont. De plus, l'apparition d'un étale de pleine mer secondaire en estuaire amont (figure V.5) montre une mauvaise reproduction de la propagation de l'onde de marée dans la partie amont.

La carte sédimentaire (figure IV.5) montre clairement une différence de nature sédimentaire du fond entre ces deux bras. Il apparaît donc indispensable de prendre ce facteur en compte dans la modélisation. Le bras du Sankiné est uniformément recouvert de vase molle (diamètre moyen = 50 μm) alors que le bras du Konkouré est jalonné de bancs sableux (diamètre moyen = 200 μm). Dans le souci de rendre compte de la réelle reproduction de propagation des ondes de marée à travers les deux bras de l'estuaire, six zones ont été identifiées avec un frottement sur le fond plus fort, correspondant aux différents bancs de sable présents dans le bras du Konkouré.

Le choix de la loi de Strickler s'est imposé, car cette dernière propose une importante gamme de valeurs de coefficients pour différents types de fonds sédimentaires (**Annexe** Estimation du coefficient Strickler). Un coefficient de Strickler par défaut (celui identifié comme correspondant à une vase molle soit $K=60$) a été appliqué à tout le domaine estuarien et une discrétisation spatiale a été effectuée sur les différents bancs de sables et de vase compacte (figure V.7) localisés grâce à la carte des fonds sédimentaires ainsi que la bathymétrie. Les tests montrent que des valeurs de 30 pour les sables fluviaux et 35 pour les sables marins, plus fins permettent d'obtenir des hauteurs d'eau concordantes dans l'ensemble du domaine.

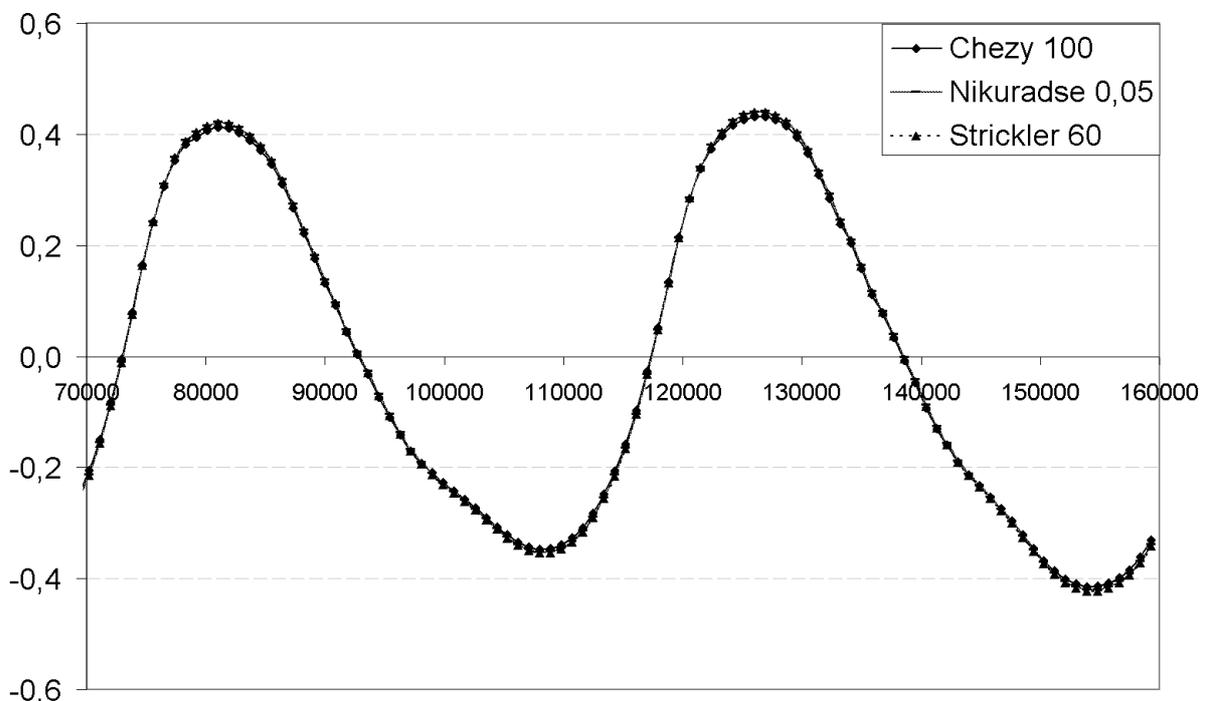


Figure V.6: Comparaison des vitesses longitudinales en fonction des lois de frottement pour des coefficients traduisant un fond lisse.

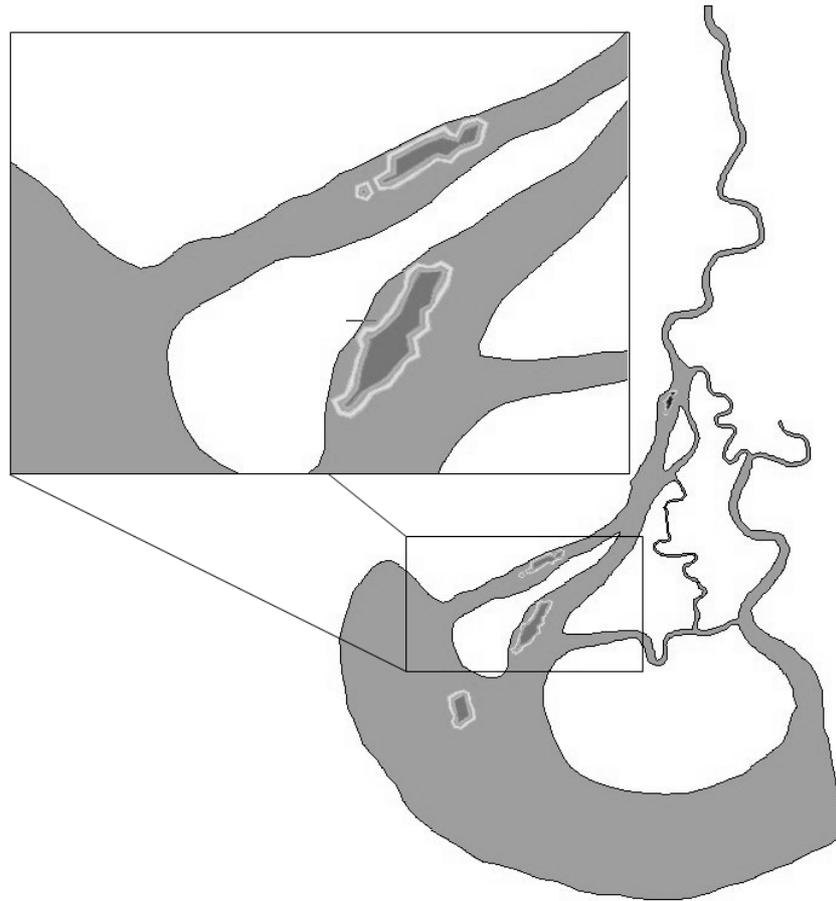


Figure V.7: Discretisation spatiale du frottement sur le fond pour une loi de Strickler.

V.3. Calibration

Les conditions limites imposées au modèle 2DH du Konkouré pour la période de morte-eau de mai 2002 (Etaige) sont :

- Un débit fluvial de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la frontière amont
- Une élévation du niveau des mers selon les harmoniques de marée du Jeu1

Une simulation a été effectuée pendant 20 jours afin de reproduire un cycle de marée complet (morte-eau/ vive-eau), sans vent, ni force de Coriolis. Le vent n'a pas été pris en compte car le vent est non significatif ($< 6 \text{ Km/heure}$) dans cette zone. La force de Coriolis a été négligée en raison de la position géographique de l'estuaire, à proximité de l'équateur par 10° de latitude Nord et parce que le domaine est de taille restreinte (chaque embouchure est inférieure ou égale à 3 Km).

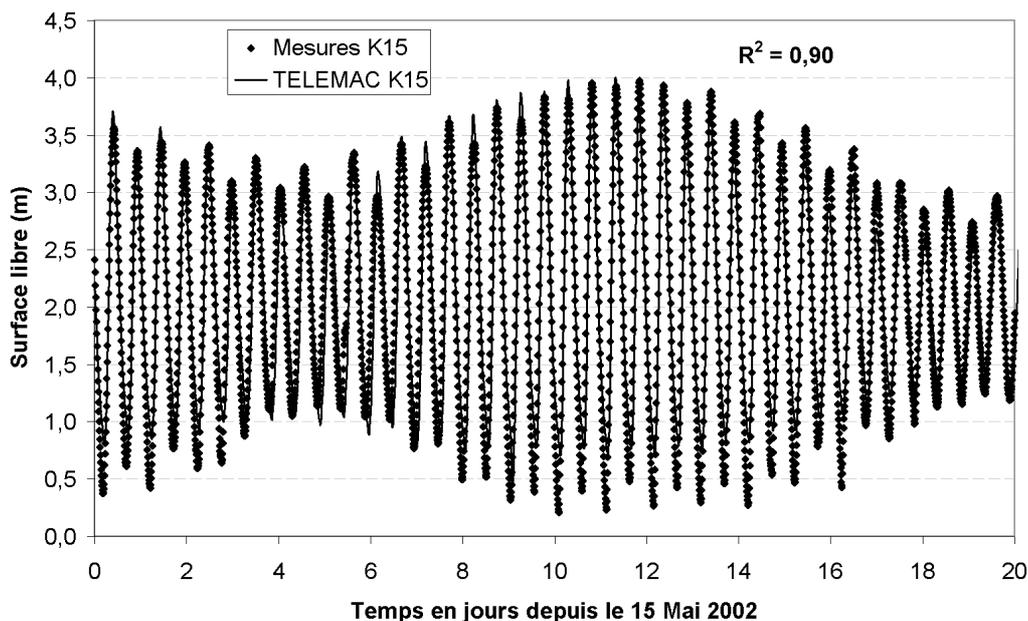


Figure V.8: Comparaison des surfaces libres sur 20 jours, à partir du 15 Mai 2002 0h00.

La méthode de corrélation a été appliquée pour comparer les surfaces libres calculées et mesurées dans le domaine estuarien (Davies, 1986) pour un cycle de marée complet (figure V.8). Les surfaces libres simulées présentent un bon coefficient de corrélation (0,90) avec les mesures en embouchure (station K15). Il apparaît cependant que les deux séries de mesure sont en phase alors que les amplitudes calculées sont sous estimées par la simulation. La méthode de Davies privilégie effectivement la phase aux amplitudes du signal. Une analyse précise des surfaces libres à différentes stations de l'estuaire est présentée pour des conditions de morte eau (en début de la simulation du cycle complet), à partir du 18 mai 2002 ($t=3$ jours figure V.8).

Les hauteurs d'eau en période de morte eau montrent une bonne corrélation avec les mesures avec un coefficient r^2 variant de 0,95 à 0,93 (figure V.9). L'étale secondaire de pleine mer précédemment observé dans l'estuaire amont (figure V.5 en K12) a été fortement réduit par la discrétisation spatiale du frottement sur le fond. La meilleure corrélation ($r^2 = 0,95$) est observée en aval, à la station K15. La corrélation diminue à 0,94 dans l'estuaire médian et 0,93 en estuaire amont. Les données sont correctement corrélées dans l'ensemble du domaine estuarien, et le modèle est considéré comme étant calibré pour les hauteurs d'eau.

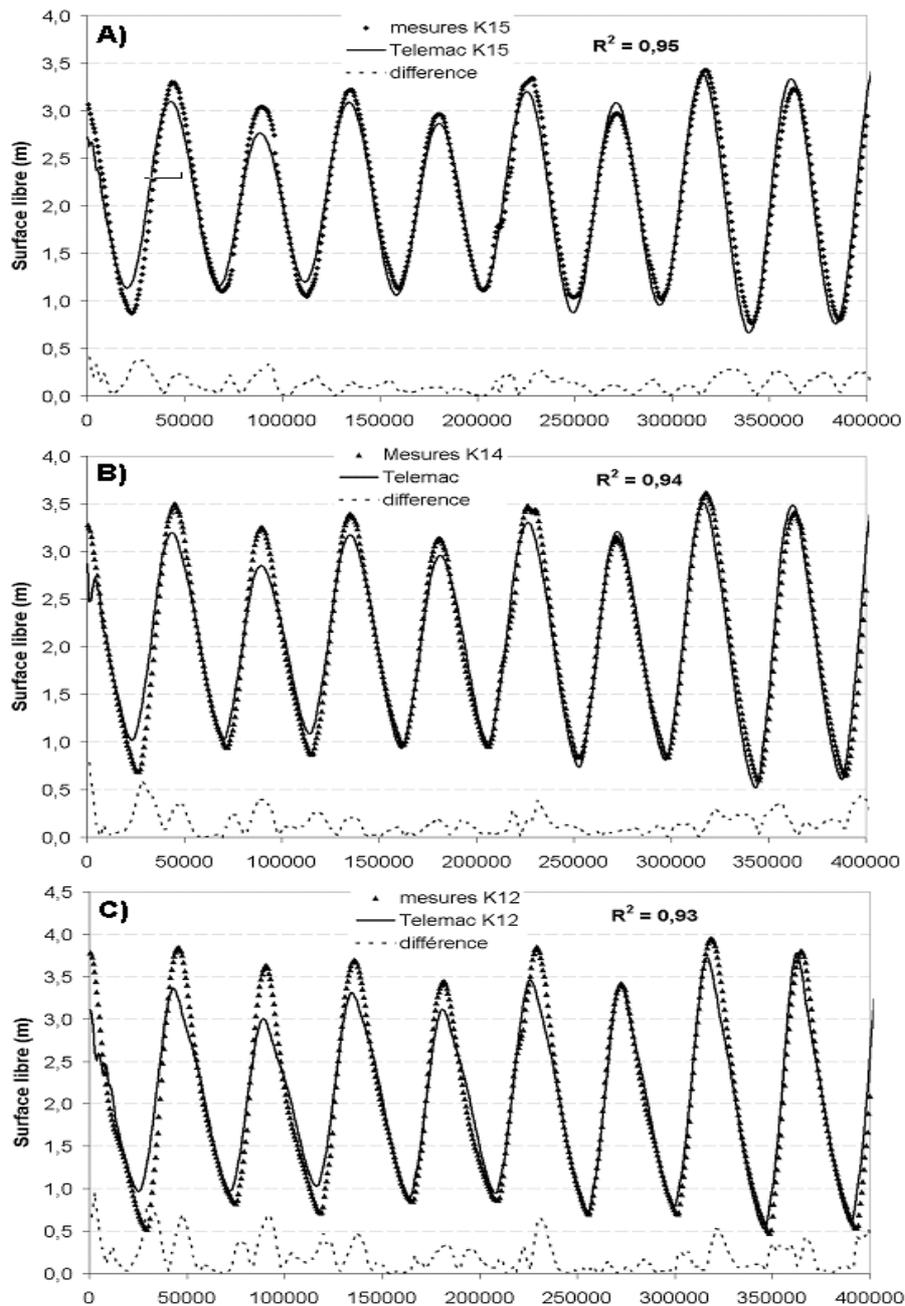


Figure V.9: Comparaison des surfaces libres dans l'estuaire du Konkouré pour la période de morte-eau, à partir du 18 mai 2002 $t=0$ sec à 0h00. A) pour la station K15, B) pour la station K14 et C) pour la station K12.

La figure V.10 montre l'évolution des surfaces libres et des vitesses moyennes sur la verticale à différentes stations de référence de l'estuaire. Les amplitudes de marée sont croissantes d'aval en amont et soulignent le caractère hyper synchrone de l'estuaire ; avec un flot plus court et un jusant plus long vers l'amont (de M4 en domaine marin à K12 en amont).

L'analyse des vitesses de courant montre des vitesses maximales en flot, à K12, avec des valeurs proches de 0,85 m/s. La vitesse moyenne sur la verticale diminue dans l'estuaire médian en raison de l'élargissement des sections à K14 et de la profondeur plus importante à K19. Les vitesses s'intensifient à l'embouchure (K15) avec un maximum atteint au flot à 0,8m/s.

Les vitesses simulées sont maximales en flot à l'embouchure et en amont avec des amplitudes croissantes d'aval en amont indiquant le caractère hyper synchrone de l'estuaire. Le modèle reproduit fidèlement les processus généraux observés sur le terrain ; l'asymétrie de la marée et les intensités des vitesses longitudinales.

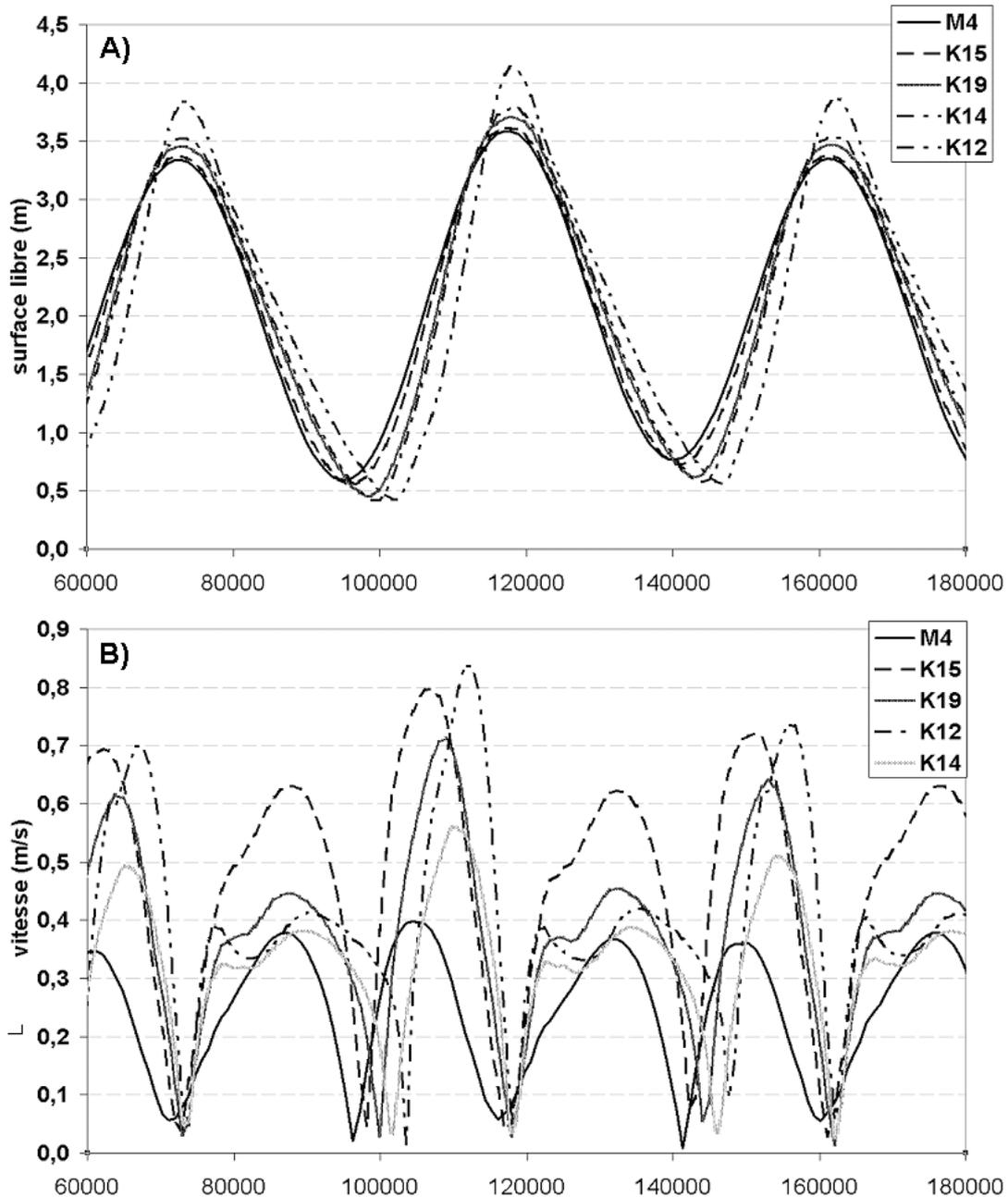


Figure V.10: Simulation des hauteurs d'eau A) et des vitesses moyennes sur la verticale B) à partir du 18 mai 2002 t=0 sec à 0h00.

Le modèle est considéré comme étant calibré en raison de la bonne reproduction des phénomènes d'asymétrie de marée et de la bonne corrélation entre les surfaces libres calculées par le modèle avec les mesures. L'hydrodynamique est en effet bien reproduite dans l'ensemble du domaine ; d'amont en aval en morte eau (figure V.9), mais aussi pour un cycle complet de déchet-revif puis déchet à l'embouchure (station K15 figure V.8).

V.4. Circulation des masses d'eau dans l'estuaire du Konkouré

La validation hydrodynamique doit confirmer la bonne représentation des hauteurs d'eau et des vitesses du domaine estuarien pour différentes conditions de marée et de débits fluviaux. Le choix de données du 10 juin 2002 présente l'avantage de prendre en compte une période de vive-eau pour un régime fluvial identique. Cette phase de validation hydrodynamique va considérer les hauteurs d'eau à différentes stations de l'estuaire et les vitesses simulées par le modèle. Cependant, les vitesses mesurées in-situ ne correspondent qu'aux mesures de la surface et du fond, ne permettant pas de faire une moyenne verticale à comparer avec les données du modèle 2DH et une validation par encadrement des vitesses est entreprise.

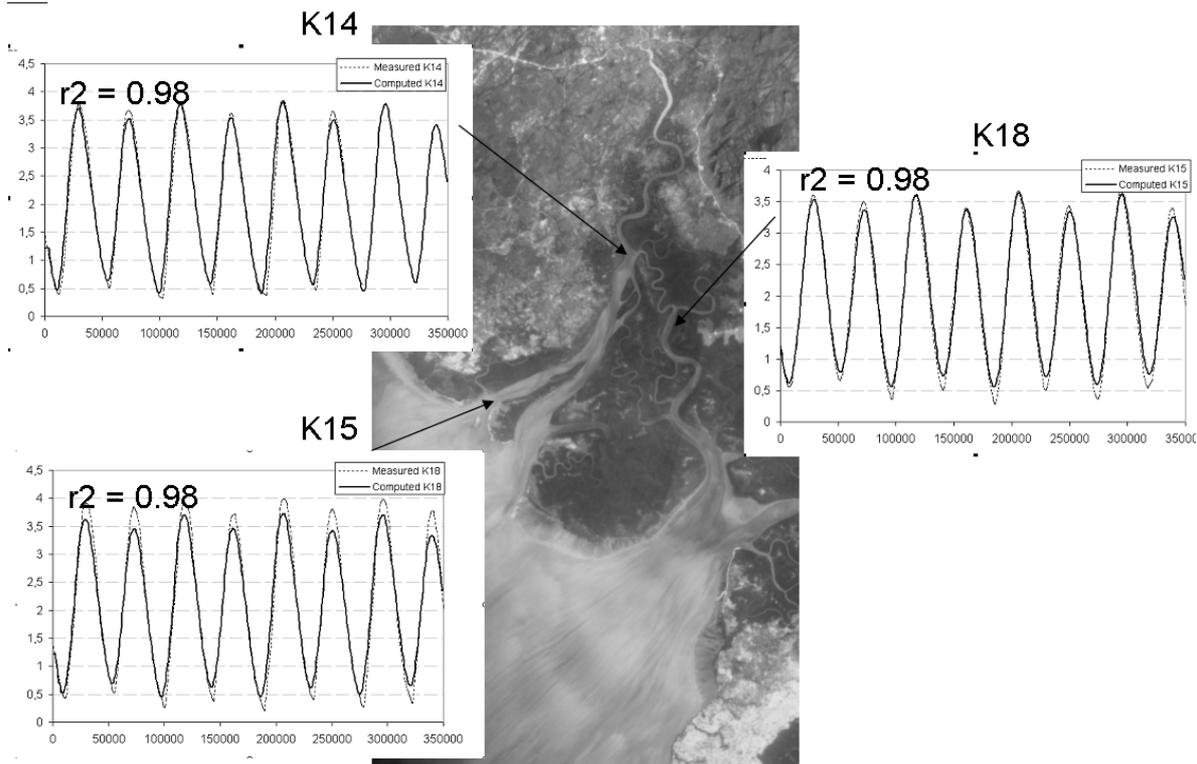


Figure V.11: Validation des hauteurs d'eau en K15, K14 et K18 pour la période de vive eau du 10 juin 2002. Les surfaces libres mesurées sont en pointillé, les valeurs calculées en trait plein.

Les hauteurs d'eau sont très bien reproduites par TELEMAC-2D, pour l'ensemble du domaine dans les deux bras principaux du Konkouré (figure V.11). Les coefficients de corrélation sont de 0,98 en K15, K14 et K18. Dans ces conditions aussi, la marée est sous estimée par TELEMAC-2D. Les erreurs sur les hauteurs d'eau sont évidemment reportées sur les vitesses longitudinales. En effet, si la marée est sous estimée, la quantité d'eau entrant dans le domaine est sous estimée, donc les vitesses le sont également. L'analyse de la répartition des vitesses longitudinales moyennées sur la verticale par TELEMAC-2D va être décisive dans la confirmation du paramétrage physique.

Les simulations ont été effectuées pour les périodes d'Avril 1999, Avril 2000, Février 2001, Mars 2001 et d'Août 1999 (figures V.12 à V.15). Les mesures effectuées dans l'estuaire correspondent à des mesures de surface et de fond, qui ne permettent pas de calculer de vitesse moyenne sur la verticale. La validation des vitesses va donc résulter de la comparaison et de l'encadrement des vitesses moyennes sur la verticale calculées par TELEMAC avec les valeurs de surface et de fond mesurées aux différentes stations de mesures de l'estuaire, ce qui est moins précis que le travail effectué sur les hauteurs d'eau. Des champs de courants

représentant les vecteurs vitesses sont établis pour les différentes conditions de débits et d'amplitude de marée considérés. Les simulations indiquent les circulations liquides entre les deux bras principaux ainsi que les variations d'intensité et de direction des courants pour des forçages variés.

V.4.1. Circulation en Morte-eau et en Etiage

Les vitesses moyennes sur la verticale de la figure V.12 sont bien comprises entre les vitesses de surface et de fond aux stations K12 et K15, tant en jusant qu'en flot pour un faible débit fluvial ($28 \text{ m}^3/\text{s}$) et une marée de morte eau (2,1m d'amplitude). Le profil de la station K19 montre cependant une mauvaise reproduction des vitesses de jusant qui sont largement sous estimées par le modèle (-0,3 m/s alors que les mesures indiquent -1 m/s à mi jusant). Les données montrent un début de flot très irrégulier qui suppose un mauvais positionnement de l'appareil, alors que l'intensité de ces vitesses de flot est correctement reproduite (+ 0,5 m/s). La renverse des courants montre une très bonne phase entre mesures et simulations d'aval en amont de l'estuaire. Ces profils correspondent à la situation où le débit fluvial est le plus faible de toute l'étude avant que le barrage hydroélectrique de Garafiri ne soit fonctionnel.

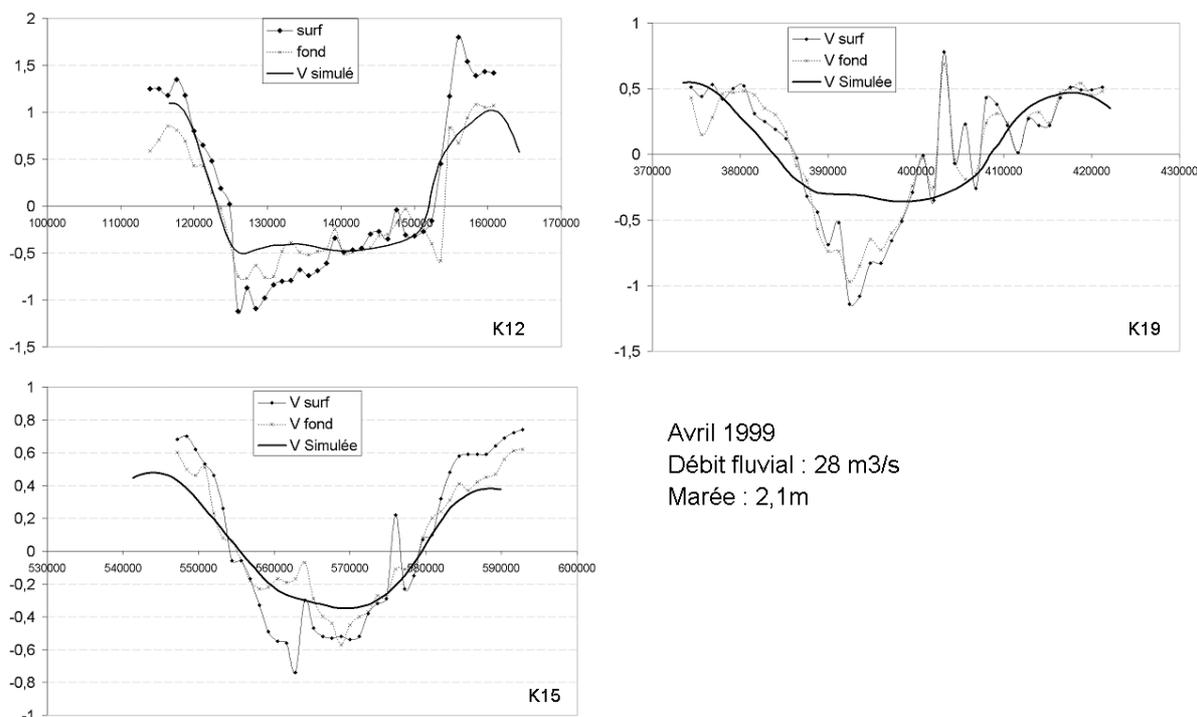


Figure V.12: Validation des vitesses moyennes sur la verticale (en m/s) en Avril 1999.

Pour une marée similaire de morte eau (amplitude de 2,3m) mais un débit fluvial de $107 \text{ m}^3/\text{s}$ en Avril 2000, figure V.13, les profils de vitesses calculés et mesurés montrent une très bonne reproduction par le modèle pour la station K12 en amont (+0,6 m/s en flot et -0,5 m/s en jusant) alors que les vitesses calculées à la station K18, dans l'estuaire intermédiaire et dans le bras de la Sankiné, sont légèrement sous estimées pendant le flot (+0,4 au lieu de +0,5 m/s), mais la renverse du courant est synchrone aux mesures dans les deux bras.

L'augmentation des débits d'étiage de 28 à $107 \text{ m}^3/\text{s}$ est la conséquence de la mise en eau du barrage et du fonctionnement de ses turbines. A partir de la fin de la saison des pluies de 1999, le barrage restitue un débit accru de $80 \text{ m}^3/\text{s}$ durant quasiment tout l'étiage (de février à

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

mai), modifiant les circulations hydrodynamiques à l’embouchure et dans l’estuaire. Les figures V.13 à V.16 tiennent compte de ces modifications hydrologiques anthropiques.

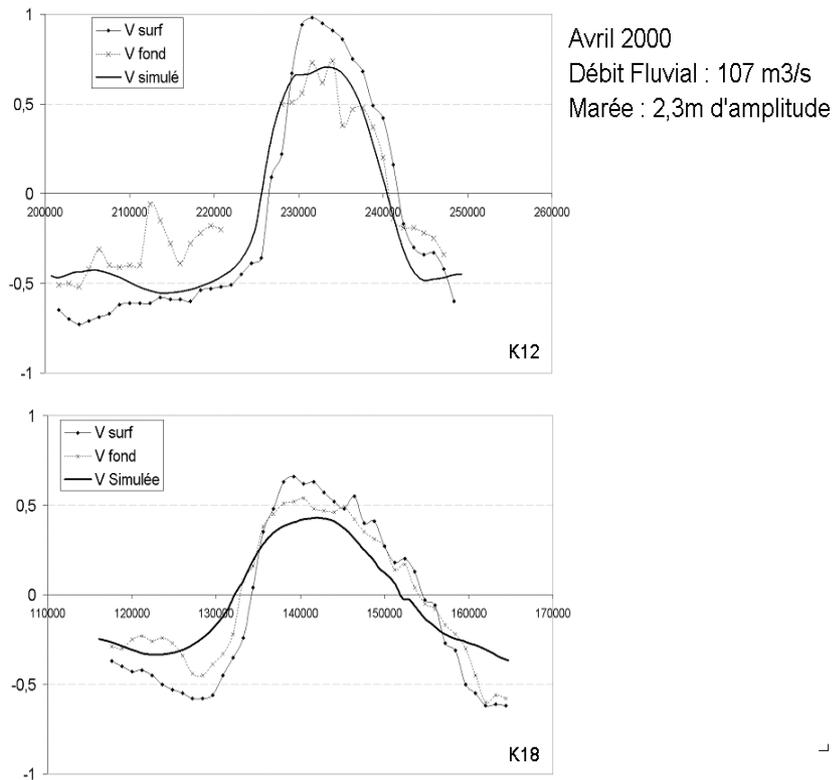


Figure V.13: Validation des vitesses moyennes sur la verticale (en m/s) en Avril 2000.

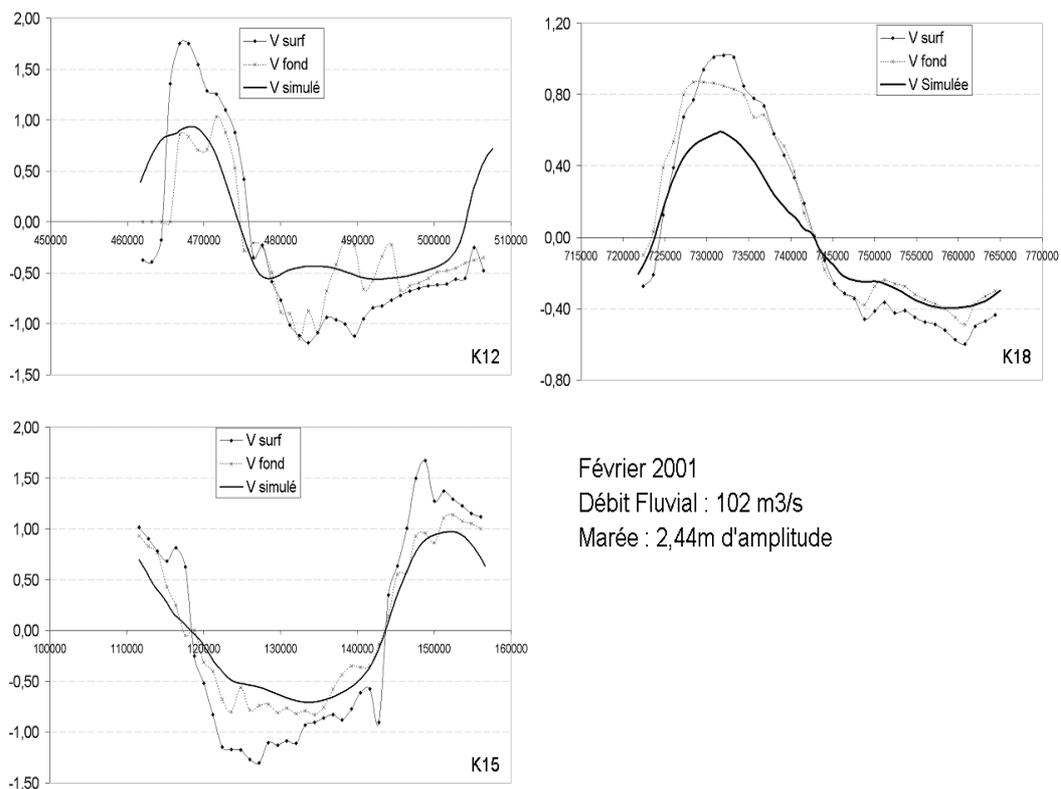


Figure V.14: Validation des vitesses moyennes sur la verticale (en m/s) en Février 2001.

Pour une marée d'amplitude croissante (2,44m) et un débit fluvial toujours comparable, en Février 2001 (figure V.14), les profils de vitesses calculés montrent une bonne reproduction des intensités aux stations K12 et K15, respectivement en amont et en aval de l'estuaire (vitesses de flot de +1m/s et de jusant de -0,5 m/s environ). La station K18, en estuaire intermédiaire et dans le bras de la Sankiné montre encore une sous estimation des vitesses de flot calculées (+0,6 m/s au lieu de +0,8 m/s mesurées) comme sur la figure V.13. Les vitesses de jusant sont elles, en revanche bien reproduites par TELEMAC-2D à la station K18 (-0,4 m/s).

La renverse des courants simulée s'observe en même temps que celle de la simulation dans les deux bras du Konkouré (stations K15 en aval et K12 en amont) et de la Sankiné (station K18).

V.4.2. Circulation en Vive-eau et en Etiage

En vive eau, pour les conditions de marée de mars 2001 (amplitude de 3,2m et un débit fluvial de 80 m³/s), seules les vitesses mesurées à la surface sont disponibles (figure V.15). Les profils calculés montrent une bonne reproduction des variations de vitesses lors du cycle flot-jusant aux trois stations d'embouchures (K15, K16 dans le bras du Konkouré et K20 dans le bras de la Sankiné). Les intensités de flot calculées sont très légèrement inférieures (+0,6 au lieu de +0,8m/s en K15 et 0,5 au lieu de 0,6 m/s en K20), sauf en K16 où les mesures et les simulations sont de +0,4m/s. Les vitesses de jusant sont bien reproduites en K15 (-0,5 m/s) et en K20 avec -0,4 m/s. Cependant, il est naturel d'obtenir des vitesses légèrement sous estimées car les mesures sont des vitesses de surface alors que le modèle calcule des vitesses moyennes sur la verticale, forcément inférieures aux vitesses de surface. Cependant, une fois encore, les vitesses calculées à la station K19, en estuaire intermédiaire dans le bras du Konkouré, montrent une forte sous estimation des vitesses de jusant (-0,25 m/s où les mesures indiquent un courant de près de -1m/s) ainsi que celles de flot avec des vitesses calculées de +0,4m/s et des mesures de +0,8 m/s.

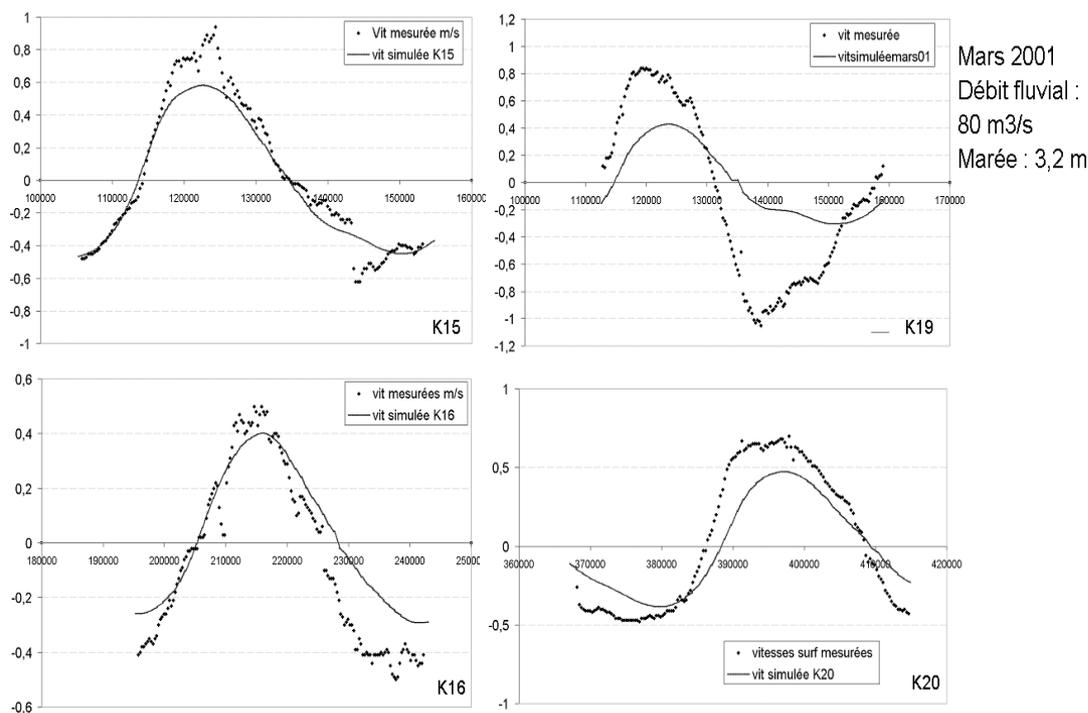


Figure V.15: Validation des vitesses moyennes sur la verticale en Mars 2001.

V.4.3. Circulation pendant la saison des pluies

Un dernier test pour la validation des vitesses a été effectué pour des conditions de forts débits fluviaux. Le débit fluvial introduit de 2200 m³/s rend compte de la variation des débits en période de crue pour des mesures enregistrées en Août 1999 avec une marée de 3,2m d'amplitude. Le profil de vitesse de la station amont montre une très bonne reproduction de l'intensité des vitesses (de -1,2 à -1,7 m/s durant tout le cycle) avec un écoulement dirigé vers l'aval durant tout le cycle de marée. Le profil de la station K14 montre aussi l'influence fluviale encore majeure dans l'estuaire intermédiaire avec une renverse des courants très limitée dans le temps et une intensité maximale des courants de flot de +0,1 m/s et de -0,8 m/s en jusant. L'intensité des vitesses simulées semble cohérente avec les mesures même si cette station est délicate à exploiter en raison de la proximité de la confluence de la Sankiné et la complexité des écoulements dans cette zone. Le profil de la station d'embouchure (K15) montre une influence marine évidente avec une réelle alternance des courants de flot et de jusant (+ ou - 0,7 m/s en flot et jusant respectivement). Les vitesses de flot sont bien reproduites alors que les vitesses de jusant sont légèrement sous évaluées par le calcul.

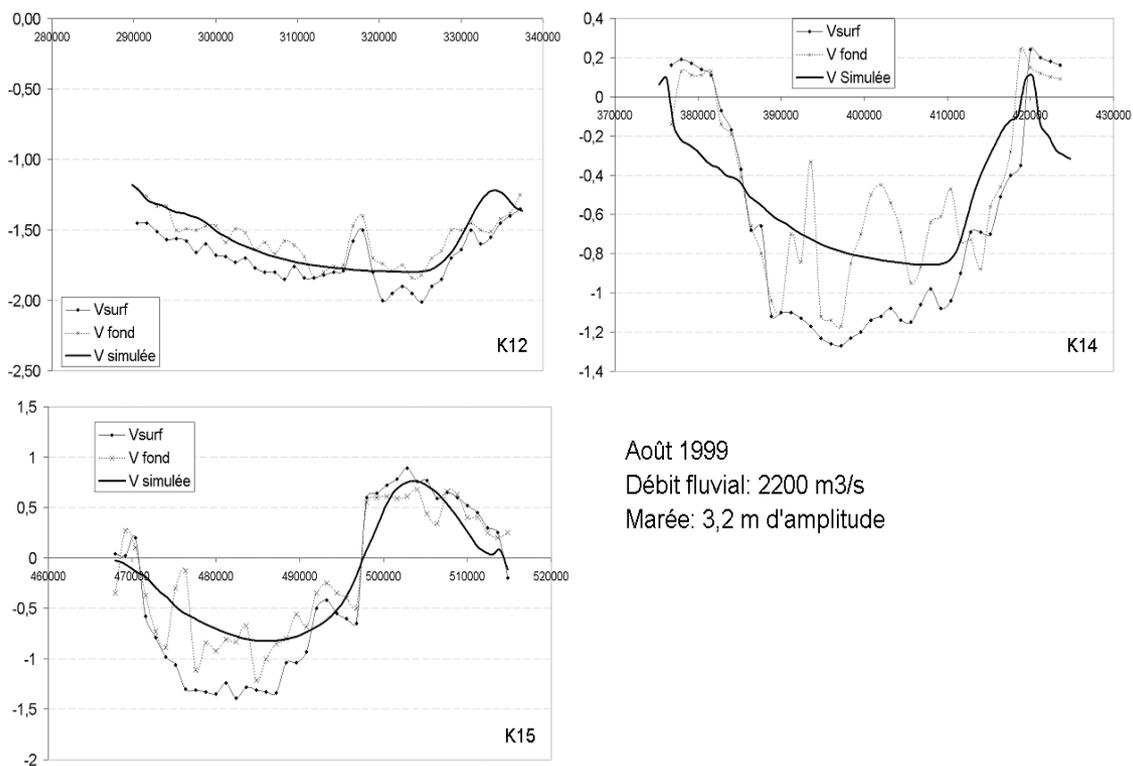


Figure V.16: Validation des vitesses moyennes sur la verticale en Août 1999 pour les stations K12, K14 et K15.

En Conclusion, une bonne reproduction des vitesses dans l'ensemble des stations de référence est observée malgré une légère sous estimation des vitesses de jusant dans certains cas, probablement due à la sous-estimation des amplitudes de marée. Une station remarquable dans la reproduction de ces vitesses de jusant s'identifie à K19, surtout durant les faibles débits fluviaux d'étiage en Avril 1999 et Mars 2001 (figures V.12 et V.15). Le modèle permet de mettre en évidence les variations d'intensité de courant entre morte-eau et vive-eau (de 2,1 à 3,2 m d'amplitude), et la persistance des courants de jusant dans l'estuaire amont pour de forts débits fluviaux.

Le modèle paraît bien répartir les flux liquides entre Konkouré et Sankiné et les circulations résiduelles mesurées vont être comparées aux sorties de champs de courants de TELEMAC.

V.4.4. Champs de courants

La répartition des vecteurs vitesses en étiage de morte eau (figure V.17) souligne la présence de zones découvrantes où les courants sont nuls (en blanc sur les cartes de répartition de courant) tout au long du cycle de marée semi-diurne. La situation simulée correspond à des conditions d'après barrage (Avril 2000). Les vitesses quasi nulles à PM attestent que l'étalement de pleine mer est synchrone dans tout l'estuaire. Les vitesses de jusant sont d'intensité comparable entre les deux bras du Konkouré et de la Sankiné. Les vitesses décroissent aux trois embouchures à basse mer avec cependant un écoulement plus intense dans le bras de la station K16. Les vitesses de flot sont elles aussi de même intensité dans les trois chenaux principaux.

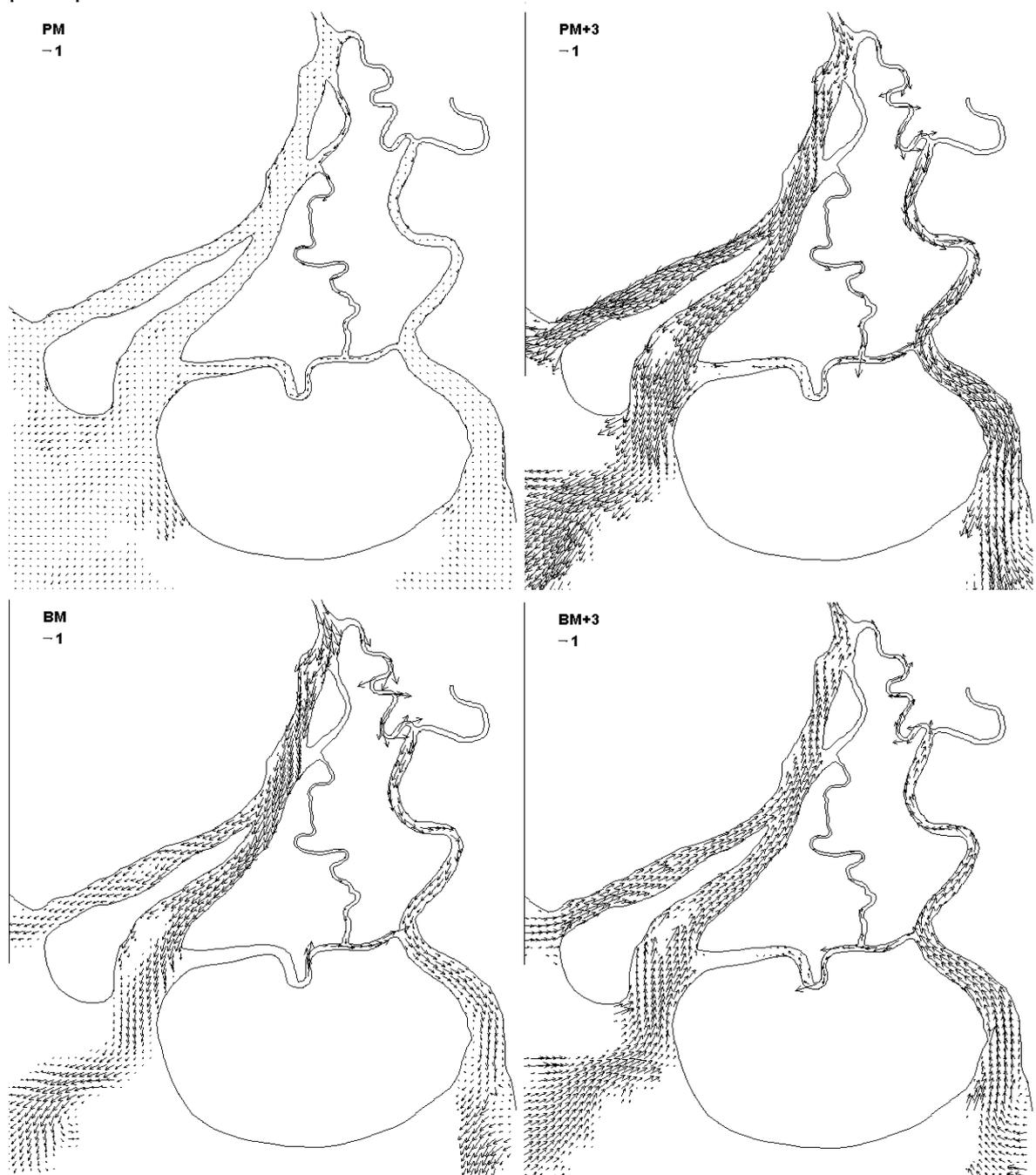


Figure V.17: Répartition en intensité des champs de courant en période d'étiage de morte-eau (Avril 2000).

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

La répartition des champs de courant en période d'étiage et de vive-eau (figure V.18) montre une intensification des vitesses en comparaison avec les mortes-eaux (figure V.17). Les vitesses quasi nulles à PM attestent que l'étale de pleine mer est synchronisée dans tout l'estuaire, tout comme durant les périodes de morte-eau.

Les vitesses de jusant calculées dans le bras de la Sankiné sont inférieures à celles du bras du Konkouré. Ce phénomène tend à montrer que l'onde de marée y est plus symétrique et que l'étale de basse mer de niveau est plus en phase avec la renverse des courants.

L'évacuation des eaux marines perdure à basse mer avec un écoulement favorisé à la station K16 alors que les vitesses tendent à s'annuler aux embouchures K15 et K20. La marée, d'amplitude plus forte, tend à pénétrer dans l'estuaire par les bras des stations K15 et K20 dès la basse mer en zone littorale, indiquant un caractère plus marin de ces deux embouchures comme le montrent les données.

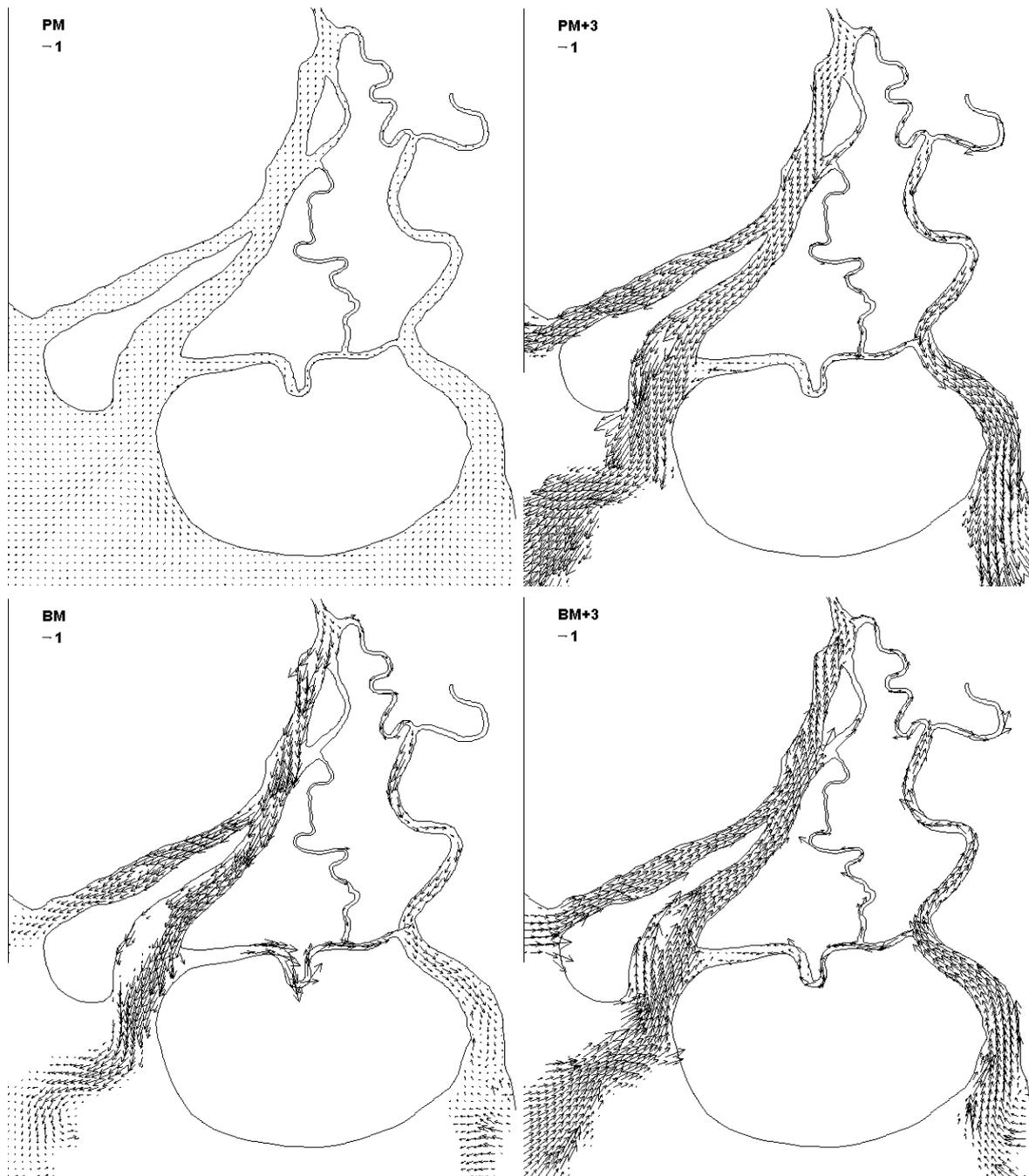


Figure V.18: Répartition et intensité des champs de courant en période d'étiage de vive-eau.

L'élévation du niveau moyen de la surface libre en période de crue modifie les champs de courants en réduisant les zones découvrantes en aval et dans les chenaux (figure V.19). Les vitesses observées sont maximales dans les parties amont et intermédiaire de l'estuaire pendant les phases de jusant. Les courants de jusant perdurent à marée basse, engendrant une circulation résiduelle dirigée vers l'aval aux trois embouchures (figure V.20). A mi-flot (BM+3), les courants de marée sont atténués entre les stations K19 et K14 dans le bras du Konkouré où l'on peut observer le front entre l'écoulement des eaux fluviales et marines (point nodal de BM+3). Les courants sont orientés vers le jusant durant le cycle semi-diurne de marée dans la parties amont de l'estuaire alors que la partie intermédiaire (entre les stations K19 et K14) ne voit de renverse de courant qu'en fin de flot (BM+3).

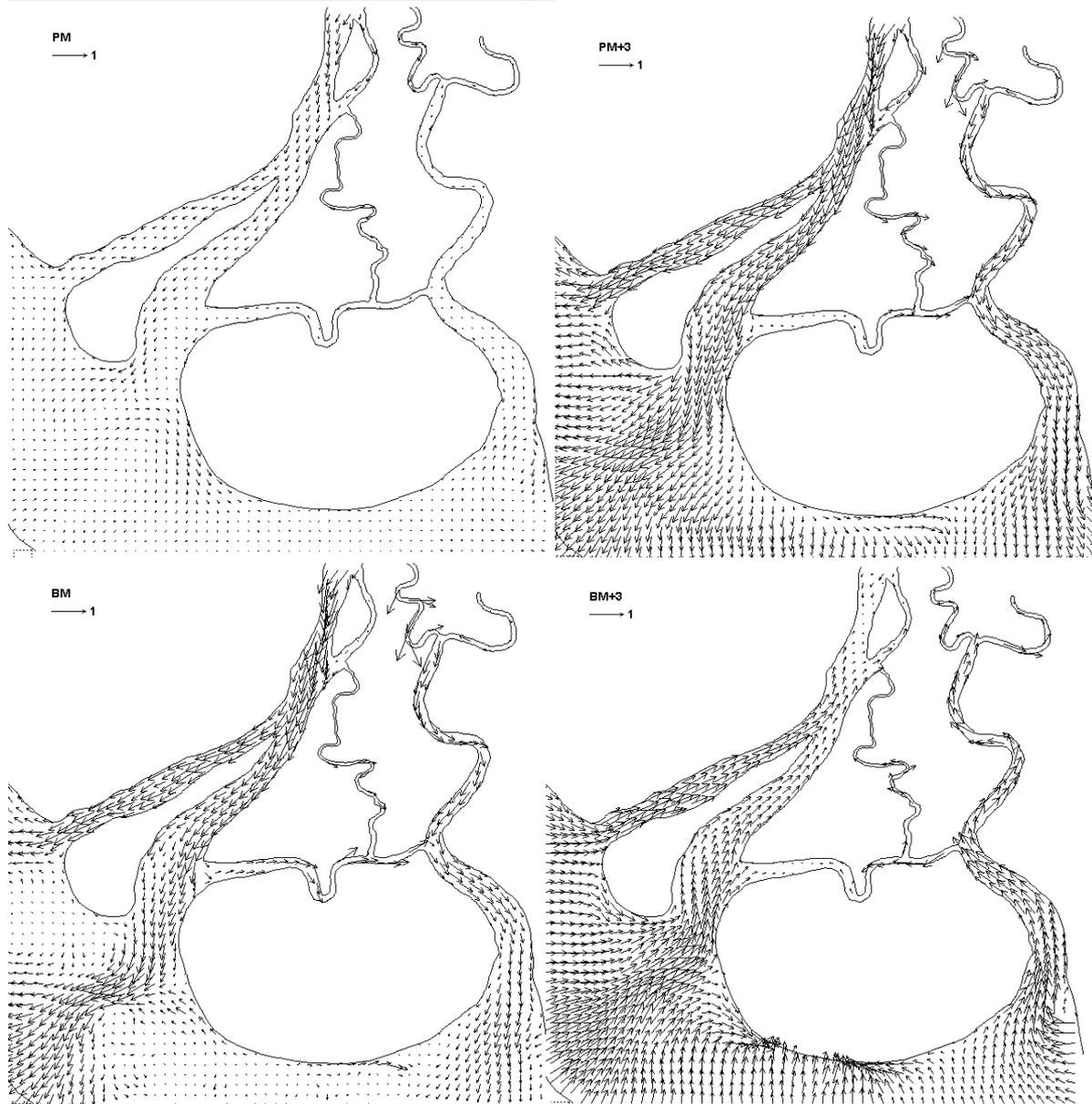


Figure V.19: Répartition en intensité des champs de courant en période de crue de vive-eau.

V.4.5. Circulation résiduelle

L'intégration des vitesses calculées par le modèle sur un cycle de marée, soit 12,42h, permet de mettre en évidence la vitesse résiduelle de marée à toutes les mailles, reportée sur la figure V.20. L'écoulement à l'embouchure est franchement dirigé vers l'aval aux trois embouchures avec des vitesses résiduelles de l'ordre de 0,1 m/s. Ceci souligne l'effet de chasse engendré par les forts débits de crue dans tout l'estuaire avec une très faible influence de la marée, malgré une amplitude de vive eau de 3,2m. Cette carte des vitesses résiduelles renseigne sur les circulations résiduelles en embouchure pour d'importants débits fluviaux. La figure V.20 souligne la moindre influence de la crue à l'embouchure de la Sankiné (à l'est) comparée aux embouchures du Konkouré (à l'ouest) dont les vitesses résiduelles maximales sont observées dans le bras est du Konkouré (station K16). Le bras Ouest du bras principal du Konkouré, plus marin que celui de l'est, présente également des vitesses résiduelles plus faibles, indiquant une influence fluviale moins marquée que dans le bras Est du Konkouré.

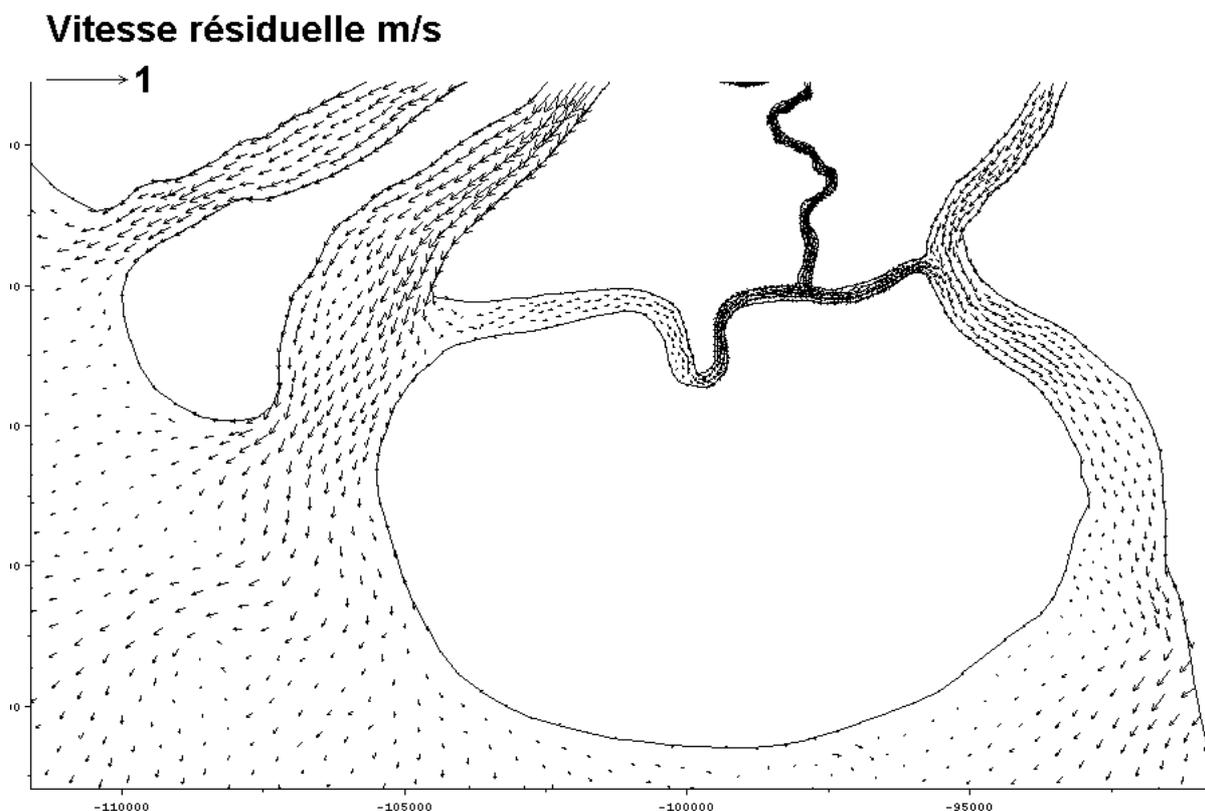


Figure V.20: Champs de vitesse résiduelle issue de l'intégration des vecteurs vitesses sur un cycle de marée en période de crue, soit 12,42h.

La figure V.21 montre des vitesses résiduelles de circulation eulériennes de jusant dans tout l'estuaire intermédiaire sur un cycle de marée en crue de vive eau. Les vitesses résiduelles montrent un écoulement des eaux du Konkouré amont dans le Konkouré intermédiaire principalement, avec de faibles transferts vers la Sankiné soulignés par une zone de vitesses quasi nulles à la diffluence entre les deux bras. La morphologie de la diffluence joue un rôle prépondérant dans cet écoulement ; les forts courants fluviaux restent plaqués sur la rive droite à la sortie du méandre amont et l'élargissement des sections fait chuter les vitesses des

courants sans en changer la direction. Les masses d'eau sont alors entraînées dans leur élan et continuent leur déplacement vers le SSE. Le bras de la Sankiné, dans un renfoncement ne bénéficie que très peu de ces apports liquides car il se trouve dans la partie concave de l'écoulement fluvial. La partie amont méandrique de la Sankiné montre clairement une direction des vitesses résiduelles vers l'aval, indiquant un transfert des eaux fluviales. Ce transfert est néanmoins réduit, et c'est ce qui explique le caractère moins fluvial de la Sankiné. Cependant, plus le débit augmente, plus la part des eaux fluviales transitant par la Sankiné augmentent, mais tout en restant en proportion faible de l'ordre de 5% (Chap.III.5.2).

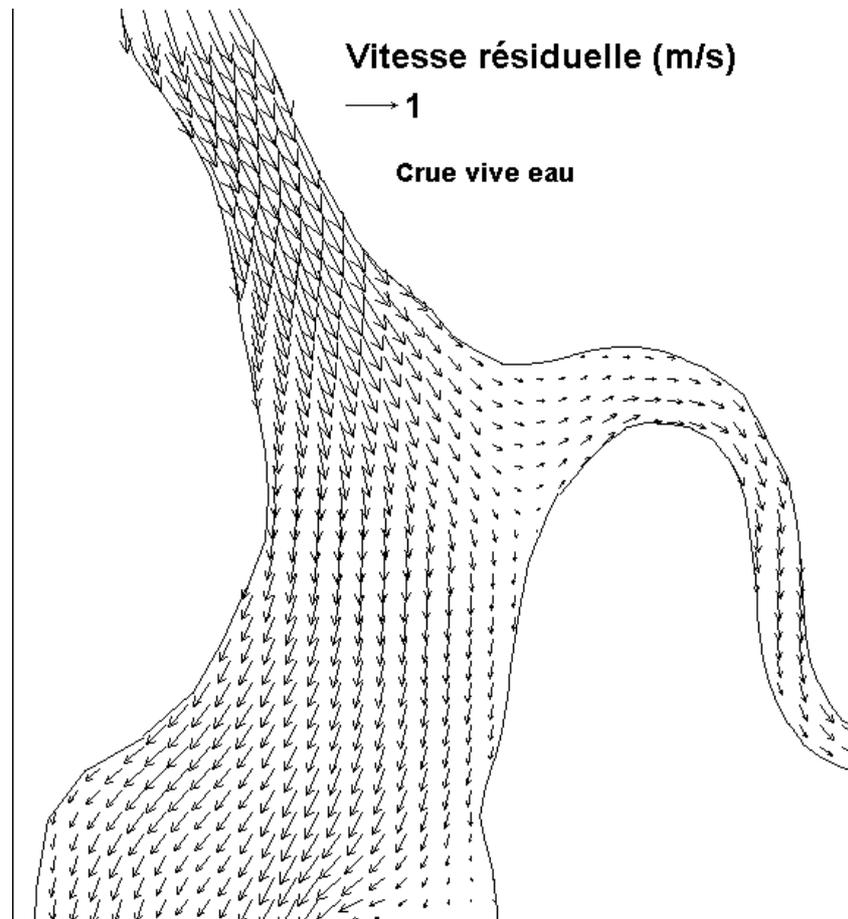


Figure V.21: Vitesses résiduelles à la confluence entre Konkouré et Sankiné en période de crue de vive eau.

Les mesures indiquent une influence de la végétation de mangrove qui n'est pas reproduite dans le modèle pour les simulations d'étiage. L'analyse des volumes tidaux, ou volumes oscillants, doit mettre en évidence l'effet de la mangrove sur le stockage résiduel des eaux de marée dans les marais de mangrove. Puisqu'un résultat est que les hauteurs d'eau sont sous estimées par notre modèle, l'impact sur les volumes oscillants en embouchure doit être prise en compte également lors de l'analyse des débits simulés et mesurés. Cependant la sous-estimation des hauteurs d'eau ne semble pas avoir de répercussion nette sur les vitesses. En effet, seule une sous évaluation des vitesses de jusant apparaît clairement par endroits, alors que la sous-évaluation des hauteurs d'eau devrait impliquer une similarité entre flot et jusant.

V.4.6. Quantification des volumes oscillants

Pour évaluer les flux trois sections ont été identifiées pour calculer les volumes transitant à travers ces sections sur un cycle de marée. Ces sections correspondent aux profils K15, K16b et K20 de la Figure III.32. Les volumes de flot et de jusant de chaque embouchure ont été calculés ainsi que le volume résiduel afin de comparer les résultats de la simulation avec les mesures obtenues avec l'ADCP. Les conditions initiales du calcul sont les mêmes que pour le test de calibration.

La méthode de corrélation a été appliquée pour les volumes oscillants à l'embouchure et les résultats de la simulation sont reportés sur la figure V.22, qui représente les débits liquides calculés par TELEMAC-2D aux embouchures avec un coefficient de 0,87. Ces débits liquides simulés sont en phase avec les mesures avec des intensités bien reproduites par le modèle à K15 (environ 3000 m³/s en flot et en jusant), à K16 (4000 m³/s en flot mais une légère sous estimation des débits de jusant) et à K20.

Les volumes résiduels reportés sous forme de flèches sur la figure V.22 correspondent à l'intégration sur le temps des débits instantanés aux trois sections d'embouchure. Graphiquement, cette méthode consiste à calculer la surface par la méthode des trapèzes.

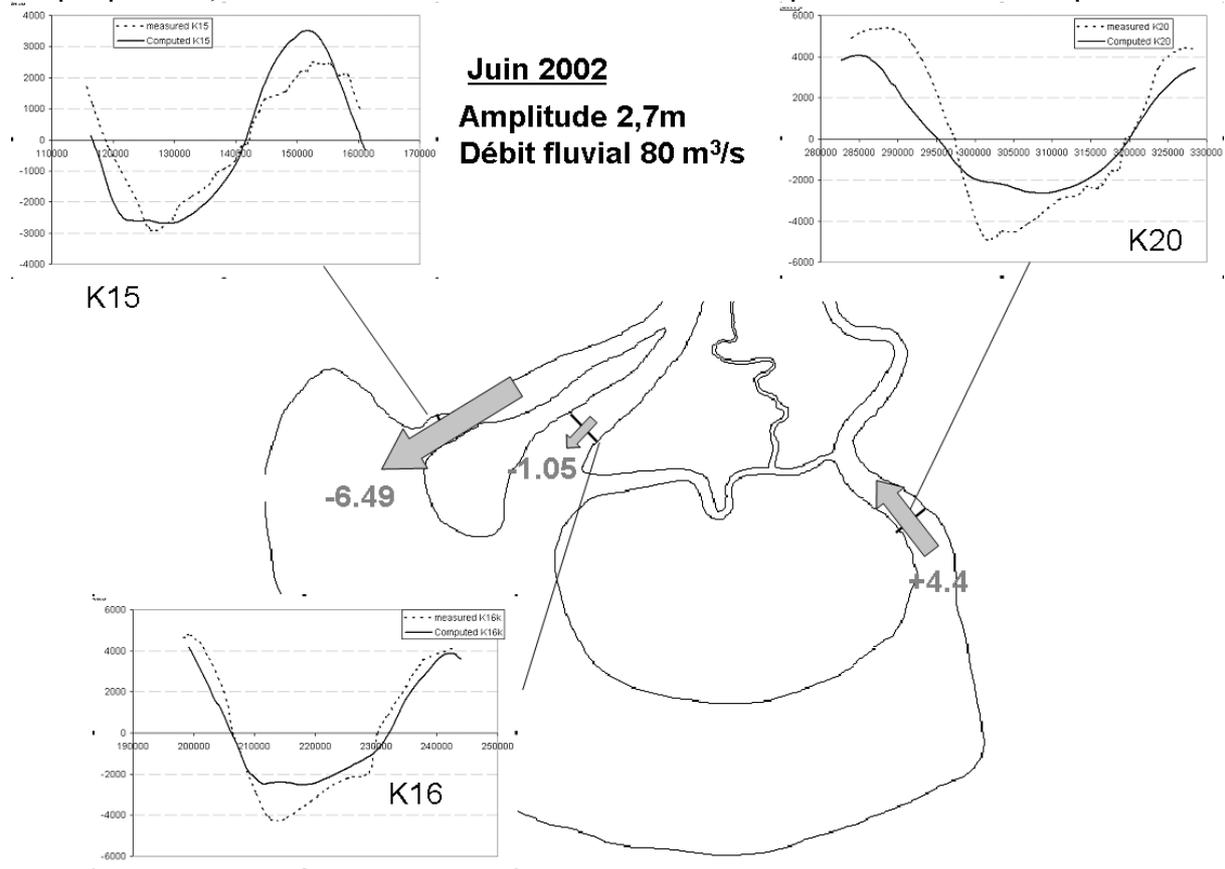


Figure V.22: Validation des volumes oscillants aux embouchures K15, K16k et K20 (en pointillés les débits instantanés mesurés et en trait plein les débits instantanés simulés). Les flèches pleines représentent les volumes résiduels simulés en millions de m³/s.

Les volumes résiduels simulés aux embouchures ont été comparés aux mesures et sont présentés sur la figure V.23. D'un point de vue qualitatif, chaque embouchure présente un fonctionnement général similaire lors de la simulation et des mesures du 10 juin 2002). Le

bras est, la Sankiné fonctionne en chenal de flot et les deux bras du Konkouré fonctionnent en jusant comme l'indiquaient les mesures.

Du point de vue quantitatif, les volumes résiduels sont globalement sous évalués par TELEMAC, ce qui est cohérent avec la sous-estimation des hauteurs d'eau. Le volume tidal cumulé des trois embouchures est de 180 millions de m^3 lors de la campagne de mesure et avoisine 150 millions de m^3 lors de la simulation, ce qui représente une erreur équivalente à 15% du volume tidal.

Cette simulation présente des différences en fonction du bras considéré. Pour l'embouchure Ouest (K15+K16k), les volumes résiduels sont similaires dans la mesure et la simulation avec une répartition différente selon les deux bras du Konkouré. En revanche, l'embouchure de la Sankiné reste très sous évaluée avec un volume de flot 25% inférieur à celui mesuré.

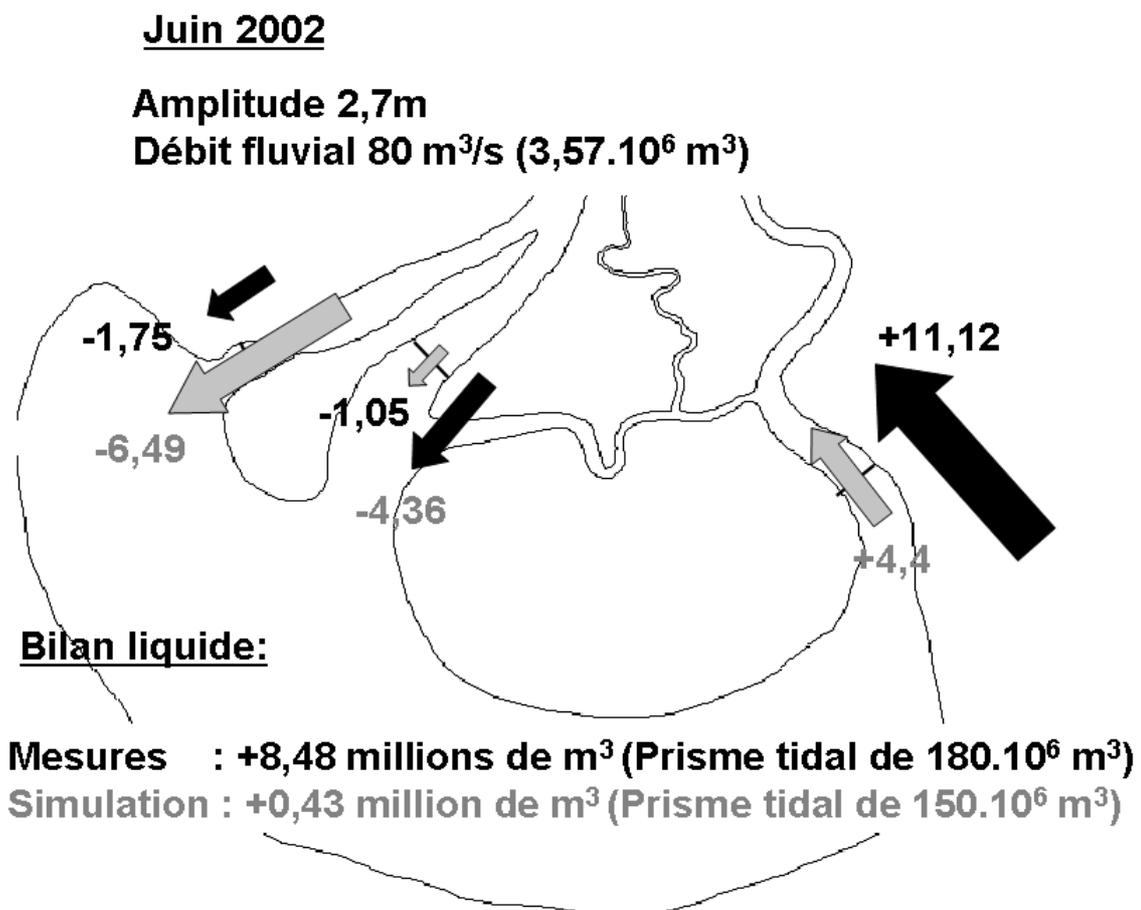


Figure V.23: Comparaison des volumes résiduels sur un cycle de marée, en millions m^3 , calculés (en clair) et mesurés (en foncé).

La sous estimation des volumes tidaux de 15% est ainsi directement issue de la sous estimation des hauteurs d'eau, ce qui est accentué dans le bras de la Sankiné. Ce comportement semble logique puisque c'est le bras le plus marin de l'embouchure et donc celui qui sera le plus affecté par une variation des apports liquides marins, contrôlée par les hauteurs d'eau pour chaque embouchure (Chap.III.5)

Cependant une autre erreur apparaît lors du calcul du bilan liquide des volumes résiduels. En effet le bilan liquide de l'estuaire sur un cycle de marée présente lui aussi une forte disparité entre mesures et simulations. Les données mesurées indiquent un stockage de +8,48 millions

de m^3 en une marée alors que la simulation n'en indique que +0,43 million. Cette différence est une conséquence directe du fonctionnement d'un modèle 2DH. En effet, le modèle hydrodynamique TELEMAC-2D assure une conservation de masse lors de la résolution des équations hydrodynamiques à deux dimensions horizontales. Les parois étant considérées comme solides, l'eau qui entre dans le domaine en ressort, à ceci près qu'il existe de petits stockages en zones intertidales. Le bilan liquide de +0,43 million de m^3 est donc cohérent puisqu'il ne tient pas compte de l'effet d'hystérésis du stockage liquide dans les forêts et marais de mangrove.

Ce caractère de conservation de masse sur un cycle de marée n'est pas réaliste en raison de l'important stockage d'eau dans la mangrove et dans la plaine côtière adjacente. Pour effectuer des simulations plus réalistes il faudrait donc prendre en compte cet effet réservoir de la mangrove qui colonise l'ensemble du domaine estuarien. L'utilisation du modèle peut toutefois montrer de bonnes corrélations avec la réalité de terrain si l'on considère de courtes périodes de simulations, de 1 à 2 marées et si l'on raisonne en vitesse de courant dans les chenaux principaux où l'effet de la mangrove sera moindre. Ainsi la bonne reproduction des vitesses par le modèle (intensité et répartition des champs de courants) assure d'un comportement correct de TELEMAC et donc de SISYPHE le module de transport sédimentaire, pour de courtes périodes. La limitation actuelle de la modélisation sera donc de n'envisager que des simulations à court terme, tant en terme d'hydrodynamique que d'hydrosédimentaire.

V.5. Modèle sédimentaire SISYPHE

Le modèle hydrosédimentaire reproduit le transport de particules en suspension pour différentes échelles spatio-temporelles en intégrant à chaque pas de temps du calcul les variations bathymétriques dues au dépôt ou à l'érosion engendrée par les champs de courant (modèle morphosédimentaire). La rétroaction positive entre champs de courants et bathymétrie est assurée pour chaque pas de temps de calcul. Le transport des particules grossières par charriage (sables) a été volontairement négligé dans cette étude et seules les particules en suspension seront considérées.

Sisyphe est un modèle morphosédimentaire à éléments finis, développé comme un module du système de modélisation TELEMAC. L'évolution des fonds est calculée comme une fonction des variations spatiales des taux de transports solides. L'évolution du fond est résolue soit par une méthode à éléments finis soit par une méthode aux volumes finis. Les résultats principaux sont, en chaque point du maillage, l'évolution du fond, les taux de transport solide et la concentration en MES. La formulation du modèle comprend les effets de la non uniformité de la taille des particules et la stratification verticale du fond. Le modèle est compatible avec les modules hydrodynamiques du système de modélisation TELEMAC et les calculs morphodynamiques peuvent être couplés ou non avec ceux de l'hydrodynamique.

Les gradients verticaux ne sont pas pris en compte car les vitesses sont intégrées sur la verticale dans un modèle 2DH. Ce flux intégré sur la verticale s'avère plus important que la somme des flux calculés, ce qui rendra les simulations moins réalistes en terme de flux de matières en suspension. Le modèle 2DH présente un inconvénient majeur en reproduisant moins bien l'advection et en surestimant la dispersion (Brenon et Le Hir, 1999). Les modèles 2DH sont très dispersifs et engendrent à moyen terme une perte de masse dans l'écosystème étudié.

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

Le modèle sédimentaire nous renseigne sur les processus sédimentaires d'érosion, de dépôt et de transport des particules en suspension dans l'estuaire. Il permet d'identifier selon divers scénarii, l'agent dynamique dominant et les processus de remise en suspension de la zone étudiée. La formation du bouchon vaseux et ses migrations en fonction des effets hydrodynamiques permettent de hiérarchiser les forçages et les processus responsable de la forte turbidité observée.

V.5.1. Equations du modèle

Sisyphé résout l'équation d'évolution du fond pour les fractions cohésives et non cohésives:

$$(1-n)\frac{\partial Z_f}{\partial t} + Div(\vec{Q}_s) = 0$$

Où: n est la porosité du fond, Z_f , la côte du fond, Q_s (m^2/s) le volume solide transporté par unité.

Les flux d'érosion et de dépôts entre la phase en suspension et le fond sont calculés à l'aide de formules semi empiriques de Krone et Parthéniades. L'équation de transport en suspension est obtenue par intégration sur la verticale des équations classiques d'advection/diffusion d'un scalaire passif. L'hypothèse du scalaire passif est valide pour des suspensions diluées, la vitesse du sédiment est égale à la vitesse moyenne de l'écoulement excepté pour les effets de la vitesse de sédimentation verticale.

Après simplification, l'équation de transport peut s'écrire :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{1}{h} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(h \varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial y} \right) \right] + \frac{(E-D)_{z=a}}{h}$$

Où : h est la hauteur d'eau, U et V sont les vitesses moyennes sur la verticale dans les directions x et y, C est la concentration moyenne sur la verticale, ε_s est le coefficient de diffusion du sédiment. E-D est le flux net d'érosion moins le dépôt du sédiment, qui est calculé à l'interface entre la couche en suspension et le fond.

Sisyphé résout donc l'équation d'évolution du fond avec la fraction en suspension :

$$(1-n)\frac{\partial Z_f}{\partial t} + Div(\vec{Q}_s) + (E-D)_{z=a} = 0$$

Où: n est la porosité du fond, Z_f , la côte du fond, Q_s est le transport au fond. Dans cette équation le flux net au fond doit être en m/s. Quand l'équilibre est atteint : E=D.

Cette équation suppose que la variation d'épaisseur de sédiment peut être dérivée d'un équilibre de masse.

Les flux de dépôt et d'érosion sont calculés d'après les formulations de Krone et Partheniades :

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

$$E = M \left[\left(\frac{u_*}{u_{*e}} \right)^2 - 1 \right] \quad \text{pour } u_* > u_{*e} \quad \text{et} \quad E=0 \quad \text{pour } u_* < u_{*e}$$

$$D = W_s C \left[1 - \left(\frac{u_*}{u_{*d}} \right)^2 \right] \quad \text{pour } u_* < u_{*d}$$

Où u_* est la vitesse de frottement, u_{*e} et u_{*d} sont les vitesses critiques d'érosion et de dépôt, M est le coefficient dimensionnel de Partheniades qui doit être en accord avec les unités choisies pour les concentrations.

La concentration à l'équilibre est calculée selon la formule empirique de Zyserman et Fredsoe :

$$C_{eq} = \frac{0.331(\theta_s - \theta_c)^{1.75}}{1 + 0.72(\theta_s - \theta_c)^{1.75}} \quad \text{où } \theta_c \text{ est le paramètre de Shields critique et } \theta_s \text{ le paramètre de}$$

Shields, d'après la friction

Le transport de sédiment en suspension est calculé d'après un profil de Rouse et un profil de vitesse logarithmique par :

$$Q_{ss} = \int_a^{z_f} u(z)c(z)dz$$

La concentration près du fond peut être ramenée à la concentration moyenne sur la verticale par :

$$C_{z=a} = \frac{UC}{u_*} \times \frac{\kappa}{I} \left[\frac{1-a/h}{a/h} \right]^R$$

où κ est la constante de Von Karman ($\kappa=0.4$) et I est l'intégrale d'Einstein, définie par :

$$I = I_1 \text{Log}(30h/k_s) + I_2$$

$$\text{avec } I_1 = \int_{a/h}^1 \left(\frac{1-u}{u} \right)^R du \quad \text{et} \quad I_2 = \int_{a/h}^1 \left(\frac{1-u}{u} \right)^R \text{Log}(u) du$$

où R est le nombre de Rouse défini par :

$$R = \frac{W_s}{\kappa u_*}$$

V.5.2. Schéma de résolution

Le schéma de résolution numérique choisi pour l'advection de la suspension est la méthode des gradients conjugués. Cette méthode permet d'accélérer le taux de convergence pour la

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

résolution de problèmes quadratiques en déterminant un nombre maximum n d'itérations pour la convergence du calcul. La précision du solveur est choisie fine égale à 10^{-9} .

La convection est résolue grâce à la méthode **SU/PG** (The Streamline Upwind Petrov-Galerkin method) pour s'assurer de la conservation de masse.

Sisyphé peut être lancé qu'il soit couplé avec TELEMAC-2D ou non. S'il n'est pas couplé, il faut s'assurer de la bonne concordance des pas de temps et des durées de calcul à partir d'un fichier de résultats hydrodynamique. Si Sisyphé est couplé à TELEMAC-2D, la résolution des équations de l'hydrodynamique et du transport sédimentaire sera implémentée à chaque pas de temps afin de bien prendre en compte les variations de cote du fond, susceptibles de modifier l'hydrodynamique.

V.5.3. Frottement sur le fond

Le frottement sur le fond est déterminé d'après la valeur du coefficient de Strickler déjà déterminée pour les calculs hydrodynamiques.

Le modèle tient compte du traitement des bancs découvrants. En effet, lors du découvrant et du recouvrement, les hauteurs d'eau peuvent être très faibles (quelques centimètres). Un frottement de type Strickler implique que ce dernier soit inversement proportionnel à la hauteur d'eau. Pour une faible tranche d'eau, le frottement est donc très fort. Pour éviter les valeurs aberrantes, une hauteur minimale est définie à 10 cm ($H = 0,1$) en dessous de laquelle les vitesses et donc le frottement, sont considérés nuls.

V.5.4. Conditions limites du modèle

Les conditions limites du modèle morpho-sédimentaire SISYPHE sont obtenues par calibration et tests de sensibilité, en appliquant une méthodologie identique à celle observée lors de la calibration du modèle hydrodynamique.

Les paramètres limitatifs de la simulation hydrosédimentaire vont être les concentrations aux entrées fluviales et marines ainsi que les concentrations initiales dans le domaine, la constante de Partheniades notée X_m qui est choisie égale à $2 \cdot 10^{-5}$, la vitesse de chute ou vitesse de sédimentation des particules en suspension notée W_s , et les vitesses critiques de dépôt et d'érosion notées respectivement U^*_E et U^*_D .

Les concentrations à l'entrée amont du modèle sont les concentrations moyennes mensuelles des suspensions pour les années 2000 à 2002. A l'entrée marine, la concentration de MES n'est pas disponible pour toutes les périodes du suivi. Cette concentration reste importante tout au long de l'année, mais elle présente d'importantes augmentations à l'embouchure en période de crue. Des tests de sensibilité du modèle ont donc été effectués avec des concentrations moyennes sur la verticale comprises entre 0,05 et 0,2 g/l. Les résultats montrent une bonne reproduction des processus pour des concentrations marines de l'ordre de 0,10 à 0,15 g/l, ce qui semble en accord avec les seules données disponibles de Novembre 2003 permettant d'obtenir des valeurs moyennées sur la verticale et donc sur l'ensemble de la colonne d'eau.

Un autre paramètre, la vitesse de chute W_s , est déterminant pour une bonne reproduction des processus de remise en suspension et de dépôt des vases. La valeur de W_s est grandement dépendante du type de matériel sédimentaire et de la taille moyenne des particules. Migniot (1977) indique une vitesse de chute des vases du Konkouré de l'ordre de $2 \cdot 10^{-4}$ m/s.

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

Les vitesses critiques d'érosion et de dépôt ont également été testées selon une gamme importante de valeurs allant de 1 cm/s à 70 cm/s et en tenant compte également d'une forte différence entre ces deux valeurs limites.

V.6. Transferts sédimentaires

V.6.1. Tests de sensibilité en période d'étiage

Les premières simulations de SISYPHE ont été effectuées en couplage avec TELEMAC-2D. Les résultats montrent une évolution très importante des épaisseurs de dépôt dès les premiers pas de temps, soulignant ainsi la grande précaution à apporter à la calibration des paramètres sédimentologiques. SISYPHE calcule des hauteurs de dépôt à chaque point du maillage pour chaque pas de temps en effectuant le calcul suivant :

$$\text{Hauteur de dépôt} = (\text{Flux} * \text{pas de temps}) / \text{Concentration du fond}$$

Le modèle est forcé par l'imposition de la masse volumique du sédiment de fond égale à 300 g/l correspondant à de la crème de vase. En effet, la calibration effectuée ci après ne s'appuie pas sur l'évolution du fond mais bien sur les concentrations en suspension, impliquant une importance toute relative de l'évolution du fond dans les tests de sensibilité. Un rapport critique est ainsi déterminé afin de prévenir l'utilisateur si le rapport variation de dépôt sur la hauteur d'eau dépasse la valeur critique imposée.

La finesse de la précision de la définition numérique des paramètres de vitesses de chute, vitesses critiques d'érosion et de dépôt ainsi que la taille moyenne des particules incitent à une approche méthodique afin de définir numériquement ces paramètres un à un. En effet, afin de reproduire correctement les concentrations en suspension grâce à SISYPHE, il faut ajuster au mieux chacun de ces paramètres limitants lors de séries de tests de sensibilité (**Annexe tests de sensibilité**).

Ces tests ont été effectués en ne faisant varier qu'un paramètre à la fois afin de reproduire le plus fidèlement les mesures obtenues in situ.

La concentration initiale dans le domaine a été définie comme étant de 0,08 g/l, les données d'entrées fluviales de 0,06 g/l et les entrées marines de 0,15 g/l. En effet, l'imposition de concentrations nulles en domaine maritime n'était certes pas réaliste pour le modèle de l'estuaire puisque les eaux littorales sont parmi les plus chargées de la côte d'Afrique de l'Ouest. De plus, les premiers tests de sensibilité ont montré une perte excessive de matériel sédimentaire sans apport marin. La marée joue donc son rôle d'alimentation du système en matières en suspension durant la période d'étiage.

Le diamètre moyen des particules de l'estuaire est de $53 \cdot 10^{-6}$ m (IV.2.1) et les simulations ont donc été entreprises pour des valeurs allant de 10 à $150 \cdot 10^{-6}$ m, la couverture sédimentaire de l'estuaire étant très variable en fonction de la saison ou du bras considéré. SISYPHE ne prenant en compte qu'une fraction sédimentaire dans ce travail, il a fallu déterminer le diamètre moyen le plus réaliste. Cette valeur est de $30 \cdot 10^{-6}$ m dans les résultats présentés ci après.

La première étape des tests de sensibilité s'est orientée vers la définition de la valeur de la vitesse de chute. Les données de Migniot indiquant une valeur de 2.10^{-4} m/s sont parmi les plus faibles de la littérature (Migniot, 1977). Les premiers tests montrent une grande sensibilité des résultats face à ce paramètre, avec un domaine qui peut s'engorger en quelques pas de temps. Afin de pallier ce problème, la simulation hydrosédimentaire sous SISYPHE est initialement effectuée à partir d'un fichier de résultats de simulations hydrodynamiques validées sous TELEMAC-2D sans couplage entre les modèles hydrodynamiques et sédimentaires.

La problématique des tests de sensibilité est donc réorientée dans une deuxième étape de définition des vitesses critiques d'érosion et de dépôt réalistes avant de faire varier le paramètre de vitesse de chute. Les vitesses critiques de dépôt ont été testées pour des gammes variant de 0,001 à 0,1 (de 1mm à 10 cm) et des vitesses d'érosion variant de 0,001 à $0,12\text{m.s}^{-1}$ (1mm à 12 cm/s). Les valeurs des vitesses critiques retenues pour la vase de l'estuaire du Konkouré sont de 0,007 m/s pour le dépôt et de 0,009 m/s pour l'érosion.

Enfin la sensibilité du paramètre de vitesse de chute a été testée sur une série de simulations avec une gamme allant de 3.10^{-2} à 2.10^{-5} m/s. Les résultats montrent que pour des valeurs élevées (3.10^{-2}) les suspensions se déposent immédiatement et la colonne d'eau reste claire sur tout le cycle de marée. Pour des valeurs faibles (2.10^{-5}) les suspensions ne se déposent pas et tout le matériel reste en suspension. La valeur limite correspondant aux données de turbidité mesurées dans l'estuaire indique un comportement des vases en suspension quasi-similaire pour un W_s de 4.10^{-4} m/s.

Pour résumer, après les tests de sensibilités aux différents paramètres physiques et numériques, les valeurs retenues pour chacun de ces paramètres sont reportées dans le tableau suivant :

Tableau V.4: tableau récapitulatif des paramètres physiques limitant de SISYPHE et de leurs valeurs après calibration du jeu de données des 18 et 19 Novembre 2003.

Paramètre		Valeur
Vitesse de chute (m/s)	W_s	4.10^{-4}
Diamètre moyen des grains	D_{mov}	30.10^{-6} m
Vitesse critique d'érosion	U^*_E	0,007 m/s
Vitesse critique de dépôt	U^*_D	0,009 m/s
Concentration fluviale	C_f	0,06 g/l
Concentration marine	C_m	0,15 g/l
Concentration Initiale dans l'estuaire	C_i	0,08g/l
Masse volumique du sédiment		2650 g/l
Coefficient fonction de la porosité		8,833
Traitement des bancs découvrants		OUI
Valeur minimum de H	H	0,1

Comme pour le modèle hydrodynamique 2DH, le modèle sédimentaire intègre les valeurs des paramètres de concentration sur la verticale, ce qui induit une sous estimation des concentrations en MES par le modèle SISYPHE par rapport aux mesures.

V.6.2. Evolution du bouchon vaseux en période d'étiage

V.6.2.1. En morte-eau

Ce résultat reste relativement imprécis car les données de matières en suspension collectées lors des campagnes hydrodynamiques n'ont été effectuées qu'en surface et/ou au fond. Cependant, les zones de turbidité maximales calculées par le modèle sont observées aux mêmes endroits que les mesures. Pour une morte-eau (figures V.24), à basse mer, le pic de concentration est localisé à l'embouchure de la station K15. Les matières en suspension montrent un pic de concentration à mi-flot avec des valeurs moyennes sur la verticale avoisinant 0,25 g/l.

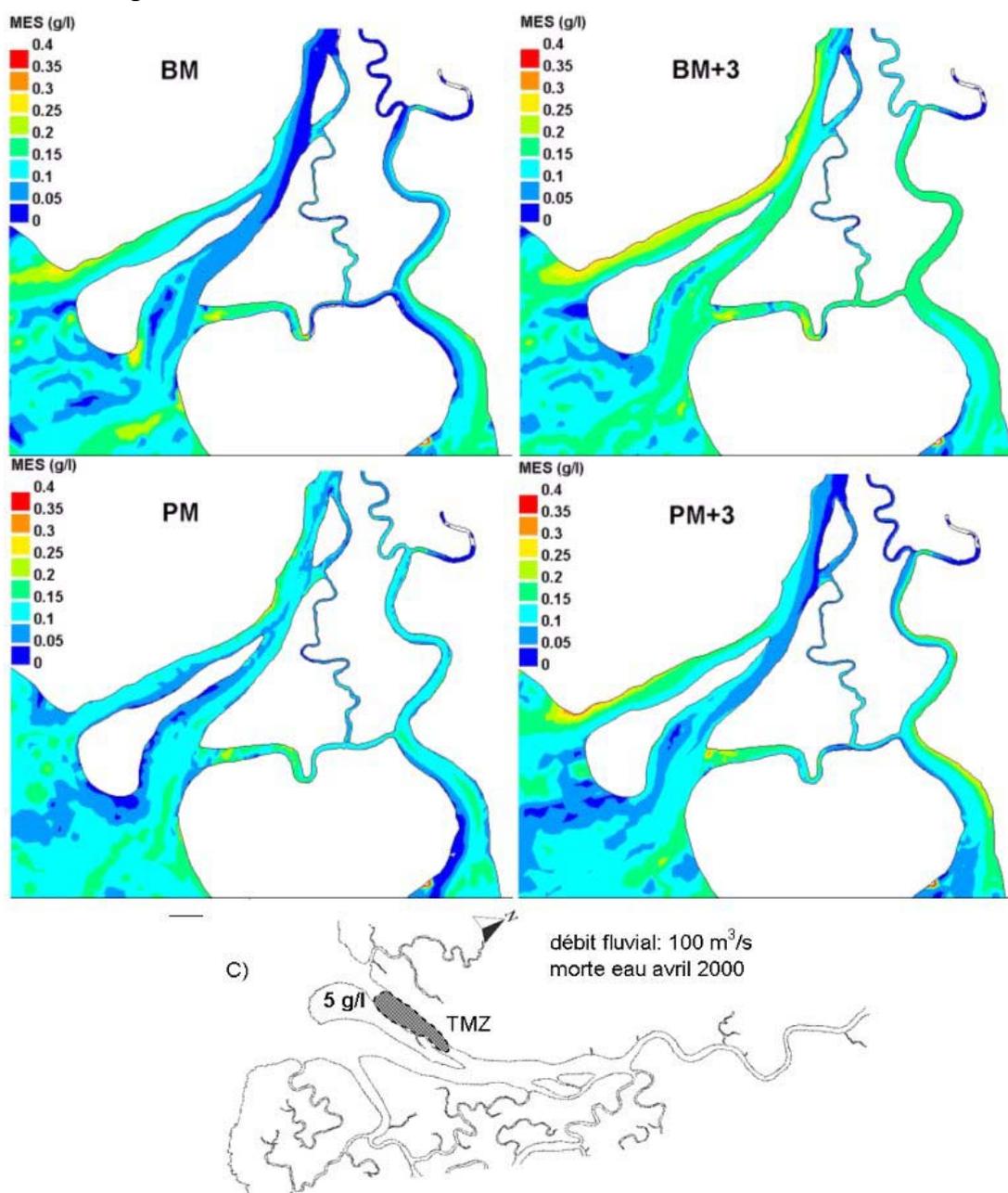


Figure V.24: Répartition spatiale des concentrations en matières en suspension, cas de l'étiage de morte-eau d'avril 2000.

Le bouchon vaseux est localisé dans le bras de la station K15 et dans la partie intermédiaire de l'estuaire jusqu'à la station K14. A pleine mer, les suspensions sédimentent massivement et font augmenter la turbidité moyenne de toute la partie intermédiaire et aval de l'estuaire (env. 0,2 g/l). A mi-jusant, le bouchon turbide se trouve à proximité de l'embouchure de K15, montrant une migration entre les stations K15 et K19 suivant le cycle de marée en période de morte-eau, soit une dizaine de kilomètres. Le bouchon vaseux est donc bien localisé dans le bras du K15 et oscille entre l'embouchure et le K19, comme le montrent les mesures.

V.6.2.2. En vive-eau

Pour une vive-eau (figure V.25), à basse mer, le bouchon turbide est localisé à l'embouchure de la station K15 avec des concentrations moyennes sur la verticale de 0,3 à 0,35 g/l. Ce bouchon turbide montre un pic de concentration à mi-flot dans la totalité du bras du Konkouré entre les stations K15 et K19 avec une concentration moyenne sur la verticale de 0,4 g/l. Les concentrations augmentent également dans la partie amont du bras de la Sankiné. A pleine mer, les suspensions sédimentent massivement et confèrent à l'estuaire aval et intermédiaire des concentrations moyennes de 0,15 à 0,2 g/l jusqu'en amont de la station K14. A mi jusant le bouchon turbide est localisé dans le bras du Konkouré entre les stations K15 et K19 avec des valeurs légèrement inférieures à celles du flot. Le bouchon vaseux se trouve bien localisé dans le bras du Konkouré entre les stations K15 et K19 où il oscille suivant le cycle de marée. Il apparaît cependant qu'il présente des concentrations supérieures de à 0,1 à 0,15 g/l à celles de morte-eau et son extension amont est plus prononcée, sur environ 5 kilomètres.

Une zone de turbidité maximale, appelée « Bouchon vaseux » est fréquemment observée dans les estuaires méso à macrotidaux et résultent de la coexistence de deux mécanismes qui sont la circulation résiduelle de densité et l'asymétrie de la marée (Allen et al, 1980).

Le modèle 2DH ne prenant pas en compte les gradients de densité verticaux dus à la stratification saline, la formation du bouchon vaseux ne résulte plus que de l'effet dynamique de la marée. Les résultats obtenus mettent donc en évidence l'importance de la marée barotrope dans la formation du Bouchon vaseux avec un modèle qui ignore toute stratification verticale. En période d'étiage avec des eaux bien mélangées la formation d'un bouchon vaseux, pour des mortes eaux comme pour des vives eaux, démontre l'efficacité du modèle à reproduire les processus physiques complexes de la dynamique sédimentaire.

La simulation des conditions d'étiage avant barrage (débit fluvial de 30 m³/s) permet de déterminer l'origine de la formation des bouchons vaseux intermédiaire et amont observés. L'évolution des concentrations en matières en suspension sur un cycle de marée (figure V.26) montre une augmentation de la turbidité en flot comme en jusant dans le bras principal du Konkouré. Cette masse turbide simulée présente une extension amont bien plus nette que dans un cas de débit fluvial modifié par le barrage (Février 2001 figure V.25). L'extension du bouchon vaseux à BM+3 atteint l'estuaire amont, juste en aval de la station K12 et cette station est atteinte par un nuage turbide peu concentré (0,1g/l) à PM. Son extension géographique à PM+3 se situe dans l'estuaire intermédiaire et plus particulièrement dans le bras ouest du Konkouré. Les concentrations calculées (0,4 g/l au maximum et 0,15 g/l ailleurs) sont proches des valeurs mesurées mais restent inférieures à ces dernières. Le bouchon identifié par la simulation correspond à celui observé dans l'estuaire intermédiaire alors que le bouchon vaseux amont n'est pas reproduit. Ce résultat indique que le bouchon vaseux à l'aval est bien formé par la marée dynamique, alors que le bouchon vaseux amont peut être dû à la circulation de densité, non prise en compte dans le 2DH. La formation du

bouchon amont résulte probablement de plusieurs processus dont certains ne sont pas pris en compte dans la modélisation 2DH et les hypothèses soulevées en IV.4.5 ne trouveront pas de réponse franche à l'aide de cet outil. Une modélisation 3D permettrait par contre de reproduire les circulations de densité et de confirmer ou d'infirmer l'origine du bouchon amont. Le modèle 2DH indique en revanche un étirement important du bouchon intermédiaire au cours du flot. Si la simulation avait porté sur plusieurs mois, l'accumulation de particules fines arrivant en K12, au niveau du front de salinité, aurait pu engendrer une floculation plus importante et un stock de MES aurait pu alors se constituer par l'intermédiaire de pièges bathymétriques également. Ce bouchon vaseux amont pourrait donc bien résulter en partie de la marée dynamique mais de façon très restreinte par rapport au bouchon aval, la circulation de densité se chargeant d'accumuler les particules dans le bras méandrique amont comportant peut être un piège à sédiment.

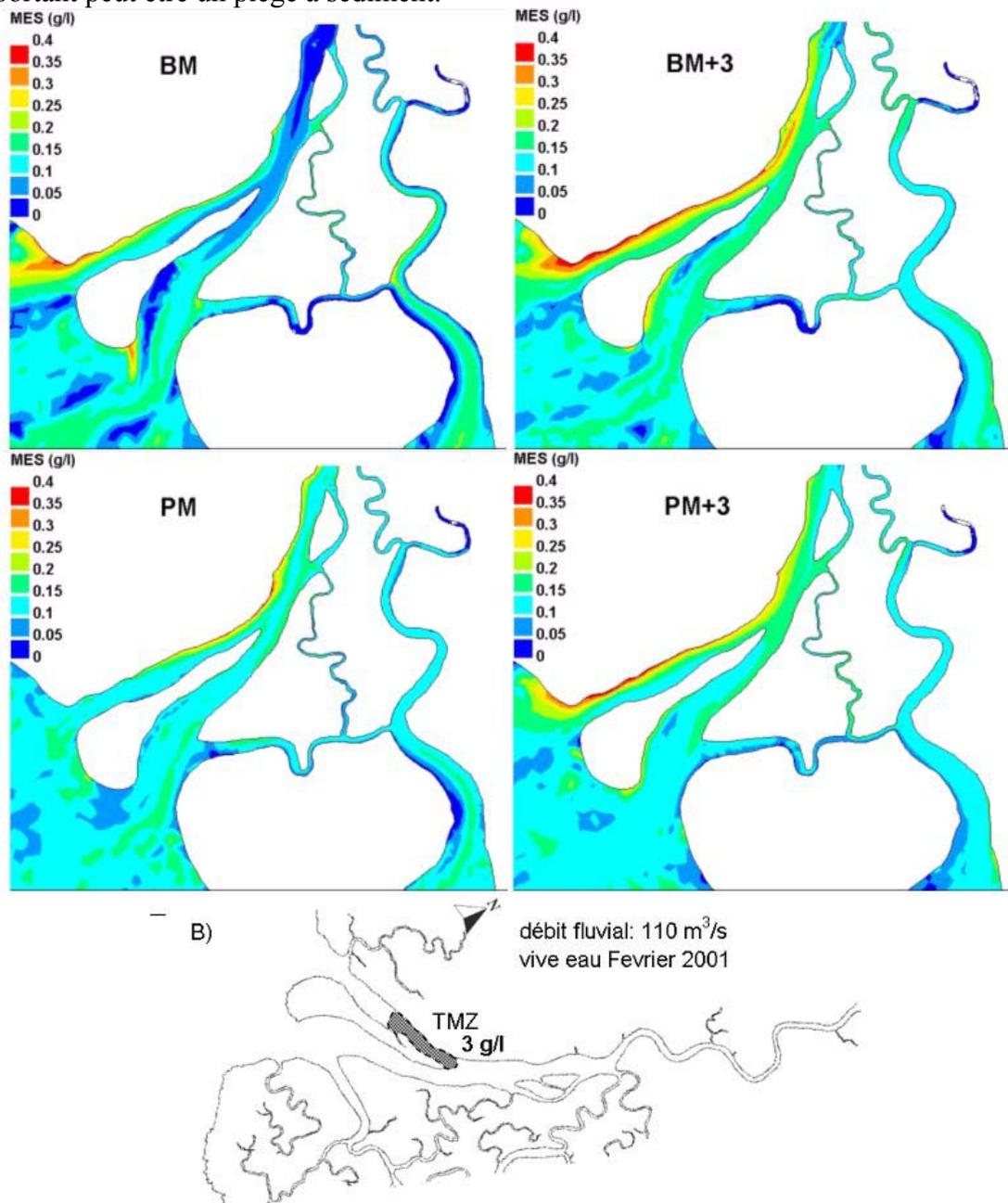


Figure V.25: Répartition spatiale des concentrations en matières en suspension, cas de l'étiage de vive-eau de février 2001.

Ce résultat de modélisation confirme également l'impact de l'augmentation des débits sur la localisation géographique du bouchon vaseux. En effet, une augmentation des conditions limites amont de 30 à 100 m³/s (respectivement les figures V.26 et 25) montre la migration vers l'aval du bouchon vaseux et du point nodal associé d'une dizaine de kilomètres. Les conditions hydrodynamiques sont ainsi modifiées par le barrage hydroélectrique de Garafiri par l'intensification des courants de jusant.

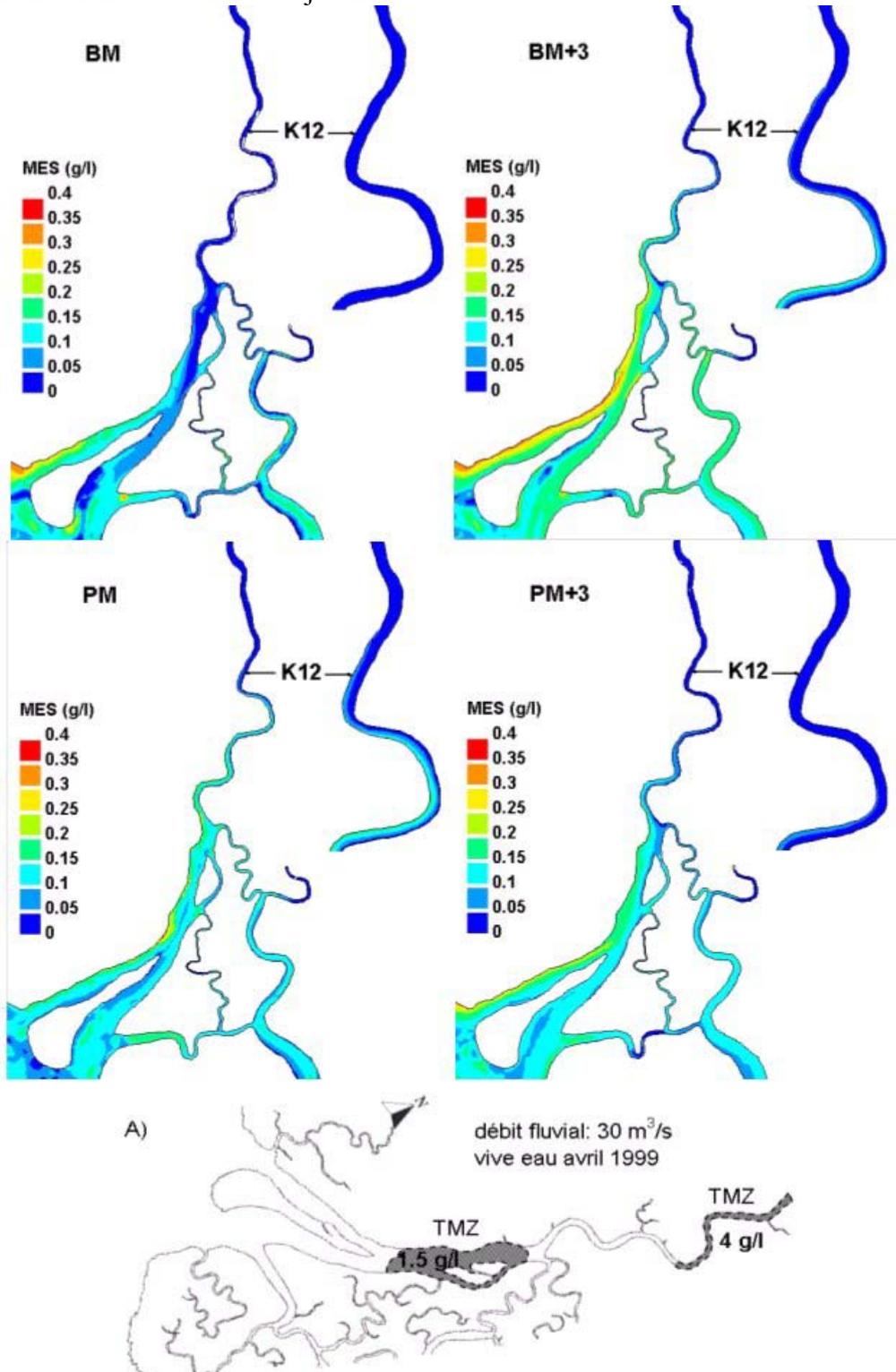


Figure V.26: Répartition spatiale des concentrations en matières en suspension, cas de l'étiage de vive-eau d'avril 1999.

V.6.2.3. Distribution spatiale des MES en surface

La simulation des concentrations en suspension obtenue sur la zone littorale de la Guinée Conakry le 03 Mars 1992, date à laquelle nous disposons d'une image SPOT, est présentée sur la figure V.27. L'image correspond à une période de jusant, pour une hauteur d'eau de 1,43m au port de Conakry. Une simulation a été réalisée en imposant des données de marée réelles en aval, à partir du 1^{er} Mars et pour 3 jours à un second modèle 2DH issu du premier, prenant en compte la péninsule de Conakry et les îles de Los (modèle littoral). Le débit fluvial par contre n'était pas disponible à cette date ; un débit de 30 m³/s, conforme à la moyenne pluri annuelle entre 1953 et 1988 a été imposé en amont et les apports marins ont été imposés comme nuls afin de mettre en évidence l'effet de la marée sur la remise en suspension des fonds vaseux littoraux. Le résultat de la simulation du modèle littoral est présenté sur la figure V.27.

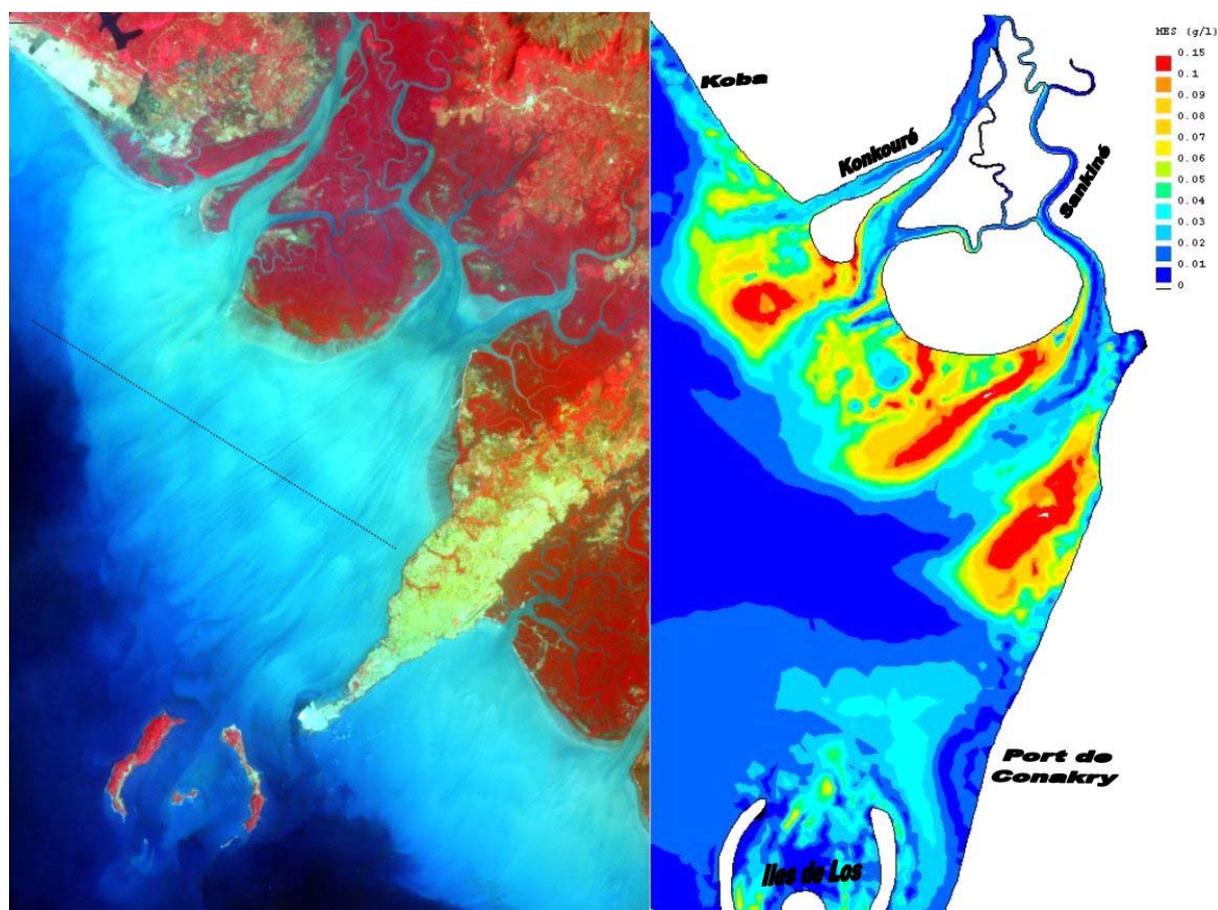


Figure V.27: Comparaison qualitative des concentrations en suspension entre l'image SPOT (à gauche) et la simulation (à droite, pour une gamme de concentration allant de 0 en bleu à 0,15 g/l en rouge).

Les résultats de cette simulation présentent une bonne reproduction de la turbidité générale de la zone littorale entre l'estuaire du Konkouré et la péninsule de Conakry. La zone en aval des embouchures du Konkouré montre une forte turbidité, ainsi qu'une petite bande concentrée remontant sur la côte de Koba. Dans l'estuaire, les parties les plus claires de l'image sont bien situées sur la carte de la simulation et l'extension du nuage turbide vers le large est relativement bien reproduite. Les turbidités le long de la péninsule de Conakry sont bien reproduites aussi, tout comme celles entre les îles de Los et le port de Conakry, faisant apparaître des vortex moins concentrés autour de la pointe de Conakry. La partie un peu plus

au large en face de l'estuaire est cependant beaucoup moins concentrée dans les résultats du modèle. Une légère diminution des concentrations est cependant observée sur l'image SPOT (trait pointillé) correspondant à la limite aval de la simulation. Il est probable que la durée, très courte de la simulation (72 heures), ne suffise pas à homogénéiser cette zone littorale alors que de l'étiage est installé depuis près de 3 mois. Le brassage des suspensions par la turbulence engendrée par la marée est souligné par l'orientation NE-SO des nuages turbides de l'image SPOT.

La reproduction qualitative de zones de fortes turbidités est un bon résultat du modèle littoral, attestant que leur formation est générée par les courants de marée malgré un modèle simplifié. La turbidité des eaux littorales reste importante durant tout le cycle de marée et justifie ainsi le paramétrage pour le modèle de l'estuaire d'une turbidité marine proche de 0,1 g/l. Cependant, afin de comprendre l'évolution sédimentaire de l'estuaire à différentes échelles spatio-temporelles (de la marée semi diurne à l'année) une confirmation de ces résultats est indispensable. La sensibilité des paramètres utilisés (vitesses de chute, vitesses critiques d'érosion et de dépôt) peut induire d'importantes dérives pour des analyses à long terme. Afin de comprendre le tri sédimentaire observé entre les deux bras du Konkouré et de la Sankiné, ce paramétrage doit être validé par des mesures plus fines de la turbidité de l'estuaire.

V.6.3. Evolution des concentration en MES en régime fluvial transitoire

Seule la mission des 18 et 19 Novembre 2003 permet une validation du module sédimentaire avec des données de concentrations de matières en suspension sur toute la colonne d'eau. En effet, des mesures simultanées de vitesses et de concentrations en couplant un ADCP et un OBS-3A dans le chenal de la station K15 permettent l'exploitation de valeurs de concentrations moyennées sur la verticale, qui seront directement comparables aux sorties du modèle 2DH de l'estuaire du Konkouré.

Les résultats hydrodynamiques de la simulation correspondant aux conditions de débits de 450 m³/s en amont et de marée des 18 et 19 Novembre 2003 sont consignés sur les figures V.28 et 29. Cette simulation reprend les paramètres précédemment définis de vitesses de chute, vitesses critiques d'érosion et de dépôt, pour une simulation sur 5 jours.

Le coefficient de corrélation calculé pour les hauteurs d'eau de la station K15 montre un très bon accord de phase entre les mesures et la simulation ($R^2 = 0,98$), même si les amplitudes restent sous estimées, d'environ 0,25 et 0,2m lors des pleines mers. Les vitesses moyennes sur la verticale sont présentées sur la figure V.29. Les vitesses simulées, en trait plein, montrent une bonne reproduction des mesures sur les deux cycles de marée consécutifs (figure V.29). L'intensité maximale des vitesses moyennes sur la verticale, d'égale amplitude entre mesures et simulations (0,4 m/s au premier cycle en flot comme en jusant et 0,6 m/s lors du second cycle), montre une fois encore le bon paramétrage physique et numérique du modèle du Konkouré sur une courte échelle temporelle.

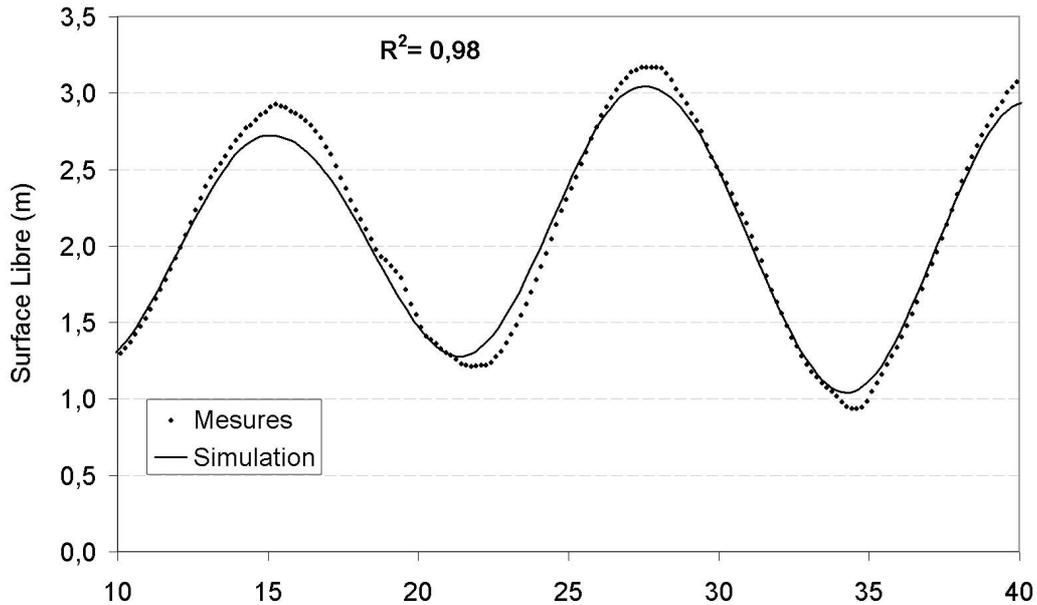


Figure V.28: surface libre mesurée (pointillés) et calculée (trait plein) à la station K15. Le temps est en heures à partir du 18 novembre 2003.

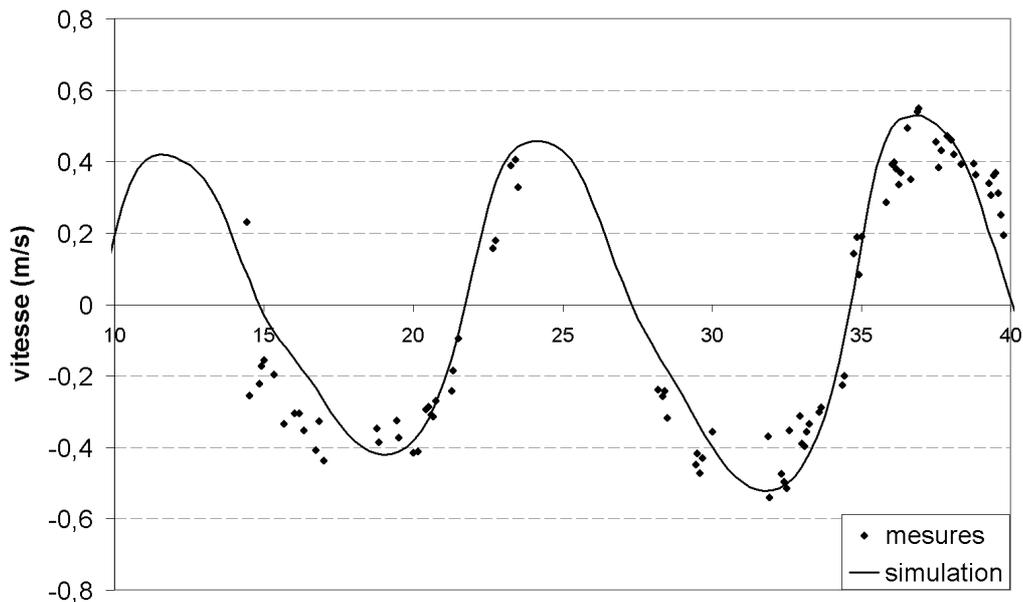


Figure V.29: Vitesses moyennes sur la verticale mesurées (points) et simulés par TELEMAC-2D (ligne). Le temps est en heures à partir du 18 Novembre 2003.

Cette bonne reproduction de l'hydrodynamique permet d'accorder une bonne confiance aux futurs résultats des simulations sédimentaires dont les résultats sont reportés sur la figure V.30, qui représente l'évolution des concentrations en MES moyennées sur la verticale à la station K15.

Les mesures (en pointillés sur la figure V.30) montrent un bruit de fond de 0,05 g/l avec des pics atteignant respectivement 0,15 et 0,25 g/l en jusant et en flot, phases durant lesquelles la remise en suspension est observée. Les concentrations de MES sont supérieures pendant le flot (flot1 et flot2) bien que les courants de jusant génèrent une remise en suspension plus

localisée dans le temps à mi-jusant (pic très net). Lors du premier cycle (jasant1 et flot1) la remise en suspension est plus importante pendant le flot avec une décroissance rapide des MES après le maximum des courants. Lors du deuxième cycle (jasant2 et flot2) la remise en suspension est qualitativement plus étalée dans le temps, en jasant comme en flot.

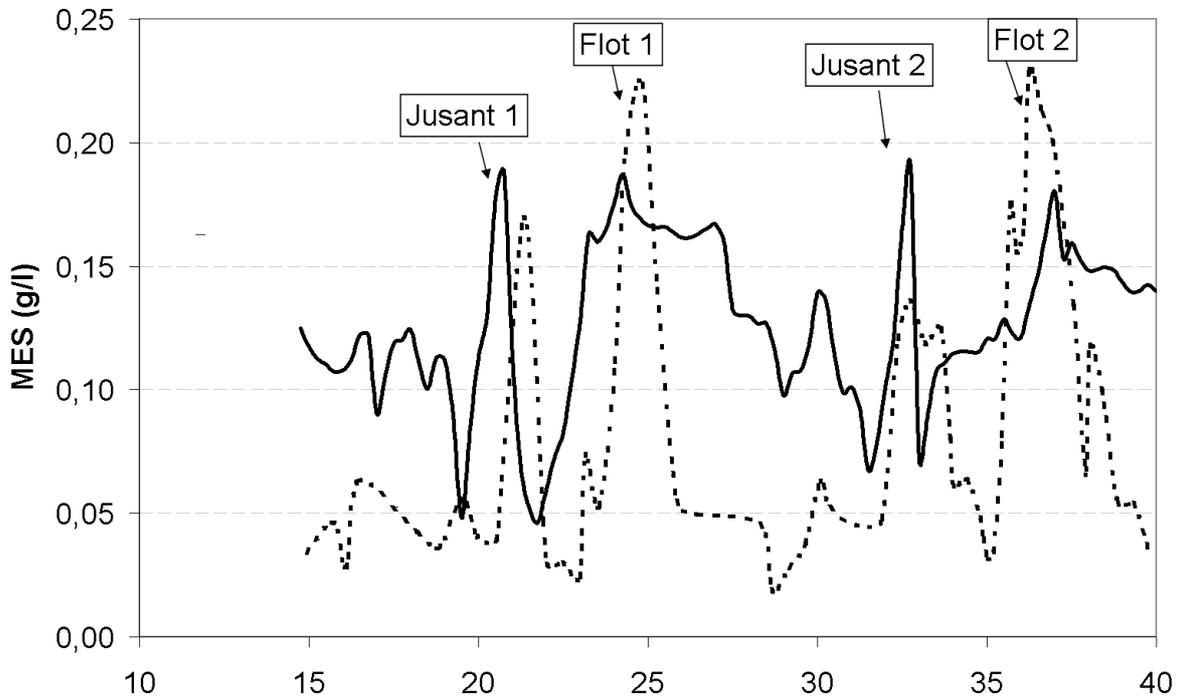


Figure V.30: Evolution des concentrations moyennes sur la verticale à la station K15 à partir du 18 Novembre 2003 (temps en heures). La courbe en pointillés correspond aux mesures de l'OBS alors que la courbe en trait plein correspond à la simulation SISYPHE.

La comparaison entre les mesures effectuées à la station K15 et les résultats des simulations (figure V.30) indique une bonne calibration des paramètres sédimentaires.

Le jusant 1 présente un pic de concentration dont l'intensité simulée est très proche des mesures malgré une légère avance de phase du modèle sur les données. La décroissance des concentrations suit le même comportement en simulation et en données. La remise en suspension lors du flot1 reproduit un premier petit pic, plus marqué par le modèle, suivi d'un second d'amplitude supérieure pour atteindre une valeur maximale de 0,19 g/l (0,22 g/l mesurée). Une différence notable est observée en fin de flot1 ($t = 26h$ à $27h$). Les mesures attestent d'une sédimentation massive des suspensions pour revenir à une concentration de la colonne d'eau de 0,05 g/l. La turbidité calculée reste proche de 0,15 g/l pour chuter à 0,10 g/l pendant l'étale de pleine mer.

Le jusant 2 présente deux pics à $t=30$ et $32h$ reproduits par le modèle. Les concentrations en MES calculées sont d'intensité supérieure pour ces deux pics d'environ 0,06 g/l.

L'augmentation simulée lors du flot 2 est moins brutale que celle observée mais marque néanmoins une croissance en deux étapes. La valeur du pic simulé reste inférieure (0,16 g/l au lieu des 0,23 g/l observés) et la décroissance des concentrations est bien plus lente par le modèle, comme lors de la première pleine mer.

Les tendances observées et mesurées montrent donc des similitudes de comportement des courbes. Les processus semblent bien reproduits, tant en flot qu'en jusant. Il apparaît néanmoins que les comportements observés et simulés présentent des intensités parfois

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

dissemblables, notamment pendant le flot2, ceci principalement en raison de la considération des valeurs moyennées sur la verticale par le modèle 2DH. Les pics de turbidité s'effectuent bien durant les phases de jusant et de flot avec des concentrations d'intensité sensiblement comparables. Cependant, les mesures montrent une remise en suspension plus efficace lors des phases de flot que ne les reproduit le modèle.

L'analyse des processus va être décrite sur la figure V.31. Elle souligne les corrélations entre surface libre, vitesses des courants, concentration des suspensions et épaisseur du dépôt à la station K15 et permet une meilleure compréhension des processus sédimentaires.

La première pleine mer est marquée par un dépôt massif des suspensions d'environ 0,5m au minimum de courant (à t=15heures). Lors du Jusant1, l'érosion du fond (0,3 m) n'intervient qu'au maximum de courant à t=19h et on observe un pic de concentrations en MES à t=21h en fin de Jusant1. La diminution des concentrations à basse mer se traduit par un très faible dépôt des suspensions à t=22h (inférieur à 0,1 m), très vite remplacé par une érosion des fonds à partir de t=23h, durant le Flot1.

Les concentrations en MES augmentent dès le début du Flot1 dont les vitesses sont supérieures à celles du Jusant1. Cependant, cette augmentation de la turbidité ne semble pas liée directement à de la remise en suspension car il y a très peu d'érosion du fond durant le Flot1 (environ 0,1m).

La turbidité reste importante après le maximum de courant pour chuter à pleine mer avec un transfert rapide et massif des suspensions vers le fond durant la pleine mer à t= 27h (dépôt de 0,6m environ).

Le Jusant2 présente deux pics de turbidité à t=30h et 32h. Le premier pic, d'amplitude moindre (+ 0,04g/l) n'est pas corrélé avec une érosion du fond. Le second pic de turbidité (+0,11 g/l) est synchrone au maximum de courant et d'une érosion du fond de 0,8m. La remise en suspension du matériel fraîchement déposé au fond lors de la pleine mer précédente est considérable.

Lors de l'étale de basse mer, peu de matériel sédimente en alimentant le fond et les concentrations en MES augmentent avec les courants du Flot2 croissants. Le maximum de turbidité est synchrone au maximum de courant, attestant d'une remise en suspension, confirmée par une diminution du dépôt au fond, même faible.

Les tendances d'évolution des variables calculées par le modèle sont cohérentes et démontrent une bonne représentation des processus hydrosédimentaires de l'écosystème. D'importants dépôts sont simulés lors des pleines mers, dépôts qui sont érodés lors du jusant suivant avec pour résultante une tendance érosive du jusant supérieure à celle de flot. En effet, lors des basses mers peu de matières en suspension se déposent au fond et l'érosion du fond est bien moins importante malgré des intensités de courants supérieures lors du Flot1. Lors du deuxième cycle de marée, les intensités maximales des courants de flot et de jusant sont similaires (0,5 m/s) alors que la majeure partie de l'érosion s'effectue en jusant.

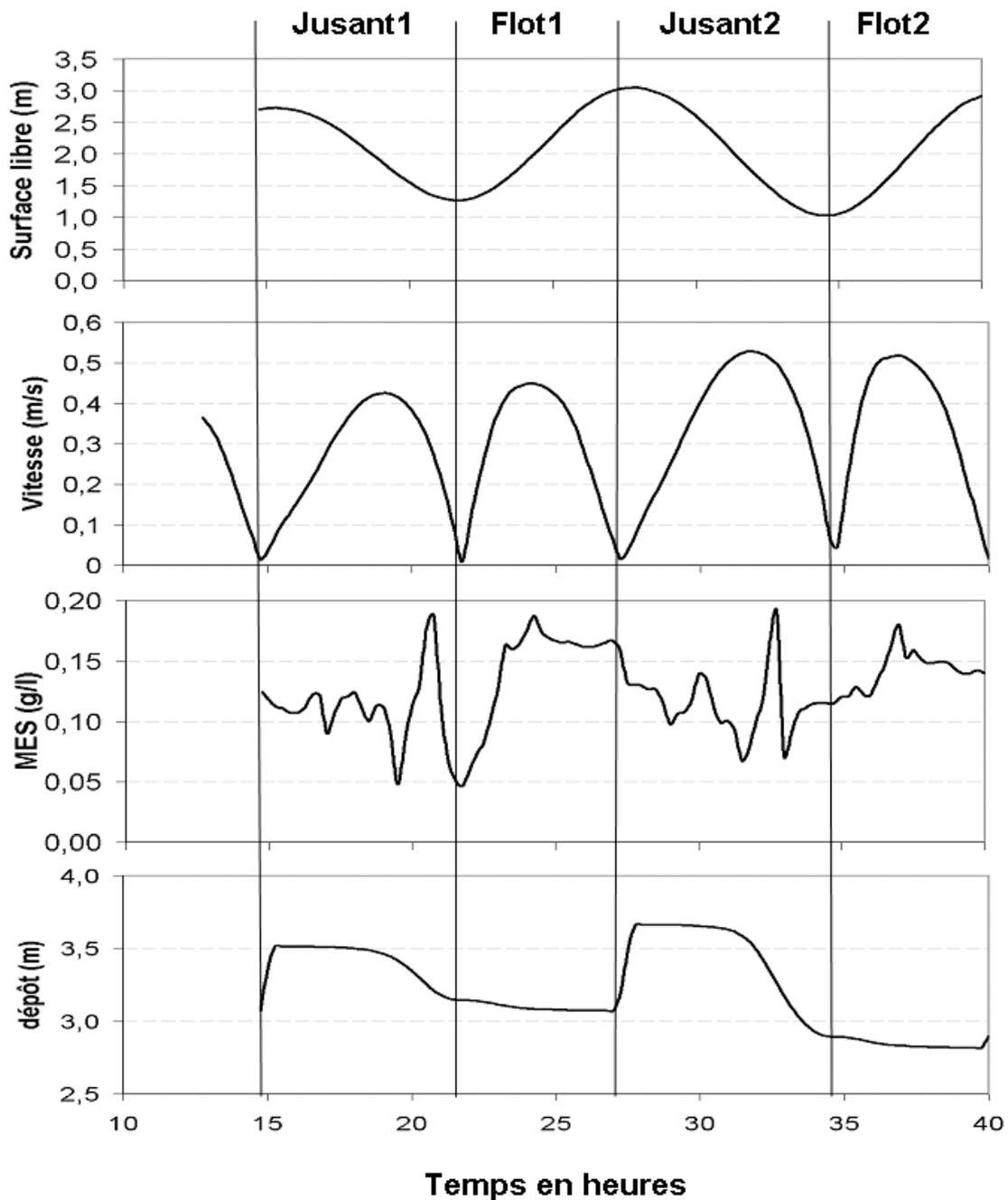


Figure V.31: Evolution de la surface libre, des vitesses, des concentration en MES et du dépôt à la station K15 le 18 Novembre 2003, 10h00.

Le module Sisyphé ne dispose pas de modèle de consolidation des dépôts. Le flux vertical de matière se dépose sous forme de crème de vase (300 g/l) sans se compacter après la pleine mer, même faiblement, contrairement au cas réel. Ainsi, le matériel fraîchement déposé au fond est plus facilement remobilisable dans le modèle, ce qui explique la forte érosion des fonds lors du jusant en comparaison à celle de flot alors que les tensions de cisaillements sont très similaires.

Les pics de turbidité de la colonne d'eau observés lors des phases de flot et de jusant résultent donc principalement d'une composante d'advection due à l'érosion du fond, qui permet de remobiliser du matériel fraîchement déposé. La turbulence induite par les courants de marée

permet le mélange des particules arrachées au fond, entraînant une augmentation de la turbidité de la colonne d'eau. Le modèle indique par ailleurs que l'érosion du fond en flot est moins intense que lors du jusant (figure V.31), avec cependant une turbidité de la colonne d'eau qui reste importante durant tout le flot. Les modèles 2DH sont très dispersifs et engendrent une perte de masse dans les systèmes représentés (Brenon, 1997 ; Brenon et Le Hir, 1999). Cette dispersion est le résultat de l'intégration sur la verticale des processus de la colonne d'eau. Ainsi, la vitesse moyennée sur la verticale simulée sert de référence pour les processus sédimentaires. Or la vitesse critique au voisinage du fond, qui est plus réaliste pour l'érosion ou le dépôt des particules, est inférieure à cette vitesse moyenne et induit une surévaluation des flux de matière. Cet effet dispersif entre probablement dans les raisons d'une érosion intense de jusant, tendant à évacuer trop de sédiments de l'estuaire et à générer une perte de masse.

La turbidité quasi constante durant le flot doit trouver son origine dans un autre processus, puisque le matériel de la colonne d'eau ne semble pas provenir uniquement du fond. Une composante convective de transport des matières en suspension semble donc responsable du maintien des concentrations à un taux relativement élevé lors du flot. L'analyse de l'image SPOT et de la simulation correspondante (figure V.27) soulignait l'importante turbidité des eaux littorales engendrée par la marée alors que les apports marins imposée étaient nuls. Les particules remises en suspension plus en aval semblent donc être transportées par les courants de flot jusque dans l'estuaire.

Le modèle indique que les pics de turbidité de la colonne d'eau de l'estuaire aval résultent principalement de l'érosion des fonds en flot comme en jusant. L'érosion de jusant est supérieure à celle de flot, pour des débits fluviaux moyens de fin de crue ($450 \text{ m}^3/\text{s}$), mais la marée agit de façon significative par l'advection de matériel du fond en flot et par le maintien des suspensions de la colonne d'eau à des valeurs supérieures à celles de jusant grâce à la turbulence des courants de marée mais aussi grâce au transport de MES depuis la zone littorale. Un apport marin est mis en évidence par le modèle 2DH du Konkouré, et ceci pour des débits fluviaux proche du module annuel. La perte de masse généralement observée pour les modèles 2DH est ici réduite par la compensation des apports marins, ce qui nous permet d'envisager des simulations à plus long terme pour comprendre la répartition des dépôts sédimentaires de l'estuaire.

V.6.4. Bilan sédimentaire

Les simulations et les résultats sédimentaires à la station K15 montrent une bonne reproduction du modèle à courte échelle temporelle. Les bilans sédimentaires pour des échelles de temps supérieures à la marée sont nécessaires à la compréhension des évolutions morphodynamiques de l'estuaire.

V.6.4.1. Bilan sédimentaire en étiage

La simulation spatio-temporelle d'étiage se focalisera sur une situation de faible débit fluvial (Février 2001) pour un cycle complet ME-VE (figure V.32).

L'évolution de la surface libre montre le passage d'une morte eau d'amplitude 1,3m (à $t=9$ jours) à une vive d'eau d'amplitude 2,9 m (à $t=17$ jours) puis à une nouvelle morte eau d'amplitude 1,4m (à $t=24$ jours). La figure V.32 couvre donc une fin de déchet ($t=5$ à 9

jours), un revif (de $t=9$ à 17 jours) puis un déchet (jusqu'à $t=24$ jours) pour finir par un début de revif de 3,2 m (à $t=28$ jours). Cette période de simulation permet de couvrir une grande gamme d'amplitudes de marées du régime tidal de l'estuaire du Konkouré en période d'étiage.

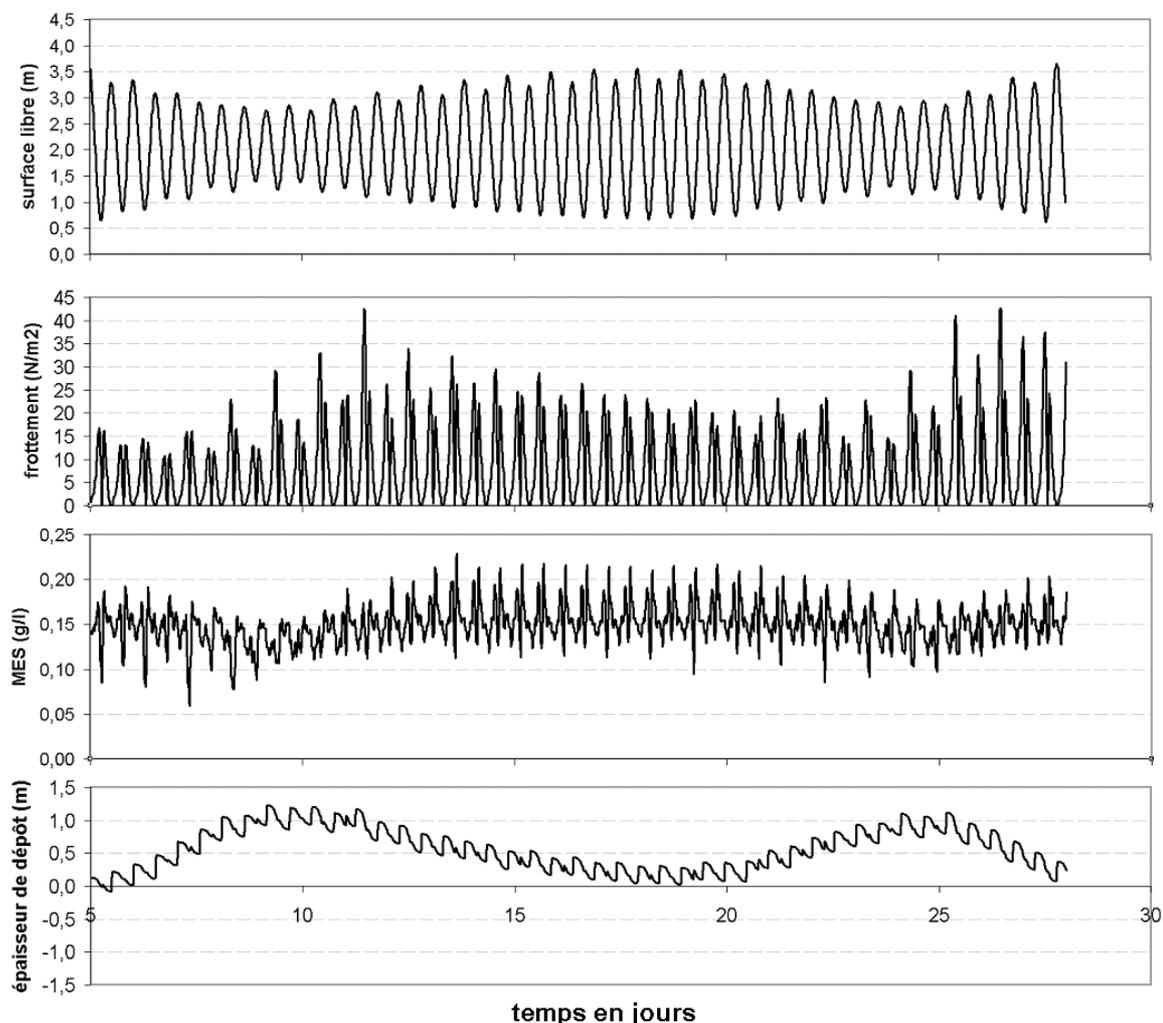


Figure V.32 : Validation de l'hydrosédimentaire sur deux cycles ME-VE en étiage (Février 2001) d'après les surfaces libres, frottements au fond, les concentrations en MES et l'épaisseur de dépôt sur le fond à la station K15 en embouchure.

Le frottement au fond présente des valeurs considérables en raison de la faible profondeur du domaine et des fortes vitesses des courants de marée. Le calcul du frottement est basé sur une relation inversement proportionnelle à la hauteur d'eau. Ce frottement sera donc maximal en début de revif ($t= 11$ jours et 27 jours) avant et après les étales de basse mer. La tension exercée sur le fond montre une asymétrie résultant du caractère semi-diurne de la marée.

Les concentrations en suspension restent relativement constantes sur tout le profil. Une variation de la turbidité moyenne de la colonne d'eau s'identifie cependant entre les périodes de morte eau (Concentration de 0,12 g/l environ) et les périodes de vive eau (concentration de 0,17 g/l de moyenne environ). La faible variation de turbidité entre morte eau et vive eau peut s'expliquer par les importants apports marins imposés à la limite.

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

Des variations de turbidité s'observent également au rythme des cycles de marées semi-diurnes avec des valeurs extrêmes dans l'estuaire de 0,06 à 0,23 g/l à l'embouchure. Les concentrations en MES sont maximales après le flot alors que la tension exercée sur le fond est généralement plus faible que pendant le jusant. La remise en suspension du sédiment dans la colonne d'eau n'est donc pas le seul phénomène responsable de cette augmentation de la turbidité. A cette advection vient s'ajouter une composante convective : les eaux marines sont en effet chargées en MES et la marée lors du flot génère une migration amont de ce sédiment en suspension par le phénomène de pompage tidal (Uncles et al, 1989), ou de marée dynamique due à l'asymétrie de marée.

Le bilan sédimentaire de la simulation présentée sur la figure V.32 est quasi nul, et les pertes inhérentes au modèle 2DH sont partiellement compensées par cet apport marin.

L'évolution du dépôt sédimentaire sur le fond montre clairement une tendance à la sédimentation durant les mortes eaux avec un transfert vers le fond des particules en suspension. Le stock sédimentaire du fond de l'estuaire est ensuite remobilisé lors des périodes de vives eaux aux tensions de cisaillements fortes. L'amplitude du dépôt sur un cycle de déchet et de revif est de l'ordre du mètre avec des variations de 2 à 3 décimètres par marée, ce qui est réaliste avec les observations de terrain. Des dépôts de vase molle de l'ordre du mètre ont même pu être observés occasionnellement dans l'estuaire. Les variations d'épaisseur de dépôt au cours du cycle de marée semi-diurne soulignent l'impact des courants de marée. L'érosion du fond est observée lors des flots comme des jusants avec cependant une tendance plus érosive du jusant. La figure V.33 détaille les 5 premières marées du revif où l'on peut observer une érosion en flot d'intensité similaire à celle du jusant.

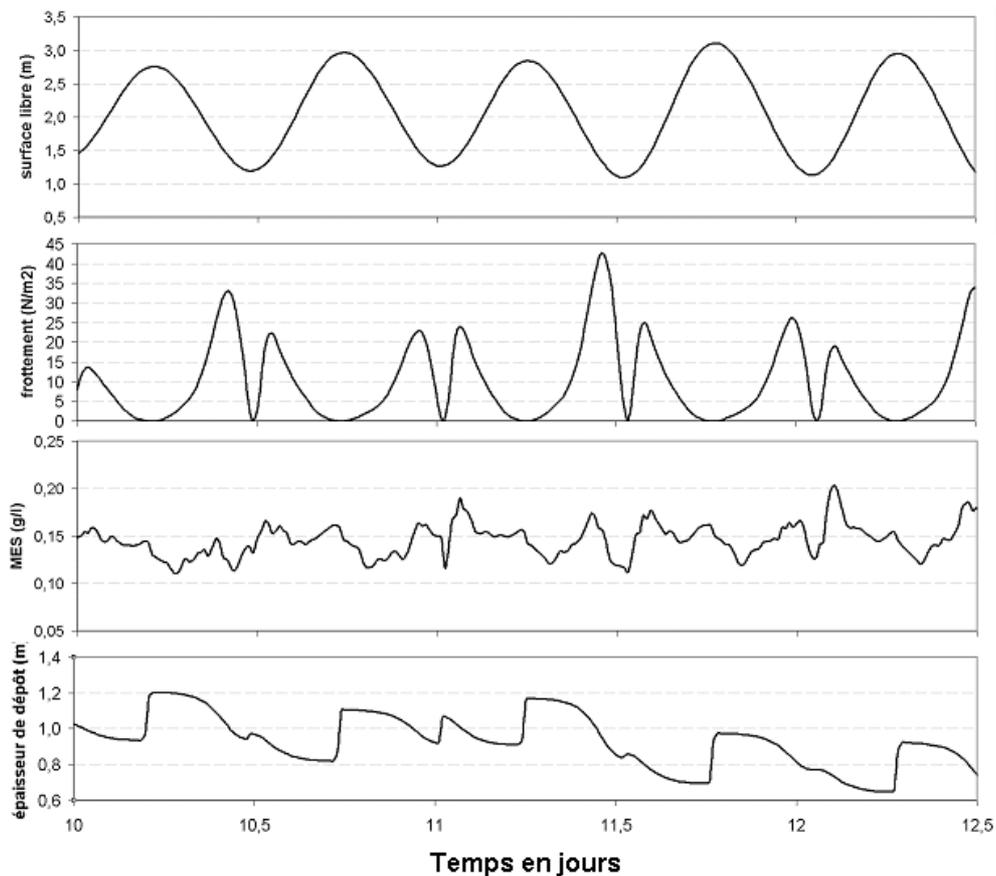


Figure V.33 : Zoom sur 5 marées lors du revif à partir du 10^{ème} jour de la validation de la Figure V.29.

Les dépôts sédimentaires lors des basses mers sont également plus marqués que pour un débit fluvial plus important (figure V.31 pour un débit fluvial de 450 m³/s), notamment pour la première basse mer du 11^{ème} jour. Le frottement du jusant précédent et celui du flot suivant étant de même intensité (25 N/m²), l'érosion du fond est aussi efficace lors des deux phases. Ce résultat démontre l'impact des débits de crue sur l'érosion du fond en jusant (figure V.31).

V.6.4.2. Quantification des dépôts en étiage

L'évolution des dépôts sédimentaires après une simulation de un mois complet en Février 2001, couvrant deux cycles morte-eau vive-eau (figure V.34), montre un dépôt généralisé dans tout l'estuaire, allant de 0 à 4 mètres. Les zones de dépôt minimum correspondent à la localisation des zones de haut fond tels que bancs de sables et de vase consolidés ainsi que les vasières littorales.

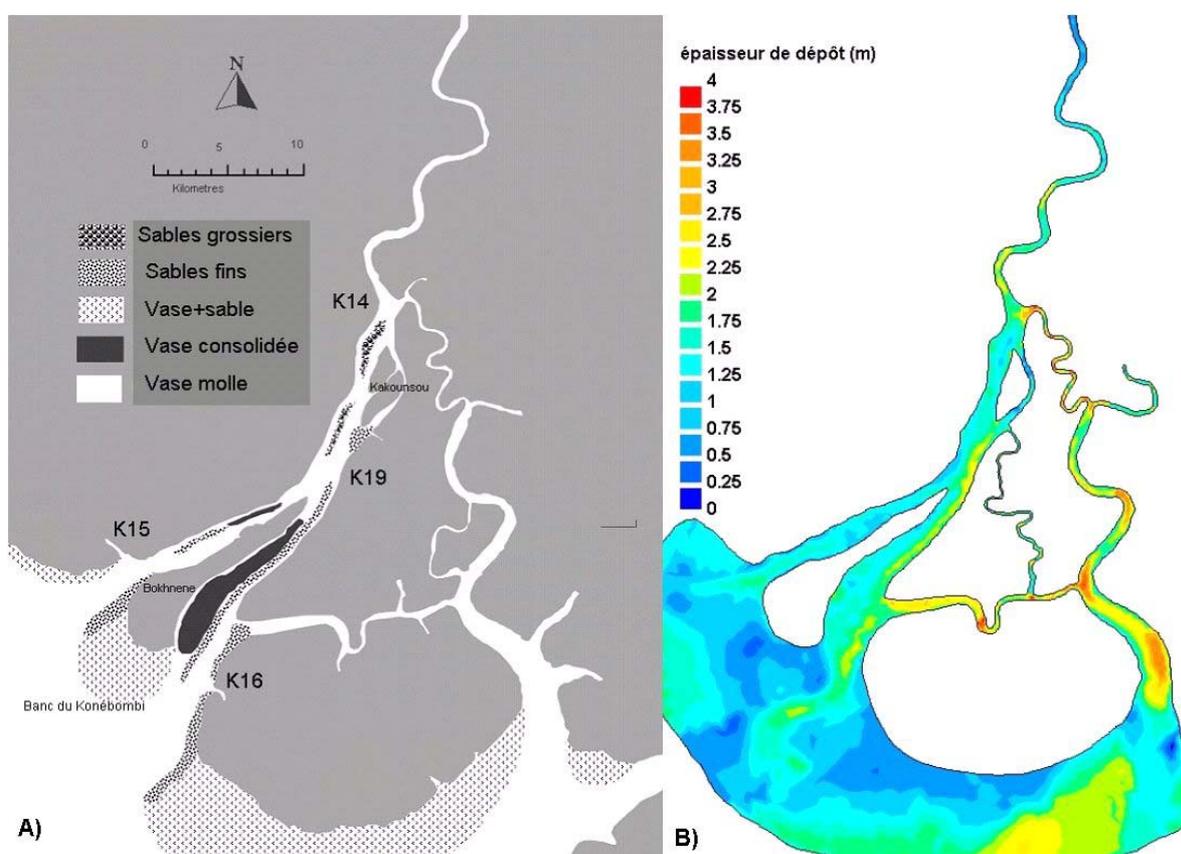


Figure V.34: Comparaison de la répartition des dépôts sédimentaire en fin d'étiage (Juin 2000) et carte de l'épaisseur des dépôts de sédiments (en mètres) après 1 mois de simulation en étiage (Février 2001).

Aucune zone ne montre d'érosion (épaisseur de dépôt négative) ce qui suggère que l'estuaire s'envase partout. La bathymétrie a été levée en période de crue durant les mois de Juillet et d'août 2002 au plus fort des débits fluviaux. L'analyse de la répartition des sédiments du fond soulignait l'effet de chasse très important des débits de crue, évacuant les sédiments fins et érodant le fond de l'estuaire. La bathymétrie initiale est donc le résultat de l'érosion massive des fonds.

Pour un débit moindre (100 m³/s) en Février, les courants des chenaux principaux sont plus faibles (volume de la marée sur une profondeur plus importante) et peuvent générer un dépôt.

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

Ce dépôt est généralisé à tout l'estuaire dans les tous premiers pas de temps du calcul (+ 1 à 2 m partout quasiment) puis, la circulation hydrodynamique compense ces dépôts massifs par de l'érosion par endroits mais qui apparaît comme dépôt sur 1 mois de simulation. Le dépôt est observé dans tous les chenaux sur la figure V.34B avec cependant un dépôt plus important dans le bras de la Sankiné (bras Est) et du Bourramaya (bras horizontal en aval).

Le modèle reproduit ici très fidèlement les observations de terrain et assure de la cohérence du paramétrage physique effectué. Les dépôts supérieurs à 2 mètres sont principalement situés dans les zones concaves de méandres dans le Konkouré amont et dans la Sankiné, là où le courant est maximal. Ce sont en effet les endroits qui sont le plus érodés en période de forts débits fluviaux. Ces dépôts de plus de 2 mètres se retrouvent aussi dans le chenal du Konkouré Est, qui est le chenal le plus profond du bras du Konkouré et le chenal de jusant.

Ces résultats démontrent que le bras de la Sankiné est naturellement le plus vaseux de l'estuaire. Le dépôt modélisé est cependant excessif, et ceci dès le début du calcul pour ensuite se stabiliser. L'épaisseur de dépôt sédimentaire représentée sur la figure V.34 correspond à un dépôt de vase molle (300 g/l) qui reste facilement mobilisable et qui drapage les fonds sédimentaires de tout l'estuaire (dépôt généralisé) avec un modèle ne prenant pas en compte la consolidation des dépôts.

Le fonctionnement particulier du bras de la Sankiné, marin en étiage et fluvial au delà d'un débit seuil de 400 à 500 m³/s, induit une forte érosion du fond en période de crue, surtout dans les rives concaves des méandres. Ces fonds bathymétriques sont alors comblés en période d'étiage par de la vase molle sur des épaisseurs observées de l'ordre du mètre. Le comblement vaseux s'effectue par apport des sédiments fins littoraux remis en suspension par les courants de marée. Ainsi la disparité observée de nature sédimentaire des deux bras du Konkouré est fidèlement reproduite par le modèle et confirme cette origine par la morphologie méandrique de ce bras et par son fonctionnement alterné en fonction de la saison.

Le modèle montre également que le bras du Konkouré est recouvert de vase molle au fond, principalement dans les zones profondes, mais une couche plus fine de vase molle drapage également les hauts fonds et les bancs de sables et de vase estuariens. Le modèle morphodynamique montre sa robustesse en période d'étiage malgré une légère surestimation des dépôts sédimentaires.

Le calcul de la concentration moyenne en MES sur le cycle complet couvrant les deux cycles ME VE confirme la bonne reproduction des processus sédimentaires avec la formation d'une zone de turbidité maximale, localisée dans le bras du Konkouré Ouest, entre les stations K15 et K19 (figure V.35). Cette valeur moyennée sur 1 mois, confirme la bonne reproduction des oscillations du bouchon vaseux au gré des courants de marée et renseigne sur la formation d'une zone de turbidité d'intensité moindre dans le bras de la Sankiné entre les stations K20 et K18. Le modèle indique cependant que les concentrations moyennes en MES de l'estuaire amont sont quasi nulles, alors que la zone littorale est plus chargée, la turbulence due aux courants de marée remettant en suspension les grandes quantités de vase disponibles sur le fond.

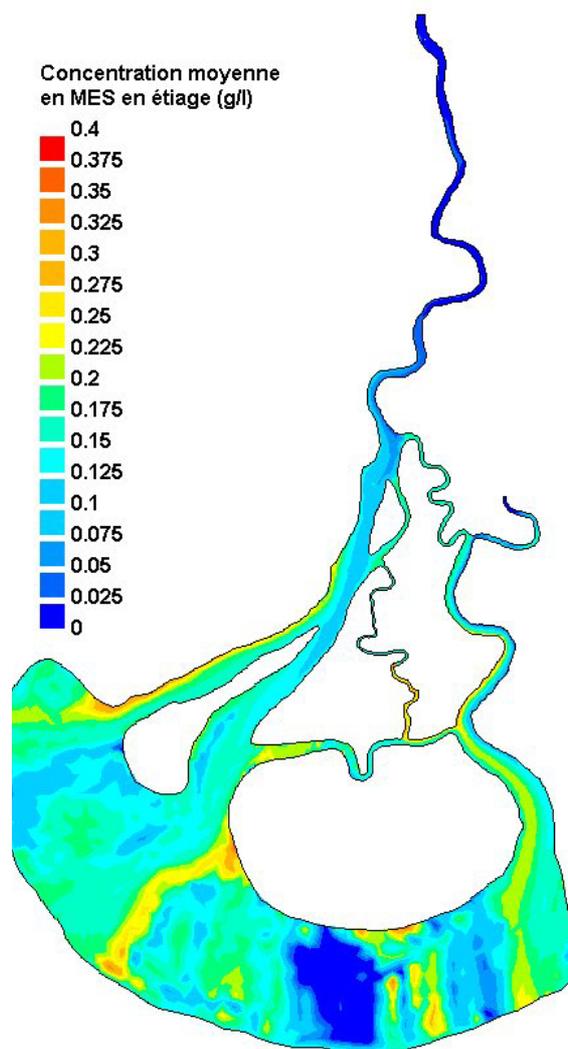


Figure V.35: Concentration moyenne en MES sur 1mois (soit 2 cycles ME-VE) en étiage.

V.6.4.3. Bilan sédimentaire en crue

L'inconvénient majeur du modèle 2DH est de considérer des valeurs moyennes sur la verticale, ne prenant donc pas en compte les phénomènes de stratification saline de la colonne d'eau. Les conditions de forts débits fluviaux engendrent la formation d'un coin salé à l'embouchure et le processus de formation de la turbidité semble donc être issu d'un processus radicalement différent ; la circulation de densité. Pour en avoir la confirmation et pour estimer le rapport entre marée dynamique et circulation de densité, des simulations en période de forts débits fluviaux ont été effectuées.

La figure V.36 couvre une période de déchet au plus fort de la crue d'août 1999 (débit fluvial de 2200 m³/s). Cette période simule la décroissance des amplitudes de marées au plus fort de l'agent dynamique fluvial. L'évolution de la surface libre montre le passage d'une vive eau d'amplitude 3,5m (à t=3jours) à une morte eau d'amplitude 2,3 m (à t= 8jours).

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

Le frottement au fond présente des valeurs importantes en raison de la faible profondeur du domaine et des fortes vitesses des courants à basse mer. Ce frottement est maximal en début de revif (2^{ème} marée à $t= 3$ jours) pendant le jusant, où les courants de marée descendante se conjuguent avec les courants d'évacuation des eaux fluviales. Les frottements en flot sont inférieurs à ceux de jusant d'un facteur 10 environ et les frottements de fin de jusant gardent une intensité importante tout au long de la simulation (8 jours).

Les concentrations en suspension restent relativement constantes sur tout le profil avec des valeurs maximales atteintes pendant la vive eau à 0,15 g/l environ. Les variations de turbidité s'observent durant les cycles de marées semi-diurnes avec des valeurs extrêmes dans l'estuaire de 0,006 à 0,11 g/l en embouchure. Deux pics de flot de 0,15 g/l se succèdent par marée, suivis d'un pic de jusant d'environ 0,1 g/l avant la décroissance des turbidités de la colonne d'eau à une valeur quasi nulles (0,006 g/l correspondant aux entrées fluviales). La turbidité maximale est observée à mi, voire à la fin du flot. Les concentrations en MES diminuent à une valeur de 0,1 g/l lors des basses mers et chutent brutalement à mi-jusant, lorsque le frottement devient maximal.



Figure V.36 : Evolution des surfaces libres, frottement, concentration en MES et du dépôt à la station K15 de l'embouchure en crue (Débit fluvial de 2200 m³/s).

L'évolution du dépôt sédimentaire sur le fond montre des transferts vers le fond légèrement plus importants en période de vive eau ($t= 3$ jours) où près d'un mètre de vase est déposé lors de la pleine mer. Les dépôts de basse mer n'excèdent par contre jamais quelques centimètres. Durant le jusant, l'érosion du fond s'effectue presque exclusivement à partir de mi jusant. Cette érosion du fond coïncide avec la chute de la turbidité à 0,006 g/l marquant nettement l'eau fluviale. Les frottements au fond induits par ces courants fluviaux importants, de l'ordre de 2m/s génèrent de l'érosion et la concentration en MES de la colonne d'eau augmente jusqu'à 0,05 g/l environ, jusqu'à la fin du jusant. A basse mer s'effectue un dépôt sur le fond de quelques centimètres alors que la turbidité de la colonne d'eau diminue à 0,02 g/l. Les frottements au fond engendrés par les courants de flot, mêmes très inférieurs à ceux de jusant,

remettent en suspension des particules avec une turbidité qui augmente à 0,15 g/l rapidement alors que l'érosion du fond est minimale (quelques centimètres). Cette turbidité importante ne semble pas provenir de l'advection de matériel arraché du fond mais plutôt d'un apport marin car la station se trouve à l'embouchure. La remise en suspension lors du jusant provient de l'advection et de l'érosion du fond alors que les pics de turbidité lors des flots sont plutôt provoqués par une intrusion d'eau marine, chargée sans éroder le fond de la station K15. De plus, la cote du fond augmente pendant les huit jours de simulation. Ce comportement paraît sous évaluer la composante fluviale au regard des données de courantométrie et de bathymétrie qui attestaient d'un nettoyage complet de l'estuaire et de circulations liquides résiduelles nettement orientées vers l'aval. La figure V.37 représentant la concentration moyenne en MES à chaque maille en période de crue sur 14 marées (déchet) suppose une remise en suspension importante en embouchure.

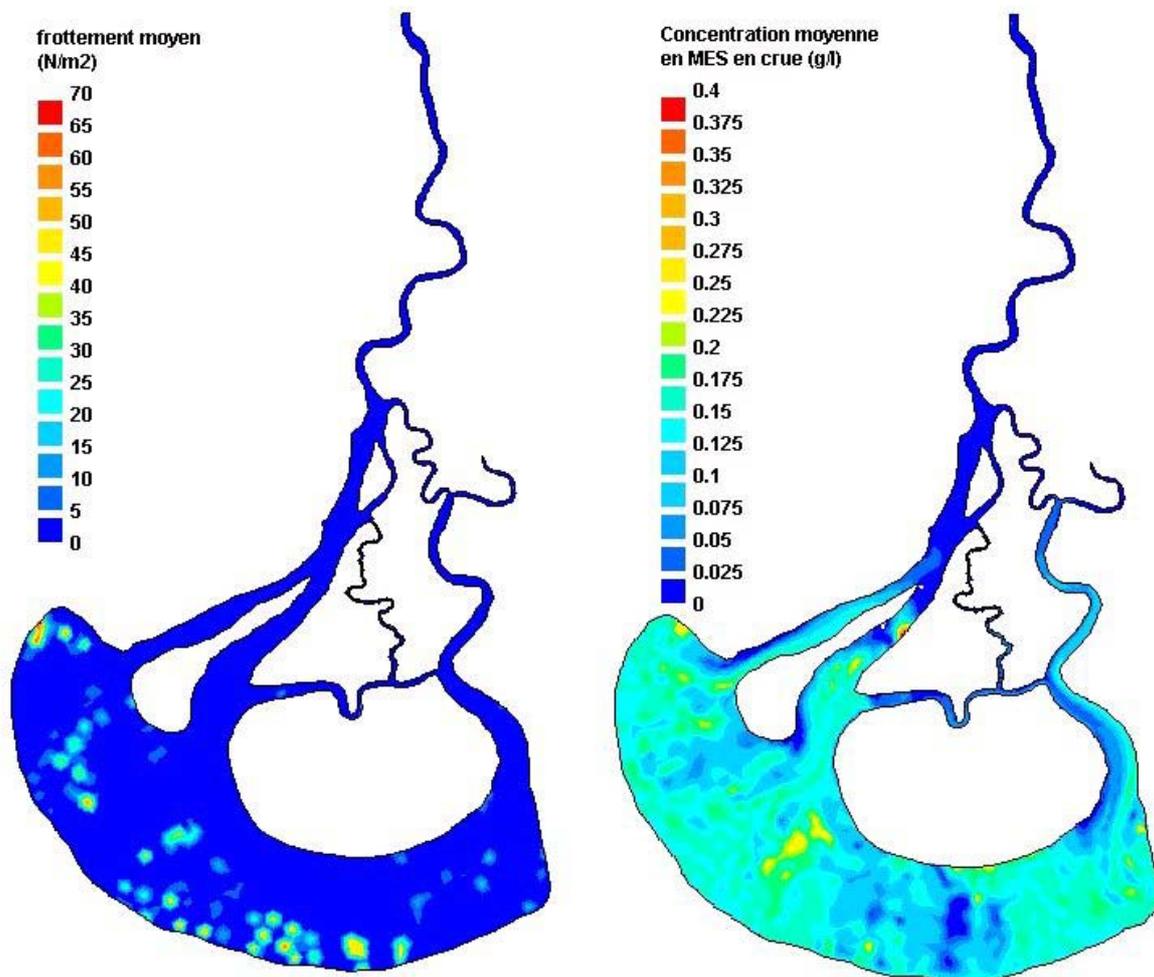


Figure V.37: Frottement moyen et Concentration en MES moyenne sur 14 marées en déchet lors de la crue d'août 1999.

Cette turbidité provient de l'érosion du fond par les courants associés aux forts débits liquides en fin de jusant. Les matières remises en suspension sont immédiatement remobilisées par les courants de jusant qui réintroduisent ces particules dans l'estuaire. En effet, les frottements moyens, sur la période de 14 marées, les plus importants sur le fond sont localisés dans la partie littorale de l'estuaire, en aval des embouchures alors qu'aux embouchures (station K15) ils correspondent à la période de mi à fin jusant. Les profils temporels de concentrations en

MES de la station K15 (figure V.36) montrent un pic de concentration lors du flot, attestant de la remobilisation par les courants de flot de toutes les particules expulsées par les forts débits liquides.

V.6.4.4. Quantification des dépôts en crue

Les dépôts estuariens ne sont pas réalistes en estuaire aval avec des dépôts sédimentaires pouvant atteindre près de 8 mètres dans les chenaux profonds de la Sankiné (figure V.38), mais également dans les deux bras du Konkouré avec un peu moins de dépôt. Ces dépôts massifs s'effectuent au cours des premiers pas de temps du calcul (2 à trois jours) et ne sont pas compensés par l'érosion des courants de jusant. En effet, à partir du troisième jour, les suspensions sont réintroduites par les courants de flot et engendrent une sédimentation dans tous les chenaux avec des amplitudes décroissantes en crue. La dynamique sédimentaire est mal reproduite par le modèle en période de forts débits fluviaux avec des dépôts massifs de sédiments alors qu'une érosion devrait dominer. Le fait que le modèle néglige la stratification saline et les processus de circulation de densité est une limitation en période de crue où les embouchures présentent un coin salé très développé. La sédimentation et le piégeage des suspensions au niveau de ce coin salé ne sont pas réalistes et la marée dynamique engendre d'importants dépôts non observés lors des missions de terrain. Le transfert des eaux fluviales vers la Sankiné est également sous estimé. Malgré les forts débits de crue, ce bras s'envase complètement, jusqu'à combler l'ensemble des chenaux, même dans sa partie la plus amont à proximité de la confluence avec le Konkouré.

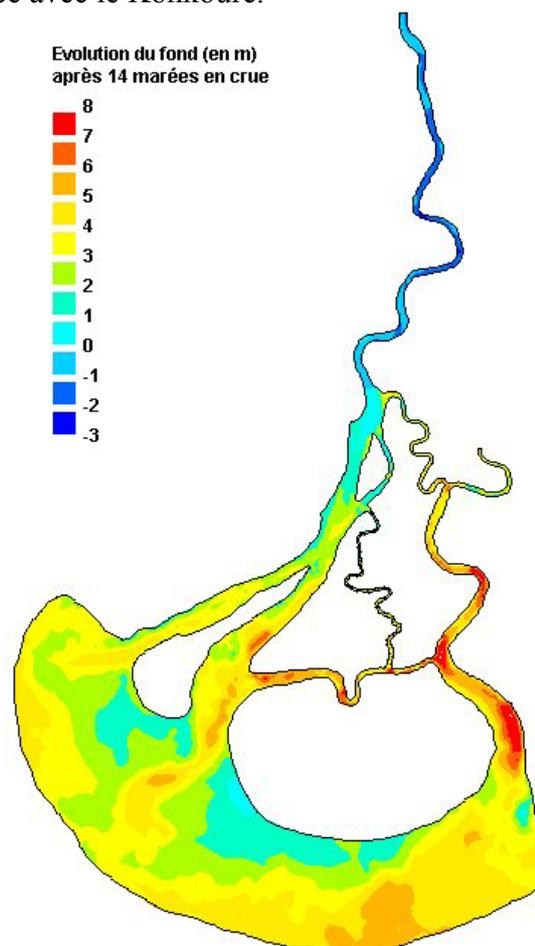


Figure V.38: Evolution du fond en période de crue après une semaine de simulation en déchet (Août 1999).

La partie amont de l'estuaire est par contre en érosion nette avec le bras méandriforme du Konkouré où les fonds sont érodés de 1 à 3 mètres.

La marée est donc sur estimée en aval (Konkouré et Sankiné) alors que le comportement sédimentaire du modèle est plutôt fiable en amont. Le modèle démontre un comportement similaire à celui des périodes d'étiage malgré l'augmentation importante des débits fluviaux. Une simulation similaire sur le modèle Plateau Continental a été effectuée pour voir si une entrée marine plus lointaine permettrait au panache d'eau douce du Konkouré de s'établir correctement avant de voir ses fonds sédimer aussi rapidement. Cette simulation ne rend pas compte non plus de la reproduction des zones de forte turbidité observées sur le littoral et il apparaît comme probable que le processus de formation du bouchon vaseux en période de forts débits fluviaux soit lié à la circulation de densité et explique ainsi les résultats du modèle. Ces conditions nécessitent l'emploi d'un modèle 3D. Les dépôts sédimentaires en crue démontrent la même dérive que lors des périodes d'étiage avec des dépôts excessifs, surestimés par le modèle tendant à envaser le domaine malgré les forts débits de crue et l'effet de chasse observé n'est pas reproduit fidèlement. Un meilleur paramétrage des vitesses de chute pourrait également permettre de limiter les dépôts. Cette solution a été tentée mais n'a, pour l'instant, pas donné de résultats concluants.

V.7. Synthèse et perspectives de modélisation

La modélisation des écoulements liquides et des transports sédimentaires en suspension montre une bonne reproduction des processus et des phénomènes naturels dans les chenaux à forte circulation pour les stations de référence localisées dans les chenaux de l'estuaire. Le modèle hydrodynamique reproduit les élévations de surfaces libre avec un coefficient de corrélation avec les données systématiquement supérieur à 0,95. Les vitesses des courants sont également bien reproduites par le modèle aux stations de référence. Le modèle 2DH simule la formation du bouchon vaseux de l'estuaire aval dans le bras de la station K15, ainsi que sa localisation en fonction des conditions de marée (morte-eau et vive-eau) pour des débits fluviaux d'étiage. L'origine de la formation de la turbidité de l'estuaire est ainsi identifiée par le modèle comme étant la marée dynamique. Le modèle a également démontré que la turbidité de la zone littorale est due aux courants de marée et à l'érosion des fonds vaseux. Les processus sédimentaires modélisés sur de courtes périodes dans l'estuaire en période de débit moyen comme d'étiage montrent une très grande cohérence avec les données et permettent de mettre en évidence l'action du pompage tidal pour des débits allant jusqu'à 500 m³/s.

Certaines limites sont à noter sur les simulations. D'une part les amplitudes de marnage sont légèrement sous estimées en raison de la qualité des données d'entrée marine imposées. D'autre part, les hypothèses du modèle imposent une conservation de masse et considèrent ainsi les parois comme étant solides, ce qui n'est absolument pas réaliste en milieu tropical de mangrove. La comparaison des volumes oscillants et des budgets liquides simulés et calculés montre que le stockage d'eau dans la mangrove est négligée par le modèle, ce qui a pourtant des répercussions ostensibles sur l'hydrodynamique et sur les transports de particules en suspension. La stratification verticale de salinité, prépondérante en période de forts débits fluviaux est négligée, induisant des comportements sédimentaires aberrants lors des simulations de crue.

En effet, la circulation de densité est le processus responsable des fortes turbidités de crue en embouchure, au niveau du coin salé. Ces processus ne sont pas pris en compte par le modèle

Chapitre V : La modélisation : support de la compréhension des processus hydrodynamiques et sédimentaires

et nécessiteraient une approche avec un outil 3D. De plus, la circulation de densité semble responsable de l'augmentation des turbidités dans l'estuaire amont en période de très faibles débits, correspondant à la situation d'avant barrage et ne peut être modélisée correctement par l'outil 2DH utilisé dans cette étude, qui montre cependant l'étirement du bouchon vaseux aval probablement à l'origine du deuxième en amont.

L'utilisation d'un modèle 3D devrait lever le doute sur la question du bouchon vaseux amont et sur les hypothèses avancées précédemment afin de répondre aux questions de formation des zones de turbidité en période de forts débits fluviaux. Il ne résoudra pas en revanche le problème de stockage dans la mangrove. Le modèle 2DH de l'estuaire du Konkouré peut être considéré comme adapté aux périodes d'étiage et démontre sa robustesse dans ces conditions alors qu'un modèle 3D serait plus judicieux pour les périodes de crue.

L'hydrodynamique validée, la modélisation de la dynamique sédimentaire montre ici la sensibilité du paramétrage avec des tendances à court terme très réalistes reproduisant les processus de remise en suspension et de dépôts dur les fonds, alors que pour des simulations plus longues (cycle ME-VE ou sur 1 mois) l'épaisseur de dépôt simulée indique un envasement massif dans les premiers pas de temps des calculs. La rectification des paramètres de vitesses de chute et des tensions critiques d'érosion et de dépôts dans des simulations complémentaires n'a pas permis de régler le problème.

L'hydrodynamique est très incertaine dans les zones intertidales, dans les piscines et nombreux bras secondaires colonisés par la mangrove. Afin de remédier à ce problème, la solution semble être de prendre en compte le plus fidèlement possible la couverture végétale de mangrove dans l'intégralité du domaine. Cette solution apparaît quasi impossible à réaliser tant les données altimétriques de la mangrove sont difficiles à acquérir. Cependant plusieurs modèles de la mangrove en développement montrent une meilleure tendance (figure V.39). En intégrant au Modèle Numérique de Terrain (MNT) la totalité de la surface de mangrove la réalité du terrain serait approchée plus fidèlement.

Aucune donnée bathymétrique ni topographique de ces zones difficilement accessibles n'existe. Une approche pas à pas en estimant la pente générale du substrat de la mangrove autour du domaine estuarien est indispensable afin de quantifier la surface totale d'inondation des marais. Le volume d'inondation est connu puisque les calculs de volumes résiduels de l'estuaire ont démontré un stockage liquide variant de 5 à 25 millions de m³ au cours du cycle morte eau/vive eau en période d'étiage. Il s'agira donc de caler une valeur « bathymétrique » moyenne en relation avec les altitudes relatives des différentes espèces de mangrove définies sur la côte guinéenne par Rüe (1998). En appliquant une friction importante dans toute cette zone d'inondation des mangroves (Furukawa et al, 1997, Struve et al, 2003, Wu et al, 2001), l'effet réservoir de ces zones par piégeage des eaux et des sédiments en suspension devrait être reproduit et permettrait d'approcher l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire dans une approche de modélisation des écosystèmes littoraux tropicaux de mangrove. Ce travail d'intégration dans le MNT des zones d'inondations de mangrove à partir de l'image satellite est en cours de réalisation et suscite beaucoup d'espoir pour obtenir des simulations plus fidèles d'évolutions des hauteurs d'eau, des vitesses et des transports sédimentaires en domaine de mangrove, qui reste un domaine de recherche ouvert et prometteur.

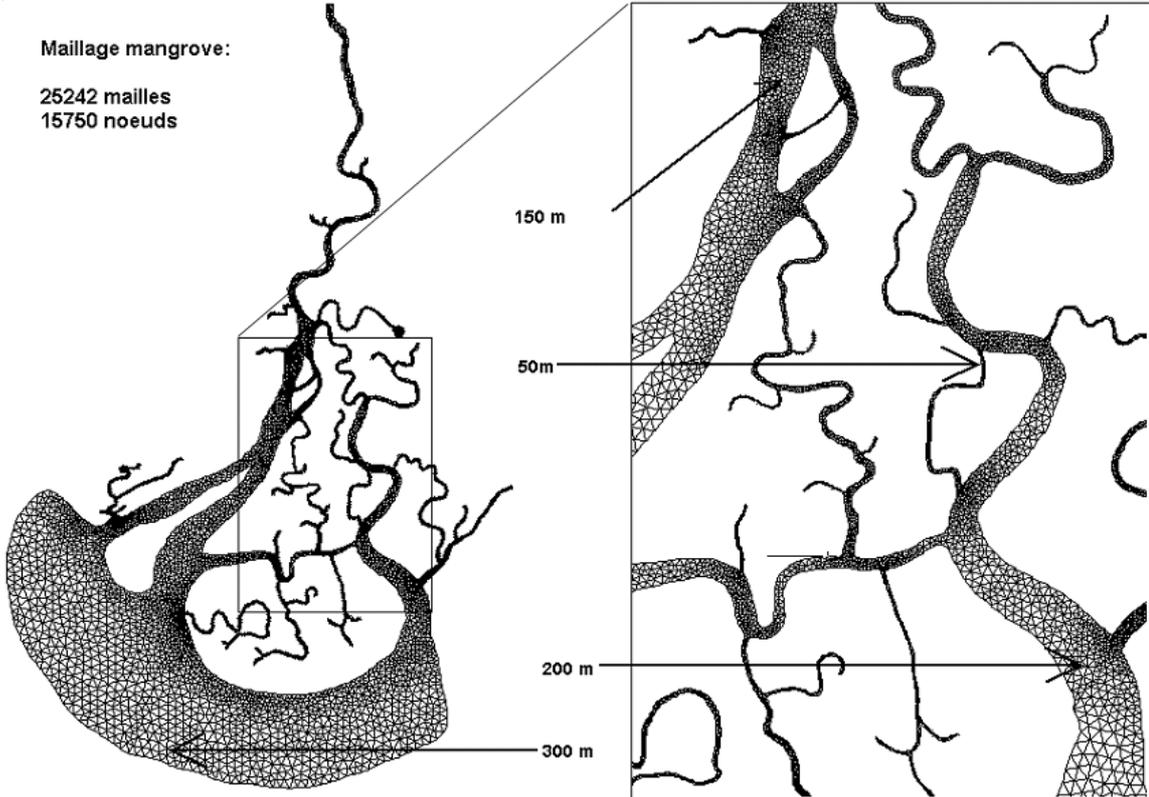


Figure V.39: Modèle de la mangrove de l'estuaire du Konkouré.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Les objectifs principaux de cette étude étaient la compréhension des circulations liquides et solides sous différentes échelles spatio-temporelles en déterminant les processus responsables de la forte turbidité des eaux littorales et estuariennes du Konkouré ainsi que leur dispersion géographique. Des observations de salinité, de concentrations en matières en suspension, de courants de marée, de prismes tidaux, de dépôts sédimentaires et de bathymétrie ont été exploitées. Un modèle numérique 2DH a également été appliqué pour compléter les stratégies d'observations, focalisées sur huit stations réparties d'amont en aval de l'estuaire et principalement orientées sur l'échelle semi-diurne. Bien que traités séparément au cours de ce mémoire, c'est l'association de ces outils (observations et modélisation) qui permet une compréhension globale des processus et du fonctionnement hydrosédimentaire de l'estuaire tropical de mangrove du Konkouré. Cette dualité d'approche a également été appliquée aux observations afin de déterminer d'une part les variabilités en fonction des forçages et d'autre part les processus. La grande quantité des missions accomplies dans un environnement vierge, isolé et hostile a rendu le travail de terrain tout aussi passionnant que l'analyse des résultats et la modélisation. La hiérarchisation des facteurs contrôlant la dynamique sédimentaire a pu être établie et permet une meilleure compréhension de cet écosystème fragile.

Rôle de la morphologie de l'estuaire :

La morphologie deltaïque de l'estuaire du Konkouré et les interconnexions entre les deux bras principaux rendent les circulations liquides estuariennes complexes. Cependant, la morphologie, la bathymétrie et la nature sédimentaire différenciée des deux bras principaux établit un fonctionnement atypique de l'estuaire avec un bras (la Sankiné) qui fonctionne comme une baie profonde, raccordée à l'estuaire (le Konkouré) dans sa partie intermédiaire et qui alimente ce système estuarien en eaux marines en période d'étiage. Lorsque les débits fluviaux augmentent, ce bras change de fonction et sert de bras secondaire d'évacuation des eaux fluviales, attribuant à l'écosystème complet un fonctionnement plutôt deltaïque.

En période d'étiage, l'estuaire présente trois embouchures dont deux sont assimilées à des chenaux de flot (bras du Konkouré ouest de la station K15, et bras de la Sankiné de la station K20) alors que la dernière (Konkouré est de la station K16) fonctionne en chenal de jusant, évacuant les eaux estuariennes du Konkouré et les eaux apportées par le bras de la Sankiné plus en amont.

Il apparaît nettement une différenciation de fonctionnement des bras du système.

Rôle des débits fluviaux et du climat :

Le contrôle des débits fluviaux sur la dynamique sédimentaire estuarienne est attesté par plusieurs observations. Tout d'abord, en période de crue l'estuaire est stratifié et présente un coin salé aux embouchures en raison des forts débits fluviaux. Ces derniers modifient ainsi la structure de la colonne d'eau. Ces débits engendrent une migration vers l'aval des suspensions et l'expulsion du bouchon vaseux dans la partie littorale. L'ensemble du système présente une circulation résiduelle

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

eulérienne dirigée vers l'aval attestant de cet effet de chasse important des sédiments en suspension et des sédiments du fond. En crue, l'estuaire est ainsi nettoyé de la vase molle qui recouvre la totalité des fonds en période d'étiage.

Le contrôle du débit fluvial est également attesté par la migration vers l'aval du bouchon vaseux en période d'étiage depuis le fonctionnement du barrage hydroélectrique de Garafiri, 130 kilomètres en amont de l'estuaire, ainsi que par la réduction de 25% environ de l'intrusion saline. Les débits restitués du barrage ont engendré une augmentation non négligeable des débits minima d'étiage qui ont repoussé le bouchon vaseux d'une dizaine de kilomètres vers l'embouchure.

Rôle de la marée :

L'impact de la marée est manifeste en période de faible débit fluvial sur la localisation du bouchon vaseux avec une oscillation de la zone de turbidité maximale en estuaire aval de 5 à 10 kilomètres entre morte eau et vive eau depuis l'augmentation anthropique des débits d'étiage. Les courants de marée engendrent une turbulence qui permet le mélange de la colonne d'eau en période d'étiage (prisme tidal entre 100 et 200 millions de m³, respectivement en morte eau et en vive eau) et les forts courants observés en embouchure et en amont entraînent la remise en suspension des sédiments du fond non consolidés, conférant à l'estuaire une forte turbidité malgré de faibles apports sédimentaires terrestres. La marée dynamique permet la migration vers l'amont des particules remises en suspension sur le littoral (tidal pumping) et recolonise l'estuaire en matières en suspension qui avaient été expulsées lors de la crue.

Rôle de la végétation

Le rôle de la végétation de mangrove s'illustre sur plusieurs échelles temporelles. A l'échelle de la marée semi-diurne, l'impact de la morphologie des racines aériennes des genres *Rhizophora* et *Avicennia* est observé en estuaire amont par le ralentissement et le caractère en double pic des courants de flot en période d'étiage et par la diminution des pentes de surface libre en estuaire intermédiaire. Cet effet est dû à la combinaison de facteurs tels que l'altitude des mangroves, l'amplitude du marnage et la pente du substrat de mangrove. La mangrove induit ainsi un stockage des eaux de flot, qui ne peuvent être restituées au jusant suivant.

A l'échelle du cycle de marée morte eau/vive eau, l'analyse des volumes oscillants en embouchure pour différentes conditions de marée et de débit montre un stockage permanent des eaux estuariennes dans les marais de mangrove et un effet d'hystérésis entre le volume stocké et le marnage, ce qui représente un résultat totalement nouveau. La mangrove induit ainsi un stockage d'eaux marines plus important pour des marnages plutôt faibles, alors que les marais de mangrove sont saturés lors des marnages plus importants. Ces eaux stockées dans la mangrove sont ensuite évacuées vers la plaine côtière via des chenaux secondaires et très peu de cette masse liquide est restituée au réseau principal de chenaux de l'estuaire.

Apport de la modélisation

L'utilisation conjointe de modèles numériques et des observations permet de vérifier les observations et d'établir la hiérarchie des mécanismes responsables du maximum de turbidité dans l'estuaire du Konkouré. Les observations confirment la bonne reproduction par le modèle des élévations de

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

surfaces libre et des courants de marée pour l'ensemble des huit stations de référence de l'estuaire, en amont comme en aval, dans le Konkouré comme dans la Sankiné. La répartition des flux liquide est correctement modélisée et rend compte des différences morphologiques et sédimentaires des deux bras principaux.

Les mécanismes hydrosédimentaires ont été étudiés plus finement par des observations et avec le modèle numérique 2DH de l'estuaire du Konkouré. Ces applications ont nécessité des applications spécifiques à l'estuaire du Konkouré :

- l'acquisition d'une bathymétrie, étape indispensable et préalable à toute étude de dynamique sédimentaire,
- la construction d'un maillage adapté à la complexité morphologique de l'estuaire
- le calibrage minutieux des coefficients de frottement afin de reproduire la propagation de l'onde de marée par les deux bras principaux du Konkouré et de la Sankiné
- l'approche méthodique et fastidieuse d'un paramétrage sédimentologique optimal afin de reproduire le comportement sédimentaire en assumant une simplification des processus liés à la nature des sédiments cohésifs, sans prendre en compte la consolidation des dépôts ni les gradients verticaux de densité.

Les résultats des simulations des concentrations en MES de l'estuaire et de la zone littorale confirment l'origine de la formation du bouchon vaseux par l'asymétrie de la marée. La position d'équilibre de la masse turbide est atteinte en dehors de toute prise en compte de la stratification verticale pour des débits entre 30 et 450 m³/s (étiage et débit moyen annuel). Lors de l'étiage, la migration amont-aval du bouchon vaseux selon les débits et l'amplitude de marée démontre que ce dernier résulte surtout des effets hydrodynamiques. La circulation résiduelle de densité ne semble pas jouer de rôle déterminant dans la formation du bouchon vaseux en étiage en raison du mélange important de la colonne d'eau dans tout l'estuaire. Cependant la circulation de densité semble participer à la formation d'un second bouchon vaseux plus en amont par étirement du premier lors de très faibles débits fluviaux à la limite de l'intrusion saline ainsi que pendant les crues au niveau des coins salés d'embouchure.

Le modèle numérique, qui assure une conservation de masse, néglige les effets de stockage d'eau dans la mangrove, soulignant le besoin d'adaptation spécifique à ce type d'environnement.

PERSPECTIVES

Les résultats de ce travail ouvrent des perspectives de recherche prometteuses pour des approches tant fondamentales qu'appliquées.

Approche fondamentale :

La compréhension des mécanismes de transport sédimentaires en suspension en période de crue est indispensable à la compréhension du fonctionnement annuel de l'écosystème puisque la majorité des sédiments fins de l'estuaire est expulsée en période de forts débits fluviaux. Un équilibre sédimentaire s'établit alors entre étiage et crue et permet d'évaluer l'évolution morphodynamique du système.

Les mécanismes de remise en suspension et de transport de la crème de vase, abordés par les observations faites en novembre 2003 sont prometteurs et doivent être analysés plus finement. La structure verticale d'après crue, peu stratifiée, permettrait de mieux comprendre ces phénomènes sédimentaires en période transitoire de débits liquides.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Des mesures des taux de sédimentations dans différentes zones estuariennes (chenaux, vasières intertidales et marais de mangrove) sont également indispensables à la compréhension des budgets sédimentaires annuels.

Approche appliquée :

Les modèles 2DH développés montrent des comportements robustes en période d'étiage et montrent ainsi leur fiabilité à des fins prédictives à moyen terme pour des scénarii d'aménagement divers. Dans son programme de développement, la Guinée envisage de construire à moyen terme 3 grosses installations sur le fleuve Konkouré, chacune deux à trois fois plus importantes que le barrage de Garafiri, afin de traiter la bauxite sur son territoire et faire ainsi une plus-value conséquente sur un matériau, l'aluminium, en demande croissante sur le marché mondial. Des évaluations réalistes des répercussions de telles installations, en terme d'hydrodynamique comme de qualité des eaux, sont en outre légalement indispensables car l'estuaire du Konkouré est une zone protégée par la convention des zones humides RAMSAR. Cet écosystème extrêmement riche représente un enjeu économique tant pour les populations littorales que nationales en raison du lien évident existant entre la mangrove et les cycles biologiques de nombreuses espèces halieutiques (principalement les Sciannidés et les crevettes) et végétales (riz, bois de palétuvier comme bois de chauffe).

Dans le cadre de sa politique de recherche, l'unité DIVHA du département Milieux et Environnement de l'IRD, envisage le développement d'un outil de modélisation intégré d'un bassin versant. Cet outil permettrait de simuler les impacts d'hydro-aménagements en prenant en compte l'intégralité d'un fleuve, de sa source à son embouchure. Ce travail s'intègre donc dans la partie la plus aval de l'outil d'aide à la décision environnementale, dans un contexte géopolitique où la gestion de l'eau va devenir un des enjeux majeurs des décennies à venir, notamment dans les pays en voie de développement.

Enfin l'hydrodynamique des zones de mangrove est encore très mal reproduite par les modèles numériques appliqués aux morphologies complexes et à l'approche d'un « écosystème » dans son acception large. L'outil qui reproduirait correctement cette dynamique permettrait de s'affranchir partiellement de la difficulté d'obtenir des mesures dans des environnements aussi hostiles et promet des applications multidisciplinaires tant cet environnement tropical est important pour la biodiversité.

BIBLIOGRAPHIE

- Avoine, J., Allen, G.P., Nichols, M., Salomon, J.C., Larssonneur, C., 1981.** Suspended-Sediment Transport in the Seine Estuary, France: Effect of Man-Made Modifications on Estuary-Shelf Sedimentology. *Marine Geology*, 40, 119-137.
- Avoine, J., 1981.** L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse d'état, Université de Caen, 236 pp.
- Anonyme, 1986.** Données et caractères physiques propres à la région sénégalo-guinéenne. Rapport frontalier, non publié, 79p.
- Allen, G.P., Sauzay, G., Castaing, P., Jouanneau, J.P., 1977.** Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde Estuary, France. Ed: Wiley, M. Estuarine processes (Vol. II). Academic Press, pp. 63-81.
- Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoulet, P., Du Penhoat, Y., De Granpré, C., 1980.** Effects of Tides on mixing and suspended sediment transport in Macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 26, 69-90.
- Allen, G.P., Castaing, P. et Salomon, J.P. 1982.** Effets de la marée sur les mouvements de l'eau et des sédiments dans les estuaires. *Mém. Soc. Géol. Fr., N.S.*, 1982, n°144, p.5-16.
- Allison, M.A., Lee, M.T., 2004.** Sediment exchange between Amazon mud banks and shore-fringing mangroves in French Guiana. *Marine Geology*, 208, 169-190.
- Alongi, D.M., Clough, B.F., Robertson, A.I., 2005.** Nutrient use efficiency in arid-zone forests of the mangroves *Rhizophora stylosa* and *Avicennia marina*. *Aquatic Botany*; 82, 121-131.
- Anthony, E.J., 2004.** Sediment dynamics and morphological stability of estuarine mangrove swamps in Sherbo Bay, West Africa. *Marine Geology*, 208, 207-224.
- Arakel, A.V., Hill, C.M., Piorewicz, J. and Conner, T.B., 1989.** Hydro-sedimentology of the Johnstone River estuary. *Hydrobiologia*, 176/177: 51-60.
- Aucun, J., Ridd, P.V., 2000.** Tidal asymmetry in creek surrounded by saltflats and mangrove with small swamps slope. *Wetlands Ecology and Management*, 8: 223-231.
- Augustinus, P., 1995.** Geomorphology and Sedimentology of Mangroves. *Geomorphology and Sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology 53*, edited by GME Perillo. 333-357.
- Bagnold, R. A., 1956.** The flow of cohesionless grains in fluids: Royal Philosophical Society of London, Transactions, v.249, pp.24-296.
- Baltzer, F., Allison, M., Fromard, F., 2004.** Material exchange between the continental shelf and mangrove-fringed coasts with special reference to the Amazon-Guianas coasts. *Marine Geology*, 208, 115-126.
- Baran, E., 1995.** Dynamique spatio-temporelle des peuplements de poissons estuariens en Guinée – relation avec le milieu abiotique. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 242 pp.
- Barousseau, J.P., 1984.** Analyse sédimentologique des fonds marins de la Petite Côte, Sénégal. Centre de Recherche Scientifique de Dakar-Tiaroye. Institut Sénégalais de Recherche Agricole. 25 pp.
- Barousseau, J.P., Bâ, M., Descamps, C., Diop, E.S., Diouf, B., Kane, A., Saos, J.L., Soumaré, A., 1998.** Morphological and Sedimentological changes in the Senegal River estuary after the construction of the Diama dam. *Journal of African Earth Science*, Vol. 26, pp. 317-326.
- Barousseau, J.P., 2000.** Suivi de l'impact environnemental du barrage de Garafiri. Mission d'étude de l'estuaire du Konkouré, Février 2000. Rapport non publié, 43p.
- Bassot, J.P., 1966.** Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. Edition BRGM, n°40, 267p.

Bibliographie

- Bassoulet, P., Le Hir, P., Gouleau, D., Robert, S., 2000.** Sediment Transport over an intertidal mudflat : field investigations and estimation of fluxes within the « Baie de Marennes-Oleron » (France). *Continental Shelf Research*, 20, 1635-1653.
- Belleudy, P., 2000.** Restoring flow capacity in the Loire River bed. *Hydrological Processes*. 14, 2331-2344.
- Berthois, L., Le Calvez, Y., 1961.** Notes techniques: Etude dynamique de la sédimentation dans la baie de Sangaréhah. Pp 694-714.
- Berthois, L., 1963.** Contribution à l'étude de la sédimentation dans l'estuaire du fleuve Konkouré en période d'étiage. *Cahiers Océanographiques XV^e année-n°1*. p. 16-52.
- Berthois, L., 1967.** La sédimentation en période de crue dans l'estuaire du fleuve Konkouré. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique. Série 2, Volume IX- fascicule 3*, p. 253-262.
- Bertrand, F., 1993.** Contribution à l'étude de l'environnement et de la dynamique des mangroves de Guinée. Données de terrain et apport de la télédétection. *Collection Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris*.
- Bessoles, B., 1977.** Géologie de l'Afrique, le craton Ouest Africain. Edition BRGM, n°88, 365p.
- Bessoles, B., Trompette, R. 1980.** Géologie de l'Afrique, La chaîne panafricaine. Edition BRGM, n°92, 356p.
- Brenon, I., 1997.** Modélisation de la dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Seine. Thèse d'Université. Université de Bretagne Occidentale 190p.
- Brenon, I., Le Hir, P., 1999.** Modelling the Turbidity Maximum in the Seine Estuary (France): Identification of Formation Processes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, pp. 525-544.
- Brooks, D.A., Baca, M.W., Lo, Y.T., 1999.** Tidal Circulation and residence time in a macrotidal Estuary: Cobscook Bay, Maine. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, pp 647-665.
- Bryce, S., Larcombe, P., Ridd, P.V., 2003.** Hydrodynamic and geomorphological controls on suspended sediment transport in mangrove creek systems, a case study: Cocoa Creek, Townsville, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, pp. 415-431.
- Bucher, D., Saenger, P., 1994.** A classification of tropical and subtropical Australian estuaries. *Aquatic Conservation. Marine and Freshwater Ecosystems*, 4, 1-19.
- Capo, S., 2001.** Caractérisation des paramètres hydrologiques et hydrodynamiques de l'estuaire du Konkouré, République de Guinée. Rapport de DEA EPCO, Université de Bordeaux I. 44p.
- Capo, S., Sottolichio, A., Brenon, I., Castaing, P., Ferry, L., in Press.** Morphology, hydrography and sediment dynamics in a mangrove estuary: the Konkouré estuary, Republic of Guinea. *Marine Geology*.
- Castaing, P., 1981.** Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. Thèse d'état. Université de Bordeaux I, 530 pp.
- Chen, J., Daoji, L., Banglin, C., Fangxi, H., Huifang, Z., Cangzhi, L., 1999.** The processes of dynamic sedimentation in the Chiangjiang Estuary. *Journal of Sea Research*, 41, pp 129-140.
- Chevalier, C., 1998.** Modèles numériques d'hydrodynamique côtière. ORSTOM. 22pp.
- Clarke, S., Elliot, A.J., 1998.** Modelling Suspended Sediment Concentrations in the Firth of Forth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 235-250.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992.** Estuarine faciès models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of sedimentary Petrology*, 62: 1130-1146.
- Davidson-Arnott, R.G.D., Proosdij, D.v., Ollerhead, J., Schostak, L., 2002.** Hydrodynamics and sedimentation in salt marshes: examples from a macrotidal marsh, Bay of Fundy. *Geomorphology*, 48, pp. 209-231.
- Davies, J. C., 1986.** *Statistics and data analysis in Geology*. New York: John Wiley and Sons, 646pp.
- Davies, P. E., Kalish, S. R., 1994.** Influence of river hydrology on the dynamics and water quality of the upper Derwent Estuary, Tasmania. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, 45, 109-130.

Bibliographie

- Denot, T., Lang, P., 2002.** Apports de la modélisation numérique à l'étude de la dynamique hydro sédimentaire de l'estuaire de la Rance. Site internet www.sogreha.fr.
- Desitter, A., Bates, P.D., Anderson, M.G., Hervouet, J.M., 2000.** Development of one, two and three-dimensional finite element groundwater models within a generalized object-oriented framework. *Hydrological Processes*. 14, 2245-2259.
- De Wit, P.J, Kranenburg, C, 1997.** The Wave-Induced Liquefaction of Cohesive Sediment Beds. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, 261-271.
- Diop, S., 1990.** La côte Ouest africaine, du Saloum (Sénégal) à la Mellacorée (République de Guinée). Editions de l'ORSTOM, 310p.
- Domain, F., Bah, M.O., 1993.** Carte sédimentologiques du plateau continental Guinéen. ORSTOM Editions, Notice explicative : 108, 15pp.
- Domain, F., Bah, M.O., 2000.** Description des fonds du plateau continental. In : La pêche côtière en Guinée – Ressources et Exploitation. Domain, F., Chavance, P., Diallo, A. (Eds) Editions IRD/CNSHB : Paris. Pp 37-49.
- Dyer, K.R., 1986.** Coastal and estuarine sediment dynamics. Eds Jon Wiley and Sons. 342p.
- Dyer, K.R., 1990.** Estuarine Hydrography and Sedimentation. Cambridge University Press, Cambridge, London, New York, Melbourne. 230 pp.
- Dyer, K.R., 1995.** Sediment Transport Processes in Estuaries. *Geomorphology and Sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology 53*, edited by GME Perillo. 423-449.
- Ellison, J.C., 1998.** Impacts of Sediment Burial on Mangroves. *Marine Pollution Bulletin*, Vol.37, pp. 420-426.
- Emilianov, V.A., Kiriakov, P.A., Mitropolski, V.Y., Demediouk, Y.N., Sakho, N.L.M., 1988.** Shelf de la république de Guinée : lithologie, géochimie, sédimentogénèse. *Bull. Centre Rech. Sci. Conakry Rogbané, Guinée*, 5 : 26-35.
- Fairbridge, R.W., 1980.** The Estuary: its definition and geodynamic cycle. In: E. Olausson and I. Cato (Editors), *Chemistry and biogeochemistry of Estuaries*, Wiley, New York, pp.1-35.
- Fernandes, E.H.L., Dyer, K.R., Niencheski, L.F.H., 2001.** Calibration and Validation of the TELEMAC-2D Model to the Patos Lagoon (Brazil). *Journal of Coastal Research Special Issue 34*, (ICS 2000 New Zeland). ISSN 0749-0208.
- Fernandes, E.H.L., Dyer, K.R., Moller, O.O., Niencheski, L.F.H., 2002.** The Patos Lagoon hydrodynamics during an El Nino event (1998). *Continental Shelf Research* 22 (2002), 1699-1713.
- Fettweis, M., Sas, M., Monbaliu, J., 1998.** Seasonal, Neap-spring and Tidal Variation of Cohesive Sediment Concentration in the Scheldt Estuary, Belgium. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, pp 21-36.
- Furon, R., 1960.** Géologie de l'Afrique, 2^oédition, Edition Payot, Paris, 400p.
- Furukawa, K., Wolanski, E., Mueller, H., 1997.** Currents and Sediment Transport in Mangrove forests. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 44, 301-310.
- Gallenne, B, 1974.** Les accumulations turbides de l'estuaire de la Loire. Etude de la crème de vase. Thèse de doctorat, Université de Nantes, 297p.
- Genco, M-L, 1993.** Les marées dans l'Océan Atlantique : Modélisation et bilan énergétique. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble I.
- Geyer, W.R, 1997.** Influence of Wind on Dynamics and Flushing of Shallow Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44, 713-722.
- Giordano, Bessero et Gilet, 1976.** Les phénomènes résiduels en estuaire (courant salinité, température, turbidité). *Ecole Nationale Supérieure des Techniques Avancées*. 50p.
- Glangeaud, L. 1938.** Transport et sédimentation dans l'estuaire et l'embouchure de la Gironde (caractères pétrographiques des formations fluviales, saumâtres, littorales et rérétiques). *Bulletin de la Société Géologique Française*. 5eme série, vol.8, pp. 149-157.

Bibliographie

- Gleizon, P., Punt, A.G., Lyons, M.G., 2003.** Modelling hydrodynamics and sediment flux within a macrotidal estuary: problems and solutions. *The Science of Total Environment*, 314-316, pp 589-597.
- Golbuu, Y., Victor, S., Wolanski, E., Richmond, R.H., 2003.** Trapping of fine sediment in a semi enclosed bay, Palau, Micronesia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57, 941-949.
- Grabemann, I., Krause, G., 1989.** Transport processes of suspended matter derived from time series in a tidal estuary. *Journal of Geophysical Research*, 94, 14373-14379.
- Grabemann, I., Uncles, R.J., Krause, G., Stephens, J.A., 1997.** Behaviour of turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.) Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, 235-246.
- Guan, W.B., Wolanski, E., Dong, L.X., 1998.** Cohesive sediment transport in the Jiaojiang River estuary, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46, 861-871.
- Guilcher, A., 1954.** Dynamique et morphologie des côtes sableuses de l'Afrique Atlantique. *Cahiers d'info.Géog.* 1, 57-68.
- Guilcher, A., 1965.** Précis d'hydrologie. Editions Masson et Cie. 379p.
- Hansen, D.V., Rattray, M., 1966.** New dimensions in estuary classifications. *Limnology and Oceanography*. Vol. XI, n°3, pp. 319-326.
- Hart, B.S., 1995.** Delta front Estuaries. *Geomorphology and Sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology 53*, edited by GME Perillo. 207-226.
- Hayes, M.O., 1975.** Morphology and sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: L.E. Cronin (Editor), *Estuarine Research, Vol II*. Academic Press, New York, pp3-22.
- Hervouet, J.M., Van Haren, L., 1994.** TELEMAC 2D Principal note. Electricité de France. Rapport HD 43/94/051/B, 87 pp.
- Hervouet, J.M., 2000.** TELEMAC modelling system: an overview. *Hydrological Processes*. 14, 2209-2210.
- Hervouet, J.M., 2000.** A high resolution 2-D dam-break model using parallelization. *Hydrological Processes*. 14, 2211-2230.
- Hossain, S., Eyre, B., McConchie, D., 2001.** Suspended Sediment Transport Dynamics in the Sub-tropical Micro-tidal Richmond River Estuary, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52, 529-541.
- Hossain, S., Eyre, B., 2002.** Suspended Sediment Exchange through the Sub-tropical Richmond River Estuary, Australia: a Balance Approach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55, 579-586.
- Hosseini, K., 1999.** Liaison entre la rigidité initiale et la cohésion non drainée dans les vases molles. Relation avec la dynamique sédimentaire. Thèse d'Université. Université de Nantes, 155p.
- Houwing, E.J., 1999.** Determination of the Critical Erosion Threshold of Cohesive Sediments on Intertidal Mudflats Along the Dutch Wadden Sea Coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, 545-555.
- Ibanez, C., Saldana, J., Prat, N., 1999.** A model to determine the advective circulation in a three layer, Salt Wedge estuary : application to the Ebre River Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 48, 271-279.
- IFREMER. Dupont, J.P., 2001.** Matériaux fins : le cheminement des particules en suspension. Programme scientifique Seine Aval. 39pp.
- IFREMER. Thouvenin, B., 2001.** Les modèles : outils de connaissance et de gestion. Programme scientifique Seine Aval. 32pp.
- IFREMER. Lesueur, P., 2001.** Sables, chenaux, vasières : dynamique des sédiments et évolution morphologique. Programme scientifique Seine Aval. 32pp.
- Ippen, A.T., 1966.** Estuary and Coastal hydrodynamics. Engineering Society Monographs. McGraw-Hill Book Company, New York, 744pp.

Bibliographie

- IRD-BCEOM-BRL, Mai 2000.** Etude de l'impact du barrage de Garafiri sur l'estuaire et le bassin versant du Konkouré, Guinée. Rapport d'étape année 2. Projet impact Garafiri, tomes 1, 2, 3, 4. ENELGUI. Rapports non publiés.
- IRD-BCEOM-BRL, Novembre 2000.** Etude de l'impact du barrage de Garafiri sur l'estuaire et le bassin versant du Konkouré, Guinée. Rapport d'activité. Projet impact Garafiri. ENELGUI. Rapport non publié, 54p.
- IRD, 2003.** Etude de l'impact du barrage de Garafiri sur l'estuaire et le bassin versant du Konkouré, Rapport final, non publié.
- Jansen-Stelder, B., 2000.** The effect of different hydrodynamic conditions on the morphodynamics of a tidal mudflat in the Dutch Wadden Sea. *Continental Shelf Research*, 20, 1461-1478.
- Jay, D.A., Flinchem, E.P., 1999.** A comparison of methods for analysis of tidal records containing multi-scale non-tidal background energy. *Continental Shelf Research* 19. 1695-1732.
- Kathiresan, K., 2003.** How do mangrove forests induce sedimentation? *Rev. Biol. Trop.* 51(2): 355-360.
- Kineke, G.C., Sternberg, R.W., 1992.** Measurements of high concentration suspended sediments using the optical backscatterance sensor. *Marine Geology*, 108: 253-258.
- Kitheka, J.U., Ongwenyi, G.S., Mavuti, K.M., 2003.** Fluxes and exchanges of suspended sediment in tidal inlets draining a degraded mangrove forest in Kenya. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, pp 655-667.
- Kitheka, J.U., Obiero, M., Nthenge, P., 2005.** River discharge, sediment transport and exchange in the Tana Estuary, Kenya. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 63, pp 455-468.
- Krone, R.B., 1962.** Flume studies of the transport of sediment in the estuarine shoaling processes. Technical Report of Hydraulic Engineering Laboratory. Vol 17 (6/7), pp. 891-901.
- Krone, R.B., 1993.** Sedimentation revisited. In *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport* (ed. A.J. Metha). American Geophysical Union.
- Kynch, G.J., 1952.** A theory of sedimentation. *Transactions of the Faraday Society*. N°48. pp. 166-176.
- Lafond, L.R., 1967.** Etudes littorales et estuariennes en zone intertropicale humide. Thèse d'état. Orsay, Paris. 3 Tomes. 791p.
- Lee, H.J., Jo, H.R., Chu, Y.S., Bahk, K.S., 2004.** Sediment transport on macrotidal flats in Garolim Bay, west coast of Korea: significance of wind waves and asymmetry of tidal currents. *Continental Shelf Research*, 24; 821-832.
- Le Floch, J.F., 1961.** Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime. Thèse de l'Université de Paris. 507 pp.
- Le Hir, P., Bassoulet, P., L'Yavanc, J., 1989.** New developments about mud transport models. Application to a macrotidal estuary. *Proceedings of the International Symposium on the sediment transport modelling*. New Orleans, pp 94-99.
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoulet, P., Bacher, C., 2000.** Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 20, 1433-1459.
- Le Hir, P., Ficht, A., Jacinto, R.S., Lesueur, P., Dupond, J.P., Lafite, R., Brenon, I., Thouvenin, B., Cugier, P., 2001.** Fine Sediment Transport and Accumulations at the mouth of the Seine Estuary (France). *Estuaries*, 24, 950-963.
- Le Normand, C., 1995.** Modélisation numérique tridimensionnelle des processus de transport des sédiments cohésifs en environnement estuarien. Thèse de Doctorat. INP Toulouse, 232 pp.
- Leroux, M., 2001.** Meteorology and Climatology of Tropical Africa. Springer Verlag Editions.
- Lessa, G., Masselink, G., 1995.** Morphodynamic evolution of a macrotidal barrier estuary. *Marine Geology*, 129, pp 25-46.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.C., Garnaud, S., Poupinet, N., 2003.** Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58, 3-16.
- Lignelet, P., 1991.** Fortran 77. Editions Masson, 4^o édition. 189pp.

Bibliographie

- Lindsay, P., Balls, P.W., West, J.R., 1996.** Influence of Tidal Range and River Discharge on Suspended Particulate Matter Fluxes in the Forth Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 42, pp 63-82.
- Lou, J., Ridd, P.V., 1997.** Modelling of suspended sediment transport in coastal areas under waves and currents. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, 1-16.
- Lumborg, U., 2002.** Cohesive sediment transport modelling – application to the lister Dyb tidal area in the Danish Wadden Sea. *Journal of Coastal Research*, Special issue 41, 114-123.
- Lund-Hansen, L.C., Valeur, J., Pejrup, M., Jensen, A., 1997.** Sediment Fluxes, Re-suspension and accumulation Rates at Two Wind-exposed Coastal Sites and in a Sheltered Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44, 521-531.
- McMaster, R.L., Lachance, T.P., 1969.** Northwestern African Continental Shelf Sediments. *Marine Geology*, 7: 57-67.
- Mahé, G., 1992.** Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l’Afrique. Thèse d’Université, Orsay, Paris. 438p.
- Malcherek, A., 2000.** Application of TELEMAC-2D in a narrow estuarine tributary. *Hydrological Processes*. 14, 2293-2300.
- Mallet, C., 1998.** Etude de la dynamique des sédiments non cohésifs de l’embouchure de la Gironde. Thèse d’Université. Université de Bordeaux I, 173p.
- Mallet, C., Howa, H., Garlan, T., Sottolichio, A., Le Hir, P., Michel, D., 2000.** Utilisation of numerical and statistical techniques to describe sedimentary circulation patterns in the mouth of the Gironde Estuary. *C.R.Acad.Sci.Earth and Planetary Sciences* 331, 491-497.
- Manning, A.J., 2002.** The observed effects of turbulence on estuarine flocculation. *Journal of Coastal Research*, 41, 90-104.
- Manning, A. J., Dyer, K.R., Lafite, R., Mikes, D., 2002.** Flocculation measured by Video based Instruments in the Gironde Estuary during the European, Commission SWAMIEE Project. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 41, 58-69.
- Mantovanelli, A., Marone, E., Da Silva, E.T., Lautert, L.F., Klingenfuss, M.S., Prata, V.P., Noernberg, M.A., Knoppers, B.A., Angulo, R.J., 2004.** Combined tidal velocity and duration asymmetries as a determinant of water transport and residual flow in Paranagua Bay estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59, pp. 523-537.
- Mazda, Y., Kanazawa, N., Wolanski, E., 1995.** Hydrodynamics in mangrove areas. *Hydrobiologia*, 295: 51-58.
- Metha, A. J., Partheniades, E., 1973.** Depositional behaviour of cohesive sediments. *Coastal and Oceanographic Eng. Lab., Tech. Report n°16*, University of Florida.
- Metha, A. J., 1988.** Laboratory studies on cohesive sediment deposition and erosion, in *Physical Processes in Estuaries*. Eds: J. Dronkers and W. Van Leussen, pp. 427-445, Springer-Verlag.
- Metha, A. J., 1991.** *Coastal and Estuarine fine sediment processes*. Eds: W.H. McAnally and A.J. Metha, 540 p, Elsevier Science.
- Migniot, C., 1977.** Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. *La Houille blanche*, 1, 10-47.
- Migniot, C., 1968.** Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La Houille Blanche*, 23, pp. 591-620.
- Migniot, C., 1982.** Etude de la dynamique sédimentaire, marine, fluviale et estuarienne. Thèse de doctorat d’état. 340p.
- Migniot, C., 1989.** Tassement et rhéologie des vases, *La Houille Blanche*, n°1 et 2, p. 11-29 et 95-111.
- Migniot, C., 1991.** Les estuaires. Etude comparative des caractéristiques géométriques, hydrauliques et sédimentologiques. Secrétariat d’état à la mer. Service Technique Central de Ports Maritimes et des voies navigables. 160p.
- Milligan, T.G., 1995.** An examination of the settling behaviour of a flocculated suspension. *Netherlands Journal of Sea Research*, 33, 163-171.

Bibliographie

- Mikes, D., Verney, R., Lafite, R., Belorgey, M., 2002.** Controlling factors in estuarine flocculation processes: experimental results with material from the Seine Estuary, Northwest France. *Journal of Coastal Research, Special Issue 41*, 82-89.
- Mitchell, S.B., West, J.R., Arundale, A.M.W., Guymer, I., Couperthwaite, J.S., 1998.** Dynamics of the Turbidity Maxima in the Upper Humber Estuary System, UK. *Marine Pollution Bulletin*, vol.37, pp. 190-205.
- Mitchell, S.B., Couperthwaite, J.S., West, J.R., Lawler, D.M., 2003.** Measuring sediment exchange rates on an intertidal bank of Blacktoft, Humber Estuary, U.K. *The Science of the Total Environment*, 314-316, pp 535-549.
- Mitchell, S.B., Lawler, D.M., West, J.R., Couperthwaite, J.S., 2003.** Use of continuous turbidity sensor in the prediction of fine sediment transport in the turbidity maximum of the Trent Estuary, UK. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58, 645-652.
- O'Brien, D.J., Whitehouse, R.J.S., Cramp, A., 2000.** The cyclic development of a macrotidal mudflat on varying timescales. *Continental Shelf Research*, 20, 1593-1619.
- Orange, D., 1992.** Hydroclimatologie du Fouta Djallon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique (Afrique de l'Ouest). *Mém. Sci. Géol.*, 93, Strasbourg, 206p.
- Partheniades, E., 1965.** Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulic Division, ASCE, Proceedings, Vol.91, n°HY1*, pp.105-139.
- Paskoff, R., 1998.** Les littoraux, impact des aménagements sur leur évolution. Editions Armand Colin. 257pp.
- Patchineelam, S.M., Kjerfve, B., 2004.** Suspended sediment variability on seasonal and tidal time scales in the Winyah Bay estuary, South Carolina, USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59, pp. 307-318.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002.** Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-TIDE. *Computers and Geosciences* 28. 929-937.
- Perillo, G.M.E., 1995.** Definitions and geomorphologic classifications of estuaries. *Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology*, 53. Edited by G.M.E. Perillo, 17-47.
- Pezenec, O., 2000.** L'environnement hydroclimatique de la Guinée. In: *La pêche côtière en Guinée – Ressources et exploitations*. Domain, F., Chavance, P., Diallo, A. (Eds), Editions IRD/CNSHB, Paris : 7-27.
- Ponton, D., Vauchel, P., 1998.** Immediate downstream effects of the Petit-saut Dam on young neotropical fish in a large tributary of the Sinnamary River (French Guiana, South America). *Regulated Rivers: Research and Management* 14: 227-243.
- Portela, L.I., Neves, R., 1994.** Numerical modelling of suspended sediment transport in tidal estuaries : a comparison between the Tagus (Portugal) and the Sheldt (Belgium-The Netherlands). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 28, 329-335.
- Postma, H., 1967.** Suspended transport and sedimentation in the estuarine environment. In: G.H. Lauff (Editor), *Estuaries. American Association of Advanced Science. Vol.83*. pp. 158-179.
- Pritchard, D.W., 1955.** Estuarine circulation patterns. *Proceedings of the American Society of Civil Engineering. Vol. 81*. pp 1-11.
- Reigner, P., Mouchet, A., Wollast, R., Ronday, F., 1998.** A discussion of methods for estimating residual fluxes in strong tidal estuaries. *Continental Shelf Research*, 18, pp 1543-1571.
- Reinhardt, A., 2004.** Contrasting roles of natural organic matter on colloidal stabilization and flocculation in freshwaters. *Thèse de Doctorat, Université de Genève*. 142 pp.
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B., Correa, I.D., Gonzales, J., 2002.** Morphodynamics of a high discharge tropical delta, San Juan River, Pacific coast of Colombia. *Marine Geology*, 192, pp. 355-381.
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B., 2002.** The San Juan Delta, Colombia: tides, circulations, and salt dispersion. *Continental Shelf Research*, 22, 1249-1267.

Bibliographie

- Ridd, P.V., Stieglitz, T., Larcombe, P., 1998.** Density-driven Secondary Circulation in a Tropical Mangrove Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 621-632.
- Ridd, P.V., Stieglitz, T., 2002.** Dry Season Salinity Changes in Arid Estuaries Fringed by Mangrove and Saltflats. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 1039-1049.
- Rüe, O., 1998.** L'aménagement du littoral de Guinée; Mémoires de mangroves. Editions l'Harmattan, 300p.
- Sanchez, M., Grovel, A., 1994.** Dynamique des matériaux cohésifs dans l'estuaire de la Loire. *Journal de la Recherche Océanographique*, 1994, vol.19 n°3 et 4, p. 196-201.
- Sanchez, M., Grovel, A., 1995.** Rôle de la crème de vase dans la dynamique sédimentaire: cas de l'estuaire de la Loire, France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série II a, p. 1095-1100.
- Sandford, L.P., Halka, J.P., 1993.** Assessing the paradigm of mutually exclusive erosion and deposition of mud, with examples from upper Chesapeake Bay. *Marine Geology*, 114, 37-57.
- Sasekumar, A., Chong, V.C., Leh, M.U., D'Cruz, R., 1992.** Mangrove as habitats for fish and prawns. *Hydrobiologia*, 247: 195-207.
- Savenije, H.G., Pages, J., 1992.** Hyper salinity: a dramatic change in the hydrology of sahelian estuaries. *Journal of Hydrology*, 135. 157-174.
- Schoellhamer, D.H., 1995.** Sediment Re-suspension Mechanisms in Old Tampa Bay, Florida. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 40, pp 603-620.
- Sidibé, A., 2005.** Les ressources halieutiques démersales côtières de la Guinée ; Exploitation, biologie et dynamique des principales espèces de la communauté à Sciannidés. Thèse de Doctorat de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, 260pp.
- Simmons, H.B., 1955.** Some effects of upland discharge on estuarine hydraulics. *Proceedings of the American Society of Civil Engineering*. Vol. 81. pp1-20.
- Snedaker, S.C., Snedaker, J.C., 1984.** The mangrove ecosystem: research methods. *Monographs and oceanographic methodology*. Unesco, 8, 251 pp.
- Sottolichio, A., 1999.** Modélisation de la dynamique des structures turbides (Bouchon vaseux et crème de vase) dans l'estuaire de la Gironde. Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux1, 184 pp.
- Sottolichio, A., Castaing, P., 1999.** A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated structures in the Gironde Estuary. *C.R.Acad.Sci, Paris, série IIA*, 329, 795-800.
- Spinrad, R.W., Bartz, R., Kitchen, J.C., 1989.** In situ measurements of marine particle settling velocity and size distributions using the remote optical settling tube. *Journal of Geophysical Research*, 94, 931-938.
- Struve, J., Falconer, R.A., Wu, Y., 2003.** Influence of model mangrove trees on the hydrodynamics in a flume. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58, pp.163-171.
- Suk, N.S., Guo, Q., Psuty, N.P., 1999.** Suspended Solid Flux between Salt Marsh and Adjacent Bay: A Long-term Continuous Measurement. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, 61-81.
- Teisson, C., Ockenden, M., Le Hir, P., Kranenburg, C., Hamm, L., 1993.** Cohesive sediment transport processes. *Coastal Engineering*, 21, 129-162.
- Thayer, G.W., Powell, A.B., Hess, D.E., 1988.** Response of larval, juvenile and small adult fishes to changes in environmental conditions in Florida Bay: a decadal comparison. In: *proceedings of the 1998 Florida Bay Science Conference, May 12-14, 1998. Florida Bay and Adjacent Marine Science Program.*
- Thomason, J.C., Hills, J.M., Bennett, A.M., 1997.** Dynamics of a Massive Freshwater Influx in the Clyde Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44, 385-393.
- Thorn, M.F.C., 1981.** Physical Processes of siltation in tidal channels. *Proceedings of Hydraulic modelling applied to maritime Engineering problems*. ICE, London, pp. 47-55.
- Toorman, E.A., 1992.** Modeling of fluid mud flow and consolidation. Thèse de l'Université Catholique de Louvain, 219 p.

- Tolhurst, T.J., Black, K.S., Shayler, S.A., Mather, S., Black, I., Baker, K., Paterson, D.M., 1999.** Measuring the in situ Erosion Shear Stress of Intertidal Sediments with the Cohesive Strength Meter (CSM). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, 281-294.
- Uncles, R.J., Elliot, R.C.A., Weston, S.A., 1985.** Observed Fluxes of Water, Salt and Suspended Sediment in a Partly Mixed Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 20, pp 147-167.
- Uncles, R.J. and Stephens, J.A., 1989.** Distributions of suspended sediment at high water in a macrotidal estuary. *Journal of Geophysical Research*. Vol.94, n° C10, pp. 14395-14405.
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., 2000.** Observations of currents, salinity, turbidity and intertidal mudflat characteristics and properties in the Tavy Estuary, UK. *Continental Shelf Research*, 20, 1531-1549.
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., Smith, R.E., 2002.** The dependence of estuarine turbidity on tidal intrusion length, tidal range and residence time. *Continental Shelf Research*, 22, 1835-1856.
- Unnikrishnan, A.S., Luick, J.L., 2003.** A finite element simulation of tidal circulation in the Gulf of Kutch, India. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, 131-138.
- Van Leussen, W, 1988.** Aggregation of particles, settling velocity of mud flocs: A review. *Physical Processes in Estuaries*. J Dronkers and W. Van Leussen, Eds, Springer-Verlag, 347-403.
- Van Leussen, W, 1994.** Estuarine macroflocs and their role in fine grained sediment transport. PhD Thesis, University Utrecht. 488 pp.
- Van Rijn, L.C., 1984.** Sediment transport, part II: suspended load transport. *Journal of hydraulic engineering*, vol 110, No 11.
- Vantrease, M., 2002.** Classical tidal harmonic analysis. *Transport processes*. ESE530 CLASS. 19pp.
- Vauchel, P., 1997.** Intrusion saline sur le fleuve Gambie. Rapport d'avancement.3pp.
- Weilbeer, H., Zielke, W., 2000.** Application of the TELEMAC system to the simulation of dumping of excavated material in the River Rhine. *Hydrological Processes*. 14, 2331-2344.
- Wells, J.T., 1995.** Tide dominated estuaries and tidal rivers. *Geomorphology and Sedimentology of estuaries*. *Developments in Sedimentology* 53, edited by GME Perillo. 179-205.
- West, J.R., Sangodoyin, A.Y.A., 1991.** Depth-mean Tidal Current and Sediment Concentration Relationships in Three Partially Mixed Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 32. pp 141-159.
- West, J.R., Oduyemi, K.O.K., Bale, A.J., Morris, A.W., 1990.** The Field Measurement of Sediment Transport Parameters in Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30. pp 167-183.
- Wolanski, E., 1992.** Hydrodynamics of mangrove swamps and their coastal waters. *Hydrobiologia* 247, 5-18.
- Wolanski, E., 1995.** Rapport d'étude sur les mangroves de la baie de Sangaréah. Document 17/95. Ministère de l'agriculture, de l'élevage et des forêts Guinée ; Dir. Nat. Des forêts et de la faune ; 25 p. ; oct. 1995, non publié.
- Wolanski, E., 1995.** Transport of sediment in mangrove swamps. *Hydrobiologia*, 295, 31-42.
- Wolanski, E., King, B., Galloway, D., 1995.** Dynamics of the turbidity maximum in the Fly River Estuary, Papua new Guinea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 40, 321-337.
- Wolanski, E., Norro, A., King, B., 1995.** Water circulation in the Gulf of Papua. *Continental Shelf Research*, 15, 185-212.
- Wolanski, E., Huan, N.N., Dao, L.T., Nhan, N.H., Thuy, N.N, 1996.** Fine-sediment Dynamics in the Mekong River Estuary, Vietnam. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 43, pp. 564-582.
- Wolanski, E., Cassagne, B., 2000.** Salinity intrusion and rice farming in the mangrove fringed Konkoure River Delta, Guinea. *Wetlands, Ecology and Management*, 8, 29-36.
- Wolanski, E., Moore, K., Spagnol, S., D'Adamo, N., Pattiaratchi, C., 2001.** Rapid, Human-induced Siltation of the Macro-tidal Ord River Estuary, Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53, pp. 717-732.
- Wolanski, E., Spagnol, S., 2003.** Dynamics of the turbidity maximum in King Sound, tropical Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, 877-890.

Bibliographie

- Woodroffe, C. D., Chappell, J. M. A., Thom, B. G. and Wolanski, E., 1989.** Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology*, 36, 737-756.
- Wu, J.X., Shen, H.T., 1999.** Estuarine Bottom Sediment Transport Based on the 'MacLaren Model': A Case Study of Huangmaohai Estuary, South China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, 265-279.
- Wu, Y., Falconer, R.A., Struve, J., 2001.** Mathematical Modelling of tidal currents in mangrove forests. *Environmental Modelling and Software*, 16, pp. 19-29.

ANNEXES

ANNEXE A: Méthodologie Bathymétrie.

ANNEXE B: Inventaire des séries temporelles des marégrammes de l'estuaire.

ANNEXE C : Volumes Oscillants Récapitulatif des missions.

ANNEXE D: Localisation des stations de référence des prélèvements sédimentaires de Juin2000.

ANNEXE E: Evolution bathymétrique aux profils de référence.

ANNEXE F : Estimation du coefficient de Strickler.

ANNEXE G : Localisation du bouchon vaseux.

ANNEXE H: Tests de sensibilité de Sisyphe en période d'étiage.

ANNEXE I : Effet orages sur les remises en suspension en nov03.

ANNEXE J: Evolution des surfaces libres, épaisseur de dépôt et Concentration des MES les 18 et 19 Novembre 2003 à la station K15 et dans l'estuaire aval.

ANNEXE K: Résumé Cahiers de Biologie Marine, 2006.

ANNEXE L: Article Marine Geology, version acceptée le 25 avril 2006, In Press.

ANNEXE A : Méthodologie Bathymétrie

L'estuaire du Konkouré se situe à une cinquantaine de kilomètres au Nord de Conakry, en République de Guinée par 9 degrés de latitude Nord et 13 degrés de longitude Ouest. C'est un environnement de mangrove s'étendant sur une trentaine de kilomètres dans les terres. Les rives ne sont pas aménagées et l'environnement reste totalement naturel, bordé par une mangrove infranchissable. Le manque de donnée bathymétrique exploitable sur le site nous a incité à établir une carte bathymétrique inédite de l'estuaire du Konkouré, indispensable à l'approche par la modélisation numérique.

Cadre général

La bathymétrie de l'estuaire du Konkouré a fait l'objet de plusieurs campagnes de Juillet 2002 à Septembre 2003 afin d'obtenir une définition détaillée des fonds de l'estuaire.

Moyens Matériels

Le matériel utilisé pour les campagnes d'acquisition est :

- Un ADCP WH600 RDI
- Un échosondeur Humminbird 350TX
- Un GPS Magellan Colortrack 12 canaux
- Un ordinateur portable Toshiba Satellite 400CD
- Une barque « Garafiri » de 6,5m équipée d'un moteur 40 CV
- Limnigraphes OTT

. Démarche

Les profondeurs exploitées sont issues d'un ADCP WH600 RDI qui a été corrélé à un Echosondeur Humminbird 350TX ainsi qu'à un GPS Magellan Colortrack 12 canaux pour le géoréférencage.

Ces profils transversaux ont été effectués tous les 300 mètres environ d'amont en aval de l'estuaire en saison des pluies, période de crue, et couvrent la totalité de l'estuaire du Konkouré. Les missions bathymétriques ont été programmées aux environs de la pleine mer afin de couvrir la plus grande surface inondable ainsi que les bancs découvrants sans risquer de s'y échouer.

Chaque profil a fait l'objet de l'enregistrement de la date, les heures de départ et de fin, et de landmarks GPS aux points de départ et de fin de chacun des profils.

La hauteur d'eau a été enregistrée simultanément en quatre sites de l'estuaire avec un temps de scrutation de dix minutes par des limnigraphes OTT. Ces appareils ont été nivelés et calés entre eux à la valeur du niveau moyen des océans à Conakry soit 2,07m.

Acquisition des données

Les points de sondes sont obtenus de profils ADCP enregistrés sous le logiciel d'exploitation Winriver 3.0. L'ADCP n'est pas un appareil à fin bathymétrique, c'est pourquoi il a été couplé à un échosondeur. Une de ses limites d'utilisation en tant qu'échosondeur est l'absorption du signal source, émis par l'ADCP sur des fonds mobiles, en l'occurrence de la crème de vase. C'est pourquoi après avoir défini la meilleure configuration de l'ADCP, les missions bathymétriques ont été programmées lors de la période de crue. Les forts courants induits par les débits fluviaux nettoient les fonds de l'estuaire de la vase mobile en l'éjectant sur le plateau continental. Le signal de l'ADCP est donc de meilleure qualité lors de forts débits fluviaux. Une analyse des données fournies par les deux appareils a été effectuée et montre une bonne corrélation (cf Figure corrélation) Nous avons donc considéré la bathymétrie obtenue par l'ADCP.

Les profondeurs Z extraites des fichiers de l'ADCP tiennent compte des effets de marée ainsi que d'une déviation de trajectoire due à la déclinaison magnétique. Il a donc été nécessaire de corriger ces données avant d'établir la carte bathymétrique définitive calée sur le niveau des plus basses mers.

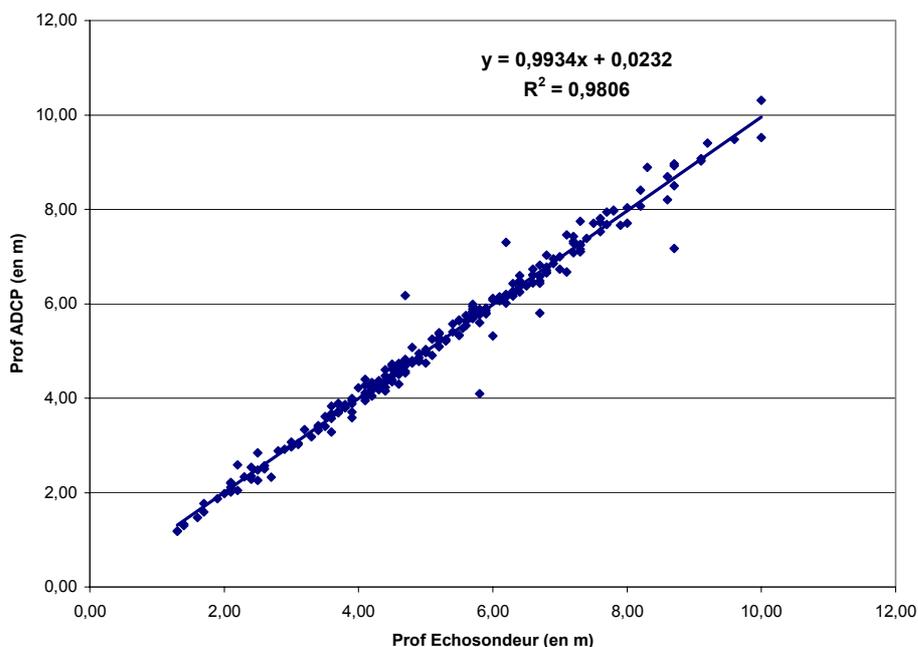


Figure corrélation : Corrélation entre les profondeurs données par l'ADCP WH600 RDI et l'échosondeur Humminbird 350 TX.

Traitement des données

Les données obtenues par L'ADCP ont toutes été traitées suivant la même méthodologie.

Trois étapes ont été nécessaires à l'obtention des données finales :

ANNEXES

1. Extraction des données brutes
2. Tri des données de bathymétrie et de position
3. Traitement des données comprenant deux corrections ; les effets de marée et la déclinaison magnétique.

. Extraction des données brutes

La bathymétrie a été extraite des fichiers de données brutes sous le format ASCII. Chaque profil bathymétrique a été enregistré sur Winriver 3.0 sous ce même format. Le traitement des données a nécessité l'exportation de ces fichiers sous le format Excel.

. Tri des données

Un tri de ces données préalable au traitement a été nécessaire. En effet pour l'obtention de données bathymétriques seules les informations concernant la profondeur et les positions géographiques étaient exploitables. Il a donc fallu trier chaque séquence de données brutes. En effet, les fichiers ASCII exportés ont une structure régulière, comprenant une cyclicité correspondant à chaque « ping » émis par l'ADCP.

Cette opération fastidieuse a fait l'objet de l'élaboration d'une macro sous Visual Basic.

La macro conçue nous a permis d'extraire les profondeurs et les positions géographiques relatives au point de départ du profil de chaque ping et de les mettre en forme pour l'élaboration du fichier en X,Y,Z de bathymétrie.

. Traitement des données

a) Correction du Géoréférencage des points de sonde :

Les coordonnées du GPS Magellan Colortrack donnent la position géographique des points de sonde de début et fin des profils. L'ADCP fournit les distances cumulées vers l'Est et vers le Nord de chaque point de sonde par rapport au point de départ. Ces positions sont issues de la boussole interne de l'appareil relative au nord magnétique. Il existe donc un biais entre ces données, ce biais correspondant à la déclinaison magnétique. Il s'agit alors de corriger la position de chaque point de sonde en appliquant une rotation de $-Dm$, Dm étant la déclinaison magnétique, et de recalculer la position géographique de chacun de ces points de sonde. Cette correction a fait l'objet de l'élaboration d'une deuxième macro permettant de recalculer la position géographique de chaque point de sonde.

Les valeurs de la déclinaison magnétique, Dm , sont issues du logiciel Déclimag téléchargé sur le site Internet <http://vtopo.free.fr/declimag.html> le 16/09/2003. Ce logiciel permet de calculer une approximation de la déclinaison magnétique en tout point du globe à une date donnée. Il utilise les modèles de calcul IGRF (International Geomagnetic Reference Field) et WMM (World Magnetic Model). Les données préalables au calcul sont publiées tous les 5 ans et la version actuelle est valable jusqu'en 2004.

Une valeur moyenne de Dm a été considérée pour les campagnes de bathymétrie de 2002. Cette valeur moyenne tient compte de l'écartement des profils et des dates de ces derniers. En effet, les

ANNEXES

valeurs de Dm calculées d'après les positions enregistrées au GPS présentent une trop grande dispersion.

Pour les missions de 2003, la même méthodologie a été appliquée pour chaque campagne, plus étalées dans le temps.

Chaque départ de profil a fait l'objet d'un point de localisation au GPS ($X_{\text{départ}}$, $Y_{\text{départ}}$) déterminant l'origine pour chacun d'eux. Les points de sonde suivants sont donnés de façon relative à cette référence.

Le fichier ASCII issu de l'ADCP renseigne sur les Composantes Est ($Comp_E$) et Nord ($Comp_N$) de chacun de ces points de sonde. Ces coordonnées ont toutes été corrigées de la déclinaison magnétique suivant les formules ci-dessous :

$$\begin{aligned} Comp_{E\text{Corr}} &= \cos(\theta - Dm) \times \sqrt{Comp_E^2 + Comp_N^2} \\ Comp_{N\text{Corr}} &= \sin(\theta - Dm) \times \sqrt{Comp_E^2 + Comp_N^2} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} X_{\text{Corr}} &= X_{\text{départ}} + Comp_{E\text{Corr}} \\ Y_{\text{Corr}} &= Y_{\text{départ}} + Comp_{N\text{Corr}} \end{aligned}$$

Avec

$$\theta = \text{atan}(Comp_E / Comp_N)$$

Et

Dm la déclinaison magnétique.

Exemple de résultat de la correction :

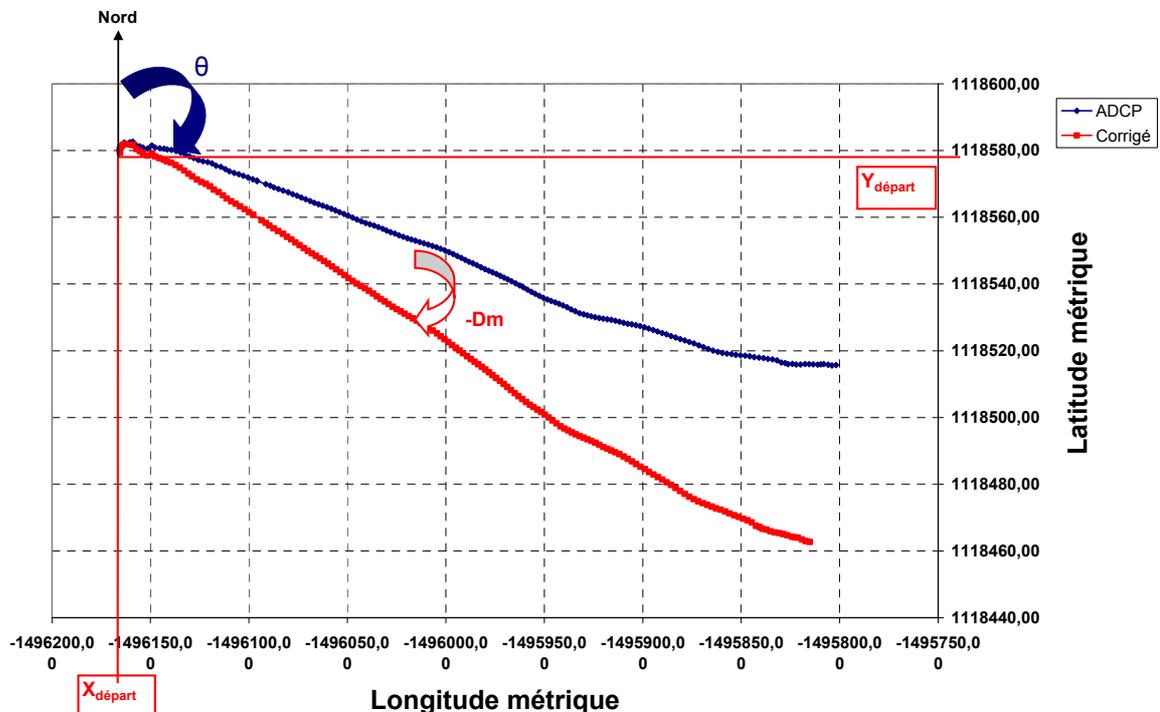


Figure: Exemple de correction du trajet donné par l'ADCP

b) Correction des effets de marées

Durant la période de scrutation des limnigraphes OTT, qui est de dix minutes (soit la valeur moyenne des dix mesures effectuées en dix minutes), la pente du niveau d'eau a été considérée comme constante entre chacun des limnigraphes. Ainsi l'heure moyenne de chaque profil a été considérée pour y affecter la correction.

$$heure_{profil} = ((heure_{fin} - heure_{début})/2) + heure_{début}$$

La hauteur d'eau au point de sonde de la moitié du profil à l'heure $heure_{profil}$ a été calculée.

$$H_{calc} = H_{1+} + ((H_2 - H_1) / (dH_1H_2)) * dH_1$$

H_2 : hauteur d'eau du limnigraphe le plus amont (en m)

H_1 : hauteur d'eau du limnigraphe le plus aval (en m)

dH_1H_2 : distance entre les deux limnigraphes (en m)

dH_1 : distance au limnigraphe aval (en m)

Cette hauteur d'eau du profil est interpolée grâce à la distance mesurée entre chacun des deux marégraphes les plus proches (dH_1 et dH_1H_2). Ces distances ont été mesurées à l'aide du logiciel SIG MapInfo après géoréférencage de chaque point de sonde.

Les profondeurs Z données par l'ADCP sont ensuite minorées de la hauteur d'eau calculée, H_{calc} afin d'obtenir la côte du fond Z corr.

$$Z_{corr} = Z - H_{calc}$$

Cette correction est enfin appliquée à chaque point de sonde.

REMARQUE :

Deux cas particuliers nous obligent à établir une autre méthodologie.

- Le premier cas est la zone en amont du marégraphe K12. Les hauteurs d'eau calculées dans ce cas sont des extrapolations issues de l'analyse des marégraphes K14 et K12 les 18 et 19 juillet 2002.
- Le deuxième cas est celui de la Bourramaya, bolon en aval reliant les cours de la Sankiné et du Konkouré Est le 10 Septembre 2002. Dans ce cas le marégraphe en K14 (estuaire médian) n'a pas fonctionné et nous avons donc considéré deux possibilités. Soit nous effectuons une extrapolation avec le marégraphe de Conakry, soit nous effectuons une interpolation avec le marégraphe de K12. La première solution a été préférée en raison du biais introduit par l'effet de crue dans la zone amont de l'estuaire. Ce biais ne permet pas de considérer la pente du niveau d'eau entre le K15 (estuaire aval) et le K12 (estuaire amont) comme régulière à chaque instant t . Les données de marégraphie de Conakry sont issues des prévisions de marée du logiciel WxTide32.

ANNEXE B: INVENTAIRE DES SERIES TEMPORELLES DES MAREGRAMMES DE L'ESTUAIRE.

Station	Début d'enregistrement		Fin d'enregistrement
K12	18/12/2000 à 14h00	au	13/03/2002 à 3h35
	15/05/2002 à 15h45	au	09/06/2002 à 14h55
	28/06/2002 à 07h55	au	17/10/2002 à 01h45
	10/12/2002 à 17h05	au	10/06/2003 à 10h55
K14	20/12/2000 à 17h35	au	26/04/2001 à 11h05
	14/07/2001 à 10h05	au	06/02/2002 à 05h55
	19/03/2002 à 13h35	au	26/03/2002 à 01h35
	02/04/2002 à 08h05	au	26/04/2002 à 00h55
	02/05/2002 à 08h15	au	10/05/2002 à 02h25
	15/05/2002 à 12h45	au	13/06/2002 à 04h45
	15/06/2002 à 07h35	au	22/06/2002 à 12h55
	27/06/2002 à 07h25	au	02/07/2002 à 10h55
	12/07/2002 à 13h05	au	22/08/2002 à 05h35
	21/09/2002 à 11h25	au	08/10/2002 à 07h25
	17/12/2002 à 11h45	au	29/08/2003 à 11h55
	01/09/2003 à 11h25	au	12/09/2003 à 13h55
	12/09/2003 à 18h35	au	07/10/2003 à 12h25
	K15	07/07/2001 à 10h25	au
12/12/2002 à 15h15		au	29/08/2003 à 11h05
01/09/2003 à 13h35		au	07/10/2003 à 12h25
K18	14/07/2001 à 18h25	au	01/11/2001 à 11h45
	29/11/2001 à 18h05	au	09/04/2002 à 13h45
	11/04/2002 à 15h25	au	09/02/2003 à 12h55
	09/02/2003 à 15h05	au	10/04/2003 à 11h35

ANNEXE C VOLUMES OSCILLANTS RECAPITULATIF DES MISSIONS

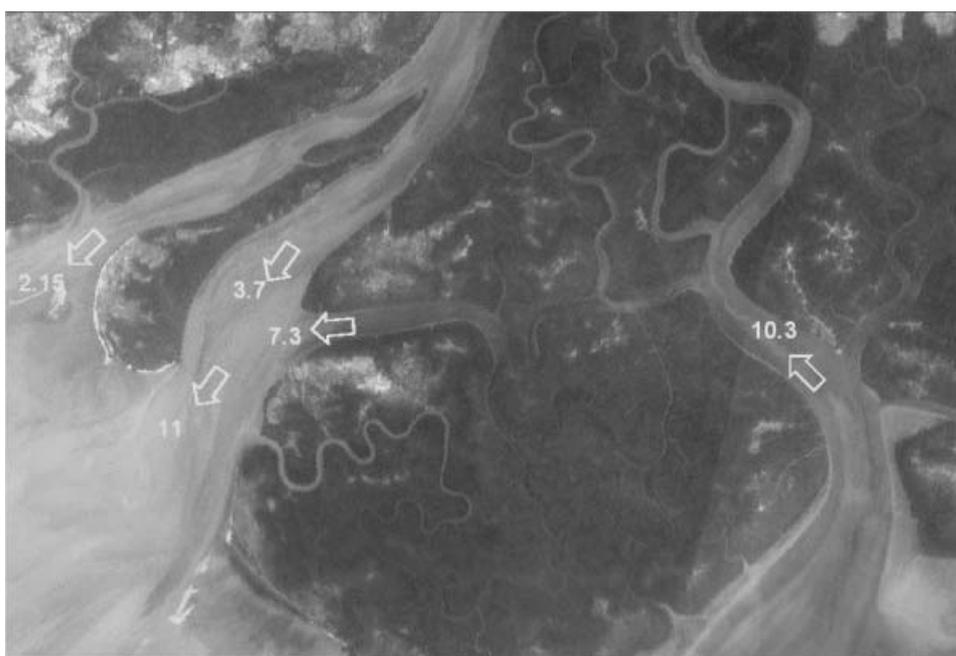
ETIAGE DE MORTE-EAU



Les flèches indiquent les circulations résiduelles en millions de m³.

ANNEXE VOLUMES OSCILLANTS

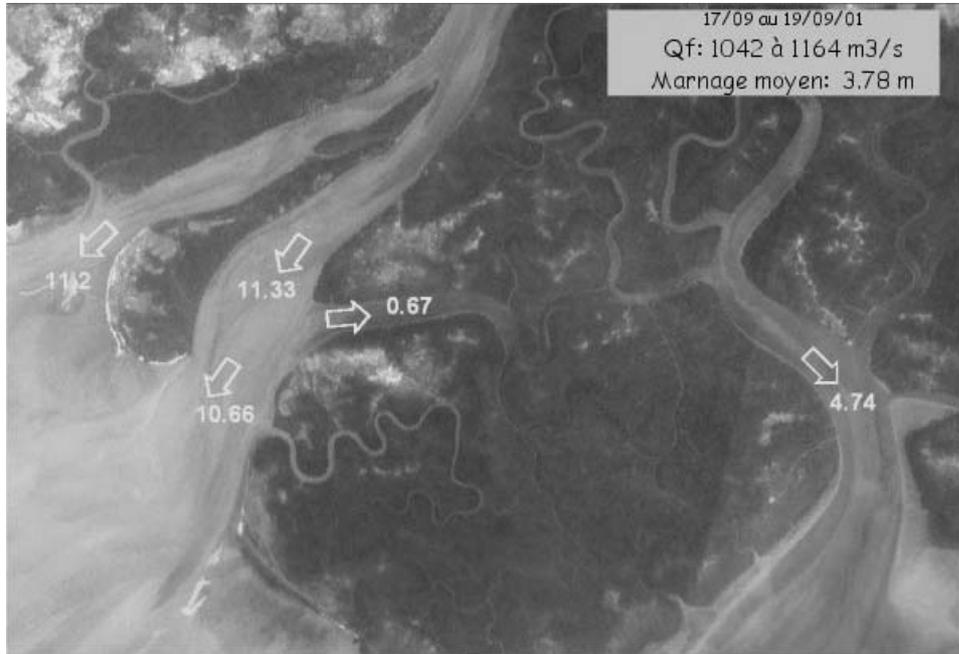
ETIAGE DE VIVE-EAU



Les flèches indiquent les circulations résiduelles en millions de m³.

ANNEXE VOLUMES OSCILLANTS

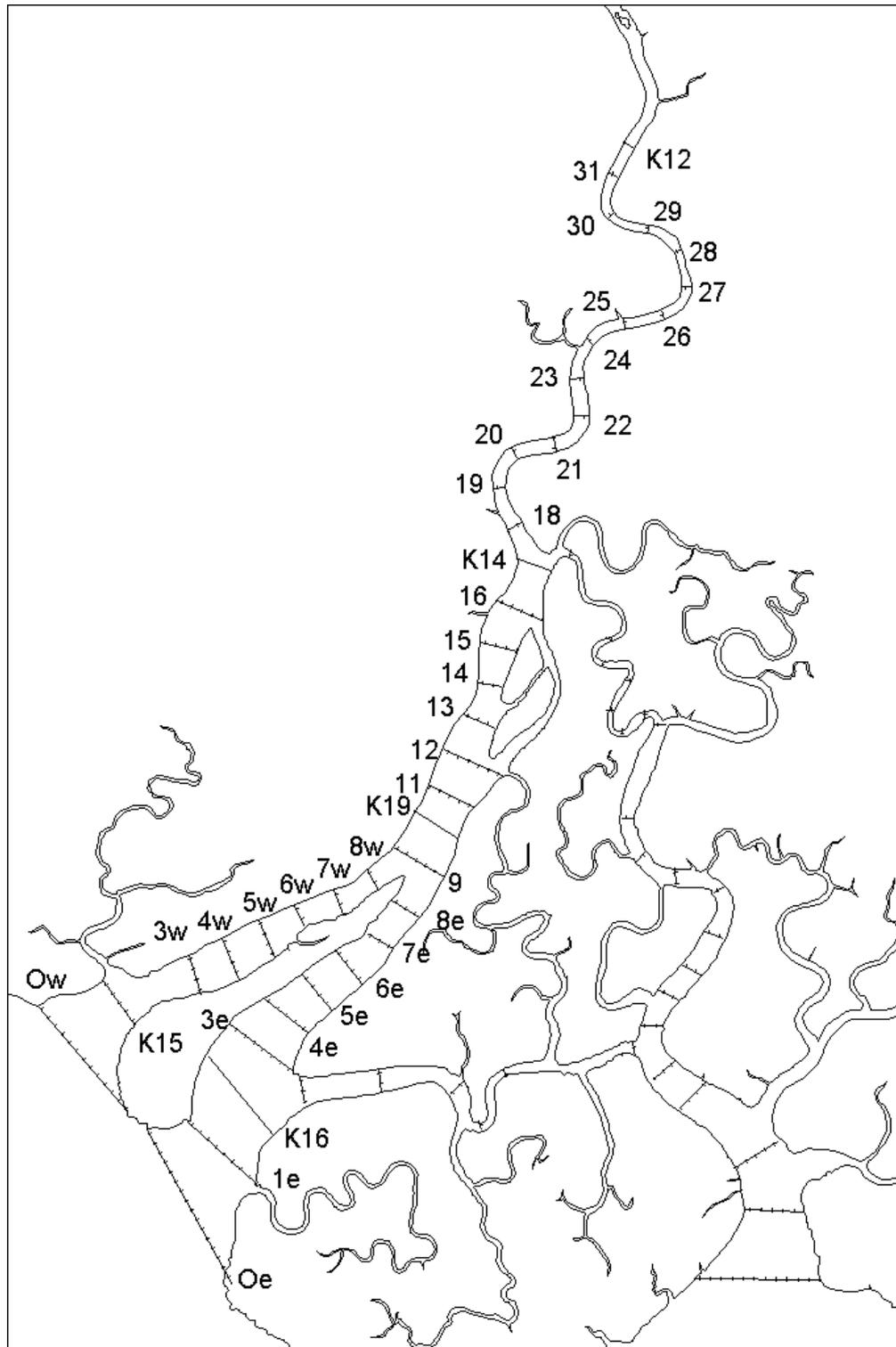
CRUE DE MORTE-EAU



CRUE DE VIVE-EAU



Les flèches indiquent les circulations résiduelles en millions de m³.

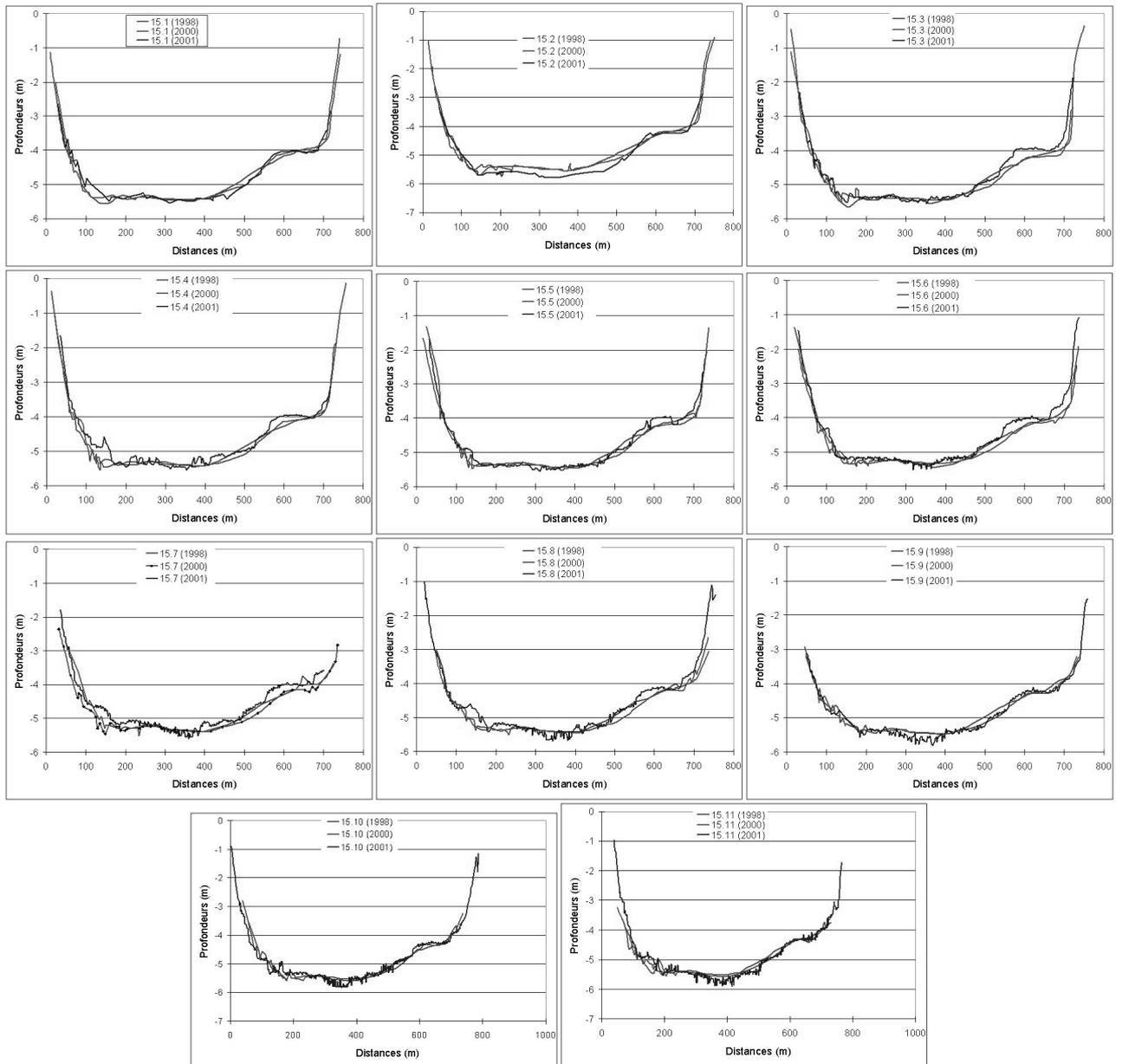
ANNEXE D: Localisation des stations de référence des prélèvements sédimentaires de Juin 2000

Des prélèvements sur les rives droites, au centre et sur les rives gauches de chaque profil, du K12 aux Ow et Oe, ont été effectués lors de la mission de Juin 2000.

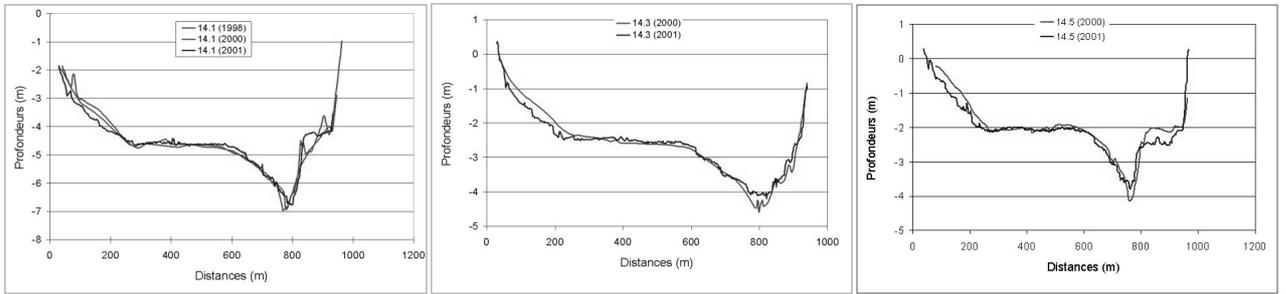
ANNEXE E: Evolution bathymétrique aux profils de référence



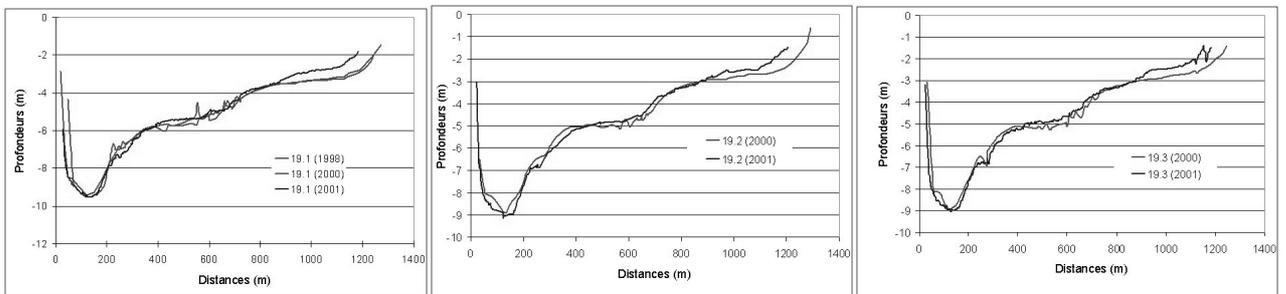
Station K15



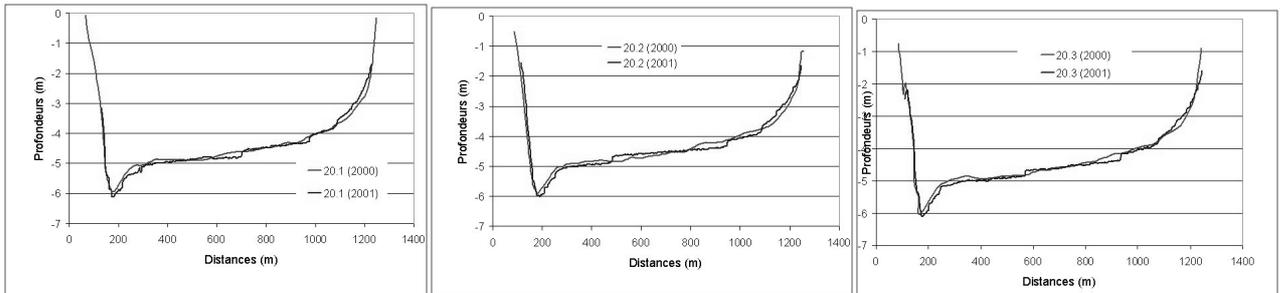
Station K14



Station K19



Station K20



**ANNEXE F: Estimation du coefficient de Strickler
(source CEMAGREF)**

Nature de la surface de l'écoulement	K coefficient de Strickler
Rivières naturelles : Pour les cours d'eau à section suffisamment constante on se reportera au tableau suivant	
Petit cours d'eau de largeur inférieure à 30 m <i>cours d'eau de plaine</i> :	
net, droit, niveau d'eau élevé, peu de variation de la section mouillée	30 à 40
idem, mais pierres et mauvaises herbes plus nombreuses	30
net, sinueux avec seuils et mouillées	25
idem, mais avec pierres et mauvaises herbes	20
idem, mais niveau bas	20
cours paresseux, mauvaises herbes, trous d'eau profonds	15
nombreuses mauvaises herbes et nombreux trous d'eau	10
pentés et fond irrégulier, nombreuses souches, arbres et buissons, arbres tombés dans la rivière	5 à 7
cours d'eau de montagne (Pas de végétation dans le lit, rives escarpées, arbres et broussailles pour les niveaux élevés)	
fond en gravier et cailloux, peu de gros galets	25
fond avec gros graviers	20
Plaines d'inondation	
pâturages sous broussailles	30 à 35
zones cultivées, absences de récoltes	35
zones cultivées, récoltes sur pied	25 à 30
broussailles dispersées et mauvaises herbes ou broussailles et quelques arbres en hiver	20
quelques arbres et broussailles en été; broussaille moyenne ou dense en hiver	15
broussaille moyenne ou dense en été	10
souches d'arbres sans rejet	25
souches d'arbres avec rejets durs	16
forêt de hautes futaies; peu de broussailles	10
forêt de hautes futaies; peu de broussailles avec niveau d'eau atteignant les branches	8
souches denses	7
Grands cours d'eau largeur maximale supérieure à 30 m (La valeur de K est supérieure à celle des petits cours d'eau d'allure analogue car les rives offrent moins de résistance efficace)	
section régulière sans broussailles	25 à 40
section irrégulière et rugueuse	10 à 25

ANNEXES

Nature de la surface de l'écoulement	K coefficient de Strickler
Canaux artificiels, galeries ou conduites à surface lisse	
Surface très lisses et sans saillies (verre neuf et net; pyroline - cuivre)	100 à 110
Surfaces lisses, sans saillies (bois net raboté; métal soudé non peint; ciment mortier ou béton bien lissé, bien soigné et sans débris; surfaces très lisses avec courbures moyennes)	80 à 90
Surfaces avec légères aspérités (acier riveté ou peint; fer forgé ou coulé; bois non raboté; ciment et mortier; béton coffré avec de l'acier ou du bois lisse sans débris et pas de courbures; canaux en béton très lisse avec joints; tuyau de drainage ordinaire; égout vitrifié sans saillie; brique vernissée, grès; asphalte lisse; moellons dressés avec joints cimentés; surfaces lisses ou très lisses avec fortes courbures)	70 à 80
Surfaces avec aspérités moyennes (métal incrusté; métal riveté avec rivets grossiers; canaux en métal avec larges saillies vers l'intérieur; bois très grossier (madriers); béton avec bord lisse et fond rugueux; petit canal en béton, assez droit et régulier dont la surface est recouverte d'un léger dépôt; bois ou béton avec développement d'algues et de mousses; égouts avec regards; drains enterrés avec joint ouvert; terre particulièrement régulière; canaux avec plafond en sable fin (surfaces non ridées); surfaces lisses avec courbes excessives)	65
Surfaces rugueuses (métal très incrusté; béton coulé non lissé; béton coulé aux coffrages en bois rugueux; béton très rugueux ou vieux; maçonnerie vieille ou mal soignée; canaux en maçonnerie moyenne avec joints nombreux ou nombreuses courbes; bois ou béton avec développement dense d'algues ou de mousse; canaux en terre très régulière, état neuf, bon alignement; sable moyen; pierres dressées, joints cimentés)	55 à 60
Surfaces très rugueuses (canaux en métal avec très fortes saillies vers l'intérieur ou fortes courbures, ou développement de végétation importante ou débris accumulés; canaux en béton avec maçonnerie en très mauvais état ou très grossière; canaux très larges en gravier fin plus sable ou en terre régulière meuble, sans développement de végétation; radiers pavés; moellons bruts assemblés au ciment)	50
Surfaces à rugosité très importante (lit en gravier fin; canaux avec dépôts ou végétation; canaux en terre moyenne, dimensions modérées; moellons bruts grossièrement assemblés au ciment)	45
Surfaces assez grossières (aqueducs métalliques à section semi-circulaire en tôle plissée; terre en mauvais état; gravier moyen; canaux en terre de petites dimensions ou plus larges avec développement de végétation ou gros galets; fossés en bon état; canaux en terre sinueux sans végétation; blocage cimenté; béton sur roche régulièrement excavée)	40
Surfaces grossières (excavation rocheuse très régulière; gros graviers; pierre sèche; canaux en terre, dragués, sans végétation ou enherbés; chenaux d'évacuation de crue, larges et entretenus; béton sur roche irrégulièrement excavée; canaux et fossés avec nombreuses pierres lisses; canaux et fossés avec pierres rugueuses au fond et végétation sur les bords)	35
Surfaces très grossières (excavations rocheuses uniformes; canaux avec développements considérable de végétation; chenaux d'évacuation de crues, larges, mais peu entretenus; blocage sec; canaux en terre sinueux avec mauvaises herbes plus ou moins denses ou plantes aquatiques; canaux en terre sinueux avec fond en terre et berges en blocage au fond pierreux et berges recouvertes de mauvaises herbes)	30
Surfaces excessivement grossières (excavations rocheuses irrégulières; canaux en terre en très mauvais état, très sinueux avec pierres rugueuses et végétation importante; lits majeurs d'évacuation de crue dégagés, mais entretenus de façon discontinue)	25
Divers	
canaux non entretenus, mauvaises herbes et broussailles coupées	20
canaux en excavation avec broussailles; fond net, broussailles sur les berges	20
fond net, broussailles sur les berges avec niveau d'écoulement maximum sans débordement	15
canaux avec mauvaises herbes denses aussi hautes que la hauteur de l'écoulement	12
broussailles très denses, niveau d'eau élevé	10

ANNEXE G: LOCALISATION DU BOUCHON VASEUX

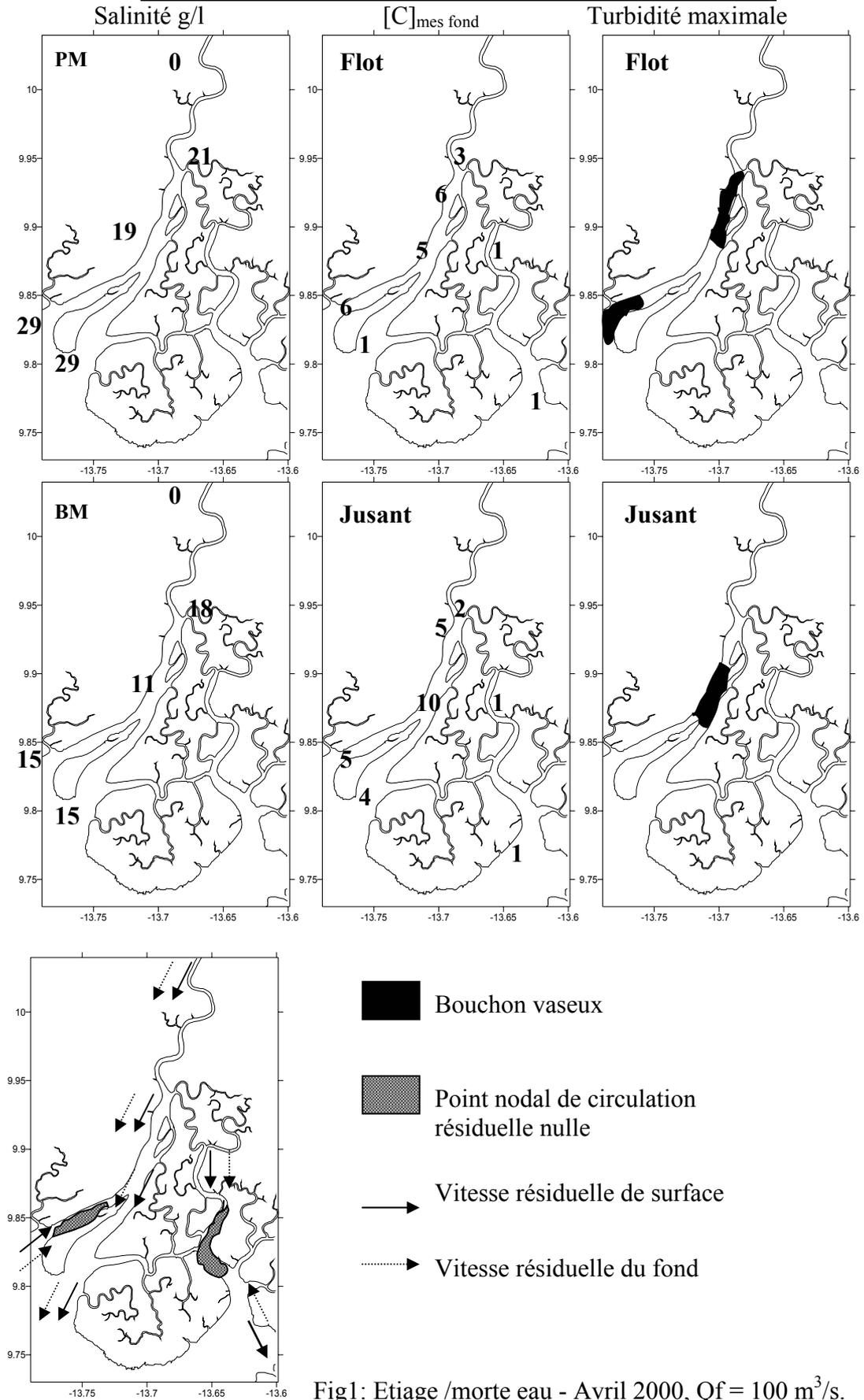


Fig1: Etiage /morte eau - Avril 2000, $Q_f = 100 \text{ m}^3/\text{s}$.

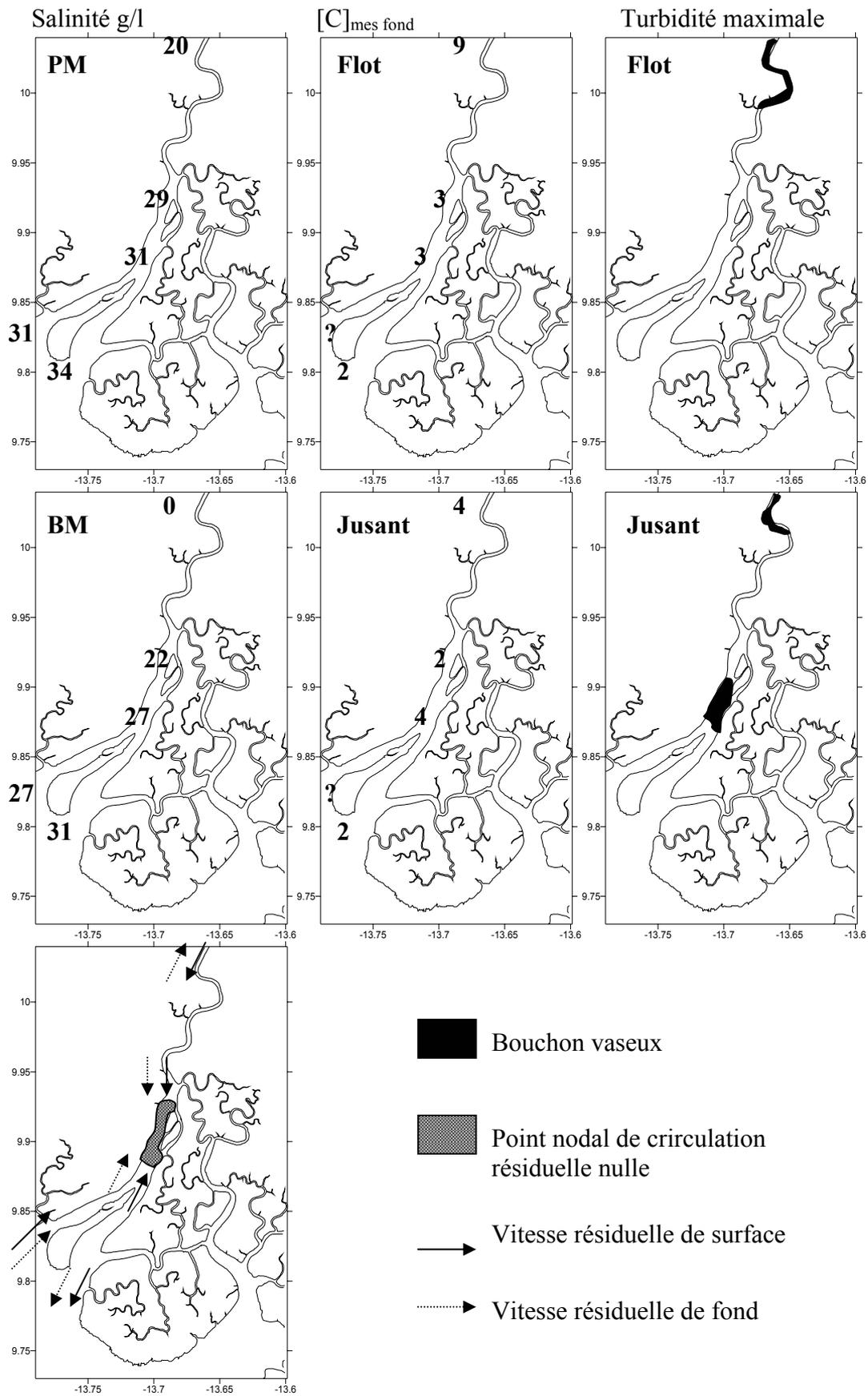


Fig2: Etiage/ Vive eau Avril 1999, $Q_f = 30 \text{ m}^3/\text{s}$.

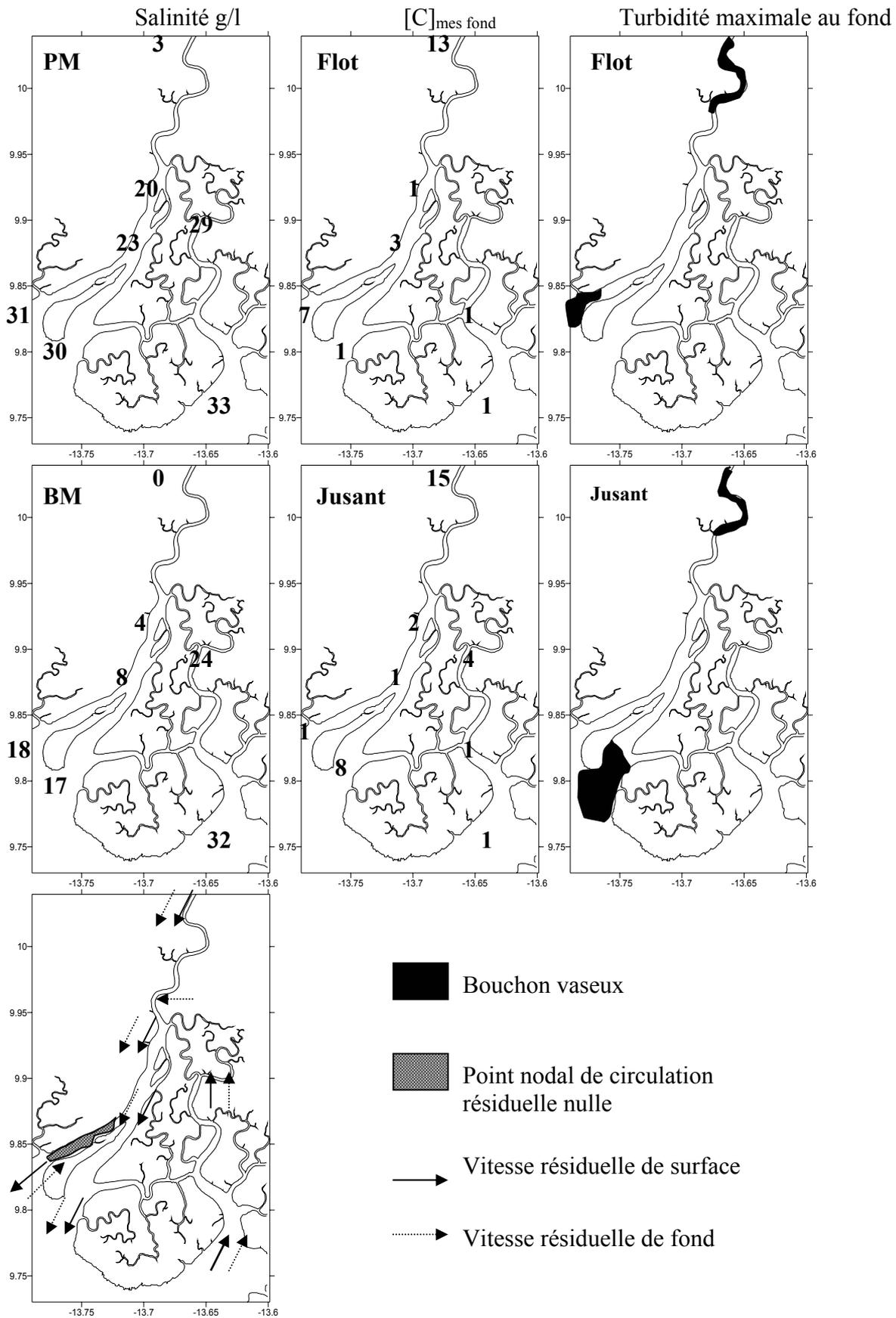


Fig3: Etiage/ Vive eau - Fev 2001, $Q_f = 110\ m^3/s$.

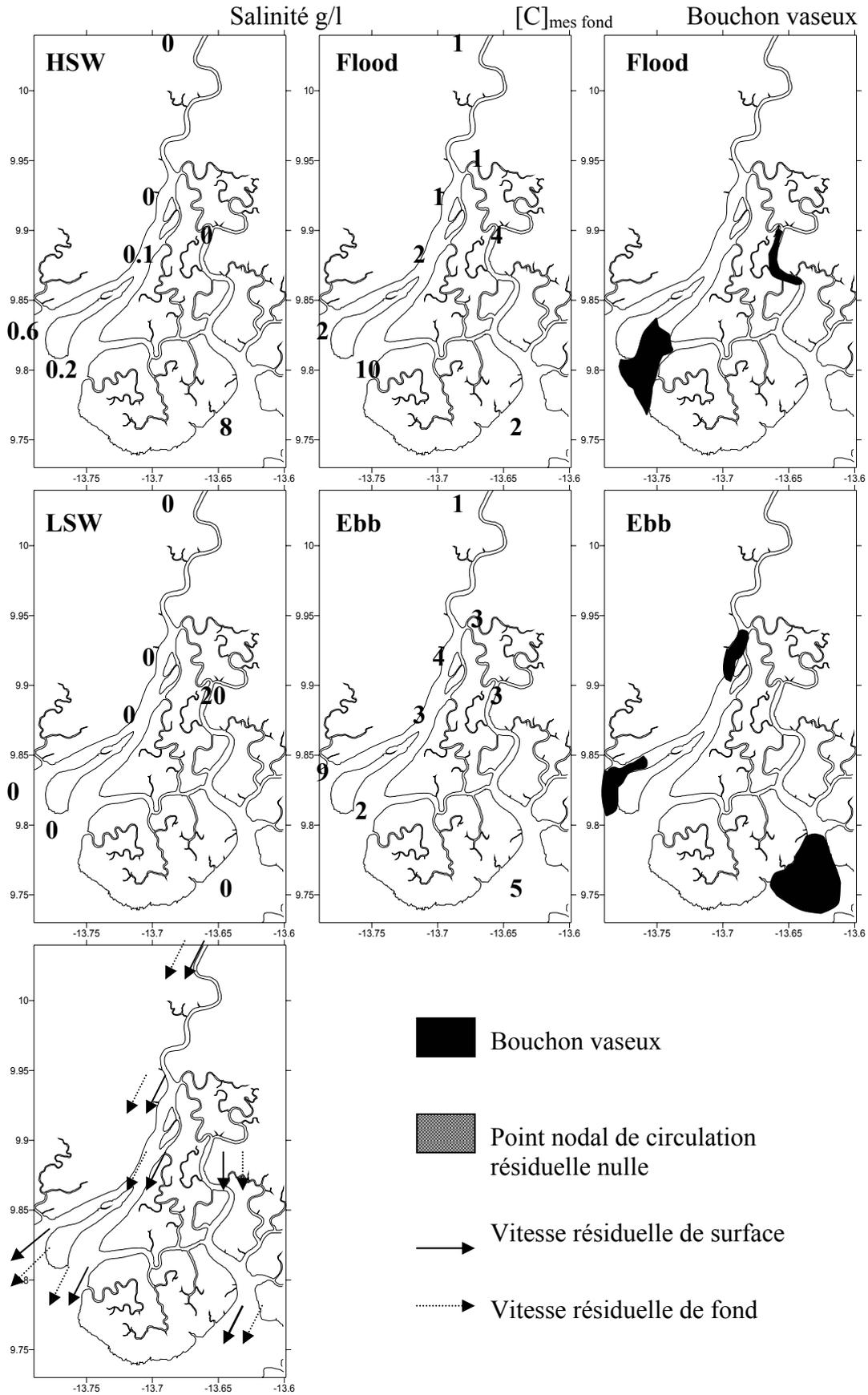


Fig4: Crue/ Vive eau - Août 1999, $Q_f = 2000 \text{ m}^3/\text{s}$.

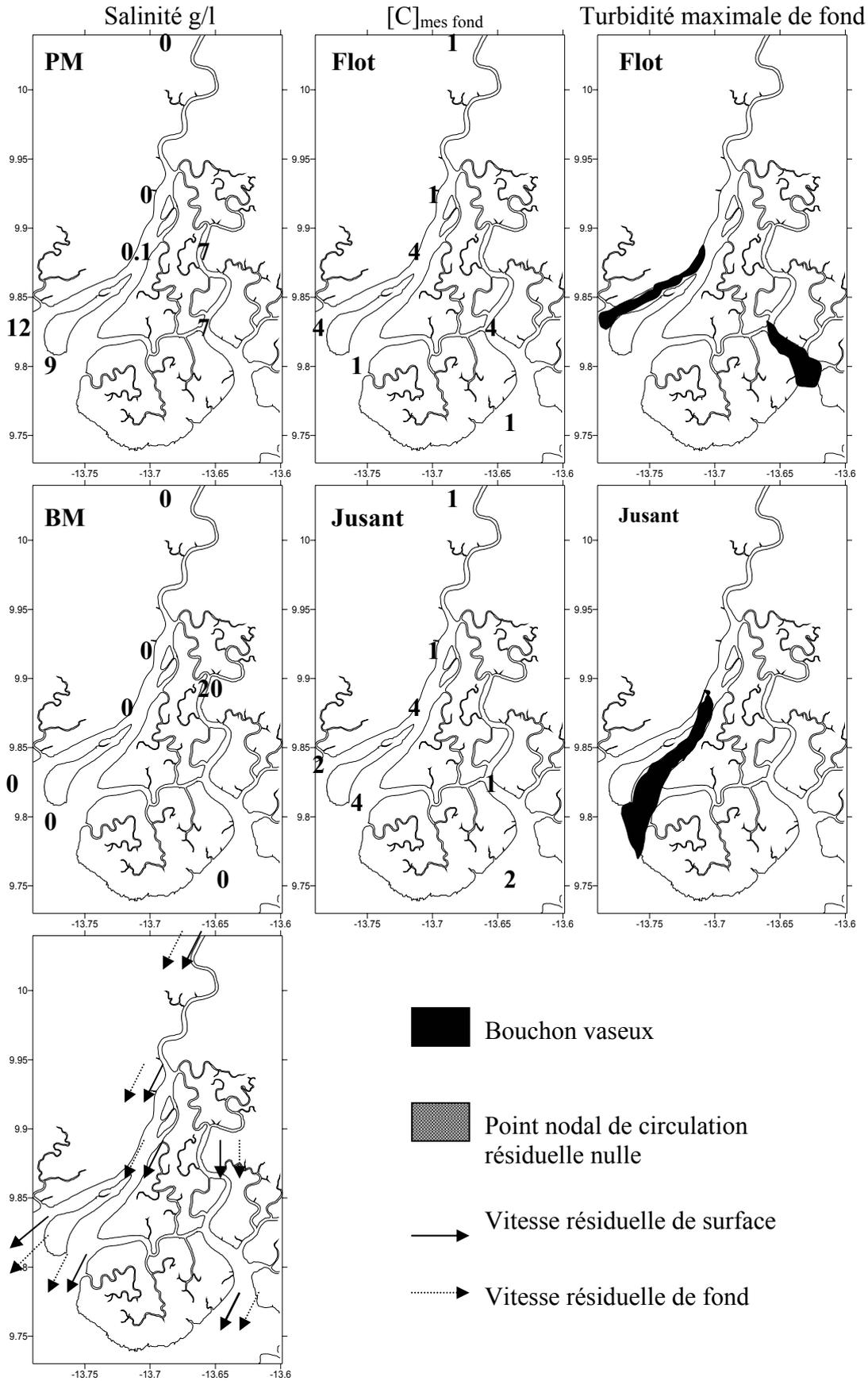


Fig5: Crue/ Vive eau - Sept 2000, $Q_f = 1100 \text{ m}^3/\text{s}$.

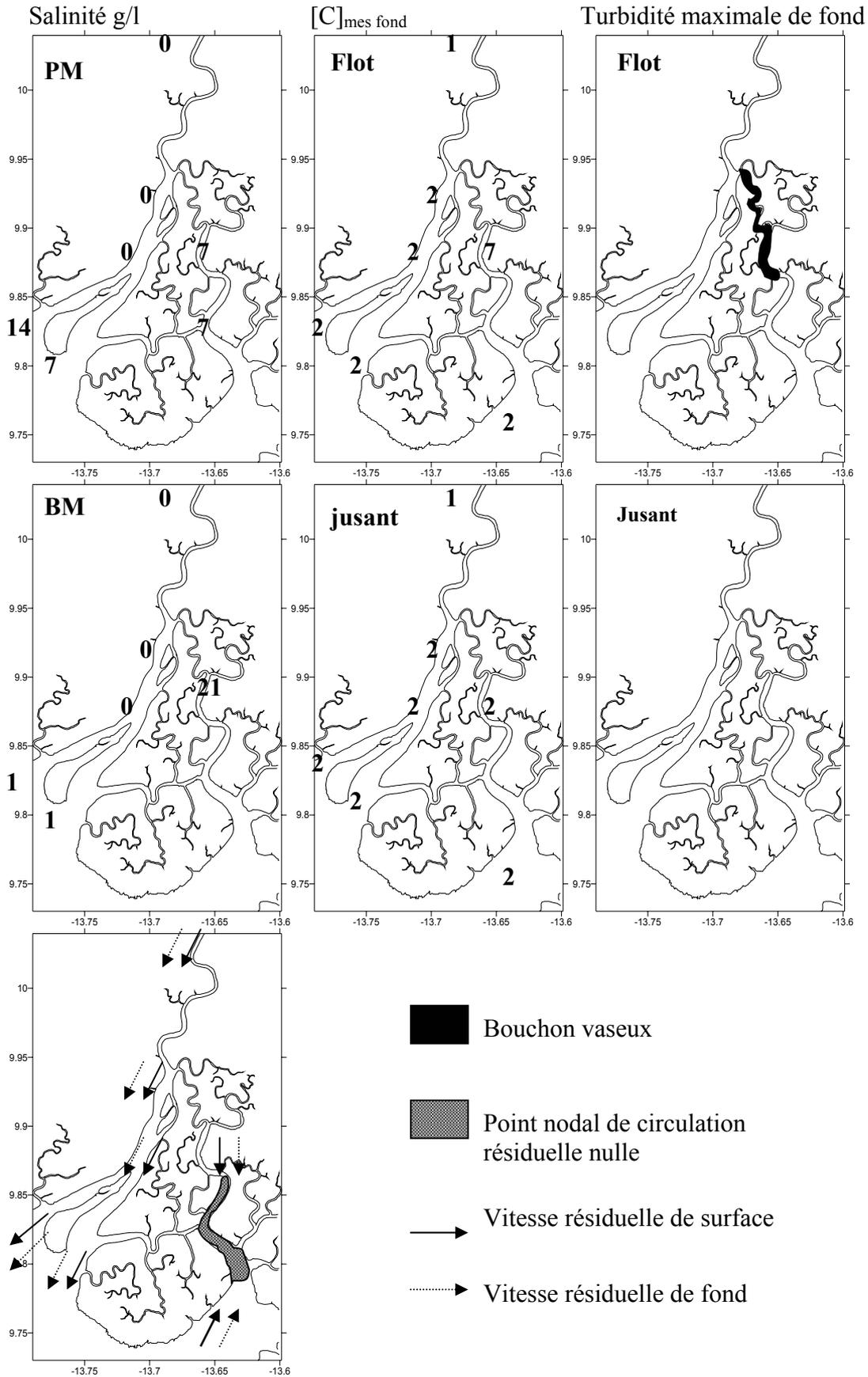


Fig6: Crue/ Morte eau - Nov 1999, $Q_f = 450 \text{ m}^3/\text{s}$.

ANNEXE H: Tests de sensibilité de Sisyphe en période d'étiage

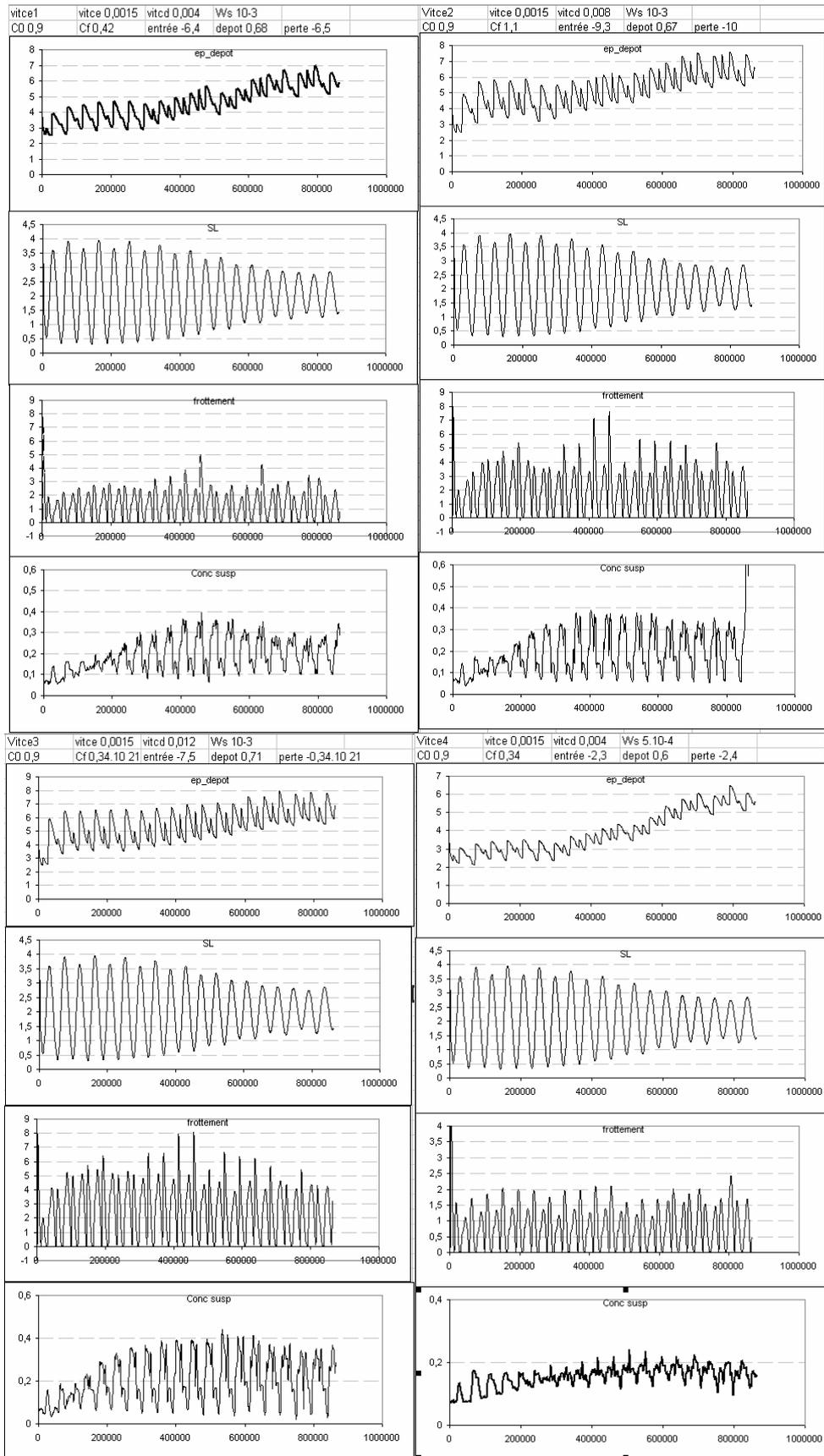
Cette série de tests de sensibilité avait pour objectif de cadrer la vitesse de chute et les vitesses critiques d'érosion et de dépôt.

L'approche consiste à établir des gammes larges au début afin de centrer les valeurs critiques après analyse des résultats d'épaisseur de dépôt. Cette épaisseur de dépôt doit varier avec le marnage (plus de dépôt en morte eau et moins en vive eau). Les concentrations en MES doivent rester dans une gamme observée, soit aux environs de 0,15 g/l.

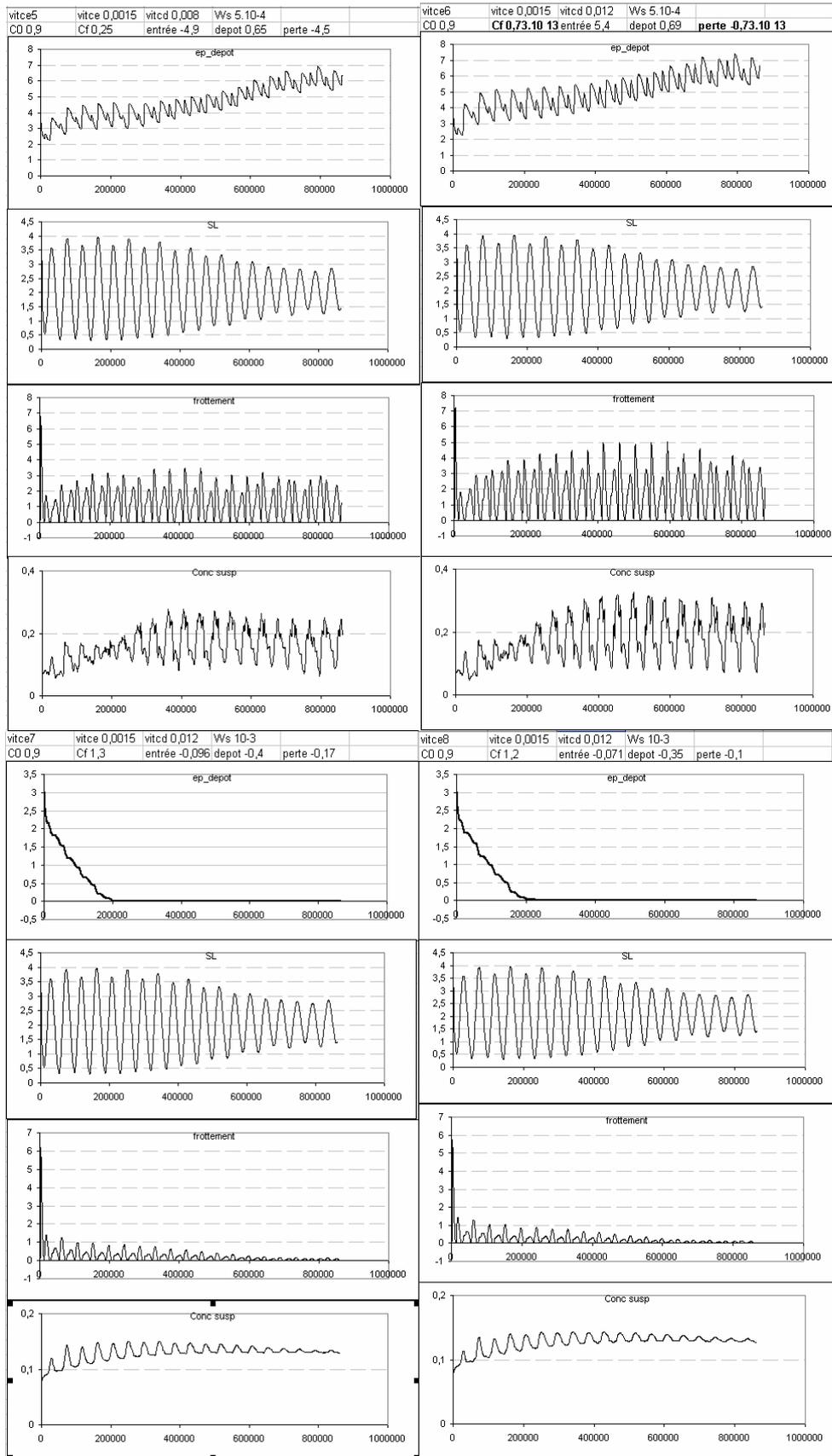
Le bilan sédimentaire (perte si >0 gain si <0) a été pris en compte afin de sélectionner le paramétrage présentant le moins de perte pour une gamme définie.

La sélection a été faite en faveur du test vitce16 puis cette gamme de valeurs critiques à été testée sur une période d'un mois, couvrant deux cycles ME VE pour différentes vitesses de chute afin d'affiner le paramétrage.

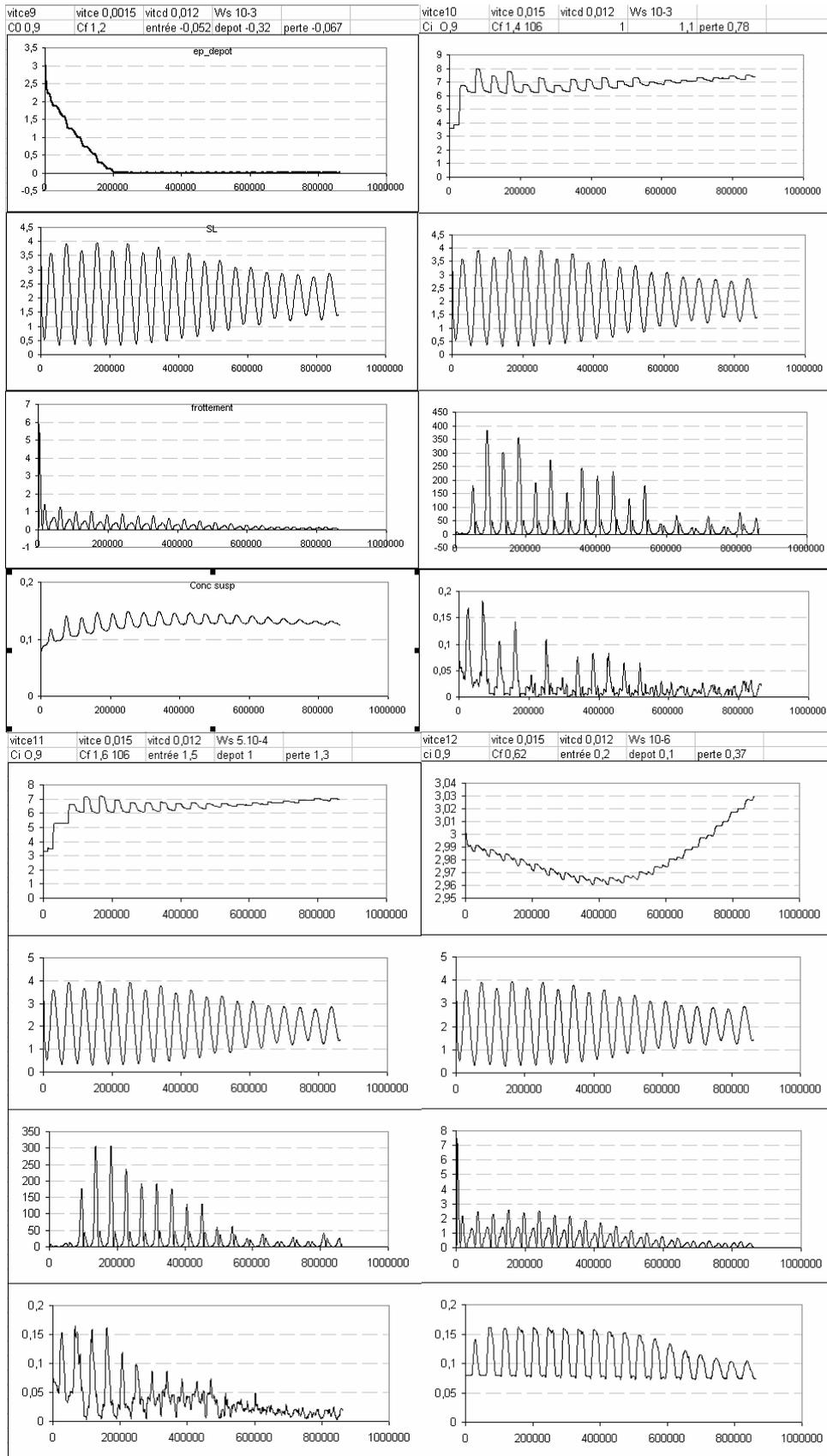
ANNEXES



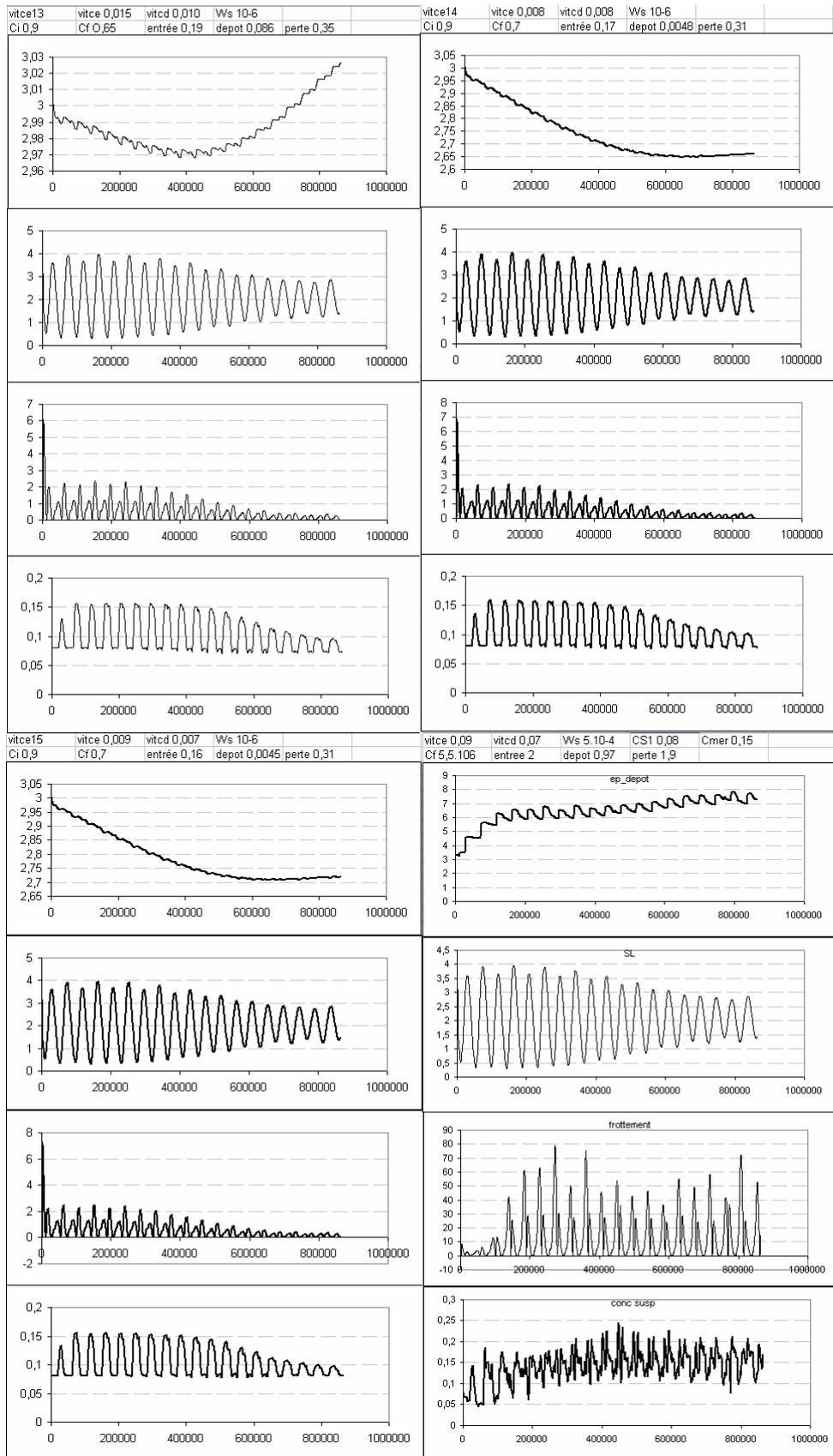
ANNEXES



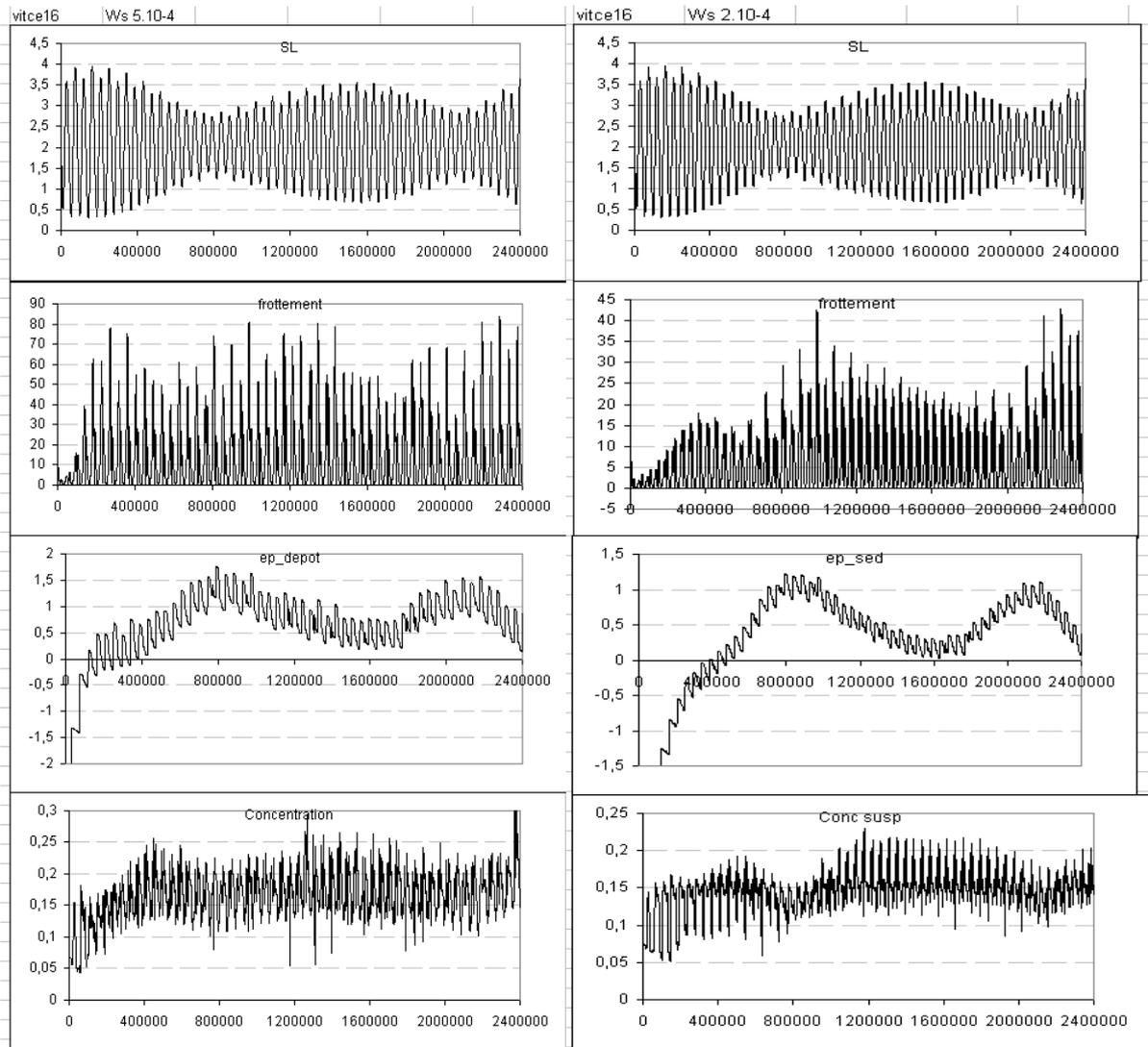
ANNEXES



ANNEXES



ANNEXES



ANNEXE I : Effet orages sur les remises en suspension en nov03

A $t=19$ et $t=31$ heures, le nombre de Richardson augmente sans toutefois dépasser 2. La turbulence participe encore au mélange de la colonne d'eau mais il est intéressant de noter que ces augmentations sont corrélées avec les anomalies de hauteurs d'eau (Figure 0).

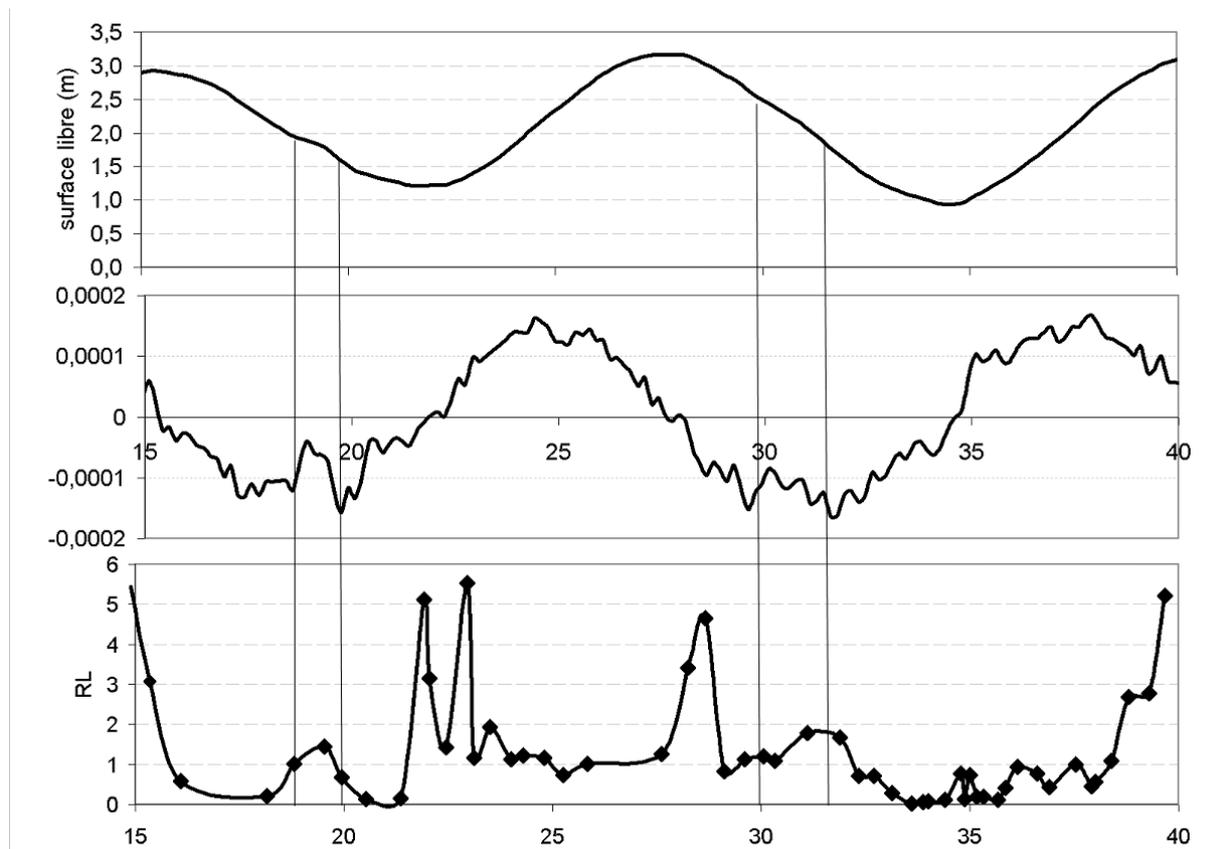


Figure 0: Evolution de la surface libre (en haut), de la vitesse de remontée des hauteurs d'eau (au milieu) et du nombre de Richardson RL (en bas) au cours des deux cycles de marée.

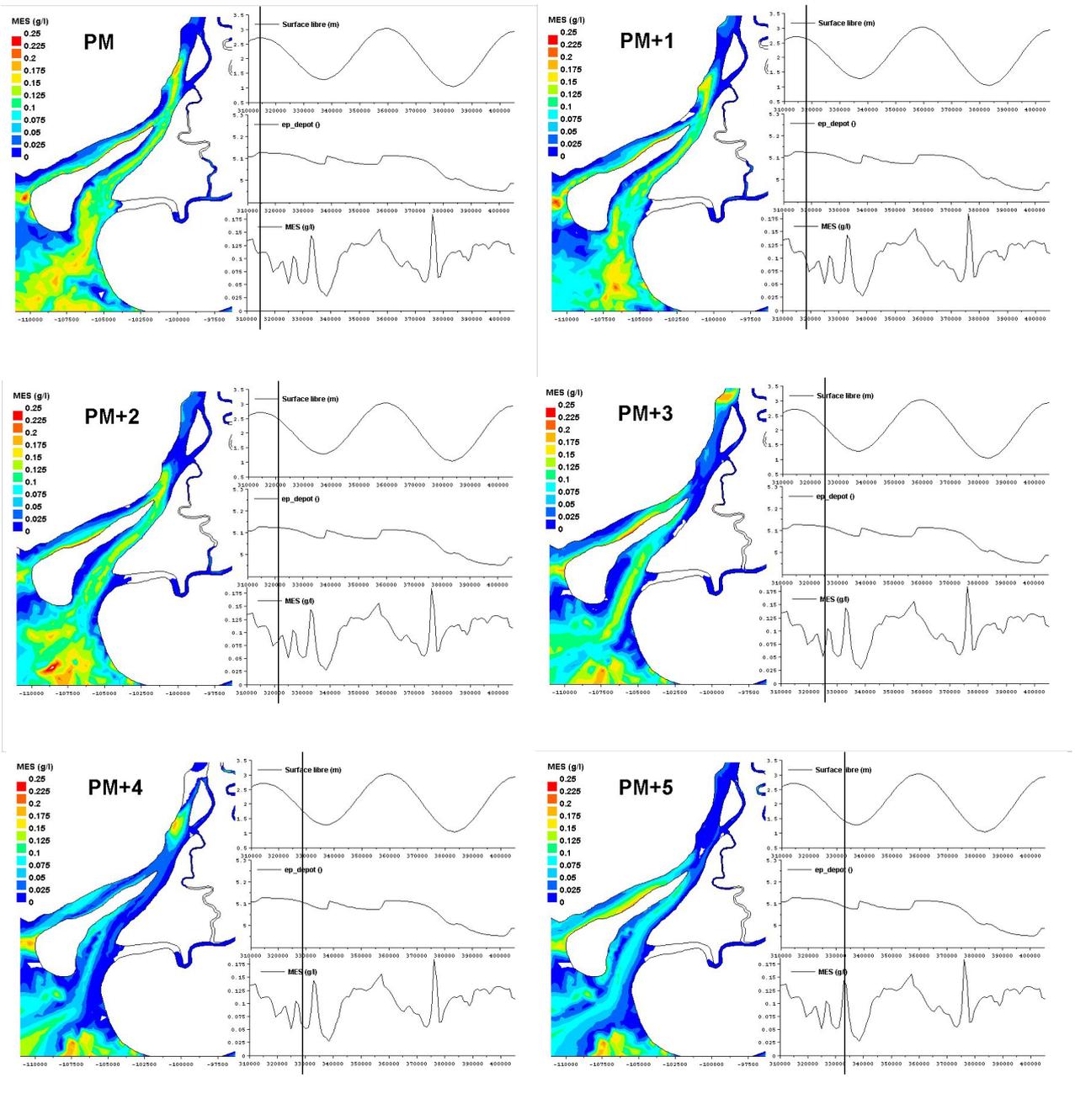
La Figure 0 montre une anomalie des hauteurs d'eau lors des jusant1 et jusant2 à 19 et 30h respectivement. Le niveau d'eau semble stagner à mi jusant, alors que théoriquement c'est à ce moment que la décroissance des hauteurs d'eau est la plus forte. Cette anomalie des hauteurs d'eau est suivie d'une augmentation des vitesses de jusant et d'une augmentation des concentrations de MES dans la colonne d'eau (Figure IV.14). Ces anomalies interviennent seulement peu de temps après deux violents orages survenus lors des mesures. Il semble donc qu'une masse d'eau importante ait atteint l'embouchure quelque temps seulement après les violentes pluies essuyées lors de la campagne de mesures (à 17 heures le 18 Novembre et entre 2 et 3h du matin le 19 Novembre). Malheureusement aucune instrumentation n'a permis de mesurer ni les précipitations ni les débits liquides correspondant à ces événements. Il semble cependant évident que ces anomalies de décroissance des hauteurs d'eau soient en corrélation avec les variations de température et de salinité de la colonne d'eau (Figure IV.14), particulièrement nettes lors du Jusant2 à $t=28$. En effet, une importante diminution de la température de surface apparaît à $t=28$ heures en tout début de jusant2 (ainsi qu'au jusant1 où la diminution de surface est nette en fin de jusant à $t=18$ heures) toutes deux lors d'orages violents. Ces eaux froides et douces sont marqueurs d'eau fluviale et pluviale.

Ces orages alimentent la mangrove en eau de pluies qui vont être évacuées lors du jusant et génèrent ainsi un temps de réponse de l'ordre de 1 à 2 heures entre les précipitations et les augmentations de vitesses et les baisses de températures et de salinité des eaux (Figure IV.14).

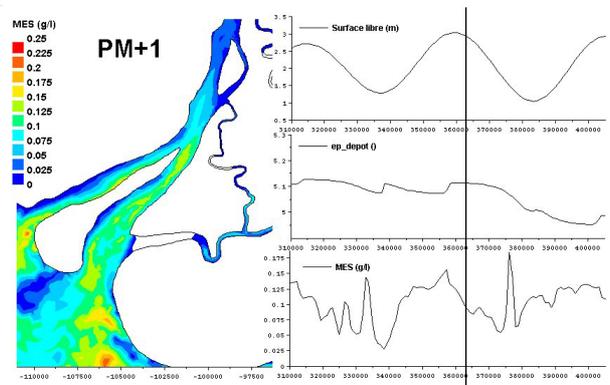
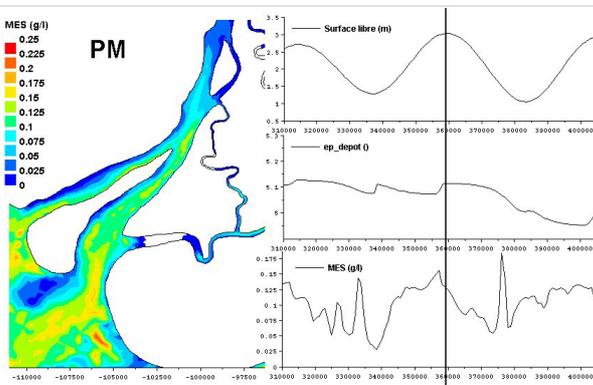
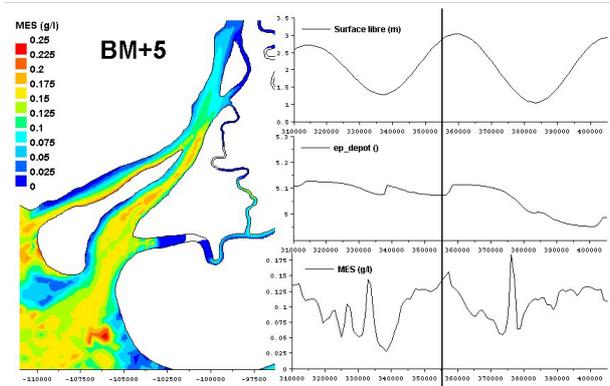
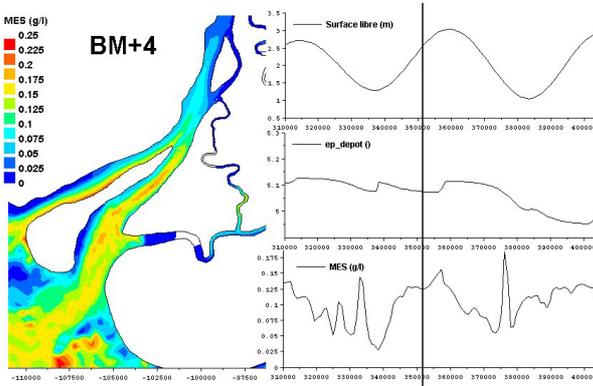
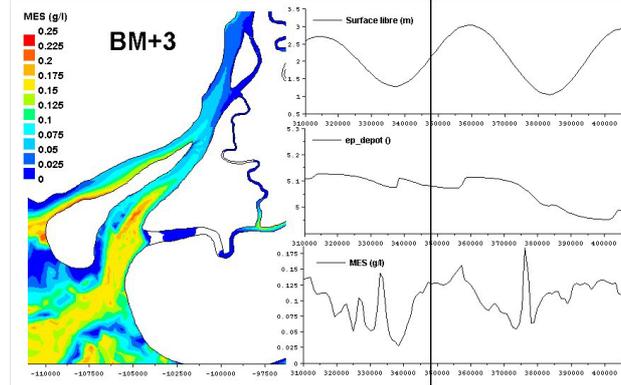
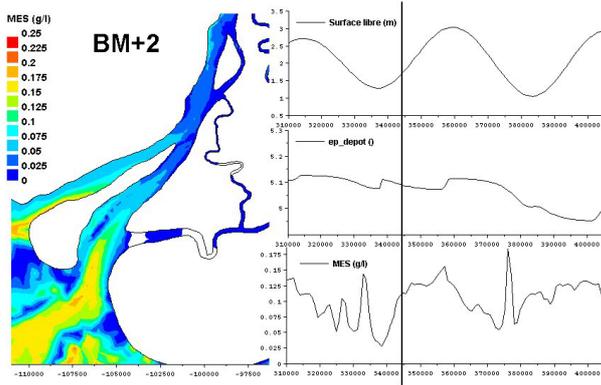
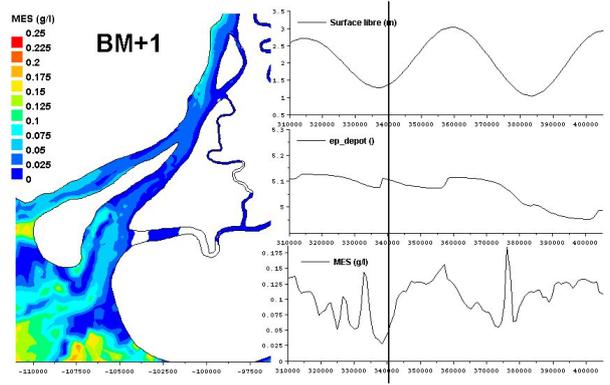
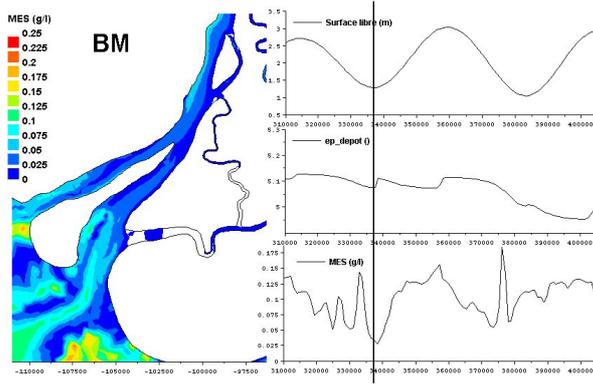
Le calcul du nombre de Richardson indiquait un mélange des eaux en flot et jusant dû à la turbulence du fond (nombre < 2). Plus ce nombre est élevé et moins la turbulence est effective dans le mélange de la colonne d'eau. Or l'augmentation de ce nombre de Richardson durant les jusant1 et jusant2 à $t=19$ heures et $t \approx 30$ heures coïncide avec les effets des orages et avec une arrivée d'eau douce (Figure 0).

Il est donc probable que la combinaison des anomalies d'accélération de hauteurs d'eau (Figure 0), l'arrivée d'eau douce attestée par une température plus faible et salinité plus faible et l'augmentation des vitesses de jusant (Figure IV.14), ainsi que l'augmentation du nombre de Richardson, traduisant une advection moins forte (Figure IV.15), indique que l'augmentation des MES peut résulter de la coexistence de processus de convection et d'advection. En effet, les eaux de pluies drainées par la mangrove et les chenaux secondaires, ont pu se charger en sédiments et être évacuées par le chenal principal lors du jusant. Les deux premiers petits pics de turbidité des jusant1 et 2 semblent donc résulter de la convection de sédiments provenant des marais de mangrove, alors que les pics plus importants de flot1 et 2 et de jusant1 et 2 résultent principalement d'un processus d'advection consécutif à de la remise en suspension par érosion du fond (Figure IV.16).

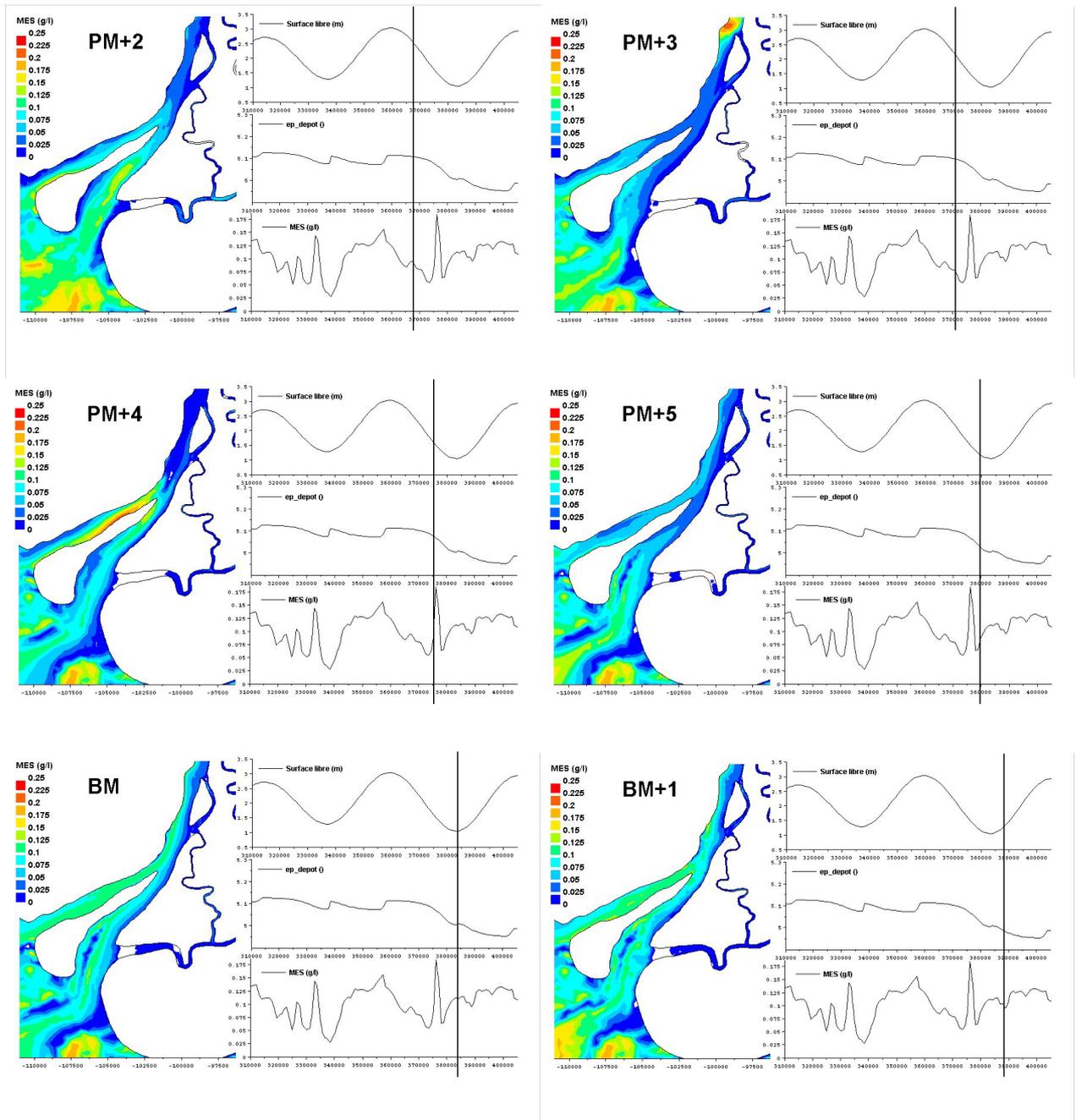
ANNEXE J: Evolution des surfaces libres, épaisseur de dépôt et Concentration des MES les 18 et 19 Novembre 2003 à la station K15 et dans l'estuaire aval.



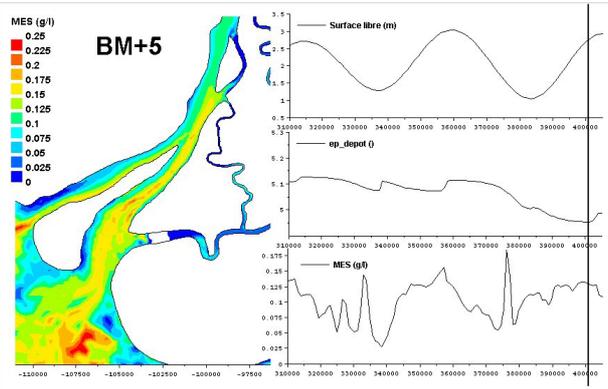
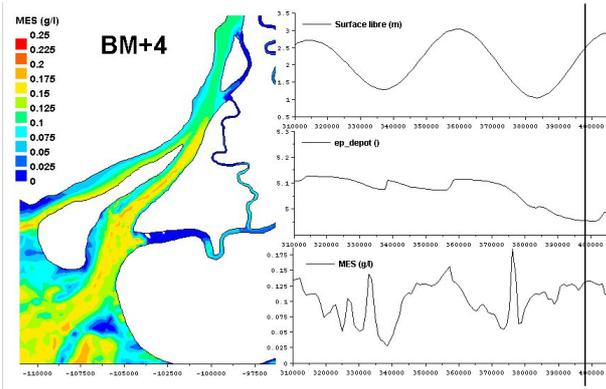
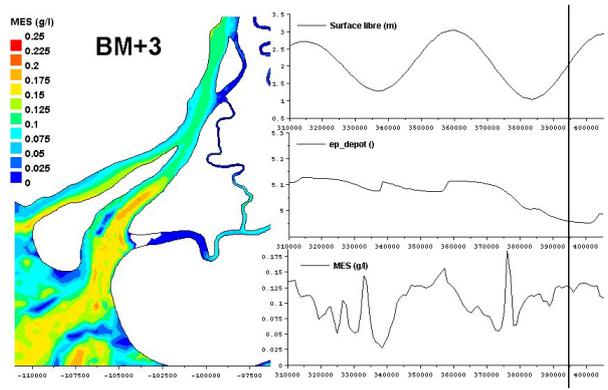
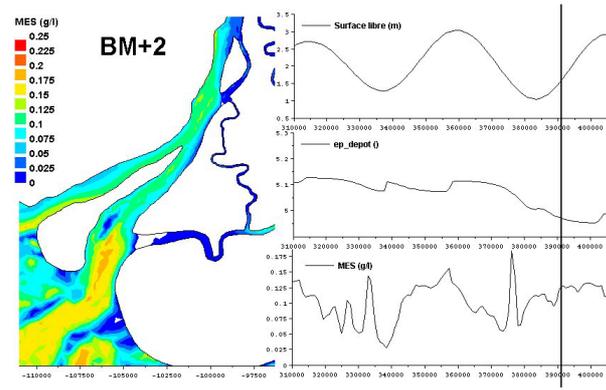
ANNEXES



ANNEXES



ANNEXES





Abstract

Estuarine hydrodynamics in the tropics: the case of the mangrove-fringed estuary of the river Konkouré, Guinea

Sylvain CAPO

Centre Littoral de Géophysique, Université de La Rochelle, Avenue M. Crépeau, 17042 La Rochelle, Cedex

Economic and social pressures in developing countries are leading them to exploit and develop fragile habitats such as estuaries. The proximity of the capital of Guinea, Conakry, has led to a high pressure on the mangrove-fringed estuary of the Konkouré river by fishing, cutting mangrove wood, rice-farming and salt production. Furthermore a major hydro-electric scheme is being built with the construction of the first dam 130 kilometres upstream of the river mouth. The Konkouré delta is protected wetland that harbours many plant and animal species either permanently or seasonally (*Crocodilus niloticus*, *Trichechus senegalensis*, *Tursiops truncatus* and many species of migratory birds). This complex environment is very sensitive to natural and man-made physico-chemical and morphological changes.

In view of the scarcity of information on this site (a survey by Léopold Berthois in 1960), the aims of this study were to obtain a better understanding of the hydrodynamic functioning of a Guinean mangrove estuary, that is included in the RAMSAR Convention list of protected wetlands.

In fact, major changes to the morphology of the estuary have been recorded since 1960, so that it was a matter of understanding how as a first stage the hydrodynamics of this environment operate and then to study its hydrology and sedimentology.

The Konkouré estuary is a mesotidal, hypersynchronous estuary. Major measuring surveys were conducted by the IRD in order to determine the dynamics of this environment, including a new bathymetric survey, a mapping of the sediments, measurements of salinity, current speeds and suspended sediments and location of the position of the tidal wedge.

The tidal asymmetry suggests that there is upstream migration of suspended sediments at low water, whereas during floods the sediments are exported onto the continental shelf. The unusual feature of the system is the dominance of the ebb tide in only one of the two main distributaries, while the third functions as a salt water supply to the estuary, whatever the state of the tide. The areas of maximum turbidity have been identified as have their movements in relation to the hydrological and marine components.

Finally, a numerical 2-dimensional modelling of this environment is being produced to provide information on the morphodynamic and long-term evolution. It is in fact essential to develop our understanding of tropical environments and especially of African mangrove-fringed estuaries, which are one of the least studied hydrological systems in the world.

REFERENCES

- Berthois L. 1963.** Contribution à l'étude de la sédimentation dans l'estuaire du fleuve Konkouré en période d'étiage. *Cahiers Océanographiques XV° année-n°1* : 16-52.
- Bryce S., Larcombe P. & Ridd P.V. 1998.** The relative importance of landward-directed tidal sediment transport versus freshwater flood events in the Normanby River estuary, Cape York Peninsula, Australia. *Marine Geology*, **149**: 55-78
- Bryce S., Larcombe P. & Ridd P.V. 2003.** Hydrodynamic and geomorphological controls on suspended sediment transport in mangrove creek systems, a case of study: Cocoa Creek, Townsville, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **56**: 415-531.
- Kitheka J.U., Obiero M. & Nthenge P. 2005.** River discharge, sediment transport and exchange in the Tana Estuary, Kenya. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **63**: 455-468
- Wolanski E. & Cassagne B. 2000.** Saline intrusion and rice farming in the mangrove-fringed Konkouré River delta, Guinea. *Wetland Ecology and management*, **8**: 29-36.

MORPHOLOGY, HYDROGRAPHY AND SEDIMENT DYNAMICS IN A MANGROVE ESTUARY: THE KONKOURÉ ESTUARY, GUINEA

S. Capo ^{a,b*}, A. Sottolichio ^a, I. Brenon ^b, P. Castaing ^a, L. Ferry ^c

^a : Environnements et Paléo-environnements Océaniques, UMR CNRS EPOC, Université Bordeaux 1, 33405 Talence, France

^b : Centre Littoral De Géophysique, Université de La Rochelle, 17000 La Rochelle, France

^c : Institut de Recherche pour le Développement, UMR G-EAU, Maison des Sciences de l'Eau, 34000 Montpellier, France.

* : corresponding author, scapo@univ-lr.fr, ☎ : (0033) 546 458 273

The Konkouré Estuary in the Republic of Guinea is a poorly understood atypical mangrove system. Sediment dynamics in tropical estuaries are controlled by a combination of processes including river discharge, morphology, salinity, erosion and deposition processes, the settling of mud, physico-chemical processes and mangrove swamps. Here we present a consistent set of data aimed at characterising the estuary and thus, increasing our understanding of tropical systems, as well as studying the impact of human intervention in the region. Water elevations, current measurements, salinity, suspended sediment concentrations, bathymetry and sediment cover are presented following a 3 years survey of the Konkouré Estuary. Here we provide conclusive evidence that the Lower Konkouré is a shallow, funnel shaped, mesotidal, mangrove-fringed, tide dominated estuary, well mixed during low river discharge. The estuary becomes stratified during high river discharge at spring tides whereas a salt wedge appears during neap tides. The Konkouré Estuary has been described as hypersynchronous, and has three terminal outlets, two of which are landward directed, attesting to a tidal pumping effect, while the third one is seaward directed, and is controlled by the mangrove. The suspended matter is transported by the tidal effect within the middle estuary and is therefore trapped in the Turbidity Maximum zone (TMZ). The location of the TMZ is river controlled and is correlated with residual currents but not with salinity front. A dam, constructed 130 kilometres upstream, impacts on the hydrodynamics, and reduces the salinity intrusion by about 25%. It causes an increased low river discharge whereas its efficiency over high river discharge is unclear.

Keywords: Tide-dominated Estuary, mesotidal, Turbidity Maximum, hydrodynamics, Mangrove, Dam impact, Guinea.

1. Introduction

Because of their location and ubiquity, estuaries and deltas play a major role all over the world in exchanges between lands and oceans. Several physical and chemical processes occur in these environments, which depend on the long residence time of water, suspended sediment and associated contaminants (Dyer, 1995). In comparison to their temperate counterparts, sediment processes in tropical estuaries, in particular in Africa (Kithika *et al*, 2005), are poorly understood (Bryce *et al*, 1998 and 2003). The Konkouré Estuary, Republic of Guinea, is a good example of a tropical mangrove environment. The Konkouré River is one of the most important in Guinea and takes its source in the Fouta-Djallon, a wide fresh water reservoir in West Africa that also supplies other major rivers such as the Niger and the Senegal. Today the Konkouré Estuary remains relatively wild. However, human activities such as fishing, forestry, rice farming, salt and sand extractions are intense in the estuary and in the surrounding wetlands. Therefore, the fate of this environment is a major issue for the whole region. In addition, the loss of such coastal plain areas due to flooding and erosion associated with climatic and eustatic sea level rise is of vital ecological concern. In West Africa, the states of Guinea-Bissau, Guinea and Sierra Leone are characterized by large low-lying coastal plains that are particularly exposed to potential flooding due to the rise in global sea-level (Anthony, 2004). The recent implementation of a hydroelectric power dam, constructed on the Konkouré River, is an additional factor that could affect river discharge and subsequently the dynamic processes in the mangrove system. Therefore generation of data and information is crucial for the development of sustainable land use strategies (irrigation, forestry, agriculture, hydroelectric power dams) for African estuaries (Kithika *et al*, 2005).

A consistent set of measurements obtained between 1999 and 2002 and using a variety of physical parameters are available for the first time to characterise the estuarine portion of the Konkouré. On the basis of such observations, the estuary can be described in terms of synoptic tidal signal, salinity, current velocities and suspended sediment transport. The aim of this paper is to determine the factors controlling circulation and sediment transport on a seasonal basis because they play a key role in the long-term sedimentary evolution of the coastal environment and surrounding mangrove. The present day morphology and the possible future impact of the hydroelectric dam are also proposed. Because mangrove systems are still poorly studied and the processes controlling sediment dynamics in mangrove wetlands are not fully understood (Kithika *et al*, 2003), this study also contributes to a better understanding of such coastal tropical systems, especially in Africa which has some of the least studied hydrological systems in the world (Kithika *et al*, 2005).

2. The Konkouré System

The Konkouré Estuary, vegetated by mangroves, has an area of 320 km² (Wolanski and Cassagne, 2000) and drains a total area about 17,000 km². The deltaic reach of the river is about 30 km (Fig.1). It is situated on the rainiest coast in West Africa where rainfall varies annually between 1000 and 4000 mm (Wolanski and Cassagne, 2000), with 2000 mm rainfall every year inland (Diop, 1990). Rain falls exclusively between May and October of each year, causing a very high contrast in liquid discharge in the lower Konkouré. Peak discharges occur in August/September, while the lower dry season discharges are observed in March (Fig.2). Data from the Guinean Hydraulic Survey (from 1953 to 1988) give a mean annual river discharge of 503m³/s. Averaged values between 1953-1988 give monthly mean maximum and minimum values of 1856 and 31 m³/s, with extreme monthly values of around 3000m³/s and 15m³/s, respectively, in the wet and dry season.

The tidal wave is sinusoidal in its propagation along the Guinean Shelf. The tide is semi-diurnal with diurnal irregularity (Guilcher, 1965). Tidal range at the reference harbour, Conakry (see Fig. 1 for location), varies from 1.3 m in neap tides to 4.2 m in spring tides (Diop, 1990), which defines the Guinean coast and the Konkouré estuary as mesotidal following the Davies and Hayes (1975) classifications.

Wind climate varies seasonally and depends strongly on the meteorological equator position (Leroux, 2001). From April to November, during the wet season, austral influences generate S and SW winds. From December to March, the southern migration of the meteorological equator, south to Sierra Leone, enhances boreal influences, inverting the wind climate with N to NE winds.

Oceanic wave measurements of the Guinean coast are not available, but visual estimations made between 1988-1994 show that no significant swell reaches the Guinean coast (Rue, 1998). The Guinean continental shelf is wide, has a very low slope and is mostly covered by muddy sediments. It is therefore likely that most of the energy of the ocean's waves is absorbed. However, wind and wave climate vary inter-annually and the coast has evolved over the last decade at least (Bertrand, 1993; Rue, 1998). Consequently, mangroves growing near the mouth have been affected by this process with erosion of mangroves in years of coastal erosion and mud banks and mangrove development during years of coastal progradation (Wolanski and Cassagne, 2000).

The riverine inflow of sediment is poorly understood. Because the Konkouré River drains a highly weathered ancient shield plateau, the suspended sediment concentration is usually less than 0.07 g/l (Berthois, 1967), thus feeding the coastal system poorly. However, a five kilometres long Turbidity Maximum Zone (TMZ) exists at the mouth of the Konkouré Estuary, characterised by suspended sediments concentrations (SSC) values of 0.1 g/l near the surface and 1.5 g/l near the bottom (Wolanski and Cassagne, 2000).

The main channel of the upper Konkouré Estuary meanders for 15 km before reaching the open coastal plain, where the system separates in two branches: the Konkouré (western main) branch, and the Sankiné (eastern branch) connecting the Atlantic Ocean via the Sangaréha Bay (Fig.3). The entire system is fringed by a 50 to up to 300 m-wide mangrove swamps. In 1967 Berthois defined the Konkouré as an estuary. In contrast, Wolanski and Cassagne (2000) described the system as a river delta. The discussion (see section 5.1) will focus on the evidence for deltaic or estuarine behaviour.

3. Data collection and analysis

3.1 Location of measurement stations

The datasets were collected during a 4-year project conducted by the IRD (Institut de Recherche pour le Développement) between 1999 and 2002 and cover a large variety of hydrological situations. Measurements of tide, salinity, current velocities and suspended sediment concentration (SSC) were carried out in eight locations distributed along the estuary (Fig.3).

Station K12, in the upper estuary, is the most inland measurement site. Stations K14 and K18 are located in the main channels of the middle estuary, in the Konkouré and in the Sankiné branches, respectively. K19 is an additional station on the Konkouré branch in the lower part of the middle estuary, north of Bokhene Island

K15, K16 and K20 are stations located in the lower estuary at each of the three outlets; K15 and K16 in the northern and southern terminal branches of the Konkouré, respectively, and K20 in the Sankiné branch. Finally, station K17 is located within Sangaréha Bay.

3.2. Hydrographic surveys

Water elevations were recorded continuously using tidal gauges placed at the mouth (station K15), middle estuary (stations K14 and K18) and upper estuary (station K12). A tidal gauge was also located 60 km upstream from the mouth (not shown) in order to measure daily river discharges.

Hydrographic surveys included measurements of salinity, SSC, current and tidal prisms. Measurements were carried out in order to observe a variety of situations, taking into consideration the contrasted fluvial regime and the spring-to-neap tidal cycle. Most of the surveys involved a 13h anchor station using a small fishing boat in order to cover a complete

ANNEXES

semi-diurnal tidal cycle. Due to boat and instrument availability, measurements were taken at one single point at one time. It is important to realise the extreme difficulties in performing instrumental deployment in such a wild environment. For example, the dense mangrove forest around the banks prevented easy access to the estuary and marine crocodiles prohibited diving. The only embankment point was at station K12 in the upper estuary, which was the starting point for all the anchor stations (Fig.3).

Tidal currents were measured using two different current meters either an Aanderaa RCM7 or occasionally a Valeport Breystock meter. The instruments recorded mean horizontal velocity every 20 min at 1 m below the surface and at 1 m above the bottom. An ADCP RDI was also used from 2001 onwards to complete the current data using transverse profiles in the bottom tracking configuration in order to assess tidal prisms throughout each outlet.

Salinity was measured using either the Aanderaa RCM7 conductivity cell or a WTW L197 conductimeter, because these two instruments can be cross-calibrated.

Suspended sediment concentrations (SSC) were measured using two different methods. Up to 450 samples were collected, usually at 1 m under the surface and 1 m above the bottom every hour during each tidal cycle. For 25% of these samples, SSC were measured by filtering water samples with GF/F and GF/C 0.45µm filters which were then oven-dried for 5 hours at 60°C. For the remaining samples, SSC was qualitatively estimated. Each sample was collected in a small transparent bottle and compared visually with 15 reference samples. SSC were previously determined in reference samples, which cover a range from 0.15 g/l to 15g/l.

3.3 Bathymetry and surface sediment measurements

A complete bathymetry of the estuary was carried out using the ship-towed ADCP used for the transverse profiles. The estuary was covered over a period of about one month, in July 2002, and involved more than 307 ADCP transverse profiles acquired at high water slack. The zero reference (0.131m) is based on the lowest spring tide level (LSTL) recorded by the K15 tidal gauge throughout the survey (the mean sea level is 2.07m). This acoustic multi-beam system provided a depth resolution of 0.1m. The bottom track configuration identifies the bottom as the interface of net density gradient by the acoustic method (pers. comm. from the RDI manufacturer).

Bottom sediment samples (90 samples) were collected in June 2000 using a Berthois cone on the superficial bottom layer. Samples were collected at each reference station and also every kilometre from K12 to the river mouths. Samples were collected on each transverse profile in the channel and at the right and left banks.

4. Results

4.1 The morphology of the Konkouré system

The Konkouré region has a morphology that tends towards a delta of nearly 30 km from east to west and 40 km from north to south (Fig.3 and Fig.4). Its two main branches, Konkouré and Sankiné, are connected by a series of sinuous secondary distributaries. The main branch upstream divides itself into three terminal mouths. The Konkouré branch is separated at the two terminal outlets by the Bokhene Island. The Sankiné branch is narrower and deeper than the main branch, and is connected to Konkouré branch both at the middle estuary (see station K14) and via the Bourramaya narrow channel. The deepest channels are located within the Sankiné branch and reach 8-9 metres (Fig.4A). The deepest channel of the Konkouré branch is located at the left bank in the middle estuary (5m) and follows the south-eastern terminal branch of the Konkouré until it reaches its maximum depth (6m) seaward at the K16 outlet.

Surface sediment cover is summarized in Fig. 4B and shows the sediment spatial distribution of the Konkouré estuary at the end of the dry season, in June 2000.

The upper estuary (from K12 to K14) is characterised by a narrow channel between 300 and 500 m made up of wide meanders. Bottom layer and banks are uniformly covered by mud, including fluid-mud reaching one metre thick. From K14 to the northward point of Bokhene Island, the middle estuary goes in a straight direction, N200 (Fig.4). The middle Estuary morphology is anastomosed where sand banks emerge at the LSTL. Transversal sections of the river widen dramatically in the middle estuary (around 1000 m-wide at station K14), favouring the deposition of the coarser particles (Fig 4B). Banks are covered with mud but sandy fluvial banks appear in the channels (coarse, multimodal and badly-sorted quartz sands). The lower Konkouré branch is oriented N230 and its banks are covered by mud but some sand beaches are located close to the mouth. These sand beaches are of sand marine origin (homogeneous, fine and well-sorted quartz sands). Sections increase from Northwest to Southeast and the K16 section at the mouth is 2500m wide. A lot of sandy and muddy banks are present in this lower part of the Konkouré branch. In the northwest main channel (at station K15) the deeper channel reaches 3 m, isolating two sandy and muddy banks. At the mouth a sandy shoal (called Konebombi sand bank) closes the south path of this mouth. During the dry season and neap tides, a thin layer of mud covers the sand beaches. The morphology of the Southeast channel (station K16) of the Konkouré branch is much more complex. The deeper channel (5 to 6m) is located on the left bank until station K19 and several sandy banks appear at the mouth whereas a muddy consolidated bank is located on the right bank. The Sankiné branch is more uniform and connects with the Konkouré branch at station K14. It meanders in a SSE direction and exits in the Sangaréha Bay. The

bottom layer and the banks are uniformly covered by mud and fluid-mud all year (Fig.4B). The mean particle size of the estuary is circa 100 μm : in the Konkouré branch this value reaches 196 μm while the size is 53 μm in the Sankiné Branch, suggesting a strong sediment cover difference between these branches, in addition to the difference in depth.

4.2 Tide propagation and tidal currents

The tidal wave propagates within the estuary, up to 42 kilometres from the mouth, where it is roughly damped by a rocky sill (Fig.1). For a typical semi-diurnal tide, the ratio between the duration of the flood phase and ebb phase decreases from 0.78 at the mouth to 0.61 in the middle estuary (K14) and 0.48 in the upper reach (K12) (see Fig. 5D). Tidal records indicate the increasing landward amplitude in both branches during the dry season (Fig.5A, 5B and 5D). On the basis of such observations, the Konkouré estuary can be described as hypersynchronous (Allen et al., 1980), meaning that narrower upstream sections give rise to a convergence effect and thus a rise in tidal amplitude, and avoiding loss of energy by lateral and bottom friction.

Fig 5A represents a typical spring to neap tidal cycle with increasing amplitudes landwards. During the neap tide (Fig.5B), high tide is synchronous in the whole estuary and water elevations increase landwards, assuming a regular water slope between the upper and lower estuary. During Spring tides (Fig.5D) high tide is delayed landward while water elevations increase. During ebb, water elevations at station K14 show a step in the early stage which almost tends to the same elevation as K12, implying a very low water slope in the upper estuary during falling tide, between K12 and K14.

During high river discharge (Fig.5C) water elevations in the middle and upper estuary are a direct function of the flood event (900m³/s). Low tide is truncated in both the middle and upper estuary (K14 and K12).

During the dry season, flood current decreases in duration but increases in intensity until it reaches the upper estuary (Diop, 1990). This tidal asymmetry results in maximum velocities during floods and rising tides. During spring tidal conditions (Fig.6A and B), peak velocities observed on the surface during the flood reach values greater than 1.5 m/s at stations K15 and K12 (lower and upper estuary) while flood velocities reach 1 m/s elsewhere (Fig.6A). Maximum ebb velocities are observed at station K19 (middle estuary) where surface velocities reaches -1.8 m/s. Bottom ebb velocities reach -1.3 m/s at stations K19 and K14, both in the middle estuary (Fig.6B). Elsewhere, bottom velocities reach almost 1 m/s during rising and falling tide, whereas surface velocities reach 1.2 m/s.

In neap tidal conditions, surface flood velocities reach 1 m/s everywhere during flooding (Fig.6C) while ebb velocities reach -0.7 m/s except at station K19 where maximum velocity is observed (-1.1 m/s). Bottom velocities (Fig.6D) reach 0.7 m/s everywhere during flooding while values of - 0.5 m/s are observed during ebb, excepted at station K19 where values reach -1.1 m/s at bottom velocity. In summary, maximum velocities during the dry season are observed at station K19 in the middle estuary at ebb tide, and maximum flood velocities are observed at the mouth (K15) and in the upper estuary (K12) during both spring and neap tidal conditions.

During the wet season and spring tide (Fig.6E and 6F), surface and bottom velocities are ebb directed for the whole tidal cycle in the upper estuary (K12) with peaks reaching -2m/s both at the surface and the bottom. Elsewhere, flood velocities occur but remain lower than ebb velocities even in the lower estuary where flood velocities reach 0.8 m/s. Moreover surface and bottom velocities are of the same order of magnitude in both the upper and middle estuary.

Eulerian residual velocities, calculated from measured velocities averaged over a semi-diurnal tidal cycle, provide the gravitational component of circulation in terms of landward or seaward directed transport. Landward directed transport attests to a tidal pumping process. Values for each station under different river discharge conditions are reported in Figure 7 where landwards values are positive while seawards velocities are negative (surface values are shown in grey and bottom values in black).

During the dry season, at the lowest river discharge of 28m³/s and with rising amplitude (2.5m), the Konkouré estuary transport is landward directed in the upper estuary at station K12 at the surface (Fig.7), and for the entire water column at stations K19 and K15, respectively, in the middle and lower estuary. Transport at stations K14 has very weak seaward values, while at station K16 the whole water column transport is seaward directed. Thus, tidal pumping in the Konkouré branch is efficient until it reaches station K14 and also in the upper estuary at the surface (station K12). There is no data available describing the Sankiné branch behaviour.

During the spring tide (3.06m rising amplitude) with an increased river discharge of 110m³/s, stations K12, K14 and K19 switched from landward to seaward directed transport both at the surface and the bottom. Only bottom landward directed transport is located at station K15 for the whole Konkouré branch. The lower Sankiné branch (station K17) is landward directed and station K18 is landward directed only at the bottom. In such conditions tidal pumping is efficient in both K15 and K17 stations, although greater in K17.

During the neap tide (rising amplitude of 1.73m) and 110m³/s river discharge, transport in the Konkouré branch is seaward directed everywhere excepted at station K15, which is landward directed both at the surface and the bottom. The Sankiné branch, from mouth to middle estuary is landward directed for the whole water column.

During these dry season conditions, the Konkouré branch seems to be river discharge controlled while the Sankiné is tidally controlled from our observations of residual circulations. As a result, therefore, during the dry season, transport at station K16 is always seaward directed while it is landward directed at stations K17 and K15 thus ensuring tidal pumping through these mouths.

During the wet season, the Konkouré branch is seaward-directed while the Sankiné branch has landward directed transport at the mouth for a 600m³/s river discharge. When the river discharge increases to 2000m³/s, the Sankiné branch becomes totally seaward directed, evacuating flood events waters in the same manner as the Konkouré Branch.

4.3 Salinity distribution and stratification

The salinity front corresponds to the freshwater-saltwater interface which is identified by a 0.5 salinity point. Figure 8 demonstrates how surface salinity is strongly correlated with freshwater discharge. The salinity in the estuary varies from freshwater a few kilometres upstream from the station K12 (42 km) to nearly the value of seawater at the mouth.

During low river discharge and spring tides, the salt water reaches at least K12 (32km), which is the lowest limit of the 0.5 salinity for an 89 m³/s river discharge (Fig.8). When the freshwater discharge increases to 980m³/s (Fig.8), 0.5 salinity shifts to the middle and lower estuary, respectively, at high tide and low tide. When the freshwater discharge reaches 2000 m³/s (not shown) the whole estuary is fresh water. The Sankiné branch is however more saline than the Konkouré for all situations observed, suggesting a more effective marine water supply. Assuming the residual velocities described above, the Sankiné branch could be described as a natural flood overflow channel of the Konkouré River, connected to the main branch in the middle estuary.

Fig.9 shows the vertical distribution of salinity in the Konkouré branch for two contrasted seasons, both at high tide during spring tides. During the dry season, waters are well mixed while during the wet season stratification can be observed, seaward from station K15 at high tide for a 980 m³/s river discharge. During flood events, salinity is null both in the upper and the middle estuary but stratification occur at stations K15 and K20 (not shown) with salinity vertical gradients around 10 for a 980 m³/s river discharge (Fig.9).

The water column structure is therefore strongly affected by river discharge. A qualitative way to approach the stratification of the water column is the estuary number, N_e , which considers the relative importance of tidal mixing and stratification effect by freshwater input (Ippen, 1966). The estuary number N_e is defined as (1):

$$(1) \quad N_e = \frac{VEO_0 \times V_0^2}{g \times d_0 \times Q_f \times T}$$

where VEO_0 is the flood entering volume or tidal prism for the three mouths (m³), V_0 the maximum flood velocity at mouth (m/s), g the acceleration due to gravity (m/s²), d_0 the mean depth at mouth (m.), Q_f the river discharge (m³/s) and T the Tidal Period (44700 s.)

Following Ippen (1966), three types of estuaries can be identified as a function of N_e

$N_e < 0.08$	salt wedge estuary
$0.08 < N_e < 0.5$	stratified estuary
$N_e > 0.5$	well mixed estuary

Calculated values of N_e (Table 1) show that the estuary can experience the three states defined by Ippen (1966). In the dry season, the mouth is well mixed for all the observed situations. Maximum values of N_e occur at spring tide, but the estuary remains well mixed even during neap tides. During the wet season, higher river discharges promote density stratification, which is modulated by tidal range. In spring tides the mouth is stratified, while a salt wedge appears only under neap tide conditions.

4.4 Determination of the Suspended Sediments Concentrations (SSC) in the Estuary

SSC near bottom data are summarised in Figure 10. During the dry season, the salty waters of the Konkouré estuary are very turbid (reaching 5 g/l near the bottom). The TMZ exists at both spring and neap tides, and its position is located in the lower middle estuary, showing a longitudinal shift with tidal currents. Fluid-mud is also present on the bottom even at spring tides (near bottom SSC of 1.5 g/l in April 1999 and 3 g/l in February 2001). For river discharges of less than 30m³/s (Fig.10A) a second TMZ is observed in the upper estuary, with fluid-mud lining the bottom of the channel (near bottom SSC of 4 g/l). The location of the TMZ is usually associated both with the salinity front and the gravitational circulation. This upper TMZ seems to be independent of any nodal point of null gravitational circulation as station K12 and K14 are both seaward directed near the bottom (Fig.7). A possible explanation could be rapid particle settling induced by enhanced flocculation, due to the supply of NaOH from the Fria Alumina firm that treats bauxite, 50 km upstream. With increased river discharges, the upper TMZ seems to be flushed to the lower estuary as in spring tidal conditions of 2001 (Fig.10B). After damming the Konkouré River, the minimum river discharges increased to nearly 100m³/s, therefore, salinity intrusion and the TMZ moved seawards (comparing Figures 10A and 10B or 10C) with near bottom SSC reaching 3g/l. During neap tides (Fig.10C) the TMZ is more concentrated near bottom (5g/l). Because near bottom SSC was determined rather than depth averaged SSC, the increased suspended concentrations during neap tides could also be explained by the settling of SSC near the bottom, thus supplying the fluid-mud.

Maximum SSC, with values reaching 5 g/l near bottom, are always observed during low river discharges excepted at the mouth for a very high river discharge of 2000 m³/s (Fig.10D). Such currents, induced by a flood event may have a high capacity for removing the mud from the bed as bottom velocities reach 1 m/s or even more (Fig.6E and F). The resulting TMZ at the mouth could be considered more as a result of bed erosion and maybe a convective phenomenon.

5. Discussion

5.1 Present estuarine circulation and sediment dynamics

The tropical belt contains many hydrological systems such as estuaries and deltas. Yet, they are poorly studied compared to their counterparts in the temperate climates of Europe and America. The major tropical systems studied are deltas (Mississippi, Brahmaputra, Niger, Mekong, Amazon, San Juan, Fly) yet, Australia has a large variety of tropical estuaries (Normanby River Estuary, Ord River Estuary, Daintree River estuary, Mulgrave River estuary and Cocoa creek) which are similar to the Konkouré estuary in terms of catchment size, high river discharges and sediment supply (Harris, 1991; Bryce *et al*, 1998). Although few African estuaries have been studied, nevertheless some comparisons are advanced in this paper. Berthois (1967) described the Konkouré mouth as an estuary, while (Wolanski and Cassagne, 2000) classified the Konkouré outlets as a river delta. Indeed, in terms of global morphology, part of the Konkouré system can be described as a river delta while the Konkouré Branch exhibits a distinctive funnel shape in an aerial view, attesting to its tidal dominance (Galloway, 1975). Both physical and geomorphic classifications are used to classify coastal river outlets because a continuum exists between estuaries and deltas. A net sediment flux seaward is characteristically used to define a delta; however, this requires long-term sediment data collection. Neither core data nor sediment deposits data in the Konkouré environment are available. Analysis of maps since 1912 and SPOT images (1992) provide a medium-term geomorphic evolution of the Konkouré Estuary (not shown). No net evolution was identified using this qualitative analysis and the system appears to be close to medium-term equilibrium, as in the case of the Sherbo Estuary in Sierra Leone, notwithstanding the remarkable coastal changes which have been observed in the Konkouré (Rue, 1998; Bertrand, 1993; Anthony, 2004). The Dalrymple geomorphic criterion (Dalrymple *et al*, 1992) can distinguish between estuaries and deltas when knowledge of long-term sediment flux data is available (Heap *et al*, 2004). Tide dominated estuaries contain a straight-meandering-straight river channel profile near the head of the estuary (Dalrymple *et al*, 1992; Bryce *et al*, 1998; Heap *et al*, 2004), which corresponds roughly to the Konkouré Branch (Fig.3). This morphology is generated by the convergence of seaward-directed river transported sediment and landward directed tidally transported sediment. According to a number of authors (Dalrymple *et al*, 1992; Perillo, 1995; Heap *et al*, 2004), the Konkouré Branch can be classified as a funnel shaped, partially filled tide dominated estuary. The system is also mesotidal (Hayes, 1975; Davies, 1975; Diop, 1990) and can be classified as an open coastal plain estuary (Fairbridge, 1980). The Konkouré Branch is therefore a tide dominated Estuary whereas including the Sankiné branch it has a deltaic morphology. The Konkouré Estuary deposits 100,000 tons of fluvial sediment per year (Fig.11), which is 1000 times less than in the Fly River Delta, Papua New Guinea, and 70 times less than the San Juan Delta, Colombia, for similar catchment size and comparable high river discharges (Wolanski and Cassagne, 2000; Restrepo and Kjerfve, 2002). Assuming a net sediment input into the system, the small fluvial load (only 100,000 tons per year Fig.11) suggests a massive marine input by tidal pumping to balance the sea level rise, which negates the deltaic theory both over yearly and long-term sediment balance. The data of the tidal influence in the Konkouré and the Sankiné branches given by salinity, current patterns and sand deposits provides convincing evidence that the Konkouré system is a tide dominated estuary.

During low river discharge, the lower estuary is flood dominant; two of the three mouths act to infill the estuary with marine water, in particular the North-western Konkouré and the Sankiné branches, while the third branch evacuates the excess water (ebb dominant) from the middle estuary. During the spring tides, K15, in the northern channel of Konkouré, presents a seawards surface residual circulation whereas the bottom is landwards (Fig.7). Salinity, which is a defined marine marker, demonstrates that tidal pumping occurs at station K15 (Fig.9) and at the Sankiné Branch (Fig.8). During neap tides, saline intrusion is weaker because of the reduced tidal prism and a small stratification occurs at station K15 (Fig.9) which cannot be characterised by calculation of the Estuary Number, N_e . However salinities, as well as residual velocities (Fig.7) confirm the tidal pumping at station K15 and K20, whereas station K16 remains fluvial-dominant. The water circulation profile of the Konkouré system can be compared to the San Juan Delta, Colombia, where a marine branch acts to infill the system with marine water whereas the second branch is fluvial dominant (Restrepo and Kjerfve, 2002).

Wave Energy is dampened by the shallow continental shelf (Guilcher, 1965; Rue, 1998) and most of the wave action in the estuary is due to small and local wind waves. This phenomenon induces a fluidisation of mud deposits on the shelf (De Wit and Kranenburg, 1997) and contributes to the increase in SSC in marine waters in the entire coastal region (Anthony, 2004). Indeed the marine waters around Conakry, and along the whole Guinean coast, are very turbid (Anthony, 2004; Rue, 1998). Tidal pumping traps the marine sediment inside the estuarine mangrove system in the middle to lower Konkouré Estuary. Marine sand banks (homogeneous, fine and well-sorted quartz sands) attest to these

marine processes at the mouth (K15 and K16). Landwards, in the middle Estuary, at K14 station, fluvial sand banks (coarse, multimodal and badly-sorted quartz sands) ensure the fluvial dominance during high river discharges while sand deposition is enhanced by the widening sections of this estuarine portion. The TMZ oscillates from high to low water level and oscillates also during the fortnightly tidal cycle between K19 and K15 in the marine dominant northern Konkouré channel. Therefore, marine suspended sediment inundates the mangrove during spring tides and deposits occur in the whole estuary during neap tides, with the fluid-mud layer exceeding 1 m on occasions. Usually TMZ are correlated to both salinity fronts and nodal points. Tidal currents cause the sediment to resuspend, due to turbulence generation, and it is trapped into the TMZ. Except during April 1999 in the upper estuary (Fig.10A), TMZ generation in the Konkouré seems to be tidally controlled through tidal pumping only (Fig.7) and does not correspond to the salinity front (Fig.8). Mangrove also plays a key role in the hydrodynamics during the dry season (Wolanski *et al*, 1980; Lessa and Masselink, 1995; Furukawa *et al*, 1997). Estuarine tidal asymmetry suggests landward directed transport while seaward directed transport occurs in the middle and south-eastern Konkouré Branch. The water trapped in the mangrove swamps and forest at high tide is therefore evacuated slowly and provokes this increasing ebb velocity in the main channel that helps to scour the bed and maintain a deep channel within the system (Wolanski *et al*, 1980) along the left bank in the middle Konkouré estuary from stations K19 to K16 (Fig.6 and Fig.4). This ebb velocity might also be enhanced by the Sankiné supply. Indeed, flood currents of the upper Sankiné Branch present the same direction as ebb currents of the Konkouré Branch (Fig.3). Moreover, Aucan and Ridd (2001) have demonstrated that ebb dominance in tropical mangrove systems is controlled by the mangrove swamps slope and mangrove elevation. Due to the large differences in tidal range between spring and neap tides, maximum flood velocities are faster during spring tides but they remain smaller than ebb velocities in middle estuary. The middle estuary and lower Konkouré, at station K16, are ebb-dominant. This ebb dominance can be attributed to the mangrove effect. Water levels during spring tides have a weak water slope between upper and middle estuary due to mangrove water retention (Fig.5D). Thus, the Konkouré estuary can be compared to many others tropical systems which are ebb dominant such as Normanby or Cocoa creek in Australia (Bryce *et al*, 1998, 2003; Aucan and Ridd, 2001); the Tana Estuary in Kenya (Kitheka *et al*, 2005) and the Sherbo Estuary in Sierra Leone (Anthony, 2004). However, the Konkouré Estuary remains atypical because its ebb dominance affects only one mouth (K16) while the others are flood dominant. Moreover, this ebb dominance is clear in the main channel only since lowest river discharges increased from 28 to 100m³/s, after damming. Before damming, the upper estuary presented landward directed transport on surface, which seems to correspond to the density-driven secondary circulation described by Ridd *et al*, 1998, caused by lateral salinity gradient in the upper estuary meanders. Tidal pumping dominates during the dry season and suspended sediments are transported to the middle estuary where they are trapped into the TMZ or settle in the mangrove and in the mud banks.

During the rainy season (Fig.6 E and F), the upper estuary has a fluvial behaviour with only ebb directed currents, over a whole tidal cycle, at station K12 and upstream (spring tide and 2000 m³/s river discharge). Maximum current velocity is observed at K12 when the surface velocity reaches -2 m/s during ebb. This phenomenon involves the upper estuary and the middle estuary until K14 station, when freshwater discharge is close to 1000 m³/s. Water elevations confirm this behaviour with truncated low tides during flood events (Fig.5C). The location of the TMZ at the mouth is the result of different processes. The strong flood events induced currents cause massive convective transport and bed erosion. Moreover, during the wet season, even weak winds and waves, due to storms, tend to weaken the surface bed and could induce a fluidisation of the bed by creating a fluid-mud layer (Mehta, 1986; De Wit and Kranenburg, 1997). This phenomenon contributes to the increase in SSC in coastal waters.

At the end of high river discharge, flood currents occur in the upper middle estuary for levels of freshwater discharge of around 500m³/s and rising tidal amplitude (not shown). From this analysis and according to water and sediment directed transport during the rainy season, the system could potentially be described as a delta. Salinity gradient shows a salt wedge (Fig.9A) as in the Mekong (Wolanski *et al*, 1996) which corroborates the tidal influence of the Konkouré Estuary even during the rainy season. However, the Konkouré River provides a small amount of terrestrial sediment to the Estuary (Fig.11) which prevents a deltaic development. As a result the major factors giving rise to the sediment patterns in the Konkouré estuary are river discharges during the rainy season and tide and mangrove during the dry season even when river discharge is still efficient, as in the case of the dam-induced river discharges.

5.2 The impact of the dam on the evolution of the Estuary

In June 1999 a hydroelectric dam was constructed 130 km upstream from the river mouth. It has been in function since the wet season of 1999. Some observations (Fig.11) suggest that the discharge has been weakly reduced during the rainy season. The following data deals with monthly values (from 2000 to 2002) compared to mean values since 1953. During the rainy season, dam-induced peak discharges are -40% and -17% for August and September. On the other hand, the discharge increases strongly during the dry season, with values of +265% and +278% during March and April. Rainfall during the years 2000 to 2002 (2890, 3640 and 2340 mm respectively) was low compared to mean annual rainfall calculated using data from 1922 to 1995 (3980 mm). The years 2000, 2001 and 2002 were dry with respectively 72, 91 and 58% of the mean rainfall value. Therefore, the decreased river discharges in the wet season are not simply dam-

ANNEXES

induced. Because of the small dam retention effect (14% of the Konkouré catchment area) the dam modified river discharges are not likely to be very significant. Moreover, the hydrography is controlled by rainfall in the mountains (2000 mm/year) and is also closely related to coastal rainfall (4000 mm/year) because of the coastal topography. Daily fluvial discharge were measured 60 kilometres upstream of the Konkouré mouth which does not include all coastal storms which are numerous during the rainy season. As a result, measured river discharges are under estimated in the wet season. Taken together, this data suggest that river discharges are weakly modified by the dam during the wet season.

Since the construction of the dam, salinity intrusion length has decreased by about 25-30% during low river discharge (about 10 km) in the Konkouré Branch (Fig.11). The TMZ has also shifted seawards due to the increased river discharge during the dry season (Fig.10.A and 10.B) with the concomitant disappearance of the upper estuary TMZ. Residual transport data, provided by current measurement, indicate a strong control of dam-induced increased river discharge on upper and middle estuary (Fig.7). Dam-induced changes on estuarine hydrodynamics are significant mostly during the dry season.

Because of the contrasted fluvial regime in tropical areas, sediment balance over a year is strongly related to the flooding effect during the rain season, pushing seaward most of the sediment accumulated during the dry season by tidal pumping (Bryce *et al.*, 1998; Wolanski *et al.*, 2001). The sediment balance of the Konkouré Estuary is therefore likely to be weakly modified by the dam-induced river discharges and is strongly related to climate control. This is suggested by the bathymetric survey from 1999 to 2001 of the eight reference stations where no significant change was noticed in the bathymetric profiles (not shown). In the case of the Ord River, damming impacted on the estuarine hydrodynamics by suppressing large river floods and decreasing the salinity intrusion length by about 50%. As a result, the East Arm of Ord River estuary has silted measurably over the last 30 years (Wolanski *et al.*, 2001). However, in Konkouré case study, dam-induced river discharges did not suppress large river floods (2190 m³/s during 24th August 2002), but, instead seem to have allowed a smaller amount of tidal pumping of sediment into the Konkouré estuary by increasing the lowest river discharges. Fig.11 demonstrates that sediment supply is higher in 2001, the wettest year of the survey, with 128,000 tons. The dry years, 2000 and 2002 supply 90,000 and 97,000 tons, respectively, which are, nevertheless, much greater than estimations given by Wolanski and Cassagne (2000). In conclusion, the fluvial sediment supply to the estuary is strongly related to annual rainfall since this sediment supply is almost negligible compared to marine sediment supply.

6. Conclusion

The Konkouré estuary is an atypical mangrove system, poorly documented to date. In this paper, an overview of its hydrography and sediment dynamics is presented, using a complete set of oceanographic parameters compiled by the authors. The Konkouré Estuary is a shallow funnel shaped, mesotidal, hypersynchronous, tide-dominated estuary, where tide propagates up to 35 km upstream, damping at a rocky sill. The system presents a deltaic morphology at the Sankiné branch, but it shows an estuarine circulation. During the dry season, the estuary is well mixed; strong tidal currents and shallow waters ensure that the water column is vertically mixed. From the residual water circulation, it appears that marine waters infill the system using two of the three river outlets. At higher river discharge, the estuary becomes stratified at the mouth and a salt wedge can be observed at neap tides. With the exception of the river mouth, where salinity varies from 0 to 10, the system is filled by freshwater during high river discharges (more than 1000 m³/s), suggesting a massive export of fluvial waters and estuarine suspended sediments. Water and sediment recycling is observed; suspended sediments are exported to the shelf and Sangaréha Bay during high river discharge. The water level, increased during high riverflows, inundates the mangrove swamps and forests where suspensions are trapped. Suspended sediments are thus exported from the Estuary to the mangrove forest and the Shelf during the rainy season. Suspended sediments seem to be stocked temporarily on the shelf. When the river discharge decreases, the SSC are re-injected into the Estuary, migrating landwards thanks to the tidal pumping effect. The mangrove plays a key role in hydrodynamics. Its “reservoir behaviour” causes an ebb-dominance in the south-eastern Konkouré Branch. The Konkouré Estuary is therefore typical of many others tropical mangrove estuaries except that water circulation patterns show a strong singularity. In fact, taking together the western Konkouré and Sankiné branches the Konkouré Estuary can be described as flood-dominant. The eastern Konkouré branch can be described as mangrove-induced ebb-dominant such as many others tropical estuaries.

The dam impacts the hydrodynamics mainly during low river discharge, increasing the lower river discharge and reducing the salt intrusion by about 25%. The dam-induced tidal pumping decrease has been observed by the seaward TMZ migration since April 1999 and the seaward directed transport found in the middle estuary stations.

Acknowledgements

This study was supported by the Institut de Recherche pour le Développement (**IRD**, formerly called ORSTOM). The authors gratefully thank Ms. N. Muther and Mr. M. Carn, M. Berthelot, D. Martin and K. Samoura for their invaluable assistance on the field.

P. Lesueur and the anonymous journal reviewer are thanked for their helpful comments in improving the manuscript.

References

- Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoulet, P., Du Penhoat, Y., De Grandpré, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 26, 69-90.
- Anthony, E.J., 2004. Sediment dynamics and morphological stability of estuarine mangrove swamps in Sherbo Bay, West Africa. *Marine Geology*, 208, 207-224.
- Aucan, J., Ridd, P.V., 2000. Tidal asymmetry in creeks surrounded by salt flats and mangrove with small swamp slopes. *Wetland, Ecology and Management*, 8, pp.223-231.
- Baltzer, F., Allison, M.A., Fromard, F., 2004. Material exchange between the continental shelf and mangrove-fringed coasts with special reference to the Amazon-Guianas coast. *Marine Geology*, 208, 115-126.
- Berthois, L., 1963. Contribution à l'étude de la sédimentation dans l'estuaire du fleuve Konkouré en période d'étiage. *Cahiers Océanographiques XV° année-n°1*. 16-52.
- Berthois, L., 1967. La sédimentation en période de crue dans l'estuaire du fleuve Konkouré. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique. Série 2, Volume IX- fascicule 3*, p. 253-262.
- Bertrand, F., 1993. Contribution à l'étude de l'environnement et de la dynamique des mangroves de Guinée. Ph.D. Thesis, Bordeaux University, Editions ORSTOM. 201pp.
- Bryce, S., Larcombe, P., Ridd, P.V., 1998. The relative importance of landward-directed tidal sediment transport versus freshwater flood events in the Normanby River estuary, Cape York Peninsula, Australia. *Marine Geology*, 149, 55-78
- Bryce, S., Larcombe, P., Ridd, P.V., 2003. Hydrodynamic and geomorphological controls on suspended sediment transport in mangrove creek systems, a case of study: Cocoa Creek, Townsville, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, 415-531.
- Capo, S., 2001. Caractérisation des paramètres hydrologiques et hydrodynamiques de l'estuaire du Konkouré, République de Guinée. Master report EPOC, Université de Bordeaux I. 44p, in french, unpublished report.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, n°6, 1130-1146.
- De Wit, P.J, Kranenburg, C., 1997. The wave-induced liquefaction of cohesive sediment beds. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 45, 261-271.
- Diop, S., 1990. La côte Ouest africaine, du Saloum (Sénégal) à la Mellacorée (République de Guinée). Editions de l'ORSTOM, 310p.
- Dyer, K.R., 1995. Sediment Transport Processes in Estuaries. *Geomorphology and Sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology 53*, edited by GME Perillo. 423-449.
- Furukawa, K., Wolanski, E., Mueller, H., 1997. Currents and sediment transport in mangrove forests. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44, 301-310.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework of describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Brossard, M.L. (Ed.), *Deltas: models for Exploration*. Houston Geological Society, Houston, Texas, pp.87-88.
- Guilcher, A., 1965. Précis d'hydrologie. Editions Masson et Cie. 379p.
- Heap, A.D., Bryce, S., Ryan, D.A., 2004. Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia. *Sedimentary Geology*, 168, 1-17.
- Harris, P.T., 1991. Sedimentation at the juncture of the Fly River Delta and the Northern Great Barrier Reef. Sustainable development for traditional inhabitants of the Torres Strait Region: Proceedings of the Torres Strait baseline study conference, Cairns. Lawrence, D. and Cansfield-Smith (Eds).pp.59-85.
- Ippen, A.T., 1966. Estuary and coastal hydrodynamics. Engineering Society monographs. McGraw-Hill Book Company, New York, 744pp
- Kitheka, J.U., Obiero, M., Nthenge, P., 2005. River discharge, sediment transport and exchange in the Tana Estuary, Kenya. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 63, pp.455-468
- Kitheka, J.U., Ongwenyi, G.S., Mavuti, K.M., 2003. Fluxes and exchange of suspended sediment in tidal inlets draining a degraded mangrove forest in Kenya. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, pp.655-667.
- Leroux, M., 2001. Meteorology and Climatology of Tropical Africa. Springer Verlag Editions.
- Lessa, G., Masselink, G., 1995. Morphodynamic evolution of a macrotidal barrier estuary. *Marine Geology*, 129, 25-46
- Mehta, A. J., 1986. Estuarine Cohesive Sediment Dynamics. Springer Editions, New York.
- Moreau, C., Ohnenstetter, D., Demaiffe, D., Robineau, B., 1996. The Los Archipelago nepheline syenite ring-structure: a magnetic marker of the evolution of the central and equatorial atlantic. *The Canadian Mineralogist*, 34, pp.281-299.
- Perillo, G.M.E., 1995. Definition and Geomorphologic classifications of estuaries. In *Geomorphology and Sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology 53*, edited by GME Perillo. 17-47.
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B., 2002. The San Juan Delta, Colombia: tides, circulations, and salt dispersion. *Continental Shelf Research*, 22, 1249-1267
- Ridd, P.V., Stieglitz, T., Larcombe, P., 1998. Density-driven secondary circulation in a tropical Mangrove estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 621-632.
- Rüe, O., 1998. L'aménagement du littoral de Guinée ; Mémoires de mangroves. Editions l'Harmattan, 300p.

ANNEXES

- Suter, J.R., 1994. Deltaic coasts. In Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics (Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D., eds), Cambridge Press, Camberra, 539pp; 87-121.
- Wolanski, E., Moore, K., Spagnol, S., D'Adamo, N., Pattiaratchi, C., 2001. Rapid, Human-induced siltation of the macro-tidal Ord River Estuary, Western Australia. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 53, 717-732.
- Wolanski, E., Cassagne, B., 2000. Salinity intrusion rice farming in the mangrove fringed Konkoure River Delta, Guinea. Wetlands Ecology and Management, 8, 29-36.
- Wolanski, E., Huan, N.N., Dao, L.T., Nhan, N.H., Thuy, N.N, 1996. Fine-sediment Dynamics in the Mekong River Estuary, Vietnam. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 43, 564-582.
- Wright, L.D., 1978. River Deltas. In Coastal Sedimentary Environments (Davis R.A., editor). Springer Verlag Editions. 5-64.

-----Figures Captions-----

- Fig. 1: Location of the Konkouré mangrove system. Geological map adapted from Moreau et al, 1996. Insert shows the location of the studied area in Guinea ,West Africa.
- Fig. 2: Mean river discharges and mean annual rainfall at the lower Konkouré. Mean discharge values are kindly provided by the Guinean Hydraulic Survey (data from 1953 to 1988). Mean annual rainfall values are provided by the meteorological Guinean survey (data from 1922 to 1995).
- Fig.3: Measurement stations and geomorphic units of the Konkouré Estuary.
- Fig.4: A) Bathymetric map. B) Sediment spatial distribution of the upper layer of the bed in the late dry season (June 2000).
- Fig.5: Tide in the Konkouré Estuary. A) is a typical example of a spring-to-neap tidal signal for K15 (solid line) and K12 (dashed line) from 15 to 31 January 2002. B) is a neap tide focus, C) shows the effect of flood events (1000 m³/s river discharge) on water elevation at the upper (K12) and middle estuary (K14) and D) is a spring tide focus.
- Fig.6: Current velocities in the Konkouré Estuary, during dry season and spring tide A) surface velocities and B) bottom velocities, C) surface velocities during neap tide, D) bottom velocities during neap tide, E) surface velocities during high river discharge and spring tide, and F) bottom velocities for high river discharge and spring tide.
- Fig.7: Eulerian residual velocities at surface (grey) and bottom (black) for both different river discharge conditions and tidal ranges in the Konkouré and Sankiné Branches.
- Fig.8: Salinity intrusion at high tide and low tide in the Konkouré Estuary. On the left during the dry season in May 2002 (river discharge 89m³/s). On the right during the wet season, in August 2002 (river discharge 980m³/s)
- Fig.9: Vertical salinity in the estuary at high tide as a function of the freshwater discharge. A) high river discharge (980 m³/s) and B) low river discharge (110 m³/s) for spring tidal conditions.
- Fig 10: Turbidity Maximum Zone excursion as a function of river discharge and tidal forces.
- Fig. 11: Suspended fluvial sediment load from 2000 to 2002 and dam impact on river discharges and salinity distribution.

-----Tables-----

Table 1: Estuary Number (N_e) in the Konkouré for Neap-spring/ Dry-Wet season

	Dry season					Wet season	
	spring	spring	neap	neap	neap	neap	spring
<i>Date</i>	03/01	06/02	04/01	01/02	02/02	09/01	10/01
VEO ₀ (10 ⁶ m ³)	200	202.5	108	100	107	63	226.5
Q _f (m ³ /s)	87	96	81	112	90	1001	765
d _o (m)	3.8	3.8	3.8	3.8	3.8	4	4
V ₀ (m/s)	1.5	1.5	1.2	1.2	1.2	1	1.1
N _e	3.10 Well mixed	2.85 Well mixed	1.15 Well mixed	0.77 Well mixed	1.03 Well mixed	0.04 Salt wedge	0.20 stratified

Hydrodynamique et dynamique sédimentaire en milieu tropical de mangrove, observations et modélisation de l'estuaire du Konkouré, République de Guinée.

Sylvain Capo

Université Bordeaux 1/Université La Rochelle/ Institut de Recherche pour le Développement

Résumé :

La dynamique des estuaires produit des accumulations de particules en suspension, appelées bouchon vaseux, qui jouent un rôle prépondérant dans les multiples processus biogéochimiques à l'interface entre terre et océan. La diversité des forçages du milieu qui influent sur les processus hydrosédimentaires, va entraîner la migration de cette zone de turbidité maximale sur différentes échelles (journalière à saisonnière). Le suivi de nombreux paramètres tels que salinité, concentration des matières en suspension, température, courants de marée, débits fluviaux, sédiments du fond, volumes oscillants et apports terrigènes permet d'établir les fonctionnements hydrosédimentaires saisonniers de cet Estuaire de mangrove. L'estuaire est mésotidal et hypersynchrone avec des vitesses de courants maximales en embouchures et en amont. La morphologie complexe identifie deux bras principaux, le Konkouré à morphologie estuarienne, et la Sankiné qui s'apparente à une baie profonde méandriforme, connectée au système estuarien dans la partie intermédiaire. Les circulations liquides résiduelles en étiage indiquent que deux des trois embouchures fonctionnent en chenal de flot, alors que la troisième évacue les eaux estuariennes. En période de crue, les trois embouchures fonctionnent en évacuation des eaux fluviales, conférant au système complet un caractère plus deltaïque. Les prismes tidaux varient de 100 à 200 millions de m³ impliquant un bon mélange des eaux estuariennes en étiage, en morte-eau comme en vive-eau, alors qu'apparaît une stratification et un coin salé en embouchure pour des débits fluviaux de crue. Les processus de formation à l'origine du bouchon vaseux sont identifiés et leur rôle respectif évalué.

L'utilisation d'un modèle numérique 2DH, comme support de la compréhension des phénomènes, souligne la dominance de la marée dynamique dans l'origine de la formation de ce bouchon vaseux et met en évidence les comportements sédimentaires durant l'étiage. La disparité morphologique et sédimentaire des deux bras principaux de l'estuaire est validée et le rôle des différents forçages est établi. La végétation de mangrove, parmi ces forçages, s'identifie comme une spécificité des latitudes tropicales et son impact sur la dynamique estuarienne est obtenue alors que la modélisation des écoulements en marais et forêts de mangrove reste complexe et mal prise en compte dans le modèle.

Mots clés : Estuaire tropical, Guinée, bouchon vaseux, Mangrove, marée, circulations, transport, érosion/dépôt, modélisation.

Hydrodynamics and sediment dynamics in a tropical mangrove environment, observing and modelling the Konkouré Estuary, Republic of Guinea.

Sylvain Capo

Université Bordeaux 1/Université La Rochelle/ Institut de Recherche pour le Développement

Abstract:

Estuarine dynamics produce suspended particles accumulation, called turbidity maxima, which play a key role in biogeochemical processes between lands and oceans. Diversity of forcing will impact the sediment processes acting over several spatial and temporal scales (from day to seasons). The survey of physical parameters such as salinity, river discharges, suspended sediment concentration, temperature, tidal currents, sediment cover, tidal prisms and sediment load allow the seasonal description of sedimentary processes of this mangrove estuary. The Konkouré Estuary is mesotidal, hypersynchronous with current speed reaching their maxima landwards and at the mouth. The complex morphology identifies two principal branches; The Konkouré branch which tends to an estuary, and the Sankiné Branch which is related to a wide meandering bay, connected to the Konkouré system via its middle part.

Water residual circulations in springs attest the infilling through two of the three outlets whereas the last one evacuates the estuarine waters. During high river flows, all outlets evacuate the fluvial and estuarine waters, inducing a kind of deltaic behaviour.

Tidal prisms vary from 100 to 200 millions m³ that mix the estuarine waters during low river flows, both during spring and neap tides, whereas the estuary is stratified during high river flows with a salt wedge located on one outlet. The turbidity maximum formation processes are identified and their respective roles are discussed.

The 2DH model, used to complete the processes comprehension, underlines the tidal dominance over the turbidity maximum generation and describes the sediment dynamics during low river flows. The morphological and sediment disparity of the two main branches are validated by the model and the roles of the forcing are identified. The mangrove vegetation, one of these forcing, is a tropical specificity and its impact on estuarine dynamics is achieved over tidal scales whereas modelling the circulations in mangrove swamps remains very complex and badly reproduced by the model.

Key words: Tropical Estuary, Guinea, Turbidity maximum, Mangrove, Tide, circulations, transport, erosion/deposition, modelling.