



N° d'ordre : //FAST/UAC

THESE DE DOCTORAT UNIQUE



N° d'ordre : / / / /

Réalisée au sein des Ecoles Doctorales :

**Sciences des Matériaux
(UAC, Bénin)**

et

**Sciences de la Matière, du Rayonnement
et de l'Environnement (ULCO, France)**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DES DEUX UNIVERSITES

MENTION : **Géologie sédimentaire**

SPECIALITE : **Morphodynamique des milieux littoraux et estuariens**

Par

LAIBI Raoul Adéniyi

**Dynamique actuelle d'une embouchure fluviale estuarienne à
flèche sableuse, la Bouche du Roi, Bénin, Golfe de Guinée :
caractérisation hydrosédimentaire et géomorphologique**

Directeurs de Thèse

Au Bénin : **OYEDE Lucien Marc**, *Maître de Conférences à l'UAC*

En France : **GARDEL Antoine**, *Maître de Conférences à l'ULCO*
ANTHONY Edward, *Professeur à Aix-Marseille Université (AMU),
Institut Universitaire de France*

Soutenue le 23 septembre 2011 devant le jury composé de :

Président : **DIAW Tahirou**, *Professeur Titulaire à l'UCAD (Sénégal)*
Rapporteurs : **ALIDOU Salifou**, *Professeur Emérite à l'UAC (Bénin)*
JOHNSON Ampah Christophe, *Professeur Titulaire à l'UL (Togo)*
DOLIQUE Franck, *Professeur Titulaire à l'Université Antilles-Guyane,
Fort de France, Martinique (France)*
Examineurs : **BOURLES Bernard**, *Directeur de Recherches à l'IRD (Bénin)*
GARDEL Antoine, *Maître de Conférences à l'ULCO (France)*
ANTHONY Edward, *Professeur Titulaire à AMU (France)*
OYEDE Lucien Marc, *Maître de Conférences à l'UAC (Bénin)*

AVANT-PROPOS

Ces années de travail de thèse en alternance entre l'Université d'Abomey-Calavi (UAC au Bénin) et l'Université du Littoral Côte d'Opale (ULCO en France), ont été pour moi particulièrement enrichissantes tant au point de vue scientifique que sur le plan humain. La réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible sans le soutien humain, matériel et financier dont j'ai bénéficié grâce à des personnes et institutions que je m'en voudrai de ne pas remercier.

Cette thèse a bénéficié d'une bourse des gouvernements français et béninois à travers le projet ARHES (Appui à la Restructuration et à l'Harmonisation de l'Enseignement Supérieur) conjointement piloté par ces deux gouvernements. Ce soutien financier m'a permis d'effectuer mes séjours d'étude en France et d'intégrer ainsi un environnement scientifique propice aux échanges et collaborations. C'est donc tout naturellement que je souhaite d'abord remercier la France et le Bénin sans oublier les différents Chefs de projet qui se sont succédés ainsi que les coordonnateurs (français et béninois) de ce programme.

Au chapitre des remerciements budgétaires, j'adresse aussi ma sincère gratitude à l'ULCO pour avoir accepté financer la mission de terrain organisée dans le cadre de ma thèse, par l'équipe de mon Laboratoire d'Accueil, le Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG).

D'un point de vue plus conventionnel, mais avec d'autant plus de respect et de sincérité, je souhaite exprimer toute ma gratitude à mes directeurs de thèse pour m'avoir laissé une grande liberté de travail tout en étant très disponibles pour me lire, m'orienter et me conseiller, malgré leurs multiples occupations. Au-delà de cet encadrement, j'ai bénéficié aussi de leur part autant d'affection que de générosité :

- Le Professeur Lucien Marc Oyédé, mon modèle scientifique depuis mon intégration au Département des Sciences de la Terre, a été pour moi plus qu'un directeur de thèse. Ces quelques lignes ne sauraient être suffisantes pour lui témoigner ma reconnaissance pour son soutien moral et financier durant ces dix années que je viens de passer au Département des Sciences de Terre. De façon plus spécifique, il a été mon parrain au cours de cette aventure de thèse en me rapprochant de son collègue et ami, le Professeur Edward Anthony. Il n'a ménagé aucun effort pour m'accompagner sur le chemin de cette thèse. Son constant soutien auprès de ma famille durant mes périodes de voyages et ses coups de pouce réguliers qui ont soutenu mes travaux de terrain en disent long. Malgré ses occupations et son état de santé, son implication dans l'organisation de la mission de l'ULCO au Bénin m'a particulièrement ému. Je veux lui dire merci et lui exprimer ici, mon engagement à animer à ses côtés, le volet "dynamique des littoraux" du laboratoire de Géologie, Mines et Environnement.*

- Le Professeur Edward Anthony à qui je dois d'avoir entamé de façon plus décisive cette aventure. Il a été informé par son collègue, le Professeur Oyédé, de mon souhait de faire une thèse sous leur co-direction. Son accord et son appui pour la concrétisation de ce souhait ne se sont pas du tout fait attendre. Aussi, pour la réalisation de cette thèse, m'a t-il établi à l'ULCO un cadre de travail qu'il a su m'entretenir avec agilité, malgré son changement d'Université qui pourtant m'avait tant paniqué. Il n'hésite pas à faire appuyer mes travaux par des moyens financiers. La datation des sables jaunes par luminescence en est une preuve. Ses conseils souvent très brefs, mais pleins de contenus m'ont été d'une grande utilité. Je veux lui dire un sincère merci. Je sais que c'est une chance que j'ai de l'avoir eu comme directeur de thèse et sa précieuse implication dans l'organisation de ma soutenance en dit long. Mon rêve suivant est de pouvoir réussir à marcher à*

ses côtés sur le chemin de la recherche sur les milieux littoraux. J'espère vraiment pouvoir saisir, après cette thèse, des opportunités qui me permettront de réaliser ce rêve qui lui apportera la preuve de l'influence que sa personnalité a pu avoir sur moi.

- Monsieur Antoine Gardel qui a été pour moi, plus qu'un simple tuteur scientifique. Je l'ai rencontré pour la première fois au cours de l'année 2008-2009 à Dunkerque lors de mon premier séjour de thèse. Il m'a été alors présenté comme celui qui m'aidera en télédétection. Je ne pouvais pas encore imaginer son degré de simplicité et d'ouverture d'esprit. Pire, j'ai été sérieusement stressé quand j'ai appris que le Prof. Edward changeait d'Université et que je poursuivrai mes séjours de thèse à Boulogne-Sur-Mer, sous son tutorat scientifique. Mais en réalité, mes séjours avec lui auront été les plus agréables que je ne pouvais imaginer. Il a créé autour de moi, une ambiance de travail très conviviale et a suivi mes travaux avec complicité. Il m'a laissé une grande liberté de travail tout en étant toujours très près de moi et en me poussant constamment à me surpasser. J'ai réussi à explorer la pile d'images d'archives Landsat grâce à lui. Je n'oublierai pas cette mission de terrain au Bénin qu'il a défendue auprès de l'ULCO pour moi. Il a osé, en s'engageant dans la Bouche du Roi ! et je ne retiens de cette mission, que de beaux souvenirs !! Je lui témoigne ici mes sincères reconnaissances ; merci pour les contacts noués en ma faveur, "chez moi", avec les gens de l'IRD. ... Sans vouloir philosopher, je pense que se sentir bien quelque part fait qu'on a toujours envie d'y aller. Mon souhait est que les liens tissés au cours de cette thèse se poursuivent grâce à beaucoup d'autres aventures scientifiques autour de l'estuaire du Mono.

C'est avec un cœur plein d'émotion et de reconnaissance que j'adresse mes remerciements à tous les membres de mon jury pour avoir accepté de consacrer leur précieux temps à la lecture et à l'évaluation de ce travail. Sans vous, le rendez-vous de la soutenance publique ne pouvait pas avoir lieu.

Je dois également reconnaître que ce travail a pu se dérouler dans la persévérance grâce au soutien indéfectible et à la complicité des membres du Département des Sciences de la Terre au Bénin. M. Kaki Christophe, le grand homme, pas en raison de sa taille, mais de sa générosité et de sa grandeur d'esprit. Je pense que je n'aurai peut-être pas eu le courage de persévérer jusqu'ici sans toi. A vouloir rappeler tes innombrables appuis et soutiens de tout genre, j'écrirai un roman. Tu as été mon enseignant durant mes deux premiers cycles universitaires, mais après tu m'as offert ton amitié la plus sincère. Je te dis simplement merci et suis persuadé que cette amitié a de longs beaux jours devant elle. Prof. Boukari Moussa, vous qui m'avez accueilli à bras ouvert dans ce Département, me voici enfin avec le document pour lequel vous m'avez remis une kyrielle de coupes de forages. MM. Yessoufou Soulémana, Yalo Nicaise, Alassane Karim et M^{me} Nelly Kédomé, voici arrivé le moment que vous avez tant espéré et souhaité pour moi. Merci pour votre soutien indéfectible. Adissin Luc, compagnon de galère, courage à toi, tu passeras par ici sans nul doute.

Je m'en voudrai de ne pas remercier Vincent Sipka, l'ingénieur du LOG, non seulement pour s'être donné sans réserve lors de la mission ULCO au Bénin, mais aussi pour sa sympathie et sa disponibilité durant mes séjours d'étude en France. Je n'oublierai pas cette journée du 15 décembre 2008 où il s'est plié en deux pour me chercher un logement, alors que je débarquais à Dunkerque en hiver. . . Merci à Denis Marin, Assistant Ingénieur en Cartographie pour sa sympathie, ses conseils et sa bonne humeur toujours au rendez-vous.

A tous les devanciers et aux collègues thésards que j'ai connus à Dunkerque : Aline Aubry, Aurélie Maspataud, Caroline Rufin-Soler, Mathieu Jeanson et Adrien Cartier, merci pour vos soutiens et pour la bonne ambiance qui a toujours caractérisé nos différentes rencontres. A Wimereux, je n'oublierai pas Sandric Lesourd, Maître de Conférences à l'ULCO, Elodie Kerambrun et Isil

Fillipuci, thésardes en biologie marine, Nicolas Jouanneau et Zied Ben Mustapha thésards en Océanographie physique ; ils sont tous gentils et sympathiques. Je n'oublierais pas les derniers moments passés ensemble, vers la fin de mon dernier séjour de thèse en France. Enfin, mon collègue de Bureau à Wimereux, mon pote de tous les temps, Erwan Gensac, avec qui j'ai partagé les moments de doute et d'anxiété inhérents à toute aventure de thèse, mais aussi des moments de joies et de folies ... Je n'oublierai pas la crêpe aux jambons et champignons de la Baie du Mont Saint Michel, de même que notre délirant dîner à Yport lors de notre promenade touristique sur les côtes françaises. Merci pour ta sympathie et ta gentillesse. Du courage à toi, tu en viendras à bout également.

Je tiens également à remercier certaines personnes et structures qui me sont venues en aide au cours de la réalisation de cette thèse. J'exprime mes reconnaissances au Responsable administratif du Laboratoire d'Hydrologie Appliquée (LHA), le Dr. Daouda Mama, pour avoir mis le véhicule de Laboratoire à ma disposition au cours de mes travaux de terrain du 03 au 13 décembre 2010. Merci à Vincent Orékan pour m'avoir aidé à récupérer le logiciel Erdas Imagine après la défaillance de mon ordinateur. Mes remerciements vont également à l'endroit des messieurs François Adjibodè, N'tcha Tinantikpa, Salifou Oroupété, Yacoubou Chabi Alassane, Alphonse Fagnihoun, Thiery Kouévi, Bernard Adjinadjè, Hermann Fayomi et des demoiselles Blandine Biaou et Christelle Azéhoun qui m'ont aidé dans mes travaux de terrain et dans les analyses de laboratoire. Merci à Christlain Glodjimon et à sa belle famille pour leur assistance durant mes séjours à Boulogne-Sur-Mer.

Enfin, je dédie ce travail à :

- mes parents pour leur amour et pour les sacrifices qu'ils ne cessent de consentir pour moi ;*
- ma femme et mes enfants qui ont beaucoup souffert durant ces dix années. J'ai toujours été un mari et un père noctambules quand je suis au Bénin, carrément absents lors de mes voyages. Je pense qu'après tout ce temps, je pourrai me montrer plus disponible pour vous.*

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
PARTIE I : GENERALITES – MILIEU D’ETUDE – MATERIELS ET METHODES.....	5
<u>Chapitre 1</u> : GENERALITES SUR LES ESTUAIRES	6
<u>Chapitre 2</u> : PRESENTATION DU MILIEU D’ETUDE	29
<u>Chapitre 3</u> : MATERIELS ET METHODES	60
PARTIE II : RESULTATS ET DISCUSSIONS	83
<u>Chapitre 4</u> : EVOLUTION GEOLOGIQUE DE L’ESTUAIRE DU MONO- COUFFO, EN RELATION AVEC LA PALEOGEOGRAPHIE QUATERNAIRE DU MILIEU LITTORAL BENINOIS	84
<u>Chapitre 5</u> : EVOLUTION DU REGIME DES VENTS ET DES CONDITIONS DE HOULES SUR LE LITTORAL BENINOIS	111
<u>Chapitre 6</u> : APPORT DES SERIES D’IMAGES LANDSAT DANS L’ETUDE DE LA DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DE LA BOUCHE DU ROI ET DE SES PLAGES ADJACENTES AVANT ET APRES LA CONSTRUCTION DU BARRAGE DE NANGBETO	133
<u>Chapitre 7</u> : ELEMENTS D’ANALYSE DE L’EVOLUTION DE LA BOUCHE DU ROI ET DE LA MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES ADJACENTES.....	157
<u>Chapitre 8</u> : HYDRODYNAMISME ET DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE DES PLAGES AU VOISINAGE DE LA BOUCHE DU ROI.....	199
SYNTHESE, CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	242

RESUME

L'estuaire du Mono est établi dans la partie occidentale du littoral béninois. C'est un estuaire microtidal à dominance de houle qui assure les échanges avec la mer par le biais d'une embouchure tidale connue sous le nom de "*Bouche du Roi*". Il forme un système hydro-sédimentaire côtier associé à trois générations de cordons barrières témoins des dernières oscillations marines du Quaternaire récent.

Ce travail de thèse a permis d'étudier la dynamique des cordons barrières de l'estuaire du Mono à diverses échelles temporelles et suivant une approche résolument pluridisciplinaire et instrumentale. Les résultats montrent que les deux anciens cordons barrières de l'estuaire se sont construits et détruits au rythme des variations du niveau marin du Quaternaire récent. Par contre, la dynamique contemporaine des cordons barrières actuels (plage actuelle) se traduit par la morphogenèse d'un système de flèche-crique, sous le contrôle du régime de houle et des conditions de marée d'une part, puis des saisons hydrologiques du fleuve d'autre part. Avant la mise en service du barrage de Nangbéto, du fait du caractère temporaire des écoulements du Mono, la morphodynamique du couple flèche-crique était limitée dans l'espace et dans le temps. Mais depuis la mise en eau du barrage en 1987, cette morphodynamique est devenue persistante, en raison de la consistance et de la permanence des écoulements du Mono désormais régulés par le barrage. Les conséquences de cette morphodynamique anthropique sur l'environnement physique et humain sont incommensurables : pertes des plages à très haute renommée touristique, engloutissement des terres et des cultures (salicultures, cultures agraires, aquacultures, ...) par la mer, destruction d'habitations et autres infrastructures socio-communautaires (écoles, routes, ...), déplacements de populations, exhumation des dépouilles de parents défunts, ... La solution de mitigation proposée est le déplacement des populations de Hokouè et de Docloboé et la pratique périodiques (tous les 7 ans) des ouvertures mécaniques au niveau de la plage d'Avlo.

Mots clés : *estuaire du Mono, Bouche du Roi, dynamique hydro-sédimentaire, flèche sableuse, crique, barrage de Nangbéto.*

ABSTRACT

The Mono river estuary is established in the Western part of the Benin coastal zone. It's a microtidal estuary with predominance of swell. It ensures the exchanges with the sea by means of a tidal inlet named "*Bouche du Roi*". It forms a coastal hydro-sedimentary system associated with three generations of sand barrier which attest the last marine oscillations of the recent Quaternary.

This thesis work studies the dynamics of these barriers-inlets on various temporal scales and according to a multi-field approach. The results show that the two old sand barriers are built and destroyed at the rhythm of marine level variations of recent Quaternary. On the other hand, the contemporary dynamics of the current barrier results in the morphogenesis of a spit-creek system, under control of littoral drift, tide conditions and hydrological seasons of the Mono river. Before the startup of Nangbeto dam, because of the temporary character of the Mono flows, the spit-creek morphodynamic was limited in space and time. But since the operating of the dam in 1987, the spit-creek morphodynamic became persistent, owing to consistency and permanence of Mono flows from now on controlled by the dam. The effects of this anthropic morphodynamic on the physical and human environment are immeasurable: loss of touristic beach, swallowing up of grounds and cultures (salt productions, agrarian cultures, aquacultures,...), destruction of dwellings and other socio-community infrastructures (schools, roads,...), populations displacements, exhumation of late parents remains,... The mitigation solution proposed consists in displacement of Hokoue and Docloboe populations and in periodical practice (every 7 years) of mechanical breaches on the level of Avlo beach.

Key words: *Mono river estuary, Bouche du Roi, hydro-sedimentary dynamics, sandy spit, creek, Nangbeto dam.*

INTRODUCTION GENERALE :
PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS
DE L'ETUDE

Les estuaires sont des interfaces d'échanges entre les domaines continental et marin. Ils constituent des écosystèmes les plus productifs de la terre, jouant un rôle irremplaçable dans le développement des activités socio-économiques des populations (De Groot *et al.*, 2002). Ce sont des milieux en perpétuelle évolution, que celle-ci soit naturelle ou provoquée par l'homme (Guézennec *et al.*, 1999). En effet, leur rôle d'interface entre continent et océan les rend particulièrement sensibles à toute modification d'ordre naturel, économique, démographique ou autre.

L'estuaire du Mono est un estuaire microtidal à dominance de houle, inféodé au littoral du Bénin en Afrique de l'Ouest. Il est alimenté principalement par le fleuve Mono sur lequel un barrage a été édifié en juillet 1987. Avant la mise en service de ce barrage, l'embouchure de l'estuaire, la *Bouche du Roi*, était située sur la côte, à un emplacement connu historiquement face à l'île de Kouéta. La *Bouche du Roi* évoluait alors suivant des phases d'ouvertures et de fermetures temporaires, avec une périodicité de deux à trois ans (Guilcher, 1959). Le système estuarien du Mono-Couffo était en conséquence prédisposé à l'isolement naturel en saison sèche, puis à une communication marine naturelle ou artificielle, en saison des pluies. De ce fait, pendant longtemps, la dynamique de la plage adjacente à la *Bouche du Roi* ne faisait l'objet d'attention particulière, car l'embouchure adoptait une relative stabilité de position.

A la mise en service du barrage de Nangbéto, des perturbations avaient été prédites sur la côte au voisinage de l'embouchure, mais pas à un rythme très inquiétant avant 2012. En effet, le modèle mathématique conçu en 1992 prévoyait que les plages adjacentes à la *Bouche du Roi* devaient évoluer dans un état de stabilité/engraissement jusqu'en 2012, avec, de temps à autre, des possibilités de rupture de cordon de plage et/ou de migration de la *Bouche du Roi* à des vitesses ne dépassant pas 1 km/5ans (SOGREAH, 1992 in Blivi, 2000). Dans la réalité, immédiatement après la mise en service du barrage, la *Bouche du Roi* a plongé dans une instabilité de position qui se traduit par la migration de l'embouchure, dans le sens de la dérive littorale, à une vitesse très inquiétante (de plus de 700 m/an ; Agbani, 2000). Cette migration est accompagnée de violents phénomènes d'érosion côtière qui détruisent littéralement les plages et les infrastructures humaines installées le long de la côte (routes, écoles, cultures, cimetières, villages entiers, ...). Face à cette "saignée" des plages et des infrastructures socio-économiques, les populations environnantes se contentent d'opérer constamment des brèches à l'amont-dérive de l'embouchure en migration, afin de provoquer la fermeture de celle-ci et de faire démarrer un nouveau cycle de migration loin des installations humaines. Cette nouvelle dynamique qui caractérise la *Bouche du Roi* et ses

plages adjacentes depuis la mise en service du barrage de Nangbéto, finit alors par devenir préoccupante. D'où l'idée du sujet de cette thèse intitulé : *Dynamique actuelle d'une embouchure fluviale estuarienne à flèche sableuse, la Bouche du Roi, Bénin, Golfe de Guinée : caractérisation hydrosédimentaire et géomorphologique* ; son principal objectif étant de chercher à comprendre les facteurs mis en cause dans l'évolution de ce secteur de côte, avant et après la mise en service du barrage de Nangbéto.

Nous reconnaissons que deux importantes perturbations ont affecté ce système estuarien, suite à la mise en eau du barrage : la modification du régime hydrologique du fleuve Mono et la diminution des apports sédimentaires de ce cours d'eau (Rossi, 1989 ; Rossi et Antoine, 1990 ; Rossi et Blivi, 1995 ; Blivi, 2000). Alors, l'instabilité de la *Bouche du Roi* et la dynamique observée au sein des plages adjacentes constituent-elles la réponse de l'estuaire à ces deux perturbations ? S'agit-il d'un phénomène lié aux changements des caractéristiques de la houle ? Ou bien la conjonction de tous ces facteurs et bien d'autres ? Voilà les principales questions que nous nous posons dans ce travail de thèse.

Pour y répondre, nous adopterons une approche pluridisciplinaire et diverses échelles de temps (géologique, historique et contemporaine) seront considérées.

La stratigraphie, la géochronologie et la pédologie nous permettront d'étudier l'évolution géologique de l'estuaire du Mono, en relation avec l'histoire paléogéographique quaternaire (récent) de l'environnement littoral dans lequel l'estuaire est inféodé (**objectif 1**).

La climatologie et l'hydrologie marine nous permettront d'analyser l'évolution des conditions de houles qui rythment la dynamique des plages de l'ensemble du littoral béninois (**objectif 2**). Enfin, le phénomène même de migration d'embouchure et la dynamique des plages impliquées seront étudiés, grâce à la télédétection, la géomorphologie, la sédimentologie, l'hydrologie marine côtière et l'hydrologie continentale ; les facteurs mis en cause seront recherchés et nous déduirons du fonctionnement de la *Bouche du Roi*, un modèle traduisant l'évolution des plages au voisinage d'une embouchure d'estuaire microtidal à dominance de houle (**objectif 3**).

Chacun des deux premiers objectifs est traduit en un chapitre. L'objectif 3 est décliné en trois objectifs spécifiques correspondant chacun à un chapitre : le premier examine, à l'échelle historique, la dynamique de l'embouchure et celle des plages adjacentes, avant et après la mise en service du barrage de Nangbéto ; le second analyse, à l'échelle contemporaine, la morphodynamique des plages au cours de la migration de l'embouchure ; enfin, dans le

troisième chapitre, le fonctionnement hydrodynamique à l'embouchure de l'estuaire est étudié et un modèle de dynamique hydrosédimentaire des cordons barrières en est déduit.

Les trois objectifs ainsi dégagés sont basés sur le plan tripartite classique (Passé – Présent – Futur) suivant lequel les environnements naturels sont étudiés. Les grandes parties du document se présentent donc comme suit :

INTRODUCTION GENERALE : PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE

PARTIE 1 : GENERALITES –MILIEU D'ETUDE – MATERIELS ET METHODES

CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LES ESTUAIRES

CHAPITRE 2 : PRESENTATION DU MILIEU D'ETUDE

CHAPITRE 3 : MATERIELS ET METHODES

PARTIE 2 : RESULTATS ET DISCUSSIONS

CHAPITRE 4 : EVOLUTION GEOLOGIQUE DES CORDONS BARRIERES DE L'ESTUAIRE DU MONO, EN RELATION AVEC LA PALEOGEOGRAPHIE QUATERNAIRE (RECENT) DU MILIEU LITTORAL BENINOIS

CHAPITRE 5 : EVOLUTION DES CONDITIONS DE VENTS ET DE HOULE SUR LE LITTORAL BENINOIS

CHAPITRE 6 : APPORT DES SERIES D'IMAGES LANDSAT DANS L'ETUDE DE LA DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DE LA *BOUCHE DU ROI* ET DE SES PLAGES ADJACENTES AVANT ET APRES LA CONSTRUCTION DU BARRAGE DE NANGBETO

CHAPITRE 7 : ELEMENTS D'ANALYSE DE L'EVOLUTION DE LA *BOUCHE DU ROI* ET DE LA MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES ADJACENTES

CHAPITRE 8 : HYDRODYNAMISME ET DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE DES PLAGES AU VOISINAGE DE LA *BOUCHE DU ROI*

SYNTHESE DES RESULTATS, CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

PARTIE I :
GENERALITES – MILIEU D’ETUDE –
MATERIELS ET METHODES

Chapitre 1

GENERALITES SUR LES ESTUAIRES

I.- INTRODUCTION

Un fleuve débouche dans un bassin récepteur par le truchement d'une embouchure. Dans le cas où le bassin est un océan, l'embouchure devient un carrefour hydrologique par lequel les eaux marines (salées) et fluviales (douces) se rejoignent et interagissent. C'est cette notion d'interaction entre les influences marines et fluviales qui définit les *deltas* et les *estuaires* des domaines littoraux, milieux de transition entre les sphères continentale et océanique. Deltas et estuaires constituent en effet des systèmes hydrosédimentaires dont la structure organisationnelle et fonctionnelle dépend du bilan des rapports de force entre la mer et les fleuves qui interagissent. Lorsque l'influence du fleuve l'emporte sur celle de la mer, on parle de système deltaïque ou de delta. Les systèmes estuariens sont dominés par les influences marines et leurs carrefours hydrologiques sont appelés embouchures tidales (*tidal inlets*).

La différence fondamentale qui permet de distinguer les deltas des estuaires réside surtout dans leurs caractéristiques géologiques et géomorphologiques. En effet, un système hydrosédimentaire de transition est du type deltaïque lorsque les sédiments apportés vers l'embouchure par le fleuve n'ont pas pu être remobilisés par les agents hydrodynamiques marins (houle et marée). Ces derniers progradent alors vers le large et forment une protubérance deltaïque constituée de plusieurs lobes aux extrémités des distributaires.

Lorsque les sédiments drainés vers l'embouchure par le fleuve sont remobilisés, triés et redistribués par la mer, on parle d'estuaire. La morphologie des estuaires dépendra alors de la nature de l'influence marine dominante (houle et/ou marée) dans ce rôle de redistribution des sédiments fluvio-marins. Ainsi, on parlera d'estuaires à dominance de houle, d'estuaires à dominance de marée et d'estuaires à dominance de houle et de marée.

II.- LES ESTUAIRES : DEFINITION, CLASSIFICATION ET FONCTIONNEMENT HYDROSEDIMENTAIRE

1.- Définition et caractéristiques des estuaires

Les estuaires sont des systèmes hydrologiques très répandus le long des littoraux mondiaux (Perillo, 1995). Ils montrent de grandes variations morpho-sédimentaires, d'une part selon le type de régime énergétique (houle, marée, débit fluvial) qui gouverne leur fonctionnement, et d'autre part selon l'environnement de dépôt (silicoclastique, carbonaté) et le contexte géologique (marges passives, actives) dans lesquels ils se situent. Ils appartiennent aux

environnements sédimentaires parmi les plus dynamiques sur la Terre puisqu'ils sont inféodés aux zones de transition entre les milieux marins, atmosphériques et continentaux (Fitzgerald et Knight, 2005). Les processus fluviaux et marins côtiers (marée, houle) qui régissent leurs évolutions les prédisposent à de fortes sensibilités face aux changements climatiques, aux variations du niveau marin et aux activités anthropiques.

Les différentes études réalisées sur les estuaires permettent aujourd'hui d'en donner des définitions suivant des critères hydrologiques (Pritchard, 1967 ; Fig. 1A) et géologiques (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Fig.1B).

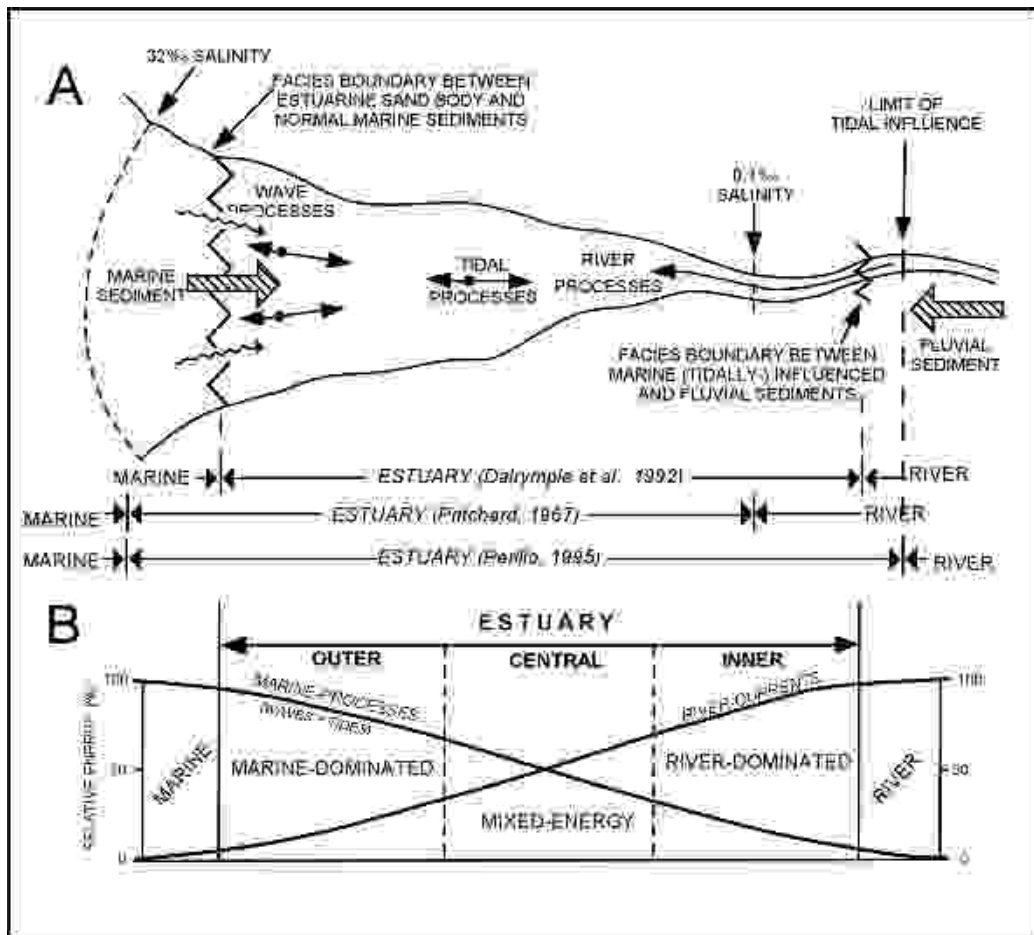


Fig. 1.- Définition hydrologique et géologique d'un estuaire (Dalrymple *et al.*, 1992)

- A.- Limites de salinité des eaux (Pritchard, 1967 ; Dalrymple *et al.*, 1992 et Perillo, 1995) et celles des faciès sédimentaires (Dalrymple *et al.*, 1992) qui définissent un estuaire entre le fleuve tributaire (à l'amont) et la mer (à l'aval)
- B.- Représentations schématisées des actions des principaux forçages qui déterminent la zonation tripartite des sédiments au sein d'un estuaire (Dalrymple *et al.*, 1992)

Du point de vue hydrologique, les estuaires sont assimilés à tout environnement côtier semi-fermé à l'intérieur duquel les eaux saumâtres peuvent circuler. D'après les auteurs sus-cités, un estuaire est une masse d'eau de transition constituée par l'eau de mer diluée d'une façon mesurable avec de l'eau douce issue du drainage du bassin versant ; elle a une connexion

libre avec une mer ouverte et se prolonge à l'intérieur d'un cours d'eau jusqu'à la limite de l'influence tidale. En conséquence, d'après Pritchard (1967), Dalrymple *et al.*, (1992) et Perillo (1995), l'estuaire est délimité en amont par les eaux douces fluviales et en aval, par les eaux salées marines (Fig. 1A).

Au sein de l'estuaire, l'efficacité de la dilution et du mélange des eaux douces et marines est fonction de l'ampleur des phénomènes de turbulences assurées par les courants de marées. Par ailleurs, la définition hydrologique citée ci-dessus montre l'importance du volume du flot (donc du marnage) et celle du débit fluvial dans ces mélanges eau douce - eau marine au sein des estuaires. En conséquence, lorsque qu'elles sont considérables par rapport au volume d'eau oscillant (prisme tidal), les eaux douces s'écoulent au-dessus des eaux salées plus denses, entraînant de forts gradients verticaux de salinité, les courants de marée étant inefficaces (très faibles) pour activer le mélange des eaux : on parle alors d'« estuaires à coin salé » (Pritchard, 1955 ; Fig. 2A). Ces types d'estuaires sont caractéristiques des environnements de faibles marnages au niveau desquels les cours d'eau ont des débits relativement importants. En revanche, en environnement de fort marnage, l'importance des phénomènes de turbulences au sein de l'estuaire favorise un bon mélange entre l'eau douce et un volume considérable du prisme tidal : on parle d'« estuaires bien mélangés » (Fig. 2C). Enfin, au niveau des estuaires recevant un certain volume d'eau douce, l'importance du prisme tidal et des turbulences dues à la marée peut devenir suffisante pour assurer un mélange plus efficace des eaux (douces et salées), comparativement au cas des « estuaires à coin salé » : on parle alors d'« estuaire partiellement mélangé » (Pritchard, 1955 ; Fig. 2B).

Au niveau des estuaires à coin salé et des estuaires partiellement mélangés, l'absence d'un brassage suffisant entre les eaux (douces et salées) se traduit par une stratification saline verticale car les eaux très salées (donc plus denses) forment au fond, une intrusion saline au-dessus de laquelle coulent les eaux moins salées. D'une manière générale, il est montré que, plus le rapport $\frac{\text{débit fluvial}}{\text{volume de flot}}$ est grand, plus le mélange est faible et par conséquent, plus les gradients verticaux sont élevés (Capo, 2006). La stratification est donc maximale en période de mortes eaux et de crue, tandis qu'en vives-eaux et en étiage, la structure saline de l'estuaire est plus homogène. Par ailleurs, durant les périodes de fort débit fluvial, en raison de l'important recul de l'intrusion saline, les estuaires peuvent se trouver entièrement en eau douce à basse mer (Avoine *et al.*, 1986). Ceci est particulièrement remarquable au niveau des estuaires microtidaux où la salinité est nulle très près de l'embouchure. On comprend donc qu'en raison de la forte variabilité temporelle des conditions de marées et de débits fluviaux,

la structure saline d'un même estuaire peut varier d'un type à un autre en fonction du régime hydrologique du fleuve et suivant les périodes de marée. C'est ainsi que des estuaires « partiellement mélangés » ou « bien mélangés » peuvent devenir, à un moment de l'année, l'apanage des milieux microtidaux, lorsque le débit du cours d'eau tributaire est quasiment négligeable par rapport au volume oscillant de marée.

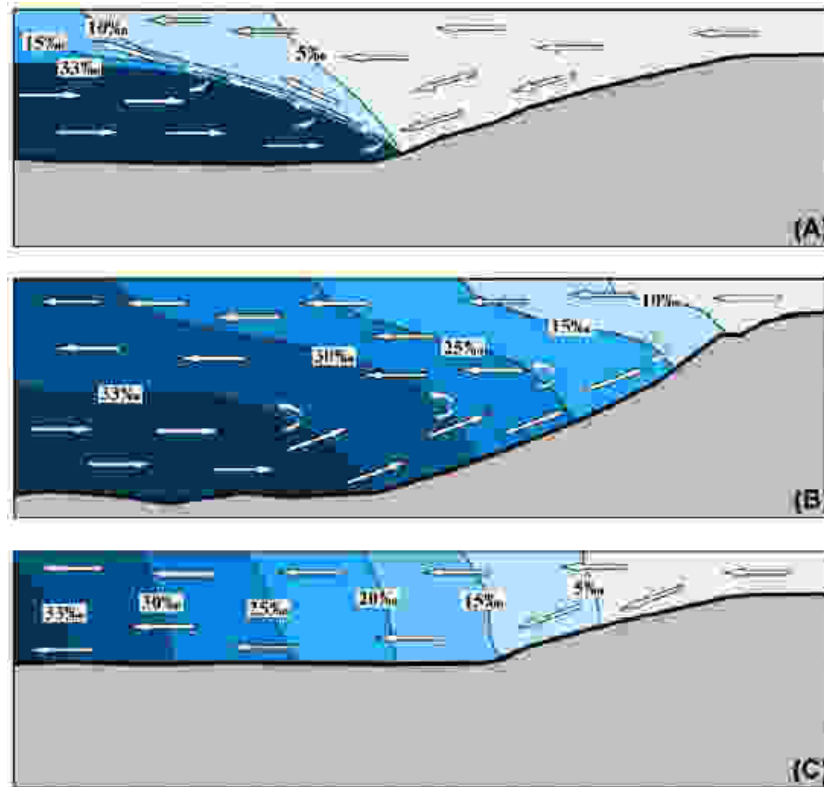


Fig. 2.- Schéma du mode de mélange des eaux douces et des eaux salées selon la classification de Pritchard, 1955 (in Deloffre, 2005)
(A) : Estuaire à coin salé ; (B) : Estuaire partiellement mélangé ; (C) : Estuaire bien mélangé.

Fairbridge (1980) a proposé un découpage en trois secteurs pour un estuaire, en fonction du degré de salinité :

- un haut estuaire ou estuaire fluvial caractérisé par l'eau douce soumise à l'influence de la marée saline, la salinité est y la moins faible possible ;
- un bas estuaire ou estuaire marin sous forte emprise marine. La salinité y est la plus élevée ;
- un estuaire moyen sujet à des mélanges à proportions variables entre eaux douces et eaux salées. Le taux de salinité est intermédiaire entre les deux valeurs extrêmes.

Les limites entre ces trois secteurs varient en fonction de la fluctuation de débit fluvial, mais aussi du marnage et du coefficient de marée (Guézennec *et al.*, 1999).

Du point de vue géologique, [Dalrymple et al. \(1992\)](#) assimilent un estuaire à la partie aval d'un système de vallée incisée recevant des sédiments à faciès mixte (marin et fluvatile), sous le contrôle des processus océaniques et continentaux. Sa limite amont est donc considérée comme celle de l'extension des faciès à influence tidale vers l'hinterland, et sa limite aval, celle de l'extension des faciès à influence fluvatile vers le large. Ainsi, en se basant sur l'importance relative des deux processus (marins et fluviatiles) responsables du dépôt des sédiments, ces auteurs établissent une zonation pour un estuaire en distinguant, d'amont en aval (Fig. 1B) :

1. une zone interne où les courants fluviaux sont prédominants par rapport à l'influence marine : c'est la zone de dépôt de sédiments sableux fluviatiles à exporter vers la mer par les courants fluviaux ;
2. une zone centrale où interagissent les courants marins et fluviaux : c'est la zone de dépôts de sédiments constitués majoritairement de particules fines ;
3. une zone externe où dominent les courants marins (marée et houle). Il s'y dépose des sédiments sableux à déplacer en direction du continent par les courants marins littoraux.

Cette zonation sédimentologique de [Dalrymple et al. \(1992\)](#) peut se superposer au découpage hydrologique de [Fairbridge \(1980\)](#).

2.- Classification des estuaires

La structure organisationnelle (morphologique) et fonctionnelle d'un estuaire est sous la dépendance des forçages fluviaux et marins. Les fleuves agissent sur les estuaires par la taille de leurs débits liquides. Les influences marines sont déterminées par l'action conjuguée de la houle et de la marée. L'importance de la marée se définira par l'amplitude du marnage et l'intensité des courants de marée ; celle de la houle dépend de la puissance de la dérive littorale. En fonction de ces trois facteurs (débit liquide fluvial, marnage de la marée, importance de la dérive littorale), les estuaires sont usuellement classés en trois catégories ([Dalrymple et al., 1992](#) ; [Boyd et al., 1992](#)) :

- 1- Les estuaires dominés par la marée (Fig. 3) : ils se caractérisent par une géométrie typique en entonnoir (*funnel shape*). L'estuaire de la Seine, un des plus grands fleuves français, est un exemple typique d'estuaire à dominance de marée ([Avoine et al., 1986](#) ; [Guézennec et al., 1999](#) ; [Deloffre, 2005](#)) même si aujourd'hui, il est caractérisé par de fortes interférences entre facteurs naturelle d'évolution et influences anthropiques, en raison de son aménagement et de son industrialisation très poussés.

La partie externe de ces estuaires présentent des bancs sableux tidaux allongés, disposés sur un platier intertidal sableux (Harris *et al.*, 1992). Leurs parties centrale et interne sont caractérisées par une configuration du chenal principal en style « rectiligne-sinueuse-rectiligne » (*straight-meandering-straight* ; Dalrymple *et al.*, 1992). Une telle configuration du chenal principal indique un transport sédimentaire actif vers l'amont (sous l'influence de la marée), avec dépôt de sédiments fins sur les vasières. Si le chenal principal devient rectiligne, le transport s'effectue alors vers l'aval et l'estuaire devient un delta.

- 2- Les estuaires dominés par la houle (Fig. 4) : ils sont associés à des systèmes d'îles barrières et/ou de flèches littorales qui sont des formes de plages non adossées qui prolongent le rivage et protègent la partie centrale des estuaires de la houle (Reinson, 1992). Cette partie centrale appelée *central basin* devient alors le siège de dépôt de sédiments fins (Dalrymple *et al.*, 1992). La partie externe est sous l'influence conjuguée de la houle et de la marée et correspond aux dépôts sableux des deltas de flot et de jusant. La partie interne est constituée de dépôts fluviaux deltaïques (*bay-head delta*, Dalrymple *et al.*, 1992).

Les deux principaux estuaires (estuaires du Mono-Couffo, estuaire de l'Ouémé-Sô) du Golfe de Guinée appartiennent à cette classe.

- 3- Les estuaires dominés par la houle et la marée se distinguent par l'existence d'un corps sédimentaire au niveau de leur embouchure, mais les courants de marée sont suffisamment forts pour entretenir de larges passes de marée. Le corps sédimentaire peut être une flèche sableuse ; dans ce cas, celle-ci est bien exhauscée et comprend un véritable haut de plage qui protège l'estuaire de l'agitation de la houle. L'estuaire est alors abrité sur toute la longueur de la flèche. Le corps sédimentaire peut être également un poulier qui constitue alors une accumulation de sables ou de galets s'avancant au travers de l'embouchure de l'estuaire. Elle est alternativement couverte et découverte par le jeu de la marée. Dans cette classe d'estuaires, les pouliers sont souvent caractéristiques des mers à marée (environnements macrotidaux) : c'est la cas des estuaires picardes (France) : Canche, Authie (Dobroniak et Anthony, 2001 in Déloffre, 2005). En revanche, les flèches semblent être l'apanage des environnements mésotidaux (bassin d'Arcachon, estuaires du Lay, de la Gironde, .. ; Allard, 2008 ; Capo *et al.*, 2008 ; Benaouda, 2008).

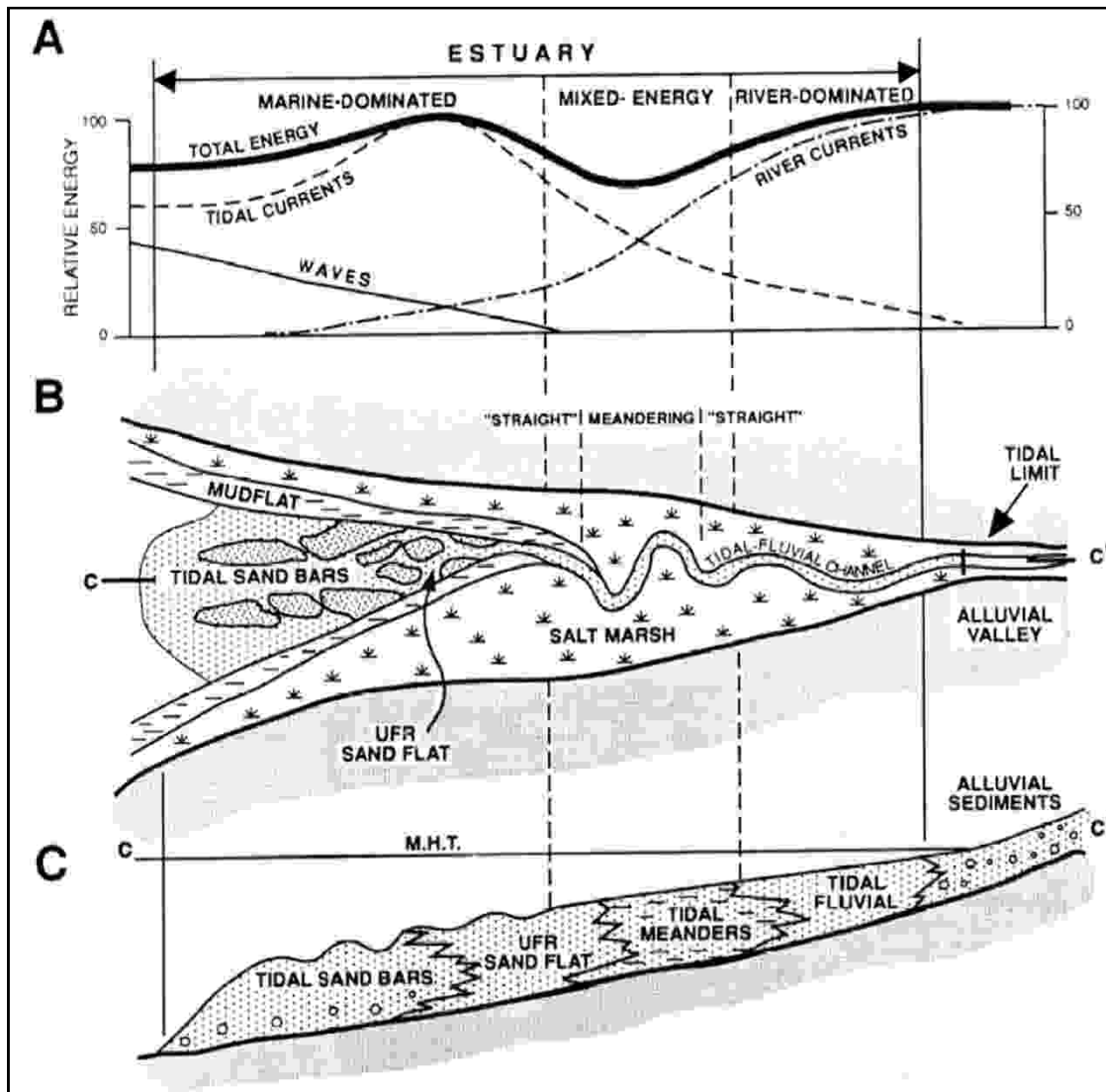


Fig.3.- Importance relative de l'influence des forçages marins et fluviaux au sein des différentes zones d'un estuaire à dominance de marée (A) et faciès sédimentaires résultants (B et C), d'après Dalrymple et al., 1992

B : en plan ; C : en coupe

3.- Fonctionnement hydro-sédimentaire des estuaires

3.1.- Circulation des eaux

Les agents de l'hydrodynamisme des estuaires sont essentiellement constitués par l'onde de marée, la houle et les débits fluviaux, même si d'autres paramètres (tels que la température de l'eau et les conditions météorologiques) agissent de manière secondaire sur l'écoulement en milieu estuarien (Capo, 2006). Les vents et la houle participent à l'agitation des eaux et des sédiments en milieu estuarien. L'action de la houle peut être particulièrement considérable, notamment aux embouchures des estuaires à dominance de houle. En pénétrant par diffraction dans l'estuaire, l'amplitude de la houle est atténuée alors que son angle d'incidence augmente (Peterson et al., 2008).

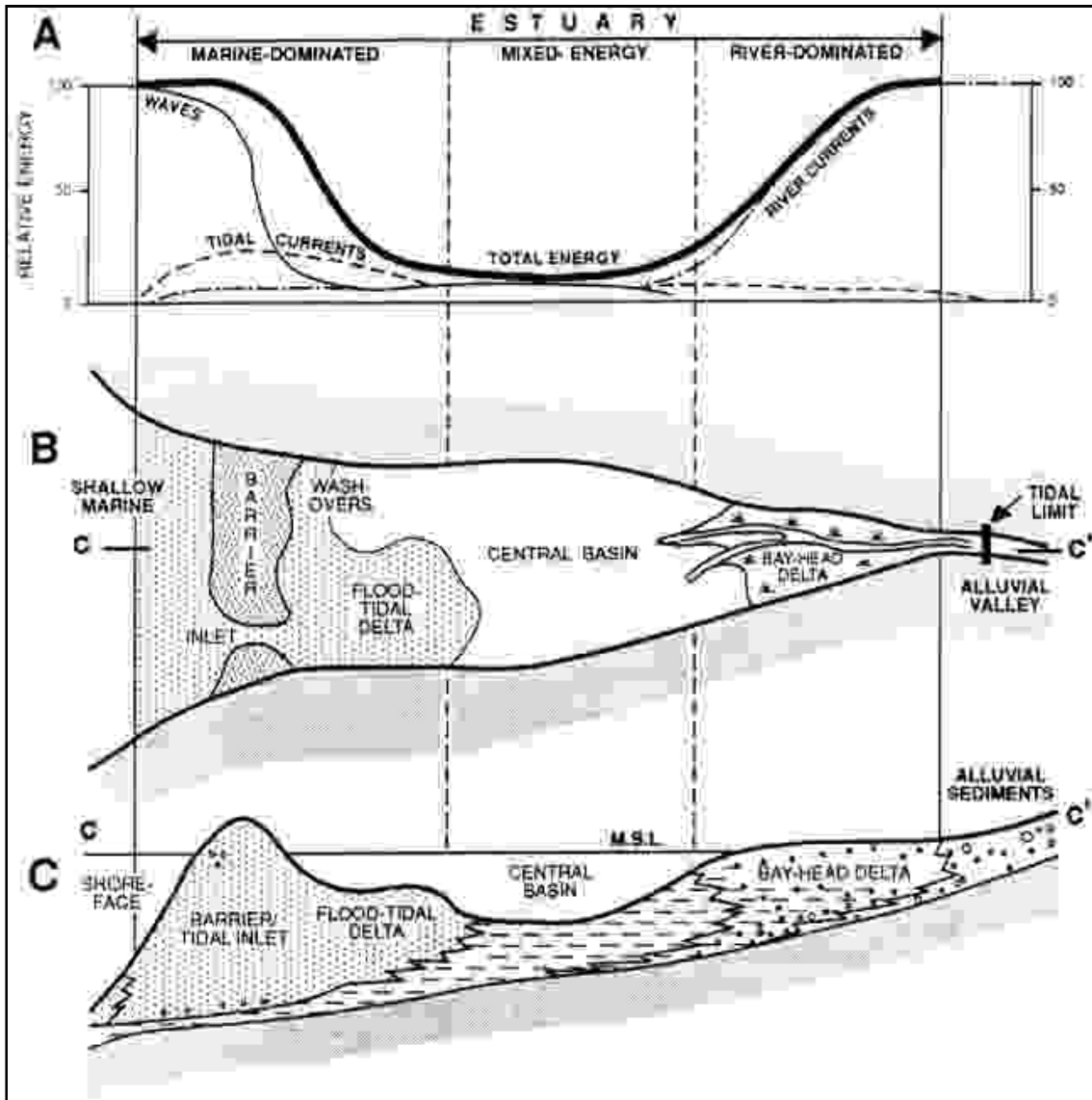


Fig.4.- Importance relative de l'influence des forçages marins et fluviaux au sein des différentes zones d'un estuaire à dominance de houle (A) et faciès sédimentaires résultants (B et C), d'après Dalrymple et al., 1992

B : en plan ; C : en coupe

Les conditions du mélange des eaux influencent largement les structures hydrodynamiques des estuaires. D'après Simmons (1955) et Allen (1972), deux principales circulations peuvent être définies au sein d'un estuaire (Deloffre, 2005 ; Capo, 2006), chacune de ces circulations impliquant un type de courant :

- l'une est fonction des gradients de densité (donc de la structure saline) de l'estuaire : c'est la *circulation résiduelle* ou écoulement de densité (associée aux courants résiduels) ;
- l'autre dépend de l'importance de la marée dynamique (fonction du marnage) : c'est la *circulation de marée* (impliquant les courants de marée).

Le sens de l'écoulement hydraulique dans les estuaires est donc fonction de l'importance du débit fluvial d'une part, puis de l'amplitude et de la période de la marée d'autre part. Au niveau des estuaires à coin salé et des estuaires partiellement mélangés, les turbulences dues aux courants de marée sont faibles par rapport au débit fluvial. En conséquence, l'eau de mer plus dense forme au fond, une intrusion saline au-dessus de laquelle s'écoule l'eau douce plus légère (stratification des eaux). La circulation des eaux devient alors étagée et, au flot comme au jusant, l'écoulement est bidirectionnel, sous l'effet de la densité (vers l'aval en surface et vers l'amont en profondeur) : on parle d'*écoulement de densité* ou de *circulation résiduelle* (Fig. 2 et 5). Ce schéma d'écoulement aboutit à l'installation d'un *point nodal de densité* en profondeur (point où le courant résiduel de fond est nul ; Fig. 5). Toutefois, il faut préciser que le point nodal est repoussé vers l'amont au flot et la limite amont de l'estuaire (au sens de [Pritchard, 1967](#)) recule vers l'intérieur des terres. Au jusant, le point nodal est reporté vers l'aval et la limite amont de l'estuaire se rapproche du rivage. Durant les périodes de crue, la stratification des eaux est encore plus prononcée. L'écoulement dans l'estuaire devient alors unidirectionnel (vers l'aval) et s'effectue avec de l'eau douce, même parfois à haute marée ; le point nodal étant repoussé en mer ([Avoine et al., 1986](#)).

Pendant l'étiage du cours d'eau tributaire (et surtout s'il s'agit d'un petit cours d'eau), les turbulences de la marée dynamique peuvent être suffisantes (notamment en périodes de vives-eaux) pour activer le mélange des eaux dans l'estuaire. L'écoulement de densité s'estompe en conséquence et la circulation de marée devient le moteur commandant l'hydrodynamisme de l'estuaire.

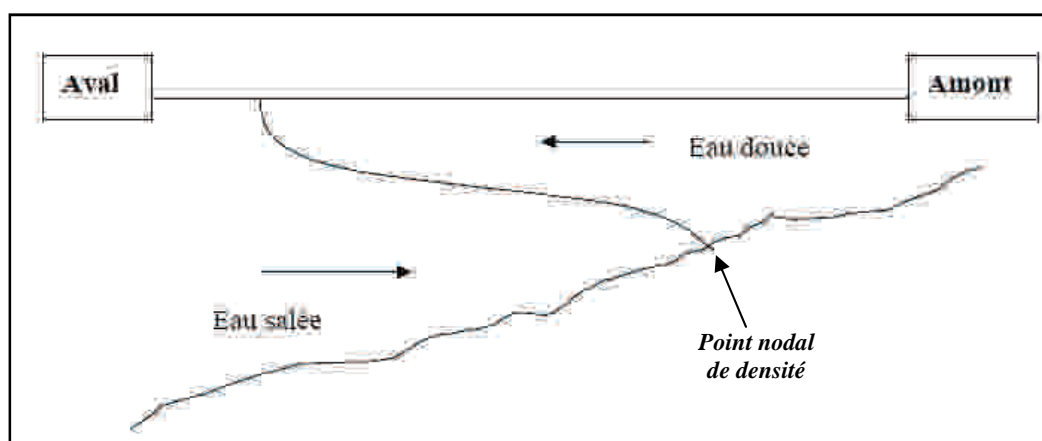


Fig. 5.- Représentation de la circulation résiduelle au sein des estuaires « à coin salé » et des estuaires « partiellement mélangés » ([Dyer, 1986 in Capo, 2006](#))

Dans les environnements à fort marnage, les eaux des estuaires sont bien mélangées sous l'effet des turbulences provoquées par la marée dynamique. Les gradients de densité s'estompent et le sens d'écoulement est unidirectionnel en toute profondeur et dans l'ensemble de l'estuaire (vers l'aval au jusant et vers l'amont au flot) : c'est la *circulation de marée* (Fig. 2).

Il faut préciser que cette structure hydrodynamique des estuaires macrotidaux est idéalisée pour les débits fluviaux moyens et surtout faibles. En période de forte crue (surtout si le cours d'eau tributaire est un grand fleuve), les turbulences peuvent ne plus être suffisamment efficaces pour assurer le mélange des eaux. L'estuaire macrotidal mélangé devient alors un estuaire macrotidal partiellement mélangé caractérisé par les écoulements résiduels décrits ci-dessus.

De tout ce qui précède, on comprend qu'en général, l'écoulement de densité (circulation résiduelle) est caractéristique des estuaires microtidaux tandis que la circulation de marée est l'apanage des estuaires macrotidaux (marnage moyen > 4m).

** L'asymétrie tidale*

Cette notion traduit la déformation de l'onde de marée à l'intérieur de l'estuaire. Elle est donc indispensable pour comprendre l'hydrodynamisme au sein des estuaires à circulation de marée. En effet, la propagation de l'onde de marée dans un estuaire est fortement influencée par plusieurs paramètres tels que la hauteur d'eau, les frottements sur le fond, la morphologie des chenaux, la convergence des berges, les phénomènes de réflexion, le débit fluvial, ..) : on parle d'asymétrie tidale. Cette déformation de la courbe de marée (asymétrie tidale) implique aussi une asymétrie des courbes de vitesse de courants de marée. Nous décrivons ici les différentes modifications subies par l'onde de marée pénétrant dans un estuaire.

La célérité de l'onde de marée dans un estuaire est fonction de la hauteur d'eau ([Le Hir et al., 2001](#)) : sa vitesse est donc plus grande durant la marée haute que durant la marée basse. Par ailleurs, l'onde de marée se déforme avec la montée rapide des eaux durant le flot car ce dernier est ralenti lors de sa propagation vers des profondeurs plus faibles, du fait des frottements plus importants : le flot court qui en résulte entraîne alors de forts courants. Lors de la marée descendante (jusant), les ondes sont plus lentes (effet de la hauteur d'eau) et les frottements sont en conséquence plus faibles : ce jusant long entraîne alors des courants plus faibles que ceux du flot.

Par ailleurs, l'asymétrie tidale est aussi liée à la convergence des berges des chenaux vers l'amont, car l'amplitude de la marée tend à augmenter au fur et à mesure qu'elle remonte

l'estuaire et inversement lors de la descente. Les phénomènes de réflexion de l'onde sur les berges ont également des effets similaires sur l'amplitude de la marée (Capo, 2006).

Fortunato *et al.* (1999) puis Lanzoni et Seminara (2002) ont montré que les variations de la surface des platiers intertidaux au sein des estuaires influencent également l'asymétrie tidale. En effet, aux conditions de marnage équivalent, les courants de flots sont élevés lorsque les platiers intertidaux des estuaires sont peu développés alors qu'ils sont atténués lorsque les platiers sont très développés.

Les variations du débit fluvial influencent également la propagation de la marée (Dyer, 1986 ; Avoine *et al.*, 1986). Lorsque celui-ci est important, la limite de propagation de la marée est déplacée vers l'aval et l'amplitude de la marée est modifiée. Aussi, lors des crues, l'augmentation du débit fluvial accroît-elle l'effet du jusant et réduit celui du flot.

Dans la réalité, vu le nombre et la complexité des paramètres qui influencent l'asymétrie tidale, le comportement de l'onde de marée et des courants induits au cours d'un cycle de marée est difficile à préciser sans modèle numérique (Capo, 2006). Floch (1961) a montré de façon analytique que la convergence des parois et les frottements sur le fond peuvent induire trois types de comportements de l'amplitude de la marée montante, suivant la morphologie de l'estuaire. Il en définit alors trois types d'estuaires :

Les estuaires hyposynchrones : l'onde de marée est amortie ; l'amplitude de la marée et les courants associés diminuent vers l'amont, la dissipation par friction étant supérieure à l'amplification par convergence ;

Les estuaires synchrones : l'amplitude de marée et les courants associés restent constants ; les effets de la convergence et du frottement s'équilibrent ;

Les estuaires hypersynchrones : l'amplitude de marée et les courants associés augmentent brusquement dans l'embouchure avant de diminuer vers l'amont, l'amplification des énergies par convergence étant supérieure aux pertes par friction.

D'une façon générale, à l'issue des modifications dues à l'ensemble des paramètres influençants, si l'asymétrie tidale résultante entraîne des courants de flot plus forts que ceux du jusant, on dit que l'estuaire est dominé par le flot (*flood-dominated*). C'est le cas le plus commun des estuaires. Mais il arrive que l'asymétrie tidale soit en faveur du jusant (Boon, 1975 in Avoine *et al.*, 1986 ; Speer et Aubrey, 1985 in Allard, 2008) : on dit alors que l'estuaire est dominé par le jusant (*ebb-dominated*).

Enfin, il faut noter que l'asymétrie de l'onde de marée s'estompe lorsque l'amplitude de la marée est faible ; les vitesses des courants de flot et de jusant deviennent alors comparables (Avoine *et al.*, 1986). On retiendra donc que l'asymétrie tidale est particulièrement

considérable dans les environnements de fort marnage (> 4m) et surtout durant les périodes de vives-eaux.

3.2.- Dynamique des sédiments

Les mouvements des eaux déterminent ceux des sédiments dans les estuaires. Les agents de la dynamique hydrologique décrite ci-dessus sont donc les mêmes responsables de la dynamique sédimentaire.

La houle est responsable du développement des flèches sableuses aux embouchures des estuaires, sous l'effet des courants de dérive (Kraus, 1999 ; Peterson *et al.*, 2008 ; Allard *et al.*, 2008). Les processus mis en jeu sont très complexes et restent non encore clairement élucidés. Les mers de vent et les clapots participent eux aussi, à la remise en suspension et au transport du sédiment fin, voire consolidé, présent dans les parties internes et abritées de l'estuaire (Le Hir *et al.*, 2000).

Si la houle constitue un paramètre important de contrôle de la sédimentation dans les estuaires, son action reste limitée aux voisinages des embouchures de ceux-ci. Par contre, les écoulements résiduels et de marée engendrés par les interactions entre onde de marée et débits fluviaux influencent largement la sédimentation dans tous les compartiments de l'estuaire. Il existe donc une étroite corrélation entre les variations des vitesses des courants (résiduels et de marée) et celles du volume des sédiments (cohésifs et non-cohésifs) mobilisés. D'après Avoine *et al.*, 1986, les charges en suspension (particules silto-argileux) et les transports solides de fond (sables) apparaissent dans l'estuaire, lorsque les vitesses de courants (résiduels ou de marée) mesurées à 1 m du fond (U_{100}), dépassent la vitesse critique d'érosion (U_c) de chaque classe de sédiment. U_c varie avec la nature granulométrique des fonds. Dans le cas de l'estuaire de la Seine, la fraction silto-argileuse est remise en suspension lorsque U_{100} dépasse $U_c = 60$ cm/s ; l'érosion maximale se produit lorsque U_{100} atteint 100 cm/s, ce qui correspond à la remise en suspension des sables fins (Avoine *et al.*, 1986 ; Deloffre, 2005).

Par ailleurs, les courants dans les estuaires sont responsables de la formation du bouchon vaseux (voir infra) à partir des matières en suspensions (M.E.S.) mobilisées. Ce bouchon vaseux très turbide est d'autant mieux développé que les vitesses de courants sont élevées. Le mécanisme de formation et les caractéristiques de ce bouchon vaseux dépendent essentiellement du type d'écoulement (résiduel ou de marée) dans l'estuaire.

* Dans les estuaires à régime microtidal, sous l'action des courants résiduels de fond, les particules silto-argileuses sont érodées, mises en suspension et transportées vers l'amont jusqu'à un point où l'écoulement résiduel au fond s'annule (le point nodal de densité ; Allen

et al., 1980). Les M.E.S mobilisées de l'intérieur des terres par le fleuve évoluent quant à elles, vers l'aval, dans l'écoulement de surface (courants résiduels de surface). Arrivées en domaine marin, elles peuvent chuter après floculation et intégrer la circulation résiduelle de fond dirigée vers l'amont (Castaing, 1981). Il se forme alors au sein de l'estuaire, une charge en suspension appelée bouchon vaseux plus turbide au niveau du point nodal de densité, là où la concentration des M.E.S. est maximale : c'est *le bouchon vaseux de circulation résiduelle*. Au niveau des estuaires à régime microtidal, la turbulence étant faible, les eaux du fond généralement plus chargées en M.E.S. ne se mélangent pas avec la tranche d'eau supérieure moins chargée. Le profil vertical de turbidité du bouchon vaseux est donc hétérogène (Avoine, 1981).

Le point nodal de densité est en général localisé à l'amont du coin salé (Potsma, 1961; Castaing, 1981). A haute marée et lorsque le débit fluvial est faible, il est plus repoussé vers l'amont (de même que le coin salé), tandis qu'à basse marée et lorsque le débit fluvial est élevé, le point nodal et le coin salé sont ramenés vers l'aval.

Les M.E.S ainsi mis en mouvement permanent vers le point nodal (au flot comme au jusant), sous l'effet de la circulation résiduelle de fond, se déposent par décantation durant les périodes d'étale pour former la crème de vase.

* Dans les estuaires macrotidaux, sous l'effet des cisaillements sur le fond, les courants de flot entraînent l'érosion et la mise en suspension des particules silto-argileuses. Ces dernières sont alors transportées vers l'amont jusqu'à un point où l'écoulement fluvial devient prépondérant pour le transport : le *point nodal de marée* (Allen *et al.*, 1980). Le bouchon vaseux ainsi formé par la mise en suspension des particules silto-argileuses est aussi plus turbide au niveau du point nodal, là où la concentration des M.E.S. est maximale. Toutefois, il faut préciser ici que, compte tenu de l'importance des turbulences qui assurent le mélange des eaux, le profil vertical de turbidité du bouchon vaseux reste homogène (Avoine, 1981). On parle de *bouchon vaseux de marée* (Allen *et al.*, 1980).

Du fait de la durée plus longue de la pleine mer (asymétrie entre pleine mer et basse mer), la sédimentation est favorisée pendant l'étale de fin de flot (Postma, 1967). Les sédiments en suspension formant le bouchon vaseux se déposent donc préférentiellement durant l'étale de flot et forme une crème de vase dans la partie amont de l'estuaire.

Au perdant, les courants de marée remettent la crème de vase en suspension. Celle-ci peut alors être emportée ou non vers le large, selon qu'il s'agit d'un estuaire dominé par le jusant ou d'un estuaire dominé par le flot.

La courte durée de la basse mer ne permet pas une importante décantation avant qu'un nouveau cycle de marée ne reprenne.

Quand les coefficients de marée commencent par décroître, les courants de marée deviennent de moins en moins forts et ne peuvent plus remettre en suspension les sédiments. Les durées d'étalement augmentent également ; ce qui favorise les dépôts. Le bouchon vaseux est alors moins concentré en M.E.S et une couche de vase (crème de vase) se forme près du fond. Durant la période de morte-eau, cette couche commence à se consolider par compaction. Au revif, 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).

III.- LES ESTUAIRES A DOMINANCE DE HOULE

1.- Evolution géologique

La définition de Dalrymple *et al.* (1992) montre que les estuaires prennent naissance au sein de la partie aval d'une vallée de cours d'eau, sous l'influence des forçages marins côtiers (houle et marée) et fluviaux. Ce sont des environnements sédimentaires très dynamiques qui évoluent idéalement vers un colmatage sédimentaire (Roy *et al.*, 2001). Les facteurs de contrôle majeurs de cette évolution sont constitués par l'action des fleuves ainsi que celle de la houle et de la marée. Cependant, d'autres facteurs de contrôle comme les variations du niveau marin et les actions anthropiques interviennent également. Dans l'hypothèse de la constance du niveau marin, l'évolution d'un estuaire à dominance de houle se traduit par un remplissage sédimentaire progressif qui conduit l'estuaire à un état de maturité (*mature riverine estuary* ; Roy *et al.*, 2001 ; Ryan, 2003 ; Fig. 6). C'est le cas de l'estuaire du Mono en étude, dont le bassin central est déjà entièrement rempli de sédiments (*infilled estuary*, Anthony *et al.*, 1996). La vitesse du remplissage dépend de l'espace d'accommodation disponible (fonction de la variation du niveau marin), de l'ampleur des courants marins (notamment ceux de la marée) et de l'importance de la fourniture de sédiments par le fleuve tributaire.

Sur une échelle de temps historique, la pression anthropique sur les environnements estuariens peut être très importante et constituer une menace pour leurs évolutions futures (Wolanski, 2006).

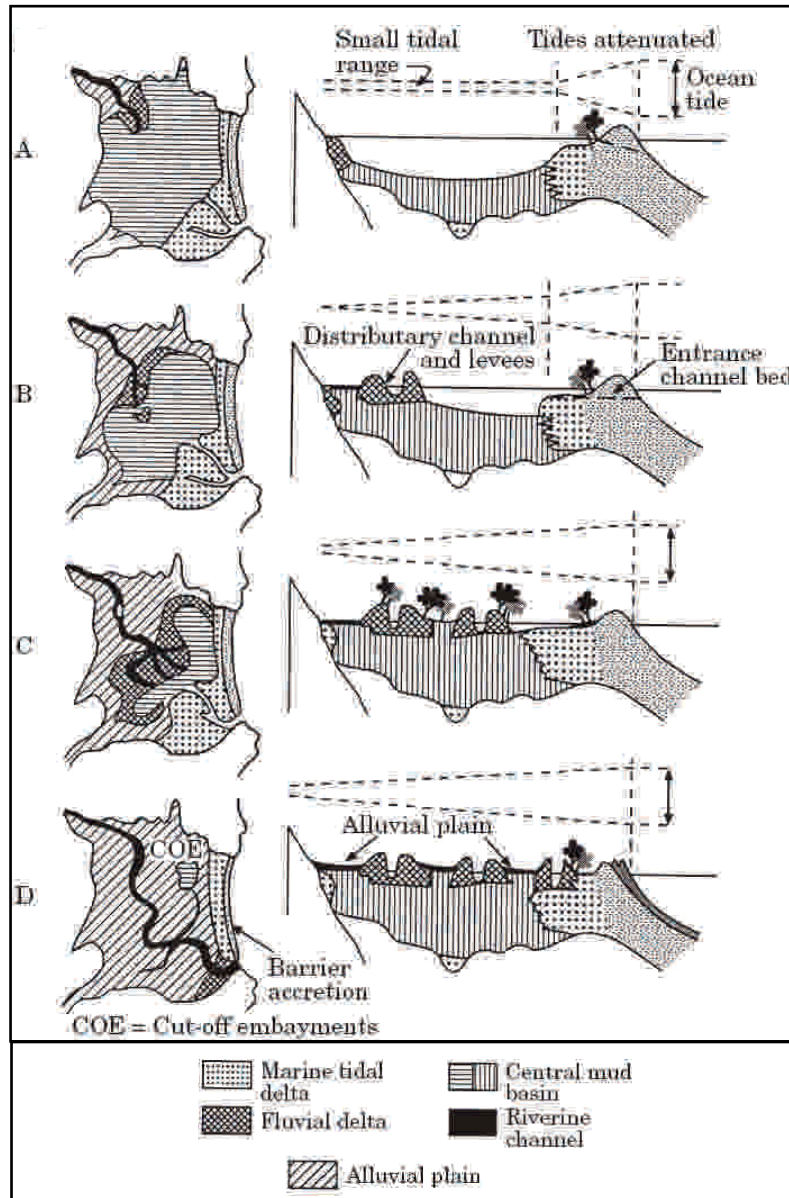


Fig. 6.- Evolution géologique d'un estuaire à dominance de houle (Roy et al., 2001)

2.- Caractéristiques des embouchures d'estuaires à dominance de houle

Quelle que soit sa localisation (haute, moyenne ou basse latitude), l'embouchure d'un estuaire est une interruption morphologique majeure du linéaire côtier par le biais de laquelle, des sédiments transportés le long des côtes par la dérive littorale et ceux drainés du bassin versant par les cours d'eau, interagissent sous l'action des vagues, de la marée et des courants fluviaux. Lorsqu'une direction de dérive littorale dominante peut être définie, les deux segments de côte situés de part et d'autre de l'embouchure sont appelés *côte amont* et *côte aval* selon qu'ils occupent les positions amont dérive (*updrift coast*) ou aval dérive (*downdrift coast*) au niveau du rivage.

La stabilité de l'embouchure d'un estuaire détermine la dynamique sédimentaire des côtes adjacentes. Cette stabilité peut être définie en termes de position ou de géométrie (Balouin, 2001). On parle d'une stabilité de position, lorsque l'embouchure de l'estuaire reste à une position fixe et ne migre pas. Une embouchure tidale possède une stabilité de géométrie, lorsque qu'elle conserve à peu près les mêmes formes et dimensions au cours du temps (c'est à dire permettant le transit de la même quantité d'eau et de sédiments). Les embouchures tidales peuvent alors être considérées comme stables ou instables en termes de position, de géométrie, ou des deux.

La persistance d'une embouchure est définie comme étant la capacité de l'embouchure à rester ouverte pendant une longue période de temps, quelles que soient les variations observées au niveau de sa position et de sa géométrie.

Le fonctionnement des embouchures et les processus de *by-pass* impliqués ont été décrits par FitzGerald *et al.* (2000), sous forme de 6 modèles conceptuels présentés par Bertin, 2005 (cf Annexe 1) :

- modèle des embouchures stables (*stable inlet processes*)
- modèle de rupture du delta de jusant (*ebb-tidal delta breaching*)
- modèle de migration et rupture de flèche sableuse (*inlet migration spit breaching*)
- modèle de migration du chenal externe (*outer channel shifting*)
- modèle de rupture de flèche de plate-forme (*spit platform breaching*)
- modèle d'embouchure dominée par les vagues (*wave-dominated inlet*)

Les embouchures d'estuaires dominés par la houle sont souvent caractérisées par une instabilité de position et surtout de géométrie, alors que celles des estuaires à dominance de marée sont beaucoup plus stables (tout au moins du point de vue de position). En effet, les estuaires dominés par la marée ont une embouchure en forme d'entonnoir, maintenue béante et entretenue par de forts courants de marée. Leurs embouchures ne souffrent donc généralement pas d'instabilité. Par contre, lorsque l'action de la houle n'est plus négligeable, la côte amont de l'embouchure est souvent prolongée par un corps sédimentaire édifié sous l'influence des courants de dérive. La passe tidale subie alors une réduction de section qui conduit à l'apparition de plans d'eau lagunaires dans l'environnement de l'estuaire (Nichols et Allen, 1981). Dans les environnements sous influence de houle et de marée, l'élongation du corps sédimentaire est contrariée par les courants de marée. Celui-ci subsiste alors à l'entrée de l'estuaire et est constamment immergé et émergé au rythme de la marée : c'est le poulier. Dans le contexte d'un estuaire constamment dominé par une houle oblique, le corps

sédimentaire s'élonge librement dans le sens de la dérive et forme une longue flèche littorale qui s'exhausse et domine l'estuaire. Cette flèche contraint alors la passe à une migration ; ce qui entraîne l'érosion de la côte aval (FitzGérald *et al.*, 2000). Parfois, la flèche provoque l'obturation complète de la passe, isolant ainsi un plan d'eau lagunaire (lagune fermée).

Qu'est-ce qu'une flèche littorale ? Quels sont les agents et les lois qui régissent la dynamique morpho-sédimentaire des flèches aux embouchures des estuaires à dominance de houle ?

3.- Les flèches littorales : description et mode de formation

3.1.- Définition et caractérisation

D'après Evans (1942), une flèche littorale est un corps sédimentaire allongé et subaérien, dont la base (ou pédoncule) est reliée à la côte et l'extrémité se prolonge en mer (Fig. 7 et Photo 1). Elle peut être observée sous toutes les latitudes, à condition que l'environnement littoral présente à la fois une interruption du trait de côte et d'importants apports sédimentaires liés à la dérive littorale (Davies, 1973). Il existe plusieurs types de flèches littorales en fonction de la géométrie du corps de la flèche et des crochets qui lui sont associés (Allard, 2008 ; Stéphane, 2008, Photo 1) : recourbées (*recurved spit*), détachées (*flying spit*), composées (*compound spit*), en pic (ou *cusped spit*), en couple, ...

La flèche sableuse et son environnement se caractérisent par de nombreuses entités morphologiques (Allard, 2008 ; Fig. 7).

- une plate-forme sédimentaire située en dessous du niveau des plus basses mers et qui représente le prolongement de la plage voisine (Fig. 2 ; *spit platform*, Meistrell, 1966). C'est sur elle que se développe la flèche sableuse. Cette plate-forme s'engraisse lentement puis s'exhausse pour constituer la flèche proprement dite, grâce aux apports sédimentaires de la dérive littorale.

- des crochets ou crochons sédimentaires (*hook ridges*) qui sont des structures sédimentaires recourbées, disposées de façon sub-perpendiculaire par rapport au corps de la flèche (Schwartz, 1972 ; Galichon, 1984). Ils reflètent les différentes positions occupées par l'extrémité de la flèche au cours de son élongation. D'après Otvos (2000), le crochon encore actif au dernier emplacement de l'extrémité de la flèche s'appelle la ride de berme (*berm ridge*) alors que ceux qui matérialisent les positions déjà abandonnées en amont-dérive sont les vestiges de rides de bermes (*relict berm ridges*). Deux crochons sédimentaires successifs délimitent des dépressions inter-crochons ; ces dernières sont favorables à des dépôts vaseux et au développement de plantes halophiles.

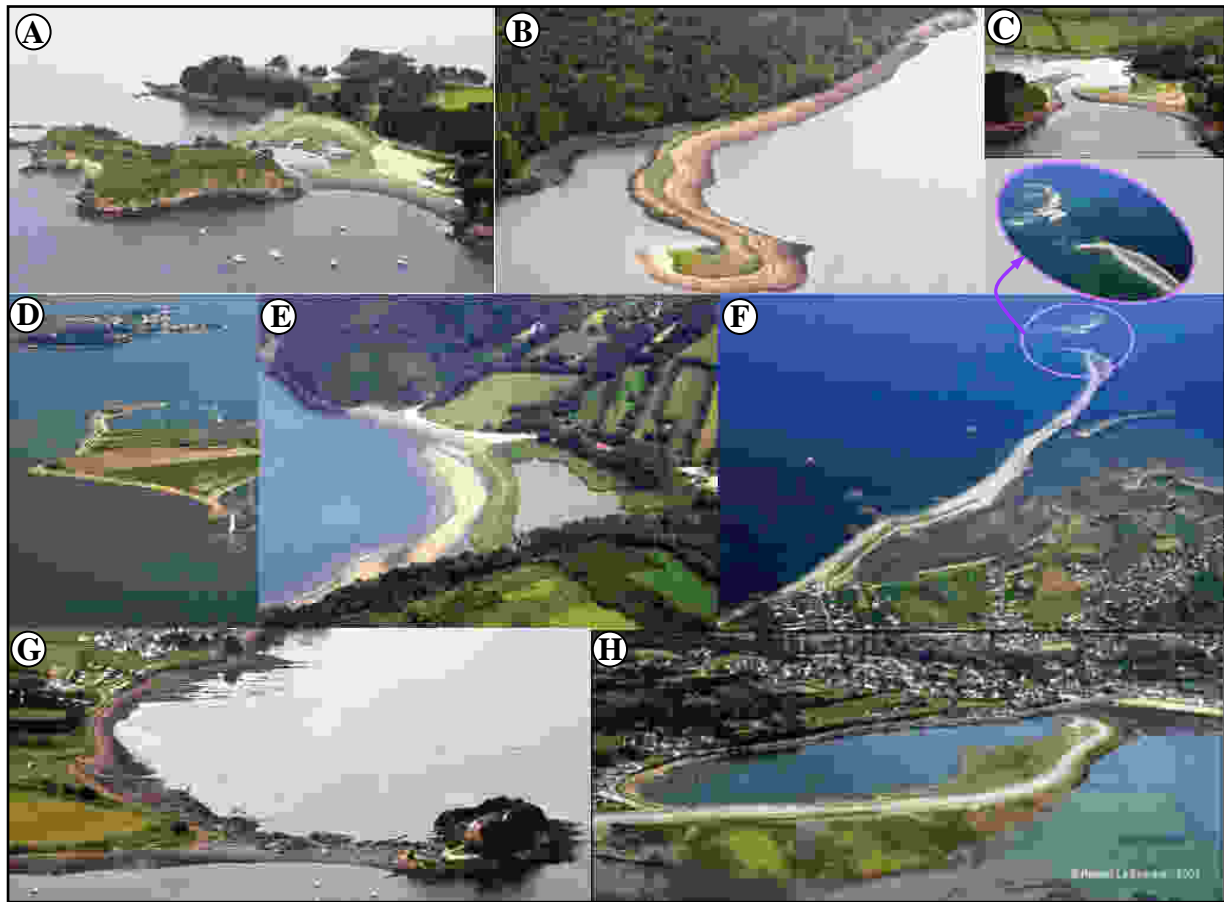


Photo 1.- Photographies de quelques formes d'accumulations sableuses littorales en rade de Brest en France (in *Stéphan, 2008*)

Tombolo : A.- Tombolo double du Bindy (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005) ; G.- Tombolo simple reliant l'île d'Arun au continent (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

Flèches recourbées : B.- Sillon des Anglais (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005) ; H.- Vue aérienne oblique de la flèche du Linkin. Sa partie distale recourbée se termine par une crochet composé (cliché : P. Le Fichant, 2003).

Flèche en pic : D.- Vue aérienne de la flèche de Dibenn (Cliché : P. Le Fichant, 2003).

Flèche détachée : F.- Sillon de Talbert dans son ensemble et archipel d'Ollone séparés par la zone déprimée de Toul Stain au niveau de laquelle s'est rompu le cordon primitif (source : Conservatoire du littoral, 2004).

Flèches en couple : C.- Couple de flèches en vis-à-vis isolant l'anse du Bourg (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005) ; E.- Couple de flèches en chicane du Loc'h (source : M. Jonin, années 1970).

3.2.- Les agents de la dynamique morphosédimentaire d'une flèche littorale

Il est communément admis que le facteur de contrôle prédominant dans la formation des flèches littorales est la génération d'un transport sédimentaire induit par la dérive littorale (Evans, 1942 ; Schwartz, 1982 ; Kraus, 1999 ; Ashton et Murray, 2006 ; Petersen *et al.*, 2008). Toutefois, ce processus bénéficie du concours de beaucoup d'autres facteurs tels que l'héritage géologique, les apports sédimentaires, les variations du niveau marin et l'influence anthropique (Allard, 2008 ; Stéphan, 2008).

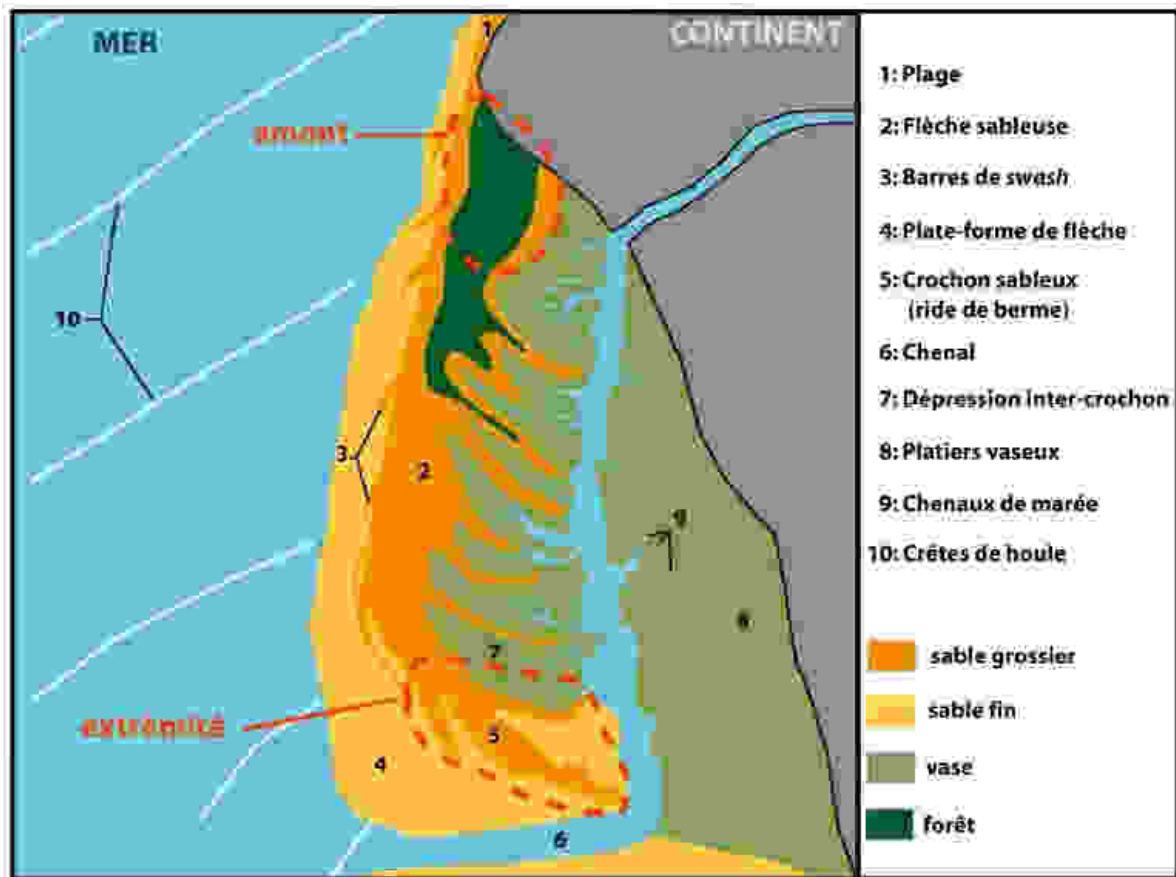


Fig. 7.- Définition des unités morphologiques caractéristiques d'une flèche littorale associée à une embouchure tidale (Allard, 2008)

- L'héritage géologique : le long de la côte atlantique nord-américaine, [Riggs et al. \(1995\)](#) puis [Honeycutt et Krantz \(2003\)](#) ont mis en évidence l'influence de la configuration du paléo-relief du substratum rocheux sur la formation et l'évolution d'une flèche sableuse littorale. Par ailleurs, [Nielsen and Johannessen \(2001\)](#) ont montré que les environnements littoraux subsidants peuvent fournir l'espace d'accommodation nécessaire à la formation et à la préservation de flèches sableuses.
- Les apports sédimentaires : sur une côte atlantique nord américaine caractérisée par une succession de flèches, [Park et Wells \(2007\)](#) ont fait remarquer que la capture de l'apport sédimentaire de la dérive littorale par une flèche en amont entraîne le démaigrissement des flèches situées en aval. Ce qui témoigne que l'apport sédimentaire par la dérive littorale est responsable de l'accroissement des flèches sableuses.
- Les variations du niveau marin : [Ollerhead and Davidson-Arnott \(1995\)](#) ont montré que les variations relatives du niveau marin peuvent affecter l'évolution des flèches sableuses, en particulier sous les hautes latitudes, où le rebond isostatique induit des mouvements

verticaux importants. Si le soulèvement isostatique du continent est inférieur à l'élévation du niveau de la mer, les flèches auront tendance à migrer vers le continent. En revanche, si le rebond post-glaciaire est plus élevé que l'élévation du niveau marin, les flèches tendent à ralentir leur accroissement par diminution des apports sédimentaires due à la régression forcée.

En se basant sur les études granulométriques et micropaléontologiques (des foraminifères) appuyées de datations, [Stéphan \(2008\)](#) a étudié l'évolution holocène des flèches et marais maritimes en rade de Brest. Il a montré que les variations du niveau marin déterminent la morphodynamique des flèches qui protègent les marais des agitations de la mer : les épisodes de hausse de niveau marin et les événements tempétueux entraînent la destruction des flèches tandis que les périodes de baisse de niveau marin favorisent leur reconstitution.

- L'influence anthropique : [Simeoni et al. \(2007\)](#) ont montré que l'évolution de la flèche de Goro (delta du Po, Italie) est peu influencée par les variations du climat de la houle, mais bien plus par l'action de l'homme. Les auteurs ont fait remarquer que les industries gazières et minières installées le long de la rivière et sur le delta du Po ont eu pour effet d'augmenter le taux de subsidence et de décroître l'apport sédimentaire, favorisant ainsi la destruction partielle de la flèche de Goro.

3.3.- Les lois régissant la dynamique morphosédimentaire d'une flèche littorale

La complexité des études sur les flèches littorales s'illustre par leur diversité morphologique et les rôles que peut jouer chacun des facteurs de contrôle décrits ci-dessus. On comprend alors la délicatesse que peuvent revêtir la formulation des lois et la généralisation de concepts d'évolution des flèches littorales. Néanmoins de nombreuses études expérimentales et numériques se sont efforcées d'identifier des lois générales permettant de comprendre la formation et l'évolution des flèches littorales.

Parmi les plus récentes figurent celles de [Kraus \(1999\)](#), [Ashton et Murray \(2006\)](#), [Petersen et al. \(2008\)](#).

(1) Les essais de [Kraus \(1999\)](#) en laboratoire ont permis de distinguer deux types de flèches en fonction de leur contexte de formation et de décrire le modèle de développement correspondant à chaque type :

- le modèle de flèche non-contrainte (*unrestricted spit growth model*) : dans ce cas, la flèche grandit sous la seule action de la dérive littorale et aucune contrainte spatiale et temporelle ne perturbe sa progression. Son allongement est ainsi directement proportionnel au

taux de transport de sédiments par dérive littorale puis inversement proportionnel à la largeur de la flèche et à la profondeur de la zone de dépôt ;

- le modèle de flèche en présence d'une force latérale (*spit growth in presence of lateral force model*) : dans ce cas, la flèche grandit grâce aux processus de transport liés à la dérive littorale et se situe dans un contexte d'embouchure tidale. Le recourbement de son extrémité vers les terres se produit grâce à l'action des courants de flot pénétrant dans l'embouchure tidale à chaque marée montante.

[Kraus \(1999\)](#) propose ainsi que le recourbement d'une flèche peut être représenté par une simple solution analytique, dépendante de la présence d'une composante orientée *cross-shore* par rapport au développement *longshore* de la flèche. Par ailleurs, les travaux de [Kraus \(1999\)](#) ont montré que la réfraction de la houle autour de l'extrémité d'une flèche va de pair avec une augmentation de l'angle d'incidence de la houle et une diminution de l'amplitude des vagues. Ces deux phénomènes joueraient donc un rôle important dans le développement des flèches littorales.

(2) Le modèle numérique proposé par [Ashton et Murray \(2006\)](#) montre que la prédominance d'un climat de houle à fort angle d'incidence sur une côte sableuse peut causer la génération de flèche sableuse telle que l'on peut l'observer le long de nombreux littoraux à travers le monde. Ainsi, en fonction du climat de houles (symétriques ou asymétriques) auquel il est soumis, le littoral sableux offre une réponse morphologique qui se traduit par la formation d'une flèche de forme conséquente. Pour des climats de houles symétriques, les auteurs observent la création de flèches en pic, alors que pour des climats de houles asymétriques à fort angle d'incidence, ils observent des flèches détachées (Photo 1).

(3) Les études conduites par [Petersen et al. \(2008\)](#), en combinant expérimentation en laboratoire et simulation numérique, indiquent que la flèche sableuse atteint des dimensions d'équilibre lorsque le climat de houle qui lui est appliqué est constant. Ces auteurs montrent, comme [Kraus \(1999\)](#), que la réfraction de la houle autour de l'extrémité de la flèche engendre une diminution de la hauteur de la houle déferlante, entraînant ainsi le dépôt des sédiments. Effectivement, les flèches présentent toujours un crochet distal au niveau duquel s'effectue le dépôt des sédiments à l'issue de leur transit le long du corps de la flèche ([Stéphan, 2008](#)). [Petersen et al. \(2008\)](#) ont également montré que, pour un angle d'incidence et une bathymétrie constante, le rayon de recourbement de l'extrémité de la flèche est inversement proportionnel à la hauteur des vagues déferlantes. D'après eux, les faibles hauteurs de houles

observées à l'extrémité des flèches favoriseraient la formation de crochons sédimentaires. En règle générale, dans les environnements de fort hydrodynamisme de houle, la diffraction des vagues sur la pointe des flèches entraîne un recourbement du crochet et la mise en place d'une série de crêtes successives, plus ou moins incurvées vers la terre, selon l'importance de la diffraction (Stéphan, 2008).

(4) Allard *et al.* (2008) ont étudié l'évolution des caractéristiques de houle le long de la flèche d'embouchure (Pointe d'Arçay) de l'estuaire du Lay, en bordure des côtes du Pays de la Loire en France. Leurs résultats confirment ceux de Kraus (1999) puis ceux de Peterson *et al.* (2008). En effet, de la base vers l'extrémité de la Pointe d'Arçay, Allard *et al.* (2008) ont constaté :

- une décroissance progressive des amplitudes de la houle ;
- une augmentation progressive de l'angle d'incidence de la houle ;
- une diminution du transport par dérive littorale.

Par ailleurs, ces auteurs ont montré que les vitesses d'élongation d'une flèche sont modulées par les caractéristiques des houles déferlantes : les houles les plus énergétiques sont responsables d'une accumulation massive de sable à l'extrémité de la flèche, favorisant ainsi l'accroissement de l'allongement de la flèche, alors que les houles moins énergétiques entraînent une décélération de l'élongation avec une tendance au recourbement de l'extrémité (formation de crochons).

En résumé, les flèches sableuses se mettent en place sous le jeu de la dérive littorale, avec le concours de plusieurs autres facteurs tels que l'héritage géologique, les apports sédimentaires, les variations du niveau marin, les activités anthropiques, etc. En fonction du contexte de formation, on distingue deux types de flèches sableuses : les flèches non contraintes (*unrestricted spit growth*) édifiées en domaine purement océanique et les flèches sous contrainte de force latérale (*spit growth in presence of lateral force*) mises en place aux embouchures d'estuaires. La croissance des flèches littorales met en jeu, d'amont en aval, une décroissance progressive des amplitudes de la houle puis une augmentation progressive de l'angle d'incidence de la houle. Ces différentes modifications des caractéristiques de la houle entraînent le dépôt des sédiments à l'extrémité des flèches ; ce qui favorise leur élongation.

IV.- CONCLUSION

Au terme de cette revue bibliographique, nous retenons que les estuaires constituent le lieu privilégié d'interactions multiples et complexes entre les apports sédimentaires et les paramètres hydrodynamiques. Les nombreuses études conduites sur les estuaires ont permis de comprendre les principes qui régissent leur fonctionnement hydro-sédimentaire.

Les estuaires à dominance de houle constituent une catégorie d'estuaires dont la stabilité de l'embouchure conditionne celle des cordons barrières. L'instabilité de position d'une embouchure d'estuaire à houle se traduit par l'apparition d'une flèche sableuse dont la formation et la croissance sont largement contrôlées par la dérive littorale.

Ces connaissances de base nous aideront tout au long de cette étude, aussi bien dans l'orientation des choix méthodologiques que dans l'interprétation des résultats obtenus.

Mais avant d'exposer la démarche méthodologique pour en arriver aux résultats obtenus, nous présentons d'abord le milieu d'étude.

Chapitre 2

PRESENTATION DU MILIEU D'ETUDE

I.- INTRODUCTION

Le milieu littoral béninois constitue le cadre d'étude (Fig. 8). Ce milieu correspond à la partie centrale du géosystème littoral du golfe du Bénin, un géosystème qui appartient lui aussi au grand ensemble côtier du golfe de Guinée (Fig. 8B et 8C).

Le golfe du Bénin est compris entre le Cap des trois pointes au Ghana et la façade occidentale du delta du Niger. Il comprend deux grands deltas : le delta de la Volta et celui du Niger. A l'Ouest du delta de la Volta, le golfe du Bénin est caractérisé par une côte rocheuse à falaise, taillée dans les roches du socle (Craton Ouest Africain et Chaîne Panafricaine des Dahoméhydes). La portion du littoral comprise entre les deltas fluviaux est édifiée au sein d'un bassin sédimentaire côtier : le bassin de la Baie du Dahomey. Elle correspond à une côte basse et sableuse, comprenant une zone margino-littorale qui comporte d'Ouest en Est, quatre complexes hydrologiques de type estuarien :

- l'estuaire du Sio débouchant en mer par la passe temporaire d'Aného ;
- l'estuaire du Mono en interaction avec la mer par le truchement de la *Bouche du Roi* ;
- l'estuaire de l'Ouémé communicant avec la mer par le chenal de Cotonou ; et
- l'estuaire d'Ogun s'ouvrant sur la mer par le biais de l'embouchure de Lagos.

En réalité, à l'état naturel, les quatre estuaires formaient un système hydrologique unique, en relation avec les deltas de la Volta et du Niger. De nos jours, l'urbanisation rapide et poussée qui caractérise l'ensemble des pays côtiers du monde contrarie l'unicité de ce système hydrologique et perturbe son interconnexion avec les deltas.

C'est pour des raisons de commodité que nous avons choisi de découper la côte basse du golfe de Guinée en quatre secteurs rattachés chacun à un complexe estuarien (Fig. 8C). Ceci permet de subdiviser la zone littorale du Bénin en deux secteurs côtiers (n°2 et n°3 ; Fig. 8C).

Les plages dont la dynamique sédimentaire est étudiée dans ce travail appartiennent au secteur côtier n°2 et représentent les cordons barrières actuels de l'estuaire du Mono.

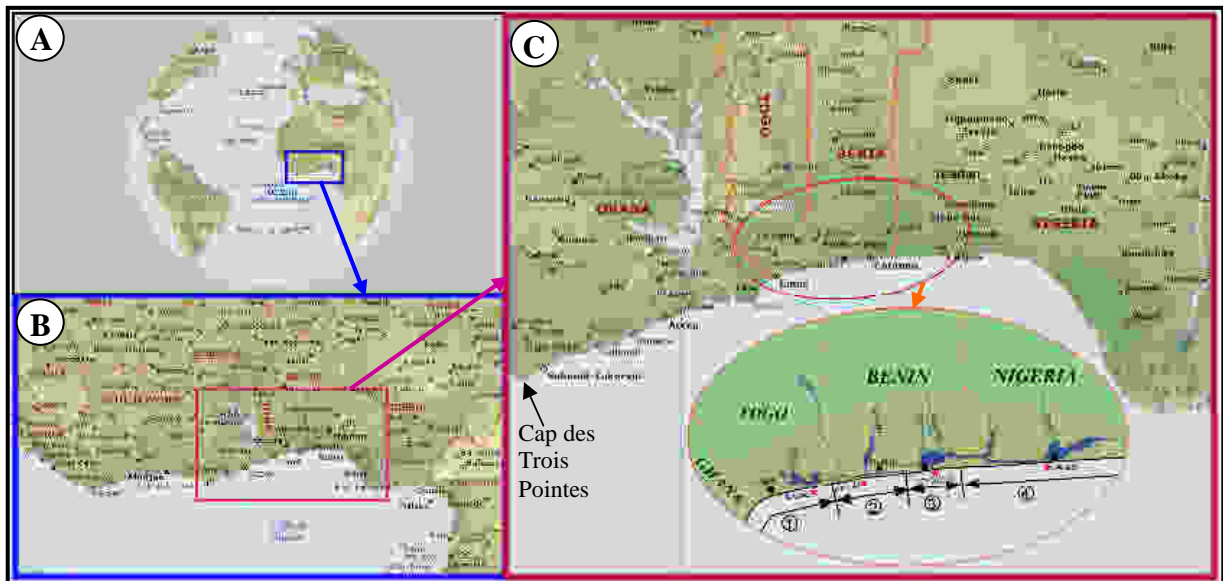


Fig.8.- Situation du littoral du Bénin dans le golfe du Bénin (C) en Afrique de l'Ouest (B)

- ① Secteur côtier rattaché à l'estuaire de Sio (débouchant en mer à l'embouchure d'Anèho au Togo)
- ② Secteur côtier rattaché à l'estuaire du Mono (en relation avec la mer par le biais de la "Bouche du Roi" au Bénin)
- ③ Secteur côtier rattaché à l'estuaire de l'Ouémé (communiquant avec la mer par l'embouchure de Cotonou au Bénin)
- ④ Secteur côtier rattaché à l'estuaire d'Ogun (en interconnexion avec la mer par l'embouchure de Lagos au Nigeria)

N.B. : les astérisques rouges indiquent les embouchures d'estuaires

Source : Microsoft Encarta, 2004 ; complété

Dans ce chapitre qui décrit le milieu d'étude, nous présenterons d'abord la zone littorale béninoise de façon générale, puis nous mettrons un accent sur les caractéristiques hydrologiques et sédimentologiques de l'estuaire du Mono.

II.- DESCRIPTION DE LA ZONE LITTORALE DU BENIN

1.- Définition et délimitation

Le milieu littoral béninois constitue une zone d'interface entre continent, atmosphère et océan. Sa définition et sa délimitation dépendent des usages dont elle fait objet (recherches scientifiques, politiques d'aménagement, autres politiques, ...).

Du point de vue scientifique, le milieu littoral béninois peut se définir comme une zone de transition au niveau de laquelle la dynamique sédimentaire est très active et s'effectue sous le double contrôle de la mer (houle, marée, vent...) et des cours d'eau. Les puissantes houles auxquelles ce milieu est assujéti, sont responsables de l'édification des cordons de sable (plages) qui jouent le rôle de barrière à des plans d'eau lagunaires. On dit que la zone littorale béninoise est à dominance de houle, le régime des marées y étant microtidal. Elle constitue un cas typique des littoraux des pays côtiers du golfe de Guinée.

D'après [Chidi et Abé \(2002\)](#), au niveau d'une côte basse, la zone littorale *sensus stricto* comprend l'estran ou zone intertidale (espace couverte par la mer à marée haute et découvert à marée basse), les cordons sableux de la plage contemporaine et la lagune côtière (Fig. 9). Elle se prolonge en mer par la zone pré-littorale et se raccorde au continent franc par la plaine littorale ou plaine côtière. La zone pré-littorale se définit comme le domaine servant de transition entre la zone intertidale et le plateau continental ([Cacchione et Drake, 1990](#)). Encore appelée *shoreface* par les anglo-saxons, elle représente le domaine de la plage sous-marine. On l'appelle aussi zone infralittorale. C'est la zone de levée et de déferlement de vagues, et en tant que telle, elle constitue une zone complexe, siège de nombreux phénomènes hydro-sédimentaires liés à la transformation des ondes de marée et de houle, des courants induits et des vents. Sa morphologie est donc contrôlée par divers forçages, les apports sédimentaires et la variation du niveau marin.

Il faut noter qu'au niveau des côtes du golfe de Guinée, la plaine côtière et la zone littorale *stricto sensu* constituent des unités spatiales imbriquées l'une dans l'autre et la ligne de démarcation n'est pas toujours nette.

Par ailleurs, la limite entre plaine littorale et le domaine continental n'est pas toujours franche ; des imbrications s'observant aussi, sous forme de lagunes anciennes ou actuelles ou sous forme d'aires deltaïques dans les basses vallées. C'est d'ailleurs pour cette raison que le concept de milieu margino-littoral utilisé par [Levy \(1971\)](#) convient mieux pour désigner, au niveau des côtes du golfe de Guinée, *les plaines littorales et leurs prolongements* à l'intérieur du domaine continental. En effet, d'après [Levy \(1971\)](#), ce concept s'applique à l'ensemble

des biotopes où les eaux douces continentales se mélangent avec les eaux marines et dans lesquels on observe une évolution de salinité dans le temps et dans l'espace. Le milieu margino-littoral intègre donc une grande variété de types géomorphologiques comprenant les lagunes-vives, les lagunes-mortes, les étangs côtiers, les pseudo-lagunes, les estuaires, les pseudo-estuaires, les deltas, les mangroves, ... (Lévy, 1971).

Enfin, au regard de la contiguïté entre la zone littorale *stricto sensu*, la zone pré-littorale et la zone margino-littorale, on définit une zone littorale *lato sensu* qui regroupe ces trois unités spatiales côtières. C'est cet espace littoral au sens large qui constitue la zone littorale béninoise (Fig. 9). Elle est comprise entre les parallèles 6° 10' et 6° 40' de latitude nord et les méridiens 1° 40' et 2° 45' de longitude est. Elle appartient au bassin sédimentaire côtier du Bénin qui est une partie du bassin de la baie du Dahomey.

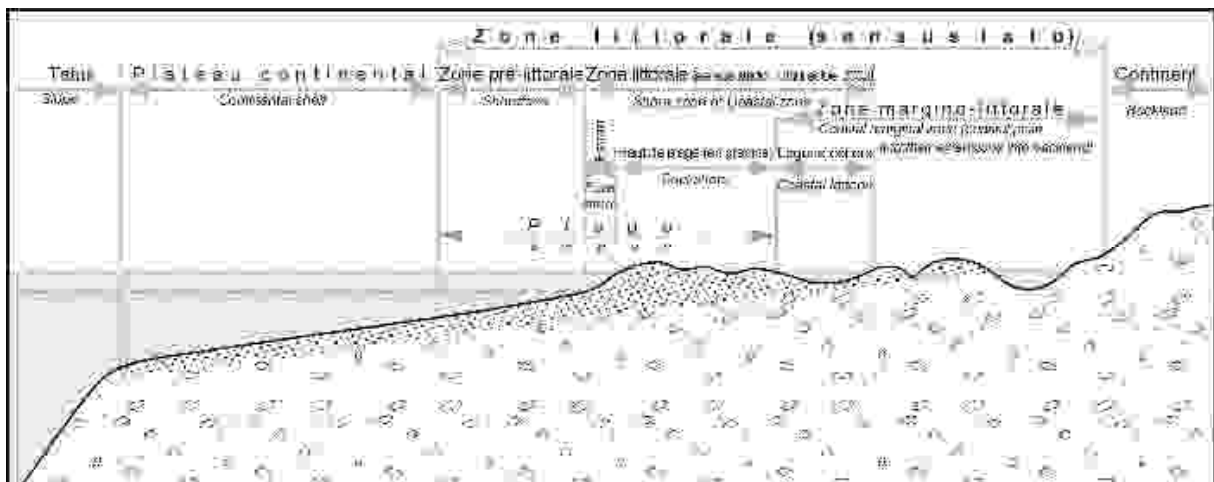


Fig. 9.- Coupe transversale schématique montrant les différentes unités spatiales constitutives de la zone littorale du Bénin

2.- Conditions climatiques et facteurs d'hydrologie dans le milieu littoral du Bénin

2.1.- Climat du milieu littoral béninois

La zone littorale du Bénin se caractérise par une anomalie climatique qui se traduit par une décroissance pluviométrique d'Est en Ouest et par des variations de température plus accusées qu'elles ne le sont en général sous les climats équatoriaux caractéristiques. On parle de climat subéquatorial.

2.1.1.- Pluviométrie

La caractéristique frappante du domaine littoral béninois ou de façon générale, des littoraux du golfe du Bénin, est l'organisation en gradient décroissant de la pluviométrie d'Est en Ouest avec 2500 mm à Lagos (Nigéria), 1500 mm à Sèmè (frontière Bénin-Nigéria), 1300 mm à Cotonou, 1100 mm à Ouidah, 900 mm à Grand-Popo (frontière Bénin-Togo), 800 mm à Lomé (Togo) et environ 600 mm à Accra (Ghana), soit une décroissance vers l'Ouest plus ou moins régulière de 5 mm par kilomètre (Toffi, 2008 ; Fig. 10).

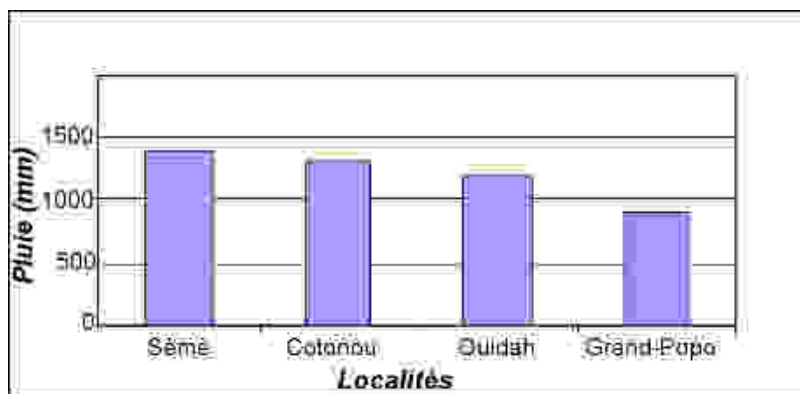


Fig. 10.- Histogramme montrant la décroissance pluviométrique est-ouest sur le littoral du Bénin (Toffi, 2008)

Remarque : Situer les localités de Sèmè, de Cotonou de Ouidah et de Grand-Popo sur la figure 13

Il convient aussi de noter qu'au niveau de l'ensemble du littoral, les variations des hauteurs moyennes mensuelles de précipitations au cours de l'année se traduit par un régime bimodal qui permet de distinguer quatre saisons plus ou moins marquées (Fig. 11) : *i*) une grande saison des pluies de mi-mars à mi-juillet ; *ii*) une petite saison des pluies de mi-septembre à mi-novembre ; *iii*) une grande saison sèche de mi-novembre à mi-mars ; et *iv*) une petite saison sèche de mi-juillet à mi-septembre.

2.1.2.- Température

Les variations thermiques sur la côte sont liées à la durée de l'insolation et à l'influence maritime, mais elles restent faibles. En effet, la température, élevée en saison sèche (27,7°C en moyenne), reste assez élevée en saison pluvieuse (26,5°C). Les mois de février, mars et avril, les plus chauds, connaissent des amplitudes relativement fortes : nuits fraîches (23-24°C) suivies de jours ensoleillés et chaudes (31-33°C). En juillet et août, la chute est sensible (Fig. 12), en raison des phénomènes d'upwelling.

Toutefois, il faut remarquer que la température moyenne d'environ 27°C varie très peu dans la zone littorale et ceci constitue un facteur de distinction de ce domaine par rapport aux régions de l'intérieur du pays.

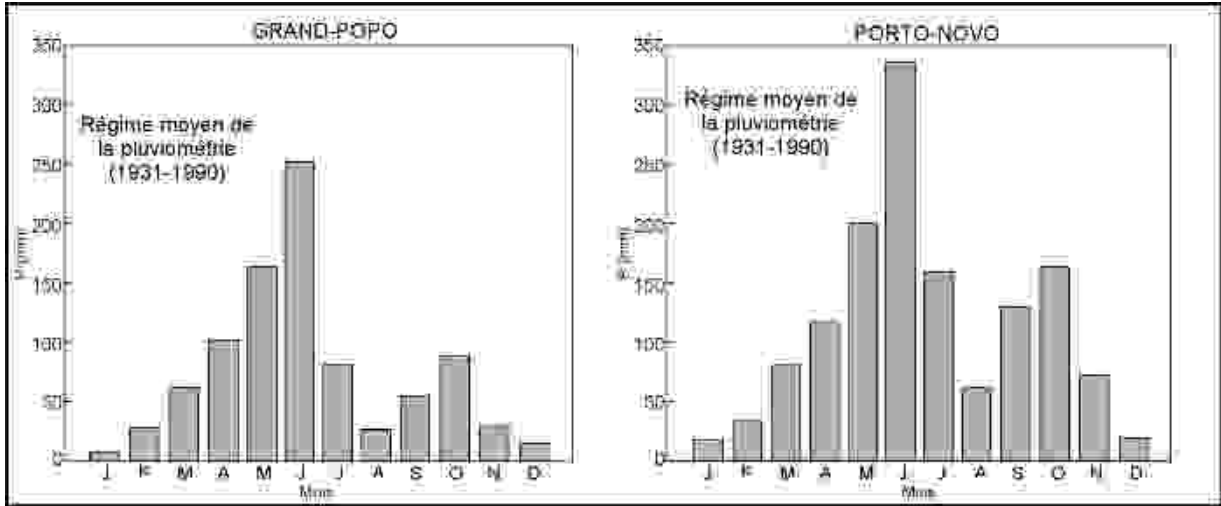


Fig. 11.- Variation annuelle des hauteurs mensuelles des précipitations sur le littoral du Bénin : exemple de Grand-Popo et de Porto-Novo (Toffi, 2008).

Remarque : Situer les localités de Grand-Popo et de Porto-Novo sur la figure 13

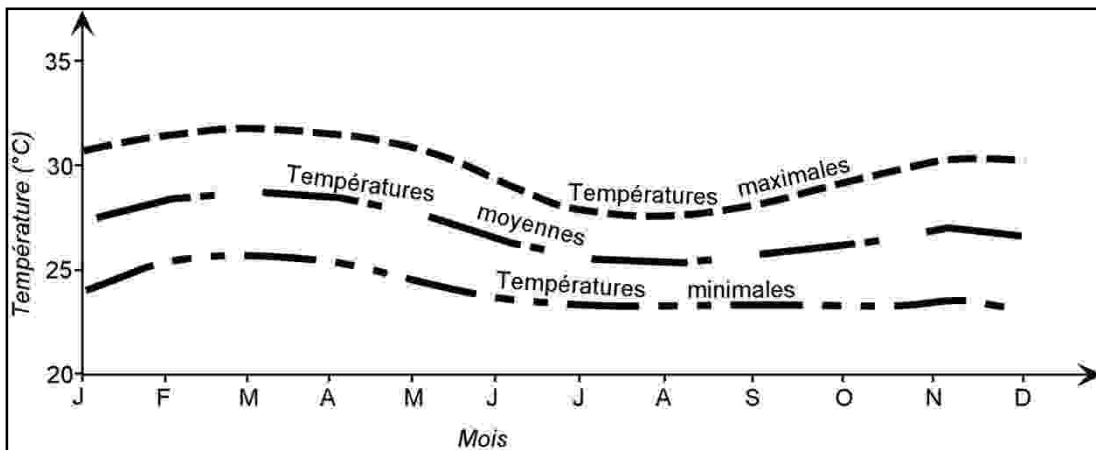


Fig. 12.- Variation des minima, des moyennes et des maxima de températures à Cotonou (Oyé, 1991)

2.1.3.- Les vents

Les vents qui soufflent sur le littoral béninois sont de deux types : d'une part, des flux synoptiques ou régionaux dûs aux tempêtes qui règnent dans l'Atlantique Sud, et d'autre part, des vents locaux liés aux brises de terre et de mer. Ces vents sont responsables de la génération et de l'orientation des houles et vagues avec lesquels ils participent à l'animation de la dynamique sédimentaire du milieu littoral.

De façon générale, les vents qui prédominent sur le milieu littoral du Bénin par leur fréquence sont (Toffi, 1991) :

- les vents de direction SW (64%) : leur répartition mensuelle indique des fréquences très fortes de février à juin puis en octobre et en novembre. Leur vitesse moyenne est de 4,4 m/s avec des valeurs maximales en juillet-août (5,4 à 5,6 m/s) ;
- les vents de direction WSW (16,07%) dont les fréquences mensuelles les plus élevées sont axées sur juillet-août et septembre-décembre. Les fortes vitesses sont notées entre juillet et octobre (6,3 à 6,6 m/s) ;
- les vents de direction SSW (14,40%) dont les fréquences mensuelles les plus élevées sont axées sur janvier, mars, novembre et décembre avec une vitesse moyenne de 3,6 m/s.

2.2.- Facteurs de la dynamique hydrologique

Le régime hydrologique du milieu littoral du Bénin est déterminé par la dynamique des fleuves côtiers et celle de l'Océan Atlantique Sud

2.2.1.- Les fleuves côtiers

Les principaux fleuves du Sud-Bénin sont le Mono et l'Ouémé (Fig. 13). Il sont associés à des rivières de moindre importance qui, néanmoins, viennent en appui aux deux principaux cours d'eau pour contrôler la dynamique hydro-sédimentaire du milieu littoral. Ces rivières sont : la Sazoué et le Couffo renforçant l'action du Mono puis la Sô formant avec l'Ouémé, un complexe fluvial.

L'Ouémé et le Mono

Le fleuve Mono prend sa source dans les hauteurs de Bafilo-Tchamba au Togo (Rossi et Antoine, 1990). Il a une longueur de 527 km et draine avec ses affluents l'Anie, l'Ogou et la Sazoué, un bassin de 21500 km² au Togo et au Bénin. Une partie de son tracé, long de 100 km, matérialise la frontière entre ces deux pays. Le Mono est caractérisé, au niveau du cours supérieur, par des rapides comme ceux d'Adjaralla et de d'Agbako. Après ces rapides, le Mono quitte les terrains cristallophylliens et entre dans les formations du bassin sédimentaire côtier dans lesquelles il creuse son cours inférieur. Dans cette basse vallée, le Mono édifie de nombreuses terrasses le long d'une plaine d'inondation qui se remanie sans cesse. Il y décrit de nombreux méandres avant de suivre un cours parallèle à la côte à partir de Grand-Popo (Fig. 13).

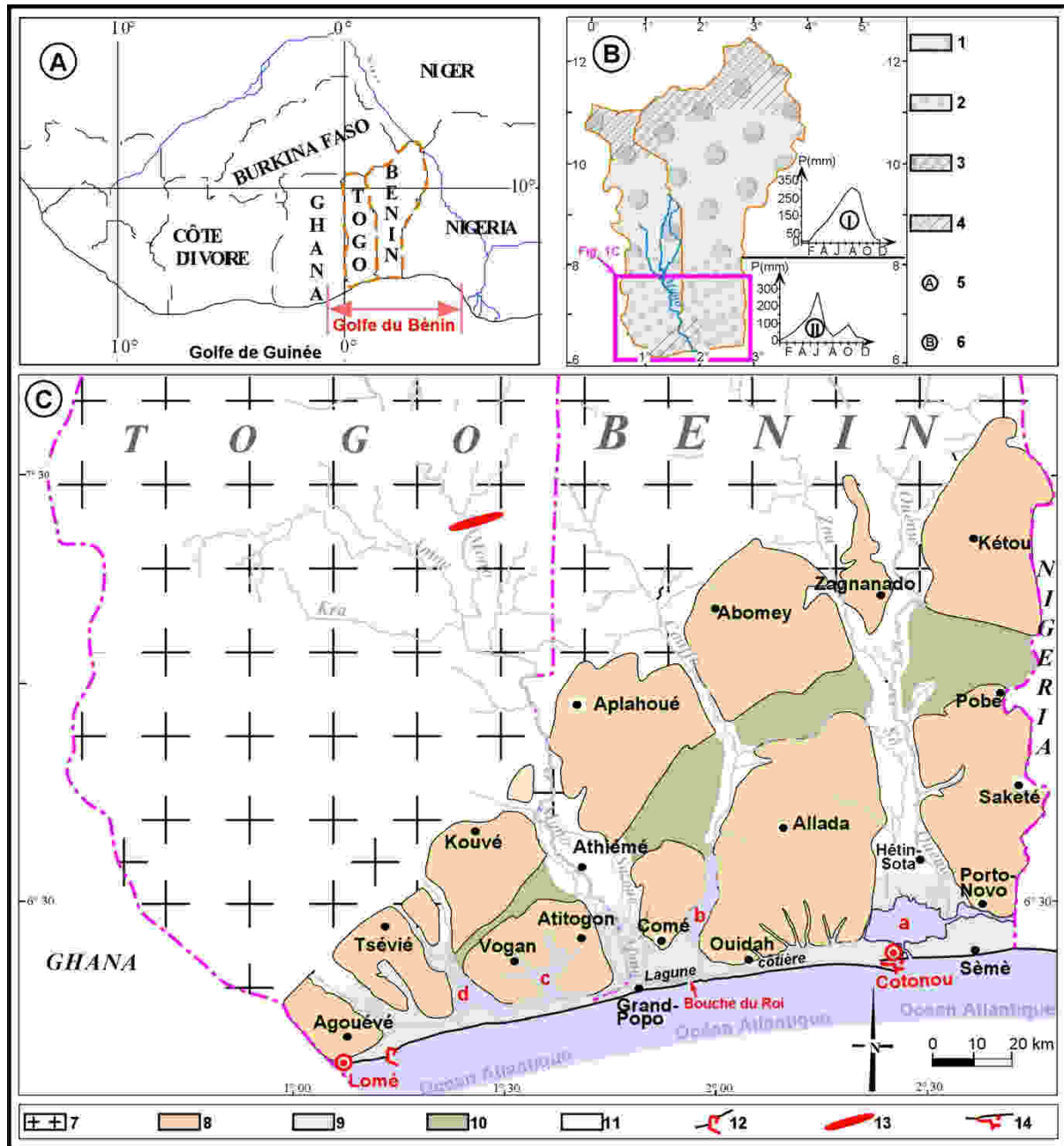


Fig. 13.- Zonation climatique et géomorphologie des bassins côtiers du Bénin et du Togo.

A- Situation du Bénin et du Togo dans le golfe du Bénin en Afrique de l'Ouest.

B- Carte de zonation climatique (pluviométrique) du Togo et du Bénin

1- Zone climatique I à régime pluviométrique unimodal avec un total pluviométrique moyen de 1000 à 1300 mm/an.

2- Zone climatique II à régime pluviométrique bimodal avec un total pluviométrique moyen de 900 à 1100 mm/an.

3- Domaine d'emprise de sécheresse climatique dans la zone I

4- Domaine d'emprise de sécheresse climatique dans la zone II

I- Courbe pluviométrique dans la zone I

II- Courbe pluviométrique dans la zone II

C- Carte géomorphologique des bassins côtiers du Togo et du Bénin (voir Fig.1B pour localisation)

7- Socle (roches cristallophylliennes) ; 8- Plateaux de terre de barre ; 9- Domaine margino-littoral ;

10- Dépression de la Lama ; 11- Vallées de cours d'eau ; 12- Port de Lomé au Togo ;

13- Barrage hydroélectrique de Nangbéto au Togo ; 14- Port Autonome de Cotonou au Bénin ;

a.- Lac Nokoué ; b.- Lac Ahémé ; c.- Lagune Zola ; d.- Lac Togo.

L'Ouémé (bassin versant : 46 500 km²) est un fleuve long de 500 km. Ses principaux affluents sont le Zou sur la rive droite et l'Okpara sur la rive gauche. La partie supérieure du fleuve coule sur le socle cristallin depuis sa source dans les monts Tanékas jusqu'à la latitude d'Abomey, à l'entrée dans le bassin sédimentaire côtier. Le cours inférieur, tracé sur les terrains sédimentaires, est longé par la rivière Sô avec laquelle il forme un double delta d'une superficie de 9000 km², couvert de marécages (Agassounon, 2002).

Ces deux principaux cours d'eau montrent une dynamique hydrologique liée d'une part aux précipitations du Bas-Bénin et Bas-Togo, qui nourrissent les basses vallées de ces fleuves, et d'autre part, aux pluies des régions du Nord-Togo et Nord-Bénin, qui alimentent leurs cours supérieurs. Ils s'étendent donc sur deux zones géographiques à caractéristiques pluviométriques différentes (Fig. 13B) : la première au Nord du 8^e parallèle, présente un climat tropical à deux saisons : une sèche et l'autre pluvieuse, avec un total pluviométrique moyenne variant entre 1000 et 1300 mm/an ; la deuxième (au Sud de ce parallèle) a un climat de type subéquatorial caractéristique du milieu littoral, avec quatre saisons dont deux sèches alternant avec deux pluvieuses et totalisant en moyenne 900 à 1100 mm/an. L'analyse hydrologique du Mono et de l'Ouémé au niveau de leurs basses vallées montre que cette inégale répartition des pluies dans le temps et dans l'aire des bassins versants se traduit au niveau des écoulements. En effet, à l'état naturel, l'Ouémé et le Mono se caractérisent par des apports d'étiage pratiquement nuls durant six mois (de décembre à mai) ; ils connaissent une crue unique pendant les mois de septembre-octobre avec des débits pouvant atteindre 680 à 700 m³/s (Rabier, 1978 ; Pliya, 1976 ; PNUD, 1987 in Oyédé, 1991 ; Blivi, 2000). L'unicité de la crue de ces fleuves s'explique donc par le fait que les deux régimes pluviométriques au-dessus des bassins versants se superposent pour se traduire en une seule pointe dans les écoulements (Fig. 13B et Fig. 14). Cette pointe intervient alors aux mois de septembre-octobre, période où la somme des lames d'eau tombées sur les deux régions climatiques est maximale (Fig. 13B et Fig. 14).

Notons que seul le fleuve Ouémé conserve encore jusqu'ici son état naturel, la dynamique hydrologique du Mono ayant été perturbée depuis juillet 1987, par la mise en service d'un barrage hydroélectrique sur le cours supérieur du fleuve, dans la localité de Nangbéto au Togo. Nous montrerons plus loin, l'évolution actuelle des moyennes mensuelles de ses débits liquides.

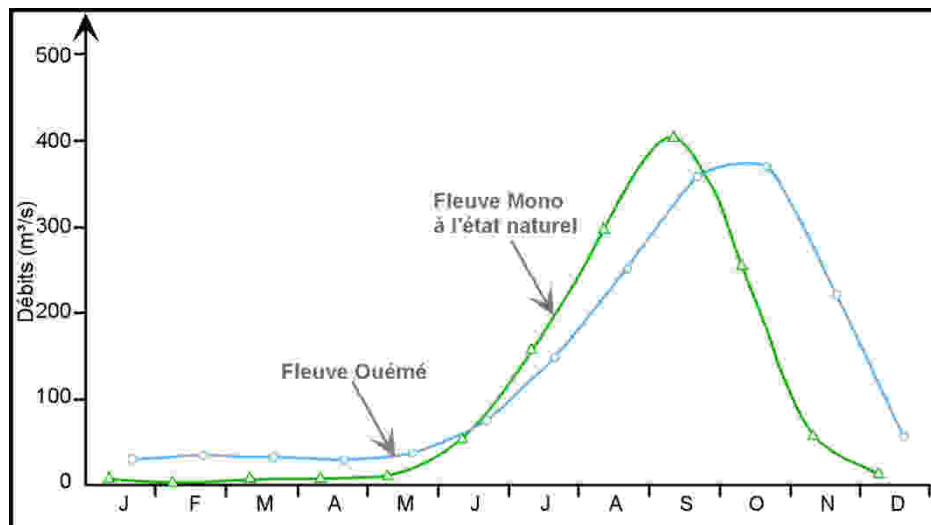


Fig. 14.- Variation annuelle des débits moyens mensuels du fleuve Ouémé (Rabier, 1978) à Hêtin-Sota et ceux du fleuve Mono à Athiémé (avant 1987 ; Ago, 2005, modifié)

Remarque : Situer les localités de Hêtin-Sota et de Athiémé sur la figure 13

Le Couffo, la Sazoué et la Sô

Long de 190 km et drainant un bassin versant de 3 000 km², le Couffo est un fleuve modeste avec un débit d'étiage nul (pendant 200 jours/an en moyenne) et un débit de crue de 16 m³/an en octobre.

Alimenté par le Mono depuis Zounhoué (non loin d'Athiémé), la Sazoué coule parallèlement à son tributaire et finit par confluer avec ce dernier à l'Est de Grand-Popo (Fig.13).

La Sô prend sa source à la sortie des marais du lac Hlan. Elle coule parallèlement à l'Ouémé et en reçoit des déversements par le truchement d'une série de marigots (Zounga, l'Agbagbé, l'Ouovi et la Zouvi) jouant le rôle tantôt d'affluents, tantôt de défluent. Ses plus forts débits sont observés pendant les crues d'août-septembre, avec une moyenne de 40 m³/s (Oyéde, 1991).

Les régimes hydrologiques de ces trois rivières sont bimodaux. Ce type d'écoulement est en relation avec le climat qui gouverne leurs bassins hydrographiques. En effet, l'essentiel des bassins versants des trois rivières est situé dans le Sud-Bénin où règne le climat subéquatorial à deux maxima pluviométriques (Fig.13).

La dynamique hydrologique des fleuves côtiers décrits ci-dessus détermine les caractéristiques des écoulements du milieu littoral béninois, sous le contrôle de la dynamique de l'océan atlantique sud.

2.2.2.- Hydrologie marine

La houle et la marée qui affectent l'océan atlantique sud ont été étudiées par plusieurs auteurs tels que [Guilcher \(1959\)](#), [Sitarz \(1960\)](#), [Rossi \(1989\)](#). Nous retenons de leurs travaux que la marée au niveau du golfe de Guinée est semi-diurne avec des marnages extrêmes de +1,95 m et -0,20 m, l'amplitude moyenne tournant généralement autour d'un mètre (type microtidal). La direction et le régime des houles sont liés à des tempêtes dans l'Atlantique sud, notamment, celles générées par l'anticyclone de Saint Hélène et, accessoirement, à des vents locaux. Elles font apparaître deux saisons de houle : l'une, avec des houles de faibles hauteurs (0,4 à 0,5m en moyenne) d'octobre/novembre à mai ; l'autre, où, durant l'été boréal, de juin à septembre, les hauteurs atteignent et dépassent 2 m. Les directions de houle sont constantes et montrent une prédominance des directions S à SSW pour les premières houles et SSW à SW pour les secondes. On peut considérer que la houle, facteur essentiel du transport des sédiments sur le littoral béninois, a une période comprise entre 10 s et 15 s avec une fréquence moyenne de 11 - 12 s. L'obliquité de la houle au déferlement par rapport au rivage varie entre 4° et 9°, avec une moyenne autour de 6°-7°. Elle entraîne un courant de dérive littorale dirigée d'Ouest en Est et dont la vitesse mesurée à Cotonou est de l'ordre de 0,3 à 1 m/s. Ce courant est responsable du transit de 1,2 à 1,5 million de m³ de sables le long de la côte du golfe de Guinée ([Sitarz, 1960](#) ; [NEDECO, 1975](#) ; [LACKNER, 1983](#) ; [LCHF, 1984](#)). Les relevés effectués par l'Université Nationale du Togo en 1994 montrent que le volume de sable mobilisé par la dérive n'est plus que de 1 million de m³/an entre Lomé et Cotonou, en raison du blocage des sédiments en transit par le Port de Lomé et du fonctionnement des beach rocks de plage à l'aval du port de Lomé ([Blivi, 2000](#)).

3.- Géomorphologie et géologie du milieu littoral et de l'hinterland

La zone littorale du Bénin a une longueur de 125 km. Sa largeur s'étend de la profondeur de limite d'action des houles jusqu'à la latitude des débouchés fluviaux dans les lagunes (Fig.13C). Vers l'intérieur des terres, ses limites montrent des interpénétrations avec un domaine continental qui constitue l'hinterland.

3.1.- Géomorphologie et géologie de l'arrière-pays

3.1.1.- Géomorphologie

L'hinterland est constitué par une série de plateaux discordants sur une pénéplaine cristalline (Fig. 13C). Le domaine des plateaux correspond à la partie intérieure du bassin sédimentaire côtier du Bénin et forme une topographie en pente douce du Nord vers le Sud. Il est entaillé par une dépression médiane d'orientation WSW-ENE, la dépression de la Lama, qui permet de

distinguer les plateaux du Nord (plateaux de Kétou, de Zagnanado, d'Abomey et d'Aplahoué ; Fig. 13C) de ceux du Sud (plateaux de Sakété, d'Allada et de Comè ; Fig. 13C). Ces différents plateaux sont individualisés sous l'effet de l'activité érosive des complexes fluviaux aux tracés méridiens (Mono, Couffo et Ouémé-Sô ; Fig. 13C). Ils forment des reliefs qui surplombent les vallées des cours d'eau avec des altitudes variant entre 40 et 50 m pour les plateaux du Sud et atteignant 80 m pour ceux du Nord.

3.1.2.- Géologie

Le domaine des plateaux (Fig. 15)

La lithostratigraphie du domaine des plateaux du bassin sédimentaire côtier a été réalisée par plusieurs auteurs dont [Slansky \(1962\)](#), [Houessou \(1974\)](#), [Pereira \(1978\)](#), et [IRB \(1987\)](#). D'une manière générale, la stratigraphie des dépôts de ce domaine dénote de la structure monoclinale des couches, avec un léger pendage vers le Sud ou le Sud-Est. Cette disposition permet de remonter les couches de plus en plus anciennes du Sud vers le Nord.

- *Au niveau de la zone des plateaux du Nord* affleurent des formations du Crétacé supérieur (Turonien–Coniacien). Ces formations sont constituées par des grès quartzeux, à éléments très anguleux, riches en minéraux lourds (zircon, tourmaline) et renfermant des oolithes ferrugineuses kaolinitiques. Elles recouvrent le Maestrichtien représenté à la base par des sables et des argiles avec parfois de la pyrite et des débris végétaux puis par des calcaires au sommet. L'ensemble est recouvert en discordance (lacune du Paléocène basal) par les formations du Paléocène inférieur à moyen constituées à la base, de sédiments argileux passant vers le sommet à un calcaire zoogène (caractérisé par un petit oursin, *Togocyanus seefreedi* Oppenheim). Ces formations ont une épaisseur allant de 30-50 m sur le continent, à de plus de 150 m au large.
- *La dépression de la Lama* montre des affleurements de trois formations : le Paléocène supérieur, l'Eocène inférieur et l'Eocène moyen. Son épaisseur maximale est de 170 m.
 - o Le Paléocène supérieur est représenté par des faciès argileux et marneux avec des niveaux glauconieux et phosphatés ; la microfaune est riche en *Globorotalia*.
 - o L'Eocène inférieur ou Yprésien est constitué de faciès comparables à ceux du Paléocène supérieur. Il s'agit d'argiles à attapulгите coupées de lits calcaires. Vers l'Est du bassin, les sédiments calcaires et marneux prennent de l'importance.
 - o L'Eocène moyen ou Lutétien se traduit par des faciès argilo-sableux avec des niveaux phosphatés à la base.

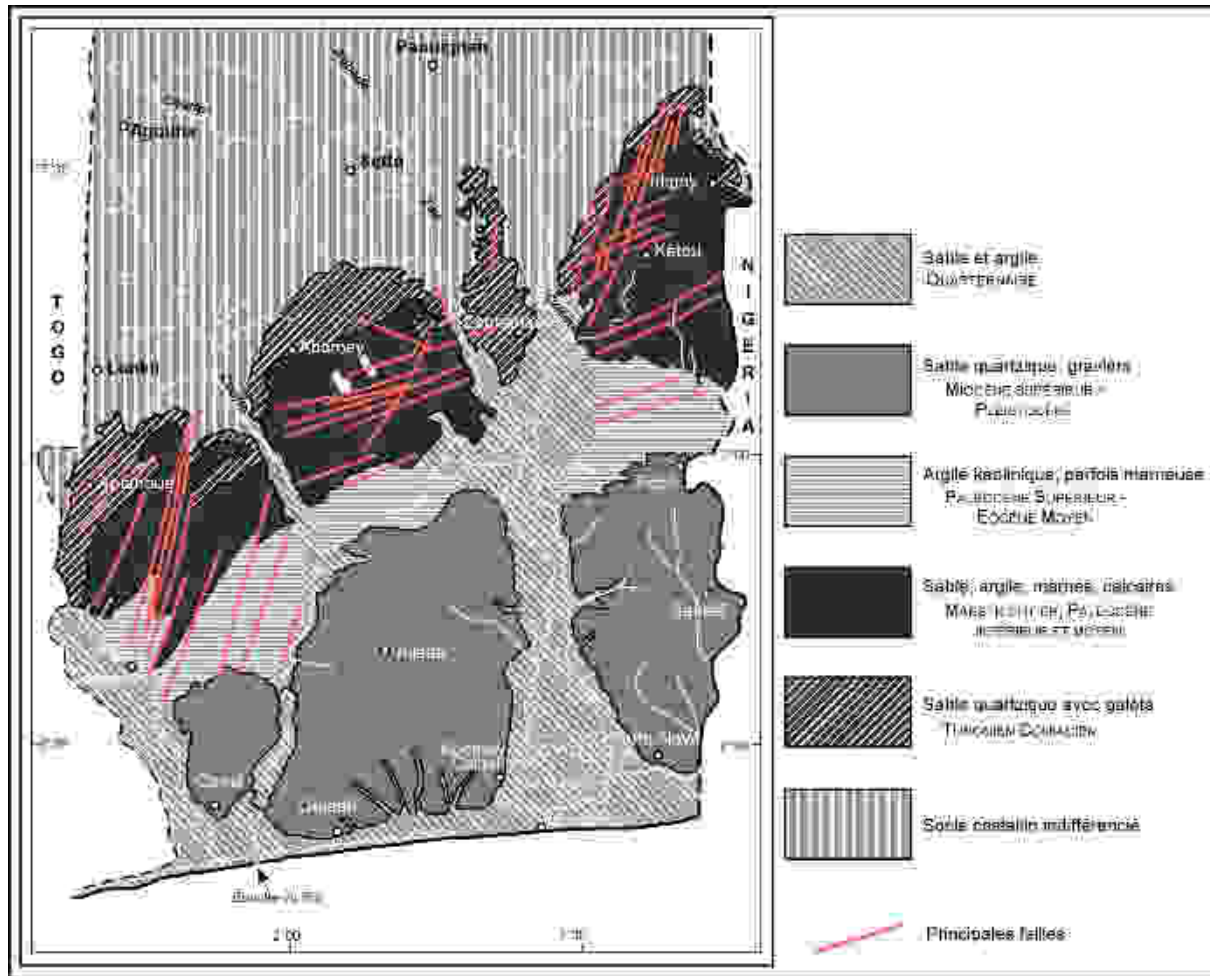


Fig. 15.- Carte géologique du bassin sédimentaire côtier du Bénin (IRB, 1987)

- La zone des plateaux du Sud laisse affleurer le Continental Terminal (d'âge miocène à pliocène) et la terre de barre (datant du Quaternaire ancien). Ces formations sont constituées de sables, d'argiles, de grès et localement de galets de quartz roulés. Elles débutent au-dessus des sables et argiles de l'Oligocène supérieur qui reposent sur le Lutétien par la discordance angulaire de l'Oligocène inférieur (Oyéde, 1991 ; Zevounou, 1992).

Les vallées des fleuves qui incisent longitudinalement ce domaine des plateaux laissent affleurer le Quaternaire récent constitué d'alluvions sableuses et d'argiles à graviers.

La pénéplaine cristalline (Fig. 15)

La pénéplaine cristalline béninoise correspond au domaine de l'unité structurale de la plaine du Bénin (Bessoles et Trompette, 1982) d'âge panafricain (500 à 600 Ma). Il est constitué par les formations essentiellement gneissiques comprenant des intrusions granitiques et une succession de massifs basiques et ultrabasiques. Les gneiss sont alcalins ou calco-alcalins

avec notamment des gneiss à biotite, à deux micas, à amphiboles, à grenat et des intercalations d'amphibolites. Les massifs basiques et ultrabasiques comportent des gabbros, des péridotites, des ortho-amphibolites, des ortho-pyroxénites, des grenatites, des épidotites et des serpentines.

3.2.- Ensembles géomorphologiques et géologiques du milieu littoral

En se basant sur les forçages marins qui déterminent son évolution, la zone littorale peut être subdivisée en une partie externe soumise à l'action sous-marine des vagues et des courants induits et en une partie interne évoluant sous l'influence des courants de marée. Du point de vue géomorphologique, la partie externe est constituée par la mer côtière qui recouvre un fond sédimentaire sableux formant l'estran et la plage sous-marine. La partie interne quand à elle, est composée de deux systèmes estuariens supportés par un bâti sédimentaire fait de trois cordons sableux entrecoupés de niveaux vaseux.

3.2.1.- Ensembles géomorphologiques et géologiques de la partie interne

Les systèmes estuariens

Il s'agit de l'estuaire du Mono ou estuaire de l'Ouest et de l'estuaire de l'Ouémé ou estuaire de l'Est.

L'estuaire de l'Ouest (Fig. 16) : il comprend une lagune-vive étroite et allongée parallèlement à la côte appelée *lagune côtière* et une autre plus vaste, pénétrant l'intérieur des terres (*le lac Ahémé*), auxquelles s'ajoutent des lagunes-mortes.

La lagune côtière est constituée d'un chenal étroit de 500 m au maximum de large qui s'étire parallèlement à la côte depuis le village Agbanakin (au voisinage de Grand-Popo) à l'Ouest, jusqu'au village de Togbin à l'Est, à proximité de la ville de Cotonou. La section de ce chenal est très irrégulière et se ramifie souvent entre de nombreux bancs de sable. Les profondeurs varient entre 0 et 6 m. Elle est alimentée par le fleuve Mono et son défluent, la Sazoué.

D'une longueur de 24 km et d'une largeur variant entre 2 et 5,5 km, le lac Ahémé a une superficie de 78 km² à l'étiage et de 100 km² en crue. C'est un plan d'eau encaissé à l'intérieur des terres, avec des rives à parois très abruptes. Les profondeurs sont inférieures à 1,5 m au Sud du lac, elles varient entre 1,5 et 2,5 m au centre et au Nord du lac ; toutefois, à l'entrée du fleuve Couffo qui est son principal tributaire, les profondeurs sont relativement importantes : 3 à 4,5 m (Oyédé *et al.*, 2007).

Les lagunes-mortes ou lagunes anciennes du système de l'Ouest sont de dimensions variables et s'étirent en doigts de gant à l'intérieur du domaine des plateaux. Il s'agit de la lagune Agbananou puis celle de Assogbénu.

Les deux lagunes-vives (*lagune côtière et lac Ahémé*) communiquent entre elles par l'intermédiaire du *chenal Aho* (Fig. 16). Elles sont associées à des marais avec lesquels elles entaillent ou submergent les différents cordons sableux. A l'Ouest du *chenal Aho*, les marais du système sont entretenus par les débordements du fleuve Mono en période de crue et forment une étendue d'eau affleurante ou subaffleurante noyant les cordons sableux. A l'Est de ce *chenal*, les marais sont soit associés à la lagune côtière, soit organisés en une dépression latitudinale – la dépression *Outobo* – rattachée au *chenal Aho* et en relation avec les lagunes-mortes.

Le système estuarien est en interconnexion avec la mer par l'embouchure étroite (entre 100 et 300 m) et mobile appelé *Bouche du Roi*, une mauvaise traduction de l'expression portugaise "*bocca del Rio*" (voir page 55) Il est en continuité hydraulique avec l'estuaire de Sio au Togo par un mince *chenal lagunaire, le chenal de Gbaga* en relation temporaire avec la mer par le biais de la passe d'Aného (Fig. 8).

L'estuaire de l'Ouémé ou estuaire de l'Est (Fig. 16) : comme l'estuaire de l'Ouest, celui-ci aussi comprend une lagune-vive étroite et allongée parallèlement à la côte appelée *lagune de Porto-Novo*, et une lagune plus vaste, pénétrant l'intérieur des terres (*le lac Nokoué*), auxquelles s'ajoutent également des lagunes-mortes.

La lagune de Porto-Novo est la plus orientale des lagunes du milieu littoral béninois. Elle longe la bordure sud du domaine continental sur une distance de 10 km et joue le rôle de relais hydraulique entre l'estuaire de l'Ouémé et celui d'Ogun au Nigéria (Fig.8). Son principal tributaire est le fleuve Ouémé décrit plus haut.

Long de 20 km et large de 11 km, le lac Nokoué est une lagune à contour ovale, à fond très plat (2m de profondeur moyenne) et non encaissé. En conséquence, ses eaux s'étalent largement en période de crue et exposent les populations riveraines aux nuisances d'inondation. Il représente le plan d'eau lagunaire le plus important, non seulement en raison de son étendue, mais aussi de par sa proximité de la ville de Cotonou, la capitale économique du pays.

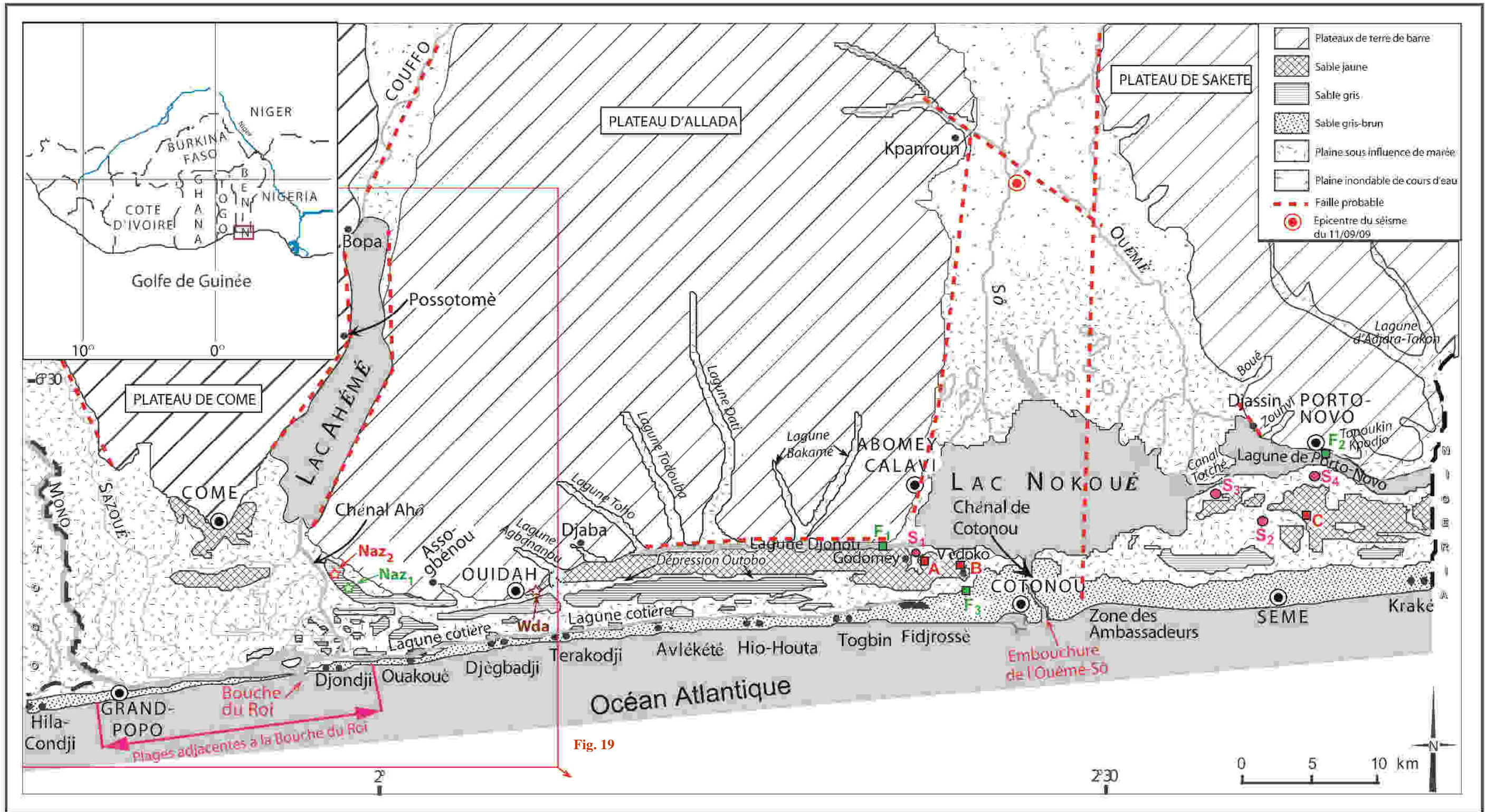


Fig. 19

Naz₁, Naz₂ et Wda : Situation des carrières de Nazounmè et de Ouidah exploitées pour l'étude pédologique (voir photos 9 à 12) ;

S₁, S₂, S₃, S₄, A, B, C, F₁, F₂, F₃ : Localisation des sondages (voir Fig. 26) et des forages (voir Figs 27 et 28) exploités pour l'étude chronostratigraphique

Le lac Nokoué est relié à la lagune de Porto-Novo par le *canal de Totché* et se prolonge vers le Nord par une plaine deltaïque édifiée par le complexe fluvial de l'Ouémé-Sô dont il est tributaire.

Les lagunes-mortes du système de l'Est forment deux séries. La première est constituée des lagunes *Djaba, Toho, Todouba, Dati* et *Bakamè* (Fig.16). Elles sont reliées au lac Nokoué par la *lagune Djonou*. La deuxième série est composée d'une lagune-morte longue et digitée (lagune d'Adjara-Takon) et de trois autres plus petites (*Boué, Zouvi, Donoukin-Kpodjo*), toutes en liaison avec la lagune de Porto-Novo (Fig.16).

Les lagunes-vives et lagunes-mortes sont associées à des marais et zones humides avec lesquels elles entaillent ou submergent les cordons sableux littoraux. L'ensemble du système est en communication avec la mer par une passe tidale appelée chenal de Cotonou ouverte mécaniquement en 1885 et ayant aujourd'hui plus de 200 m de large.

Les cordons sableux (Fig. 16)

Ils sont constitués d'accumulations de sédiments granulaires marins, actuels ou hérités des dernières transgressions quaternaires. Leur morphologie est généralement structurée en corps sédimentaires. On distingue du Nord au Sud, trois générations de cordons sableux (Oyédé, 1991) : *les cordons internes de sable jaune, les cordons médians de sable gris et les cordons actuels et subactuels de sable gris-brun*. La trame géomorphologique actuelle de ces cordons sableux est imprimée par les deux systèmes estuariens du milieu littoral. L'observation de cette disposition géomorphologique montre qu' :

- entre le chenal Aho et celui de Cotonou, les sables jaunes s'étendent continuellement de Ouidah à Cotonou avec des altitudes allant de + 6 à +10 m. Les cordons médians de sable gris se présentent de façon plus ou moins continue. Leur altitude se situe généralement entre 1 et 3 m au-dessus de la mer et exceptionnellement 5 m par endroits. Les cordons de sable bruns sont plutôt étroits avec des altitudes variant entre +1 et +4 m, de la *Bouche du Roi* à Togbin ;
- à l'Ouest du chenal Aho, les sables jaunes se présentent sous forme de buttes d'altitude avoisinant +6 m au Sud de Comè et à Gbèhoué. Les cordons de sables gris ne subsistent que sous forme de levées d'altitudes variant entre +3 et +4 m, car ils se trouvent noyés dans ce secteur par les débordements des eaux fluviales du Mono-Couffo. Quant aux cordons de sables bruns dont la largeur est inférieure à 500 m, ils se terminent sous forme de flèches sableuses à l'embouchure de l'estuaire de l'Ouest ;
- à l'Est du chenal de Cotonou, les sables jaunes ont une extension interrompue par les marais connexes au système lagunaire de l'Est. Ces marais les submergent de toute part, leur

donnant ainsi un aspect déchiqueté. Les altitudes sont de l'ordre de 7 m dans la localité de Dja et de 3 m dans la zone de Djrègbé. D'Ekpè à Sèmè-Kpodji et dans les environs de Kraké, subsistent les restes des cordons médians sous forme de buttes allongées pouvant atteindre 5 m d'altitude. Le cordon de sable brun se présente en bandes de largeur allant de 1 à 2 km avec des altitudes pouvant atteindre 5 m à Cotonou.

Ces différents cordons ont été étudiés par des auteurs tels que [Tastet \(1977\)](#), [Lang et al. \(1988\)](#), [Oyébé \(1991\)](#), [Kaki et al. \(2001\)](#). Le cordon interne est constitué de sables quartzeux moyens à fins, très peu argileux (moins de 10%), plus ou moins classés et assez homogènes. L'argile est essentiellement kaolinitique et les minéraux lourds sont constitués de nombreux minéraux opaques et de minéraux ultrastables (Zircon, disthène et rutile) qui sont le reflet de l'ancienneté du cordon, comparativement aux deux autres (Fig. 16). Le cordon médian est constitué de sables quartzeux moyens à grossiers, bien classés, contenant, en plus des minéraux lourds présents dans les sables jaunes, de faibles indices minéralogiques marquant un apport lointain par les cours d'eau, à partir des roches du socle situé plus au Nord (Fig. 15). Les sables gris-brun de la plage actuelle sont, du point de vue granulométrique, très voisins des sables gris (cordon médian). La composition minéralogique reflète plutôt une rareté en minéraux caractéristiques des sables du premier cordon (cordon interne) et un enrichissement en minéraux du socle (grenat, amphibole, épidote).

3.2.2.- Ensembles géomorphologiques et géologiques de la partie externe

La partie externe est constituée par l'estran et la *shoreface* recouverts par la portion côtière de l'océan atlantique sud. La limite de cet ensemble correspond à la profondeur maximum d'agitation du fond par la houle. Cette profondeur est voisine de -40 m ([Sitarz, 1960](#)).

Les données sur la partie externe du littoral sont anciennes et peu détaillées. La bathymétrie et les faciès sédimentaires de l'ensemble *shoreface* et plateau continental sont connus grâce aux relevés bathymétriques réalisés par le [SHOM \(1962\)](#) et aux sondages ultrasoniques effectués par le [BCEOM \(1974\)](#). Ces travaux montrent que la pente globale de la *shoreface* est inférieure à 1° (moins de 2%) entre 0 et -35 m et qu'entre -35 et -45m, on note une légère rupture de pente (Fig. 17 et Annexe 2). Cette rupture de pente correspondrait d'après [Sitarz \(1960\)](#) à la limite entre la *shoreface* et le plateau continental. Ainsi, à partir des profondeurs voisines de -40 m commence le plateau continental, avec une pente régulière jusqu'aux profondeurs de -110 m où apparaît le talus continental ([BCEOM, 1974](#)).

Sitarz (1960) a effectué des profils cross-shore à Ouidah et à Cotonou (Fig. 18). Ces profils montrent l'existence d'une fosse et d'une barre sous-marine servant de limite entre l'estran et la shoreface. Par ailleurs, ces profils témoignent que la pente de la shoreface est d'abord de l'ordre de 3-4% entre les profondeurs de -2 et -8 m, puis devient beaucoup plus douce au-delà (moins de 2%).

Les données sédimentologiques montrent que l'estran et la shoreface sont globalement sableux ; les dépôts sablo-vaseux étant localisés aux voisinages des embouchures d'estuaires (BCEOM, 1974 ; Fig. 17). Sur la plate forme, les dépôts passent des sables vaseux aux vases sableuses et aux vases au fur et à mesure qu'on évolue vers le large (Fig. 17).

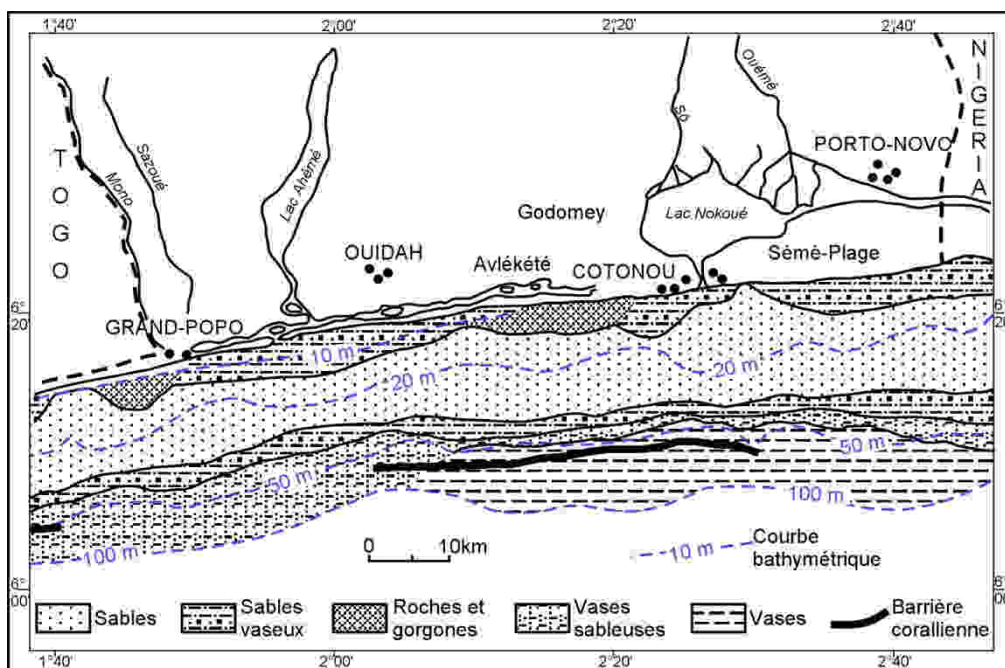


Fig. 17.- Grands traits des faciès sédimentaires de la plage sous marine et du plateau continental béninois (BCEOM, 1974)

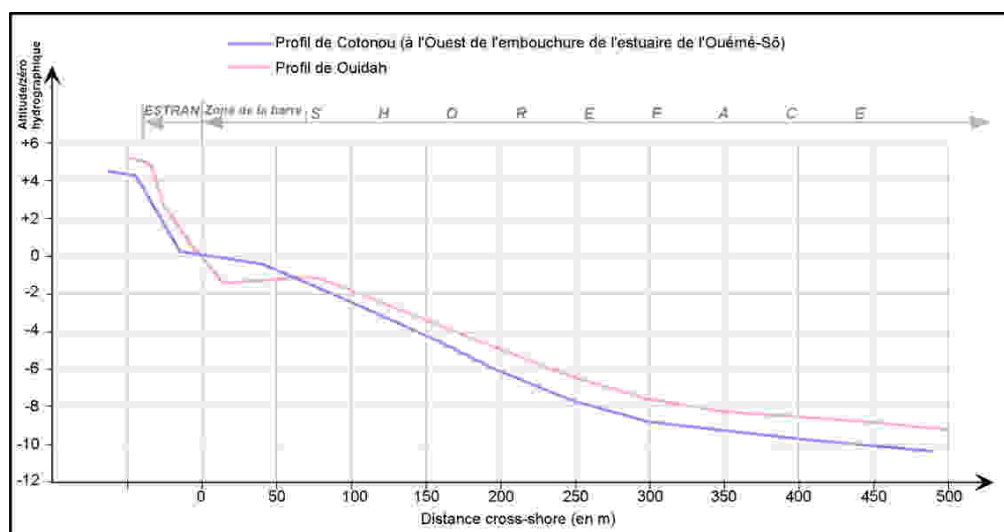


Fig. 18.- Profil de l'estran et de la shoreface à Cotonou et à Ouidah (Sitarz, 1960 ; complété)

3.2.3.- Chronostratigraphie et cadre structural des dépôts du milieu littoral béninois

Les dépôts du milieu littoral béninois forment un empilement sédimentaire quaternaire transgressif sur les formations du domaine des plateaux (cf. rubrique 3.1.). La chronostratigraphie de cet empilement sédimentaire est difficile à réaliser, en raison des phénomènes de cannibalisation et d'imbrication des dépôts d'âges variés, sous l'effet des différents épisodes transgressifs connus au Quaternaire. Ainsi, la stratigraphie des dépôts du Quaternaire récent du milieu littoral du Bénin a été diversement abordée par les auteurs tels que Assemien *et al.* (1970), Germain (1975), Guilcher (1959, 1978), Lang et Paradis (1984), Lang *et al.* (1988), Slansky (1962), Tastet (1977, 1979), etc Nous y reviendrons dans le premier chapitre des résultats.

Par ailleurs, le cadre structural des dépôts littoraux reste encore hypothétique. Toutefois, il faut noter que le contrôle structural de la sédimentation quaternaire semble être mis en évidence aux bordures des plateaux du Sud. En effet, la morphologie presque rectiligne des vallées des cours d'eau (Ouémé, Sô, Couffo) dénote de l'influence de la néotectonique (Lang et Paradis, 1977). De même, l'existence de lagunes (Ahémé, Nokoué), et autres dépressions comblées pourrait-elle correspondre à des zones effondrées. Les sources thermales de Possotomè et de Bopa seraient en liaison avec des failles qui délimiteraient le lac Ahémé (Fig. 16). Les contacts nettement marqués entre les formations tertiaires (des plateaux) et quaternaires (des cordons littoraux) à Djassin et le long de la lagune Djonou semblent traduire les jeux d'accidents tectoniques en bordure sud des plateaux de Sakété et d'Allada (Fig. 16). Slansky (1962), en analysant les coupes de forages, a mis en évidence une faille qui semble être responsable de la déviation du cours du fleuve Ouémé et de l'alignement d'une série de marigots à Kpanroun (Fig. 16).

En tout état de cause, le littoral du Bénin a fait l'objet de deux principales manifestations sismiques qui constituent aujourd'hui les preuves d'une activité néotectonique. La première a été signalée par Gorshkov (1963). La deuxième dont nous même avons été témoin, a eu lieu le 11 septembre 2009 à 4h 10mn. Les ondes sismiques émises par la secousse ont été enregistrées par la station sismique de Lamto en Côte d'Ivoire. L'analyse du signal par la station a montré qu'il s'est agi d'un séisme de magnitude 4,2 sur l'échelle de Richter. Le foyer était situé à 8 km de profondeur et l'épicentre localisé à 6,62°N et 2,42°E (Fig. 16).

4.- Végétation littorale et relations avec les unités géomorphologiques

La flore du milieu littoral béninois appartient au paysage végétal du Dahomey-Gap déterminé par des formations savanicoles intercalées entre les blocs forestiers guinéo-camerouno-

congolais à l'Est et guinéen à l'Ouest. Plusieurs auteurs tels que Mondjannagni (1969), Paradis (1980), Akoègninou (1984, 2004), Adjakidjè (1984), Tossou (2002), Agassounon (2002) ont travaillé sur la végétation du Bas-Bénin. Leurs travaux portent en général sur la botanique, l'ethnobotanique, la palynologie et la dynamique floristique. D'après ces différents auteurs, nous pouvons dire que la végétation du littoral du Bénin est essentiellement constituée de formations hydromorphes évoluant sous la dépendance des conditions hydroclimatiques et pédologiques des sols qui bordent les deux systèmes estuariens décrits ci-dessus. Elle est de ce fait très contrastée d'Ouest et Est ; chacun des deux systèmes estuariens étant caractérisé par une formation forestière climacique propre, à laquelle sont associées des formes dégradées de substitution. Le climax de l'estuaire de l'Ouest est une formation forestière de mangrove qui reflète la forte salinité des sols. Elle est essentiellement constituée de *Rhizophora racemosa* et d'*Avicennia germinans*. La formation climacique associée au système de l'Est est une forêt marécageuse constituée de *Symphonia globulifera*, *Mitragyna ciliata*, *Alstonia congensis* et *Ficus congensis*. Cette formation végétale témoigne de l'influence persistante de l'eau douce continentale.

L'individualisation de deux milieux écologiques distincts au niveau du milieu littoral tient à la différence qui existe d'une part, entre les conditions hydroclimatiques et les paramètres physico-chimiques des eaux, et d'autre part, entre les caractéristiques géomorphologiques des sols solidaires des deux systèmes estuariens. En effet, au niveau du système de l'Est, l'étendue de la lagune Nokoué la plus proche de la mer, la proportion d'eau douce que celle-ci accumule, l'éloignement de la lagune de Porto-Novo de la mer, ..., constituent autant de faits géomorphologiques qui réduisent le marnage et limitent les échanges avec la mer. Au niveau du système de l'Ouest, les échanges sont beaucoup plus actifs du fait de la petite taille du système (volume des eaux) et de sa proximité avec l'océan atlantique. Il en résulte donc des conditions de salinité beaucoup plus faibles dans les sols rattachés au système de l'Est et plus élevées dans ceux liés au système de l'Ouest. Aussi, la forte pluviométrie au niveau du secteur littoral de l'Est assure-t-il un dessalement rapide des sols, d'où l'influence continental plus marquée dans ce milieu, contrairement au secteur littoral de l'Ouest caractérisé par une indigence pluviométrique qui favorise une faible dilution des sols (cf rubrique I.2.1.1.)

A ces formations végétales hydromorphes solidaires des systèmes lagunaires sont intercalées, en bandes plus ou moins allongées, les formations non hydromorphes installées sur les cordons sableux bien exondés. Il s'agit des fourrés à *Dialium guineensis*, *Bridelia ferruginea*, *Manikara obovata*, *Sizygium guineensis*, des cocoteraies à *Cocos nucifera*, à *Elaeis guineensis*, des forêts claires et des savanes à *Lophira lanceolata*.

III.- CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES DE L'ESTUAIRE DU MONO

1.- Introduction

Le système estuarien du Mono-Couffo est l'un des deux estuaires que comprend le littoral du Bénin. Il comprend le cours inférieur du Mono, la lagune côtière, le chenal Aho et le lac Ahémé (Fig. 19), tous associés à un réseau très dense de chenaux de marée anastomosés souvent bordés de palétuviers. Le système est délimité par trois reliefs tabulaires inclinés en pente douce vers le Sud : les plateaux de Comé et d'Allada au Bénin puis celui de Vogan-Attitogan au Togo. Les minces cordons sableux de la plage actuelle (sable gris-brun) constituent les cordons barrières qui séparent le système de la mer.

La fourniture d'eau douce et de sédiments au système est assurée par les fleuves Mono et Couffo (Fig. 13). Le fleuve Mono débouche imperceptiblement dans le système entre les localités de Sè et de Comè (Fig. 19). Le fleuve Couffo quant à lui afflue au nord du lac Ahémé.

Le système effectue, avec la mer, des échanges d'eau et de sédiments, par le biais d'une embouchure complexe appelée "*Bocca del Rio*". La *Bocca del Rio* est une expression portugaise qui désigne l'embouchure d'une rivière. Elle a été utilisée par les portugais pour désigner l'embouchure du fleuve Mono qui est le principal fleuve dont la dynamique hydrologique conditionne celle du système. Cette expression a été mal traduite en français par *Bouche du Roi*. Aussi, parle-t-on souvent des "*Bouches du Roi*" en raison du dédoublement temporaire que connaît parfois cette embouchure. Par la suite, la vénération de l'embouchure a été instaurée, en raison du mythe qui a très tôt entouré ses mouvements d'ouverture et de fermeture (Pliya, 1976).

2.- Dynamique hydrologique de l'estuaire

Les gouvernails hydrologiques de l'estuaire du Mono sont constitués par l'océan atlantique puis les fleuves Mono et Couffo.

L'Océan Atlantique influence l'hydrologie de l'estuaire grâce à la marée dynamique et saline. Bien qu'il n'oscille qu'autour d'un mètre (régime microtidal), le marnage dicte le sens des écoulements dans l'estuaire.

Le fleuve Mono contrôle aussi l'hydrologie de l'estuaire grâce aux variations temporelles de ses débits liquides (Fig. 20). Il faut préciser que le Mono a un régime hydrologique unimodal caractérisé à l'état naturel par un débit d'étiage quasi nul pendant six mois, de décembre à mai, et un débit de crue dont le pic moyen atteint 400 m³/s en septembre-octobre (Fig. 20). En

juillet 1987, dans le but de répondre au besoin sans cesse croissant de demandes énergétiques de leurs populations, le Bénin et le Togo ont construit un barrage hydroélectrique sur le fleuve Mono, à la latitude du village de Nangbéto au Togo (Fig. 13). Depuis lors, l'hydrologie naturelle du fleuve a été perturbée et l'écoulement y est devenu permanent en toute saison (Fig. 20).

Le fleuve Couffo influence lui aussi la dynamique hydro-sédimentaire de l'estuaire, bien que ses écoulements mensuels ne dépasse guère 20 m³/s.

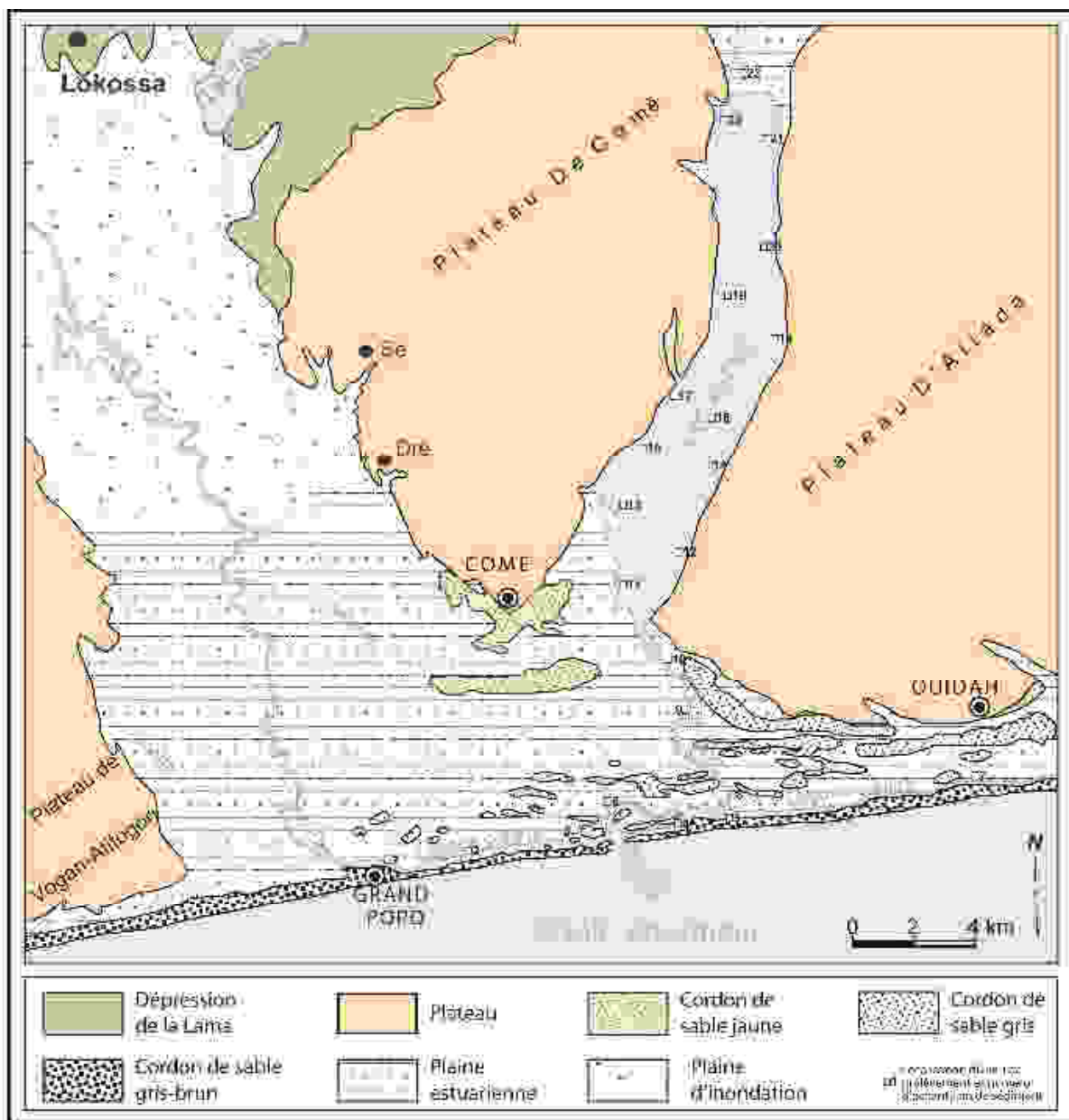


Fig. 19.- Géomorphologie de l'estuaire du Mono (Anthony et al., 1996, complété)

Voir Fig. 16 pour la localisation.

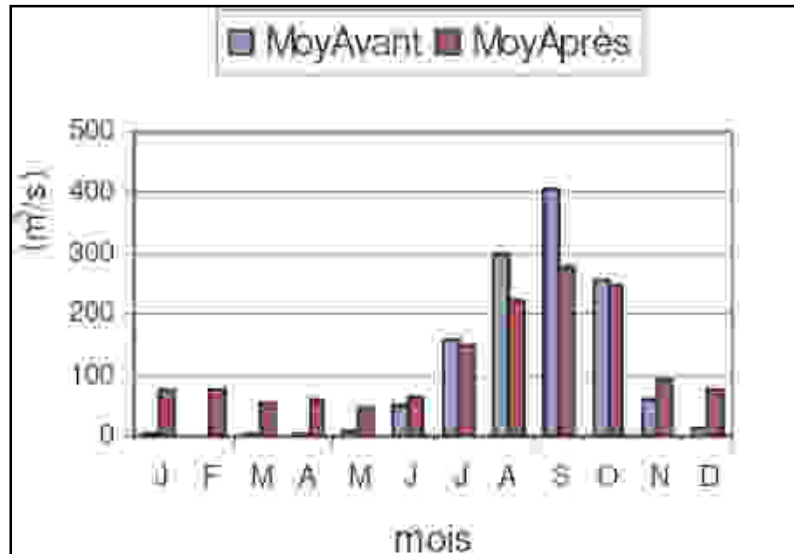


Fig. 20.- Débits moyens mensuels du Mono à Athiémé avant et après la mise en service du barrage hydroélectrique de Nangbéto (Ago, 2005)

Voir Fig. 13 C pour la situation de la localité d'Athiémé

En période de crue du Mono : Que se soit avant ou après la mise en service du barrage, les courants du Mono sont toujours très forts dans l'estuaire, surtout entre août et octobre (Fig. 20). Les eaux de l'estuaire deviennent alors purement douces. Ainsi, à basse marée, la quasi-totalité des eaux du Mono traverse la lagune côtière et se déverse directement en mer par la *Bouche du Roi* (Oyédé, 1983). A haute marée, bien que l'essentiel des eaux du Mono se déversent aussi en mer par la *Bouche du Roi*, une partie remonte le chenal Aho pour se stocker dans le lac Ahémé (Pliya, 1976 ; Oyédé, 1983).

Durant l'étiage du Mono : Avant la mise en service du barrage, du fait qu'aucun apport d'eau douce substantiel n'arrive dans l'estuaire, les échanges hydrologiques s'effectuent quasi exclusivement avec les eaux marines et la salinité dans l'estuaire reste élevée (Oyédé, 1983 ; PNUD, 1987). Après le barrage, sous l'effet de la permanence des écoulements du fleuve Mono et de leur taille (importance), les équilibres d'eaux dans l'estuaire s'effectuent désormais avec un mélange eaux marines - eaux du Mono. Ainsi, le régime d'eau purement marine de l'estuaire en saison sèche avant le barrage fait place à un régime d'eau saumâtre après le barrage (Oyédé, 1983).

Par ailleurs, après la mise en eau du barrage de Nangbéto, l'installation d'un écoulement fluvial d'étiage permanent et non négligeable fait que le niveau d'eau dans l'estuaire est désormais plus élevé à l'étiage qu'auparavant.

En conclusion, avant et après le barrage de Nangbéto, l'estuaire du Mono voit ses eaux s'écouler dans un sens ou dans l'autre en fonction des marées et des saisons hydrologiques des fleuves Mono-Couffo. La salinité des eaux de l'estuaire varie également en fonction des coefficients de marée et des saisons hydrologiques des fleuves Mono et Couffo.

3.- Faciès sédimentaires de l'estuaire

Les sédiments de l'estuaire résultent de l'interaction entre ceux apportés par les fleuves (sables et particules silto-argileux du Mono et du Couffo) et ceux issus des influences marines (apports de sels dissous tels que les sulfates, les chlorures, les carbonates, ... puis floculation et formation de bouchons vaseux). Avant de décrire les faciès sédimentaires des différents compartiments de l'estuaire, nous jugeons donc utile de donner un aperçu sur la morphologie du lit du Mono et la nature des sédiments drainés par ce fleuve qui constitue le principal tributaire de l'estuaire.

3.1.- Caractères morphologiques et faciès sédimentaires du lit du fleuve Mono

3.1.1.- Morphologie du lit fluvial

A l'aval de Nangbéto, la vallée du Mono se divise en deux principaux secteurs (Fig. 13).

- la zone du socle : du Nord-Togo jusqu'à Aplahoué, le Mono traverse le socle cristallin granito-gneissique avec une vallée en U caractéristique, évoluant localement par sapement latéral. Le profil en long a une pente moyenne voisine de 2‰ (Rossi et Antoine, 1990). Il est constitué d'une suite de biefs et de rapides qui introduisent des variations de pentes pouvant atteindre 5%, surtout vers la sortie de la zone du socle (Rossi et Antoine, 1990).

- la plaine inondable : à partir d'Aplahoué (Fig. 13), le fleuve Mono pénètre dans le bassin sédimentaire côtier. Il traverse les plateaux d'Aplahoué et de Kouvé et atteint la zone de la Lama à Lokossa (Figs. 13 et 19) : c'est le début de la plaine inondable du fleuve. Sa vallée s'élargit en une vaste dépression marécageuse (de près de 8 km de large), en raison du contexte géologique de la zone de la Lama (cf rubrique I.3.1.2.). Ainsi, à un lit majeur calibré à méandres inscrits de la zone du socle, succède un large bas-fond inondable sans limites précises, aux multiples chenaux de crue et marigots de débordement. La pente longitudinale ici n'est que de l'ordre de 0,1% (Rossi et Antoine, 1990). La quasi-absence d'une pente transversale et la nature imperméable du substratum de la Lama traduit l'état du mauvais drainage de cette zone et son caractère marécageux dès les premières pluies.

Au total, au vu de sa forme, de sa nature géologique et de son pendage quasi-nul, la plaine inondable fonctionne comme un bassin de stockage des crues et des alluvions les plus grossières. Elle est imperceptiblement raccordée à l'estuaire entre Sè et Comè.

3.1.2.- Charge sédimentaire et caractéristiques des sédiments de fond

Les mesures de turbidité effectuées par ORSTOM à Corrèkopé de 1965 à 1967, à 40 km au Nord du barrage de Nangbéto ont permis d'évaluer à 950.000 tonnes les apports moyens annuels de sédiments en suspension du fleuve Mono ; la charge totale théorique (transport sur le fond et en suspension) étant évaluée à 1.800.000 m³/an (Rossi et Antoine, 1990). Cette charge sédimentaire évaluée au Nord du Togo (à Corrèkopé) ne parvient pas intégralement à l'estuaire, car une grande partie des sédiments se dépose dans la plaine d'inondation. Aussi, la charge de fond évolue t-elle vers l'aval par les processus de charriage, de dépôt temporaire (bancs de chenaux) puis de reprise. La quantité de sables qui aboutit à la *Bouche du Roi* a été estimée à 100 000 m³/an (PNUD, 1987).

Du point de vue granulométrique, les résultats d'analyses effectuées par Rossi et Antoine (1990) montrent que les proportions des différentes classes de sédiments présents dans le lit du fleuve varient suivant la situation morphologique du lieu de prélèvement. Dans le lit majeur, les marigots de débordement concentrent de fortes proportions de silts (jusqu'à 95% des sédiments). Dans le lit mineur par contre, on rencontre exclusivement des sables et des graviers dont les diamètres diminuent régulièrement d'amont en aval (Fig. 21).

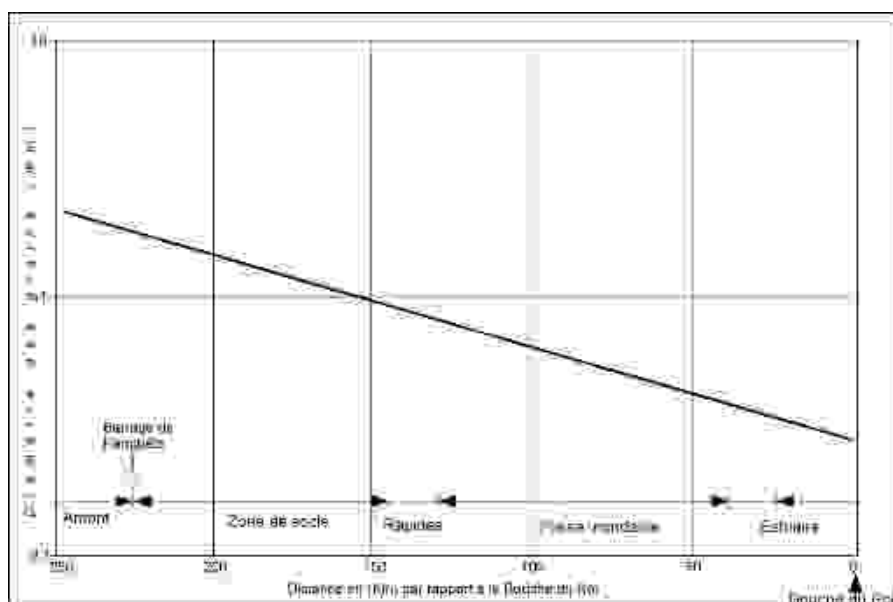


Fig. 21.- Echelonnement des diamètres moyens des sables le long du fleuve Mono (Rossi et Antoine, 1990)

3.2.- Description des sédiments des différents compartiments de l'estuaire

Les sédiments de l'estuaire du Mono sont actuels ou subactuels. Ils sont constitués de particules de granulométrie et minéralogie variables. Leurs caractéristiques ont été finement étudiées par [Oyéde \(1983 et 1991\)](#) et sont résumées ci-dessous.

3.2.1.- Faciès, granulométrie et minéralogie des sédiments du lac Ahémé et du chenal Aho

Le lac Ahémé se comporte comme un bassin de décantation dans lequel les sédiments grossiers se déposent en bordure et les plus fins au centre. Les dépôts du centre du lac Ahémé sont dominés par les vases. Au fur et à mesure qu'on évolue vers les périphéries, les vases passent progressivement aux vases sableuses, puis aux sables vaseux et enfin aux sables francs (Fig. 22).

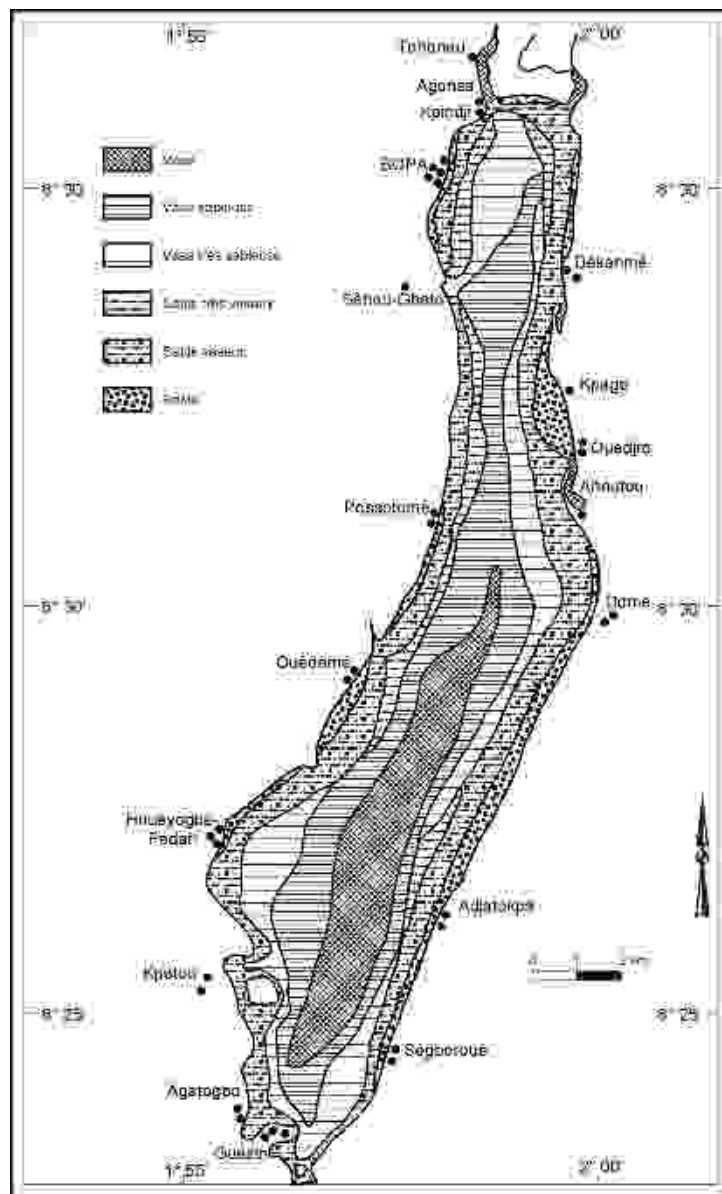


Fig. 22.- Carte des lithofaciès du lac Ahémé ([Oyéde, 1983](#))

L'analyse granulométrique des sédiments prélevés dans le lac Ahémé et dans le chenal Aho montre une grande variation dans la taille des particules, en fonction du lieu de prélèvement. D'une manière générale, ces sédiments sont constitués de sables, de silts et d'argiles (Tableau 1). Du point de vue minéralogique, les sédiments sont constitués de quartz, de minéraux lourds et de minéraux argileux mélangés aux sels (halite et gypse notamment) et à de la matière organique. Les proportions de ces constituants sont également très variables en fonction du lieu de prélèvement. Les quartz sont recouverts de grands placages de silice amorphe, témoin du mélange entre les eaux marines et fluviales au sein du lac et du chenal Aho.

L'analyse des minéraux lourds montre une diminution progressive des minéraux instables du socle (amphiboles, grenats) au fur et à mesure qu'on évolue du chenal Aho vers le Nord du lac (Tableau 2). Les minéraux argileux montrent une tendance à la prédominance des smectites au Nord du lac Ahémé, une augmentation progressive de la kaolinite et l'apparition de l'illite vers le Sud. Les teneurs en matière organique (MO) sont de l'ordre de 0,6 à 17% dans les sédiments. Les faibles teneurs en MO correspondent toujours aux faciès sableux et les fortes teneurs se rencontrent dans les vases.

Tableau 1.- Nature et granulométrie des sédiments des fonds du chenal Aho et du lac Ahémé (Oyéde, 1991)

N° d'échantillon (cf. Fig. 19)	Sable (%)	Silts (%)	Argiles (%)	Nature du sédiment
8	84,3			Sable
9	93,4			Sable
10	93,5			Sable
11	61,7	21,2	17,1	Sable silto-argileux
12	84,3			Sable
13	15	32	53	Argile silto-sableuse
14	63,3	25,5	12,3	Sable silto-argileux
15	89			Sable
16	27,8	28,7	43,5	Argile silto-sableuse
17	95,4			Sable
18	88,9			Sable
19	14,7	28,3	56	Argile silto-sableuse
20	95,2			Sable
21	92,4			Sable
22	53,2	20,4	27,3	Sable argilo-silteux
23	4,5	52,5	43	Silt argilo-sableux

Tableau 2.- Proportions des minéraux lourds des sédiments des fonds du
chenal Aho et du lac Ahémé (Oyéde, 1991)

N° d'échantillon (Cf. Fig. 19)		Minéraux (%)			
		9	11	14	23
Teneurs pondérales		1,5	0,3	0,6	1,1
A	Minéraux opaques	38,3	62,3	42,7	68,9
B	Rutile	0,3	2,6	11,2	3
	Sphène	0,3	2,2	0,5	1,4
	Zircon	0,9	26,5	32,6	40,6
	Tourmaline brune	2,2	4	7,3	0,9
C	Disthène	2,8	4,4	11,9	6
	Sillimanite	0,6	0,3	4	1,7
	Staurotide	8,4	15,7	5,8	0
	Andalousite	1,5	1,9	3,5	2,5
D	Epidote	39	31,4	17,9	41,9
	Grenats	12,3	3,3	2,7	2,3
	Hornblende verte	19,7	7,7	1,8	0,4

A.- Minéraux opaques ; B.- Minéraux ultra-stables : rutile, Sphène, zircon, tourmaline brune ; C.- Minéraux modérément stables : disthène, sillimanite, staurotide, andalousite ; D.- Minéraux très fragiles : épidote, grenats et hornblende verte.

La teneur pondérale est le pourcentage des minéraux lourds dans la fraction de sable considérée (0,063 à 0,5 mm). Les pourcentages des minéraux opaques sont donnés par rapport à ceux de tous les minéraux lourds isolés ; ceux des autres minéraux par rapport aux minéraux transparents.

3.2.2.- Faciès, granulométrie et minéralogie des sédiments de la lagune côtière

A partir des carottages de 1 à 2 m de profondeur effectués en bordure de la lagune côtière, des sédiments ont été prélevés et analysés par Oyéde (1991). Ces analyses montrent que les sédiments des bordures de la lagune côtière passent des argiles très riches en matière organique (vases) en surface aux sables parfois très francs en profondeur (Tableau 3). Toutefois, des poches de vases d'épaisseurs très considérables sont très fréquentes, notamment dans les secteurs où se développent des rhizophoras. Les sédiments sont très mal classés (plusieurs stocks granulométriques) et immatures (grand étalement des courbes granulométriques souvent polymodales). Il s'agit des sédiments constitués toujours d'un mélange de populations (fine, grossière, et parfois très grossière), en raison de divers courants (marins et fluviaux) responsables de la dynamique hydrosédimentaire de ce milieu de mangrove.

L'étude des minéraux lourds montre une abondance de minéraux fragiles (amphiboles et grenats) entre Grand-Popo et la *Bouche du Roi* et leur diminution au-delà (Tableau 4) ; ce qui prouve que l'essentiel des apports détritiques du fleuve Mono se déverse en mer au niveau de la *Bouche du Roi*.

Les minéraux argileux présents dans les sédiments sont constitués de montmorillonite (38 à 58% des minéraux argileux), de kaolinite (35 à 50%) et d'illite (6 à 13%). Les sels sont concentrés dans les vases et vases sableuses qui servent au développement des rhizophora. Ils comprennent la pyrite, la jarosite, la halite (sel gemme) et le gypse. Les teneurs en matière organique sont relativement importantes.

Tableau 3.- Nature et granulométrie des sédiments carottés en bordure de la lagune côtière (Oyéde, 1991)

N° d'échantillon (cf. Fig. 19)	Profondeur de prélèvement	Sable (%)	Silts (%)	Argiles (%)	Nature du sédiment
1	10 cm	6	40		Argile silteuse
	20 cm	7	43		Argile silteuse
	60 cm	83			Sable
2	40 cm	83	11	5	Sable
	80 cm	87	4	9	Sable
3	90 cm	79	4	17	Sable
4	50 cm	20	35	4	Argile silto-sableuse
	140 cm	80			Sable
5	90 cm	87	7	6	Sable
	180 cm	65	18	17	Sable silto-argileux
6	30 cm	90	3	7	Sable
	90 cm	90	3	8	Sable

Tableau 4.- Proportions des minéraux lourds des sédiments carottés en bordure de la lagune côtière (Oyéde, 1991)

N° d'échantillon (Cf. Fig. 19)		1	2	3	4	5	6	7
Minéraux (%)								
Teneurs pondérales		2,4	3,7	3,1	2,2	2,7	2,9	2
A	Minéraux opaques	18	12	15	21	15,7	31	39
B	Rutile	0,8	3	4,5	1,9	5,2	5	7
	Sphène	0	0,6	1,3	0	5	0	2
	Zircon	6	3,9	7	21	14	17	28
	Tourmaline brune	2	5	4	0,8	2,9	8,5	0,7
C	Disthène	6,9	6	5	3,7	11,5	8	17
	Sillimanite	3,7	1,9	4	0,9	3,9	8,4	5,5
	Staurotide	0,8	3,8	5	5,7	6,9	15	3,9
	Andalousite	0,3	4	1,3	5,2	7,9	1,2	6,8
D	Epidote	30	25	11	19	21	18,5	19
	Grenats	7,2	6,1	10,2	8,3	3,6	5,4	3
	Amphiboles	42	39	41	32	17,7	12	6,1

A.- Minéraux opaques ; B.- Minéraux ultra-stables : rutile, Sphène, zircon, tourmaline brune ; C.- Minéraux modérément stables : disthène, sillimanite, staurotide, andalousite ; D.- Minéraux très fragiles : épидote, grenats et amphiboles.

La teneur pondérale est le pourcentage des minéraux lourds dans la fraction de sable considérée (0,063 à 0,5 mm). Les pourcentages des minéraux opaques sont donnés par rapport à ceux de tous les minéraux lourds isolés ; ceux des autres minéraux par rapport aux minéraux transparents.

IV.- CONCLUSION

La zone litorale béninoise comprend un domaine paraliq ou zone margino-littorale (constitué de deux systèmes hydrosédimentaires de type estuarien) à l'arrière d'un domaine de plage (aérienne et sous marine). Il constitue le siège d'une sédimentation détritque très active qui résulte de la conjonction des apports solides fluviatiles et marins. Son évolution, toujours très rapide à l'échelle des temps géologiques est rythmée par les conditions climatiques et météo-marines.

Nous venons ainsi de présenter le littoral béninois dans lequel est inféodé l'estuaire du Mono. Les caractéristiques hydrologiques et sédimentologiques de l'estuaire ont été également décrites. Dans la suite, nous présentons les données exploitées et la méthodologie adoptée pour étudier l'évolution quaternaire de cet estuaire et la dynamique actuelle de ses cordons barrières.

Chapitre 3

MATERIELS ET METHODES

Pour répondre aux questions soulevées dans la problématique de cette étude, trois principaux objectifs ont été dégagés. Il s'agit de :

- reconstituer l'évolution géologique de l'estuaire du Mono en relation avec la paléogéographie de l'environnement littoral dans lequel évolue actuellement l'estuaire (objectif 1) ;
- analyser l'évolution des conditions de vents et de houles qui rythment la dynamique des plages de l'ensemble du littoral béninois (objectif 2) ;
- étudier le phénomène de migration de la *Bouche du Roi*, la dynamique des plages impliquées et les facteurs mis en cause (objectif 3).

Pour atteindre chacun de ces objectifs, diverses données ont été exploitées grâce à une méthodologie spécifique à chaque objectif.

I.- ESQUISSE DE LA PALEOGEOGRAPHIE QUATERNAIRE DE L'ESTUAIRE DU MONO

Dans le but de retracer l'évolution de l'estuaire à l'échelle géologique, nous avons tenté la reconstitution de l'histoire paléogéographique quaternaire du milieu littoral dans lequel l'estuaire est inféodé. Mais cet exercice s'est heurté d'une part, à l'absence de la matière organique au sein d'un des cordons littoraux béninois (le cordon de sable jaune) et d'autre part, aux limites de la technique de datation au ^{14}C . Pour tenter de contourner ces difficultés, les données préexistantes ont été d'abord exploitées : il s'agit des coupes de sondages et des données de datations ^{14}C . Nous avons ensuite étudié l'évolution pédologique des différents cordons du littoral béninois. Enfin, une nouvelle technique de datation a été expérimenté (la datation par luminescence).

Les coupes de sondages exploitées : nous avons rassemblé et analysé les coupes des divers forages et sondages profonds réalisés dans le milieu littoral béninois, soit dans le cadre de l'alimentation en eau de la population de Cotonou et environs, soit pour la construction d'ouvrages socio-économiques (routes, ponts, échangeurs, etc.).

Aussi, ont-elles été exploitées dans le cadre de ce travail, les coupes des petits sondages exécutés çà et là pour la recherche de gisements de sable fossile utilisé actuellement au Bénin comme substitut au sable marin, afin de freiner la vitesse de l'érosion côtière. Une bonne

partie de ces petits sondages étant implantée et suivie par nous même, nous avons établi des logs sur place et récolté des échantillons pour des analyses granulométriques.

Les opérations des sondages de recherches de sable fossile étaient réalisées à l'aide d'un équipement de forage manuel par tubage de soutènement (Photo 2). Cette sondeuse comprend une poulie solidaire d'un système de trépied, une tarière, une soupape et des tubes PVC (dont l'un présente un bout muni de dentelles en fer inoxydable). Pour débiter le sondage, la tarière est d'abord enfoncée au sol, grâce à des mouvements de rotation manuelle autour du tourne-à-gauche de la tarière. Un trou se crée par attaque de sédiments au droit de la tarière. Le tube PVC à dentelles est ensuite introduit dans le trou au moyen d'un collier. La soupape, rattachée à une corde bien longue, est introduite dans le tube PVC. Elle est alternativement soulevée et abaissée manuellement, au moyen de la poulie, pour permettre de dégager les déblais du fond du trou. Au fur et à mesure que le trou s'approfondit, la longueur de la tarière est complétée par des tiges et d'autres tubes PVC sont emboîtés au premier enfoncé.



*Photo 2.- Images montrant les opérations de sondage de recherche de sable fossile dans la localité de Boué à Porto-Novo
Clichés LAIBI Raoul, 12/09/2009*

Les données pédologiques : l'objectif de la reconstitution de l'histoire géologique de l'estuaire du Mono a conduit à l'analyse de la pédogenèse des sols des trois cordons sableux

identifiés au niveau de la zone littorale. Pour ce faire, les carrières ouvertes sur les cordons de sables jaunes et de sables gris ont fait l'objet de plusieurs visites de terrain. Les fronts de taille ont été rafraîchis afin de mieux exposer leurs parois. De petits sondages à la tarière ont été parfois nécessaires pour examiner les niveaux inférieurs saturés d'eau (Photo 3). Des prélèvements d'échantillons de sédiments ont été effectués dans les différents horizons pédologiques distingués. Ces échantillons ont servi pour des analyses granulométriques et de minéraux lourds.



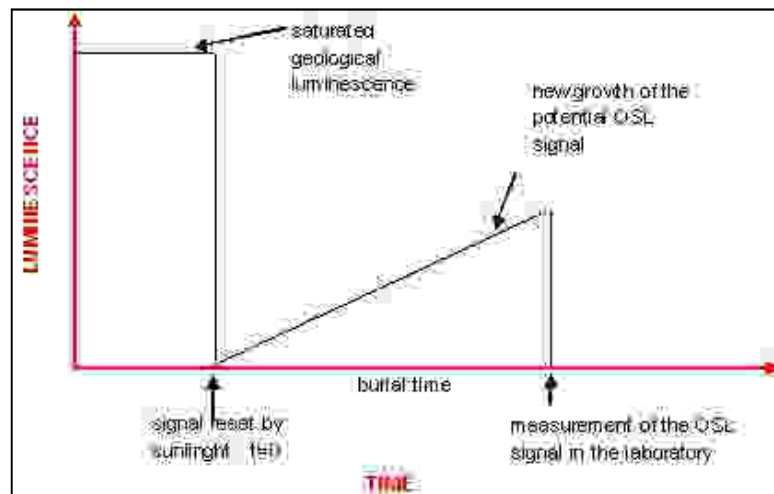
*Photo 3a.- Sondage des niveaux inférieurs des sables jaunes dans la sablière de Ouidah
Cliché LAIBI Raoul, 15/12/2009*

L'étude des minéraux lourds comprend trois phases : l'extraction, le montage et l'observation. L'extraction consiste à séparer, au moyen du bromoforme, les minéraux lourds et légers contenus dans trois fractions granulométriques (refus de tamis de maille 0,250 mm, 0,125 mm et 0,063 mm) de chaque échantillon. Ces différentes fractions granulométriques sont obtenues grâce à une analyse granulométrique qui sera décrite plus loin. Les minéraux lourds ainsi recueillis sont ensuite séparés en minéraux magnétiques et non magnétiques à l'aide d'un aimant. On procède enfin au montage de chaque espèce (magnétique ou non magnétique) de minéraux lourds entre lame et lamelle dans du Baume de Canada, pour des observations au microscope polarisant.

La datation par luminescence : c'est une forme de géochronologie basée sur la mesure de l'énergie photonique accumulée dans les sédiments. En effet, les éléments radioactifs des

familles de l'Uranium, du Thorium, du Rubidium et du Potassium sont présents naturellement et en très faible quantité dans tous les sédiments. La désintégration radioactive de ces éléments est accompagnée d'une libération d'énergie, dont une partie est absorbée et stockée par les minéraux environnants tels que le quartz et le feldspath potassique. Ces minéraux sont qualifiés de véritables chronomètres « luminescents », car la quantité d'énergie qu'ils accumulent est fonction de la dose d'irradiation reçue annuellement (DIA) et de la durée d'exposition (DE). Aussi, lorsqu'ils sont soumis à une excitation lumineuse, l'énergie accumulée dans leurs réseaux cristallins est libérée sous forme d'une émission lumineuse : c'est la luminescence stimulée optiquement ou OSL. Cette libération d'énergie peut également se produire par stimulation thermique : on parle de la thermoluminescence (TL).

La datation par luminescence est fondée sur l'hypothèse que les chronomètres « luminescents » à dater ont été exposés au moins une fois à la lumière naturelle (du soleil), soit au moment de leur transport et de leur dépôt (sédiments éoliens) ou à la faveur du retrait de l'eau après leur sédimentation (dépôts de milieux aquatiques). Cette condition d'exposition préalable à la lumière naturelle (soleil) est nécessaire pour provoquer la libération de l'énergie accumulée par les chronomètres bien avant leur dépôt : c'est *la remise à zéro ou blanchiment solaire du chronomètre luminescent*. Après cette initialisation (remise à zéro), la quantité d'énergie radioactive emmagasinée par un chronomètre sera fonction de l'âge de son dépôt (AD).



Principe de la datation par luminescence.

Source : http://www.ounjougou.org/sec_env/env_main.php?lang=fr&sec=env&sous_sec=chr&art=chr&art_titre=OSL

Dans cette hypothèse, connaissant la quantité moyenne Q d'énergie OSL libérée par les chronomètres d'un sédiment, l'âge de dépôt (AD) peut être calculé à partir de la formule :

$$AD \text{ (ans)} = Q \text{ (Gray)} / DIA \text{ (Gray/an)}$$

Le cordon de sable jaune à dater a fait l'objet de prélèvements nocturnes (entre 19 et 20 h), afin d'éviter le blanchiment accidentel des échantillons par le rayonnement solaire. Les prélèvements ont été effectués dans la carrière de Ouidah (X = 401769 ; Y = 703190), successivement à 0,5 m, 1 m et 1,5 m de profondeur par rapport à la surface topographique de l'affleurement considéré (Photo 3b). Les échantillonnages sont réalisés au moyen de six petits tubes cylindriques enfoncés dans le front de taille initialement rafraîchi (Photo 3b).



Photo 3b.- Un front de taille dans la carrière de Ouidah montrant les points de prélèvements des sables jaunes et les échantillons conditionnés pour la datation OSL

II.- ANALYSE DE L'EVOLUTION DES CARACTERISTIQUES DES VENTS, DES HOULES ET DES COURANTS DE DERIVE

1.- Données exploitées

L'évolution des vents soufflant sur le littoral a été analysée. Les mêmes données de vents ont par ailleurs servi pour examiner l'évolution des caractéristiques de la houle qui rythme la dynamique des plages du littoral béninois. Les données de vents exploitées proviennent de la station de l'aéroport de Cotonou et sont obtenues auprès de l'Agence de Sécurité de la Navigation Aérienne (ASECNA). Il s'agit des vitesses moyennes mensuelles et des directions de vents mensuellement dominantes. La station enregistreuse est installée en bordure de mer

et équipée d'un anémomètre fixé à un mât dont la longueur a varié dans le temps : 15,5 m depuis l'ouverture de la station (juillet 1952) jusqu'à mars 1971 ; 11 m d'avril 1971 à juin 1999 ; 10 m depuis juin 1999. L'altitude du sol au point d'ancrage est de 3,90 m par rapport au zéro marin.

L'altitude de référence pour les enregistrements des conditions météorologiques est de 10 m. Toutefois, pour des altitudes inférieures ou égales à 20 m, le manuel d'ingénierie côtière recommande la relation suivante entre la vitesse du vent à 10 m d'altitude et celle du vent à une autre altitude z (US Army, 2003 in Zamani *et al.* 2008) :

$$U_{10} = U_z \left(\frac{10}{z} \right)^{1/7}$$

Aussi, entre les altitudes de 10 m et de 19,5 m, la correspondance suivante est-elle souvent utilisée entre les vitesses de vent : $U_{19,5} = 1,08U_{10}$ (Lejeune, 2005).

Les vitesses de vents utilisées ici ont été rapportées à 10 m d'altitude par rapport au zéro marin. Aussi, avant d'être utilisées pour estimer les caractéristiques de la houle et des courants, les données de vents ont-elles d'abord fait l'objet d'une analyse statistique afin d'apprécier les changements éventuels intervenus dans le rythme de leur occurrence depuis 1952.

2.- Analyse statistique des données de vents

Les moyennes mensuelles des vitesses de vent ont fait l'objet d'une analyse statistique par la méthode bayésienne afin d'apprécier leur variabilité dans le temps.

La méthode bayésienne a été utilisée sous l'hypothèse que la genèse des vents à partir des champs de pressions constitue un processus purement aléatoire. Nous postulons alors que les vitesses moyennes mensuelles des vents sont indépendantes et identiquement distribuées (hypothèse iid). Elles constituent des observations répétées dans le temps et forment en conséquence une série stochastique temporelle à temps discret.

Cette méthode nous paraît convenable car il n'existe pas une corrélation évidente entre les amplitudes successives de houles générées par les vents (Goda, 1976). Aussi, les méthodes stochastiques sont-elles souvent utilisées pour étudier les caractéristiques de la houle (Agrawal and Deo, 2002).

Nous postulons également que la loi génératrice de la population (les vitesses moyennes mensuelles des vents) est une loi normale. Ce postulat est fait suite à un test de normalité

(annexe 3, rubrique d) réalisé sur les observations avec le logiciel STATISTICA 6. En effet, si les fréquences des observations d'une variable (ici les vents) suivent parfaitement une distribution normale, la moyenne, le mode et la médiane sont assez identiques, les coefficients d'aplatissement et d'asymétrie se situent dans l'intervalle [-2, 2].

Il s'agit pour nous de vérifier avec cette méthode, si l'ensemble des valeurs de vitesses de vent relevées depuis juillet 1952 a été produit suivant "la même cadence". En d'autres termes, voir s'il a eu ou non une rupture (changement de comportement) dans cette série chronologique.

En admettant l'hypothèse iid et de normalité, l'existence d'une rupture suppose l'existence de deux familles d'observations, toutes générées par des lois normales de moyennes et/ou de précisions différentes. La date de rupture la plus probable est la date de rupture véritable. Elle indique l'instant à partir duquel la loi normale (de moyenne $\mu_{z[1]}$ et de précision $\tau_{uz[1]}$) qui générerait les observations avant la rupture a été changée sous l'effet d'un événement soudain qui modifie durablement le rythme de l'observable. Les observations après la rupture sont alors régies par une autre loi normale de moyenne $\mu_{z[2]}$ et de précision $\tau_{uz[2]}$

La significativité de cette rupture, donc du changement de la loi normale initiale, dépend fondamentalement de l'intervalle de distribution des moyennes et précisions respectives des deux lois normales génératrices des observations d'avant et d'après rupture.

3.- Détermination des hauteurs moyennes mensuelles des houles significatives

La méthode du *wave hindcasting* a été utilisée à partir des vitesses moyennes du vent pour estimer les valeurs moyennes mensuelles des hauteurs significatives des houles. En effet, les houles sont créées par les vents et les tempêtes au large, et la localisation (ou la zone) du transfert de l'énergie du vent vers la houle s'appelle le *fetch*. Dans cette génération de houle par le vent, des trains de plusieurs périodes sont créés, leur amplitude allant croissant avec la vitesse U du vent et sa durée d'action dans la zone de transfert (Fig.23 a).

Pour une vitesse de vent déterminée, l'amplitude des houles créées croît en fonction de la longueur F du fetch pour atteindre une valeur maximale à la sortie de cette zone d'action des tempêtes (Lejeune, 2005). Sur les océans bien vastes et dont la surface est bien dégagée, le vent peut imprimer toute son énergie à la houle sur une distance qui correspondra au fetch maximal. L'amplitude de la houle formée à la sortie du fetch peut alors atteindre une valeur limite (Fig. 23 b). Dans ce cas, on dit que la mer est complètement développée (*Full Developed Sea FDS* ou *Fully Arisen Sea FAS*) et le fetch correspondant s'appelle le F_{FAS} ou

F_{FDS} . Lorsque l'océan est moins grand ou lorsque sa surface est parsemée d'îles, le vent n'est pas complètement déployé car le fetch est limité. L'état de la mer correspond alors au *Fetch-limited Sea*.

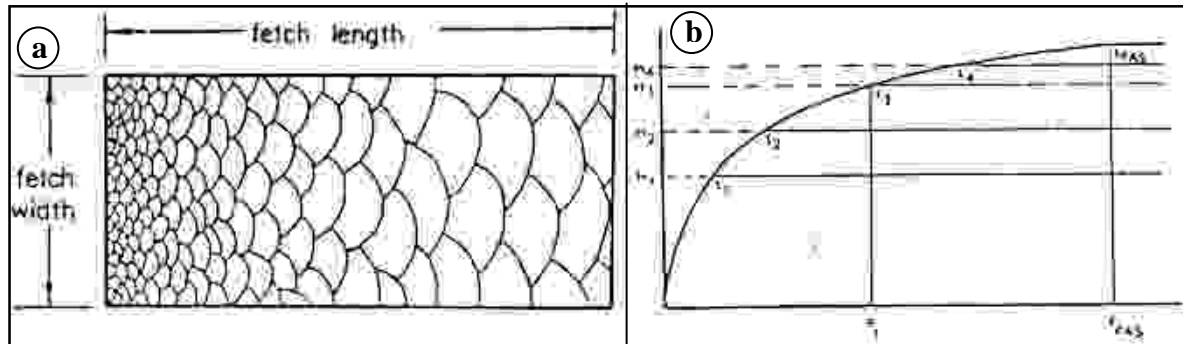


Fig. 23.- Impression des vagues dans un fetch (a) et accroissement de l'amplitude de la houle avec le fetch, dans le cas d'une mer complètement développée (b). In [Lejeune, 2005](#).

Plusieurs relations ont été établies entre les caractéristiques de la houle au large, la vitesse U du vent générateur et la longueur F du fetch. La première relation, basée sur la théorie de spectre de houle, a été établie par [Pierson et Moskowitz \(1964\)](#) pour les états de mer complètement développée (*Full Developed Sea FDS*). Elle est appelée *PM spectrum theory*. La deuxième basée aussi sur la théorie de spectre de houle, est celle de JONSWAP (Joint North Sea wave Project). Elle représente une extension du *PM spectrum* aux conditions de *Fetch-limited Sea*. C'est la théorie de *JONSWAP spectrum* développée par [Hasselmann et al. \(1973\)](#).

D'autres comme [Scott \(1965\)](#), [Mitsuyasu \(1972\)](#), [Goda \(1985\)](#), [Bouws et al. \(1985\)](#) ont travaillé sur la prévision (*forecasting*) ou la détermination à posteriori (*hindcasting*) des caractéristiques de la houle significative en se basant sur l'une ou l'autre des théories ci-dessus énumérées.

Les caractéristiques de l'océan atlantique sud (grande étendue, surface dégagée) nous ont conduit à considérer les conditions de *Full Developed Sea* pour apprécier l'évolution des caractéristiques de la houle significative au large du golfe de Guinée.

D'après la théorie spectrale de Pierson et Moskowitz, la hauteur significative de la houle dans les conditions de *Full Developed Sea*, est exprimée par la relation suivante :

$$H_{1/3} = 0,0185U_{19,5} \text{ où :}$$

$H_{1/3}$ (en pieds) est la hauteur significative de la houle au large.

$U_{19,5}$ (en nœud) est la vitesse du vent enregistrée en bordure de mer, à 19,5 m d'altitude.

Carter (1982), rapporté par Woolf (2005), propose une généralisation de la théorie spectrale de JONSWAP et établit les relations suivantes :

- pour les conditions de *Full Developed Sea* : $H_{1/3} = 0,0246U_{10}$ ($H_{1/3}$ en m et U_{10} en m/s).
- pour les conditions de *fetch-limited sea* : $H_{1/3} = 0,0163F^{0,5}U_{10}$ ($H_{1/3}$ en m, U_{10} en m/s et F est la longueur du fetch en Km).

Günaidyn (2008), à partir de l'analyse des données enregistrées au large de l'océan atlantique Nord (au large de Virginie et Caroline), montre que, dans les conditions de *Full Developed Sea*, la moyenne mensuelle de la hauteur de la houle significative est fonction des caractéristiques du vent, mais aussi de la température moyenne mensuelle et de la pression atmosphérique au-dessus de la mer.

Le Roux (2009) à travers un raisonnement mathématique basé sur le théorème de Bernoulli, montre que le développement de la houle au large est fonction, non seulement des caractéristiques du vent (vitesse, fetch), mais aussi d'autres conditions atmosphériques telles que la densité de l'air, la température et la pression au dessus de l'eau de mer ainsi que le poids volumique de cette dernière.

Andreas et Wang (2007), en se basant sur leurs travaux sur la côte nord-est des Etats-Unis, ont montré que la théorie de JONSWAP étendue par Carter (1982) aux conditions de *Full Developed Sea* sous-estime les caractéristiques significatives de la houle pour les vitesses de vent inférieures à 8 m/s et surestime celles de la houle générée par les vents de vitesses supérieures à 10 m/s. Ils montrent que l'estimation judicieuse des caractéristiques de la houle est liée à la prise aussi en compte de la profondeur D de l'océan dans le zone du fetch et d'une vitesse limite de 4 m/s au-delà de laquelle les caractéristiques de la houle significative deviennent dépendantes de la vitesse du vent.

Nous avons jugé quelque peu complexes les formules élaborées par ces différents auteurs (Andreas et Wang, 2007 ; Günaidyn, 2008 et Le Roux, 2009), du fait de la nécessité d'autres paramètres supplémentaires qui ne sont pas toutes actuellement disponibles au Bénin. Aussi, en tenant compte des valeurs de 3 à 7 m/s qui sont celles des vitesses moyennes de vents les plus fréquentes au Bénin, et en considérant la sous-estimation des caractéristiques de la houle significative en dessous des vitesses de 8m/s par la théorie de Carter, 1982 (Andreas et Wang,

2007), nous avons opté pour la théorie de *PM spectrum*. D'ailleurs, dans des conditions de *Full Developed Sea* cette théorie reste encore la seule qui allie simplicité et précision (Lejeune, 2005).

4.- Détermination des moyennes mensuelles des hauteurs de vagues déferlantes

Munk (1949) en développant la théorie de l'onde solitaire déduit en laboratoire, les formules suivantes entre la hauteur de la houle au large H_0 , la hauteur de la houle au déferlement H_b et la profondeur d_b où commence le déferlement.

$$\frac{H_b}{H_0} = 1,28 \text{ ou } \frac{H_b}{d_b} = 0,78$$

Les formules de Munk (1949) paraissent assez théoriques. Aussi, existe-il une relation semi-empirique, mieux élaborée que celle de Munk (1949), déduite de la théorie linéaire de houle par Komar and Gaughan (1973).

$$\frac{H_b}{H_0} = 0,56(H_0/L_0)$$

Collins (1970) fait partie des premiers à considérer l'influence de la pente de la shoreface (α en degré) sur le déferlement des vagues. Il propose l'équation suivante :

$$\frac{H_b}{d_b} = 0,72 + 5,6 \tan \alpha .$$

Pour des valeurs de pente voisines de 0° (entre $1,21^\circ$ et 5°), ce rapport peut être considéré égal à 0,72

Une des équations les plus utilisées pour la détermination de l'amplitude de la houle déferlante est celle de Weggel (1972) qui considère, non seulement la pente (α) dans la zone de déferlement, mais aussi la constante de gravité (g) et la période (T_w) de la houle.

$$\frac{H_b}{d_b} = E_1 - E_2 H_b / g T_w^2 \text{ où :}$$

$$E_1 = 1,56 / (1 + e^{-19,5 \tan \alpha}) \text{ et } E_2 = 43,75 (1 - e^{-19 \tan \alpha})$$

Cette équation est valable pour $\tan \alpha \leq 0,1$ (c'est-à-dire pour $\alpha \leq 5,7^\circ$) et $H_0/L_0 \leq 0,06$. Pour de très faibles pentes voisines de l'horizontalité, le rapport H_b/d_b se résume à l'équation de Munk (1949), c'est-à-dire qu'il est égal à 0,78. Mais pour des valeurs de pente positives, l'équation doit être considérée dans toute son intégralité.

Komar (1998) propose deux équations séparées pour le calcul des caractéristiques de la houle déferlante :

$$H_b = 0,39 g^{0,2} (T_w H_0^2)^{0,4}$$

$$d_b = H_b \left\{ 1,2 \left[S / (H_b / L_0)^{0,5} \right]^{0,27} \right\} \text{ où } S \text{ est le gradient de la shoreface (tan } \alpha \text{)}$$

Les formules qui proposent l'estimation de l'amplitude de la houle au déferlement en fonction de la pente de la shoreface (α) et/ou de la profondeur à partir de laquelle commence le déferlement (d_b) n'ont pu être expérimentées dans le cadre de ce travail, car nous ne disposons pas d'informations détaillées sur la bathymétrie de la shoreface dans la zone d'étude.

Dans la liste des formules énoncées ci-dessus, seules celles de Komar and Gaughan (1973) et de Komar (1998) peuvent nous servir dans l'évaluation de l'amplitude moyenne mensuelle des houles déferlantes. Mais les équations que nous avons jugées plus intéressantes à utiliser sont celles développées récemment par Le Roux (2007a et 2007b). En effet, ces équations semi-empiriques tiennent compte non seulement de la pente du fond, mais surtout de l'influence de facteur limitant que constituent les conditions du fetch sur l'amplitude de la houle formée au large par le vent. Ainsi, d'après cet auteur, dans des conditions de *Full Developed Sea (FDS)*, et pour des vitesses moyennes $U_{10} \leq 10 \text{ m/s}$, les relations suivantes peuvent être établies lorsque les pentes de shoreface sont comprises entre 0 et 10° :

$$\frac{H_{0FDS}}{L_{0FDS}} = \frac{1}{9\pi} = 0,0354 ; H_{bFDS} = L_{0FDS} / 24 ; H_{OFDS} = 0,0542 T_{wFDS}^{2,0156}$$

Les conditions d'application de ces formules sont typiquement celles du golfe du Bénin où l'on observe au niveau des côtes béninoises, une pente maximale de 0,5% entre le bas-estran et les fonds de 20 m de profondeur (SHOM, 1962), puis des vents dont les vitesses (U_{10}) maximales n'atteignent que très rarement 10 m/s ; la moyenne se situant entre 3 et 7 m/s.

5.- Détermination des moyennes mensuelles des courants de dérive littorale

Bagnold (1963) a proposé une formule simple permettant d'estimer la vitesse V des courants de dérive à partir de la hauteur H_b et de l'angle d'obliquité α des vagues au déferlement. Celle-ci se présente comme suit :

$$V = 1,18 \sqrt{g H_b} \sin \alpha \cos \alpha$$

A partir de l'analyse des données enregistrées sur la côte polonaise de la mer baltique, [Kaczmarek et al. \(2005\)](#) ont exprimé la vitesse des courants de dérive par la formule :

$$0,25k_v \sqrt{\gamma_b g H_b} \sin 2\alpha$$

H_b et α sont respectivement la hauteur et l'angle d'obliquité de la houle au déferlement ; k_v est un coefficient ayant une large amplitude de variation (entre 0,9 et 2,7) en fonction des caractéristiques régionales du littoral, des propriétés granulométriques des sédiments de plage et de la morphologie du fond (pente).

γ_b est l'indice de déferlement exprimée par $\gamma_b = \frac{H_b}{d}$, avec d , la profondeur du déferlement.

A partir de leurs travaux sur l'estimation du transport par dérive littorale le long de la plage de St Trojan (SW d'Orléon, France), [Bertin et al. \(2008\)](#) ont montré que la valeur de k_v de [Kaczmarek et al \(2005\)](#) peut atteindre 2,9 pour une plage fortement dissipative.

En considérant la valeur théorique de 0,78 pour γ_b ([Munk, 1949](#)) et la valeur de 2,7 pour k_v , la formule de [Bagnold \(1963\)](#) et celle de [Kaczmarek et al \(2005\)](#) permettent d'obtenir des valeurs de vitesses de courants très voisines.

III.- ETUDE DE LA MIGRATION DE LA *BOUCHE DU ROI*, LA DYNAMIQUE DES PLAGES IMPLIQUÉES ET LES FACTEURS MIS EN CAUSE

Depuis 2007, plusieurs sorties sur le terrain nous ont permis d'effectuer de nombreuses observations sur l'évolution de la *Bouche du Roi* et la morphodynamique des plages adjacentes. Aussi, plusieurs campagnes de mesures ont-elles permis de récolter des données relatives à la morphodynamique, à la sédimentologie et à l'hydrodynamisme dans le secteur d'étude. Enfin, précisons que les catalogues d'images satellitaires Landsat ont été d'une grande utilité dans l'atteinte de ce troisième objectif.

Les appareils de mesures, les techniques d'analyse des échantillons et les méthodes de traitement des données sont décrits ci-dessous.

1.- Prélèvement et analyse granulométrique d'échantillons de sédiments

Les échantillons de sable analysés dans cette partie sont prélevés dans la zone intertidale. L'échantillonnage concerne les côtes amont et aval de la *Bouche du Roi*. Nous avons recueilli par prélèvement environ 500 g de sédiments frais dans des sachets plastiques.

Une masse d'environ 250g de sédiment par échantillon a été ensuite considérée au laboratoire. Cette masse est d'abord lavée sur un tamis de mailles carrées d'arêtes égales à 50 μm . La fraction supérieure à 50 μm retenue par le tamis est séchée. Une masse de 150 g de la fraction séchée est tamisée sous une colonne de sept (07) tamis à mailles carrées d'arêtes comprises entre 2 mm et 50 μm (Photo 4). Le tamisage est effectué par une tamiseuse de type "rotap" pendant 10 mn et chaque fraction obtenue est pesée au centième de gramme ; les pourcentages respectifs sont calculés par rapport à la masse totale traitée.

Les résultats obtenus sont présentés sous forme d'histogrammes et de courbes cumulatives. Les diamètres des grains correspondant respectivement à 5%, 16%, 50%, 84% et 95% du poids total des grains ont été déduits des courbes cumulatives pour calculer les paramètres granulométriques tels que la médiane, le tri ou classement, l'asymétrie et le grain moyen, à partir des formules proposées par [Folk et Ward \(1957\)](#).

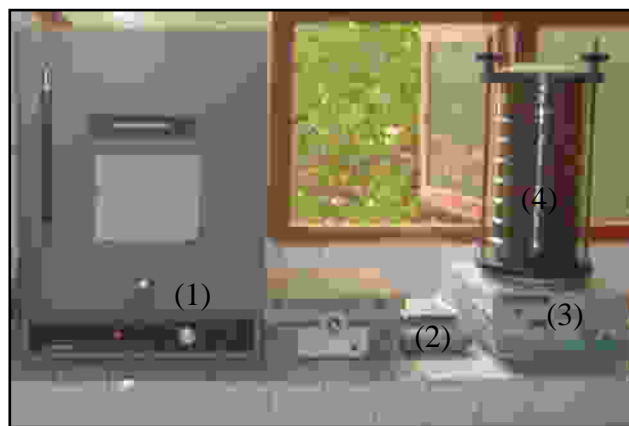


Photo 4.- Cliché montrant l'étuve (1), la balance (2), la tamiseuse (3) et la colonne de tamis (4) utilisées pour les analyses granulométriques

2.- Réalisation des profils de plage et des modèles numériques de terrain

Dans un premier temps, nous avons réalisé des profils de plage *in situ*, par analyse visuelle ; les valeurs des pentes de l'estran ayant été déterminées en utilisant un clinomètre (Photo 5).

Ensuite, nous avons acquis des données topographiques au moyen du DGPS (Photo 6), grâce à une mission conduite par notre laboratoire d'accueil (Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences – LOG) et financée par l'ULCO, l'université de rattachement du LOG. Ces données ont été utilisées pour réaliser des modèles numériques de terrain (MNT), à partir du logiciel Surfer 7.0, la méthode d'interpolation utilisée étant le *krigeage*.

Enfin, à partir des MNT réalisés, nous avons défini des transects suivant lesquels d'autres profils topographiques ont été réalisés.



*Photo 5.- Mesure de la pente de l'estran au moyen du clinomètre
Cliché LAIBI Raoul, 02/08/2008*



*Photo 6.- Quelques images de la mission du 03/ au 13/12/2010 montrant les différentes composantes
du DGPS utilisé pour les mesures topographiques (clichés LAIBI Raoul)*

Il importe de décrire brièvement ici le principe de fonctionnement du DGPS et de justifier la méthode d'interpolation utilisée.

- Le DGPS (*Differential Global Positioning System*) est une amélioration du GPS. Il utilise deux stations dont l'une est fixe (station de référence) et l'autre mobile (itinérante). La station

de référence est un récepteur GPS immobile et installé sur un point fixe dont les coordonnées (X Y Z) ont été préalablement positionnées par le service topographique de l'Institut Géographique National (IGN-Bénin). La station mobile est un récepteur GPS itinérant qui reçoit, comme la station fixe, les signaux transmis par le réseau des satellites NAVSTAR (*Navigation Satellite Timing And Ranging*).

Grâce à une radio, les mesures de la station mobile sont reçues et corrigées en temps réels par la station fixe qui calcule en permanence, par rapport à la position de référence, l'erreur locale des positionnements du GPS itinérant.

L'ensemble des mesures a été réalisé avec une précision toujours décimétrique en temps réel.

- Les méthodes d'interpolation permettent d'estimer la valeur d'attribut pour des secteurs non échantillonnés situés à l'intérieur des limites définies par les positions des points échantillonnés (*in Aubry, 2010*). Le traitement par krigeage donne les résultats les moins déformés possibles quel que soit le type de semis de points en entrée. Il offre ainsi une interpolation qui permet d'obtenir un modèle proche de la morphologie du site représentée. Toutefois, si les relevés sont moins denses et/ou moins réguliers et que le relief local présente d'importantes variations, il est conseillé d'utiliser un interpolateur du type triangulation (*Aubry, 2010*).

3.- Mesures de courants au voisinage de la Bocca del Rio

Nous avons effectuée des campagnes de mesures de courants au moyen d'un ADCP (*Acoustic Doppler Current Profil*). Au cours de ces campagnes de mesure, le profileur de courant a été utilisé de deux façons différentes : en station mobile puis fixe.

3.1.- Utilisation de l'ADCP en station mobile

Cette forme de déploiement de l'ADCP a permis de mesurer et d'enregistrer des profils transversaux de vitesses et la bathymétrie dans différentes sections prédéfinies. Pour ce faire, l'ADCP est embarqué à bord d'un zodiac et relié à un ordinateur qui gère l'acquisition et l'enregistrement des données (Photo 7). La mesure de la direction et de la vitesse des courants se base sur l'énergie acoustique réfléchiée par les particules en suspension dans l'eau. L'appareil transmet une impulsion acoustique dans l'eau et calcule la vitesse des courants en se basant sur les variations de fréquence de l'écho retourné (effet doppler). L'appareil est programmé pour subdiviser l'ensemble de la colonne d'eau sous le bateau en des couches ou cellules (*bins*) de 20 cm de hauteur. Il fournit ainsi, à un pas de temps de 1,5 secondes, des

profils verticaux haute résolution des courants ainsi que la vitesse et la direction de l'écoulement dans les différentes cellules (*bins*) de la colonne d'eau sous le bateau.

La vitesse de l'eau est obtenue en considérant que la vitesse des particules est la même que celle de l'eau, la vitesse du bateau étant calculée et retranchée par l'appareil. Toutefois, l'utilisation de l'ADCP en station mobile présente quelques limites :

- 1) tout d'abord, les limites dues à la méthode de suivi elle-même, c'est à dire l'impossibilité du bateau de s'approcher trop des bords du chenal et de passer sur les bancs semi-émergents ;
- 2) la couche supérieure de la colonne d'eau n'est pas mesurée à cause de l'immersion partielle de l'appareil ;
- 3) la couche de fond (environ 6% de la colonne d'eau) n'est également pas exploitable à cause des interférences entre le signal retour et le signal émis.



Photo 7.- Quelques images des campagnes de février 2008 et de septembre 2009 au cours desquelles l'ADCP a été utilisé en station mobile

Clichés LAIBI Raoul, 29/02/08 et 27/09/09

3.2.- Utilisation de l'ADCP en station fixe

Ici l'ADCP est immobile et complètement mouillée (Photo 8). Il est posé en un point fixe au fond de l'embouchure, où il mesure et enregistre les profils verticaux des vitesses et des

directions de courants suivant le même principe décrit précédemment. Précisons que dans ce cas, les variations de la colonne d'eau située au-dessus de l'appareil sont également mesurées. Pour cette forme de déploiement, la hauteur prédéfinie pour chaque cellule est de 20 cm, la première cellule commençant à 23 cm au-dessus de l'ADCP. Toutes les 5 minutes, l'appareil enregistre des valeurs moyennes (ensembles) de courants et de directions à partir de 200 mesures effectuées à un rythme d'une mesure toutes les 1,5 secondes.



Photo 8.- Quelques images de la mission du 03/ au 13/12/2010 au cours de laquelle l'ADCP a été utilisé en station fixe (clichés LAIBI Raoul)

4.- Traitement et analyse de données iconographiques

Le matériel iconographique utilisé pour ce travail est essentiellement constitué d'images satellitaires Landsat. Elles ont servi pour l'analyse des évolutions de la morphologie des plages et celles de la ligne de rivage au voisinage de la *Bouche du Roi*. Les images exploitées proviennent des catalogues d'images d'archives issues des instruments TM (*Thematic Mapper*) et ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) et correspondent aux satellites Landsat 4, 5 et 7. Elles ont été téléchargées gratuitement via le site <http://glovis.usgs.gov/>. Après une observation visuelle des scènes téléchargées, vingt huit (28) ont été retenues pour cette étude (Tableau 5). Elles datent de 1984 à 2010. Chaque image couvre le littoral du golfe de Guinée,

du delta de la Volta (au Ghana) jusqu'au lac Nokoué (au Bénin). Toutes les scènes sont directement orthorectifiées et projetées dans le système de projection UTM/WGS84 et chacune d'entre elles est accompagnée de métadonnées précisant les paramètres d'acquisition, le type de capteur, le type de satellite, la date, etc.

Les radiomètres TM et ETM+ opèrent dans sept bandes spectrales : trois dans le spectre visible, une dans le proche infrarouge, deux dans l'infrarouge moyen ou à ondes courtes et une dans l'infrarouge thermique. En plus de ces sept canaux, l'instrument ETM+ comporte une 8e bande panchromatique qui fusionne les données des fenêtres visibles et infrarouges afin d'affiner la résolution spatiale des images. Les images dérivées des données brutes sont livrées sous un format standard avec une résolution spatiale de 30 m pour toutes les bandes spectrales de l'instrument TM ainsi que les canaux visibles, proche et moyen infrarouges de ETM+. Pour la bande panchromatique de ce capteur, la taille du pixel est de 15 m alors qu'elle est de 57 m pour l'infrarouge thermique.

Dans la fenêtre de téléchargement du site <http://glovis.usgs.gov/>, les scènes exploitées sont cataloguées dans un dossier représentant la ligne 56 (*Row 56*), à l'intérieur d'un répertoire correspondant à la trace 192 (*Path 192*). L'extension spatiale est de 180 X 182 km pour les scènes des radiomètres TM et de 185 X 183 pour celles de l'ETM+.

Quatre *quicks-looks* d'autres images satellitaires ont été exploités uniquement pour l'analyse de la morphologie des plages adjacentes à la *Bouche du Roi*. L'un correspond à l'image Ikonos du 17 octobre 2002 prise en mode mustispectral avec une résolution de 4 m. Il est téléchargé du site <http://imagesearch.geoeye.com/>. Les trois autres proviennent du site <http://www.digitalglobe.com/> et correspondent aux images QuickBird prises avec une résolution de 2,5 m, en mode multispectral aux dates suivantes : 27/07/2006, 25/11/06 et 10/01/09. Les *quick-looks* sont disponibles sur les sites sus-cités en format consultable (PNG pour les images QuickBird et format JPEG pour les images Ikonos). Bien qu'ils soient en format consultable, la résolution de ces *quick-looks* est bien meilleure que celles des images Landsat utilisées.

Ces différentes images satellitaires ont permis d'apprécier la cinématique spatio-temporelle du secteur côtier étudié, grâce aux étapes méthodologiques décrites ci-dessous.

- Le traitement des images : avant d'exploiter les images Landsat sélectionnées, nous avons évalué leur qualité géométrique en superposant des éléments linéaires comme les méandres des cours d'eau par exemple. Une bonne conformité a été notée entre les scènes utilisées. Le

secteur d'étude (*area of interest*) a été ensuite délimité sur l'ensemble des scènes au moyen du logiciel Erdas Imagine 8.5. Pour faciliter la photo-interprétation, des compositions colorées « fausses couleurs » ont été effectuées par combinaisons des vues des canaux 453 (RVB) pour les images Landsat 4 TM et Landsat 5 TM qui ont une résolution spatiale de 30 m. Les images Landsat 7 ETM+ ont été reéchantillonnées à 15 m par fusion multirésolution, à partir des vues des canaux 8, 453 (Pan, RVB).

Tableau 5.- Présentation des différentes images Landsat exploitées

Satellite /capteur	Références des scènes exploitées	Date de prise d'image
Landsat 5 / TM	LT51920561984216AAA03	03/08/1984
Landsat 5 / TM	LT51920561986013XXX04	13/01/1986
Landsat 5 / TM	LT51920561986349XXX03	15/12/1986
Landsat 5 / TM	LT51920561987032AAA03	01/02/1987
Landsat 5 / TM	LT51920561987080AAA02	21/03/1987
Landsat 4 / TM	LT41920561988043XXX03	12/02/1988
Landsat 5 / TM	LT51920561991043XXX02	12/02/1991
Landsat 5 / TM	LT51920561998334XXX02	30/11/1998
Landsat 7 / ETM+	LE71920561999313EDC00	09/11/1999
Landsat 7 / ETM+	LE71920562000092EDC00	01/04/2000
Landsat 7 / ETM+	LE71920562000268EDC00	24/09/2000
Landsat 7 / ETM+	LE71920562001030EDC00	30/01/2001
Landsat 7 / ETM+	LE71920562001094EDC00	04/04/2001
Landsat 7 / ETM+	LE71920562001254EDC00	11/09/2001
Landsat 7 / ETM+	LE71920562002129EDC00	09/05/2002
Landsat 7 / ETM+	LE71920562002321EDC00	17/11/2002
Landsat 7 / ETM+	LE71920562009148ASN00	28/05/2009
Landsat 7 / ETM+	LE71920562009276ASN00	03/10/2009
Landsat 7 / ETM+	LE71920562009292ASN00	19/10/2009
Landsat 7 / ETM+	LE71920562005313EDC00	09/11/2005
Landsat 7 / ETM+	LE71920562008322ASN00	17/11/2008
Landsat 7 / ETM+	LE71920562009324ASN00	20/11/2009
Landsat 7 / ETM+	LE71920562009340ASN00	06/12/2009
Landsat 7 / ETM+	LE71920562010023ASN00	23/01/2010
Landsat 7 / ETM+	LE71920562010039ASN00	08/02/2010
Landsat 7 / ETM+	LE71920562010055ASN00	24/02/2010
Landsat 7 / ETM+	LE71920562010071EDC00	12/03/2010
Landsat 7 / ETM+	LE71920562010343ASN00	09/12/2010

- Le choix de la ligne de référence : Nous avons étudié les évolutions du rivage au voisinage de la *Bouche du Roi* au moyen des images satellitaires Landsat. Pour ce faire, l'indicateur choisi pour le référencement du trait de côte est la ligne instantanée du rivage. Elle est l'indicateur le plus facilement repérable sur les images utilisées (Fig. 24). De plus, cet indicateur convient assez bien dans notre secteur d'étude où le marnage moyen n'est que de 1 m. Pour les différentes dates retenues, la numérisation de l'entité de référence choisie est effectuée par photo-interprétation assistée par ordinateur. Ainsi, la ligne instantanée de rivage est repérée et digitalisée sur les différents fonds d'images, grâce au logiciel Arc View 3.2. Il

faut noter que l'opération a été relativement aisée, même si certaines scènes Landsat 7 ETM+ présentent des rayures parallèles (*stripping*). Nous n'avons donc pas été confrontés à des difficultés majeures pour repérer cette ligne instantanée représentée par la transition entre les populations de pixels des zones terrestres et marines (Fig. 24). Aussi, le secteur étudié était-il en général exempt de nuages et présentait de bons contrastes de couleurs sur toutes les images considérées.

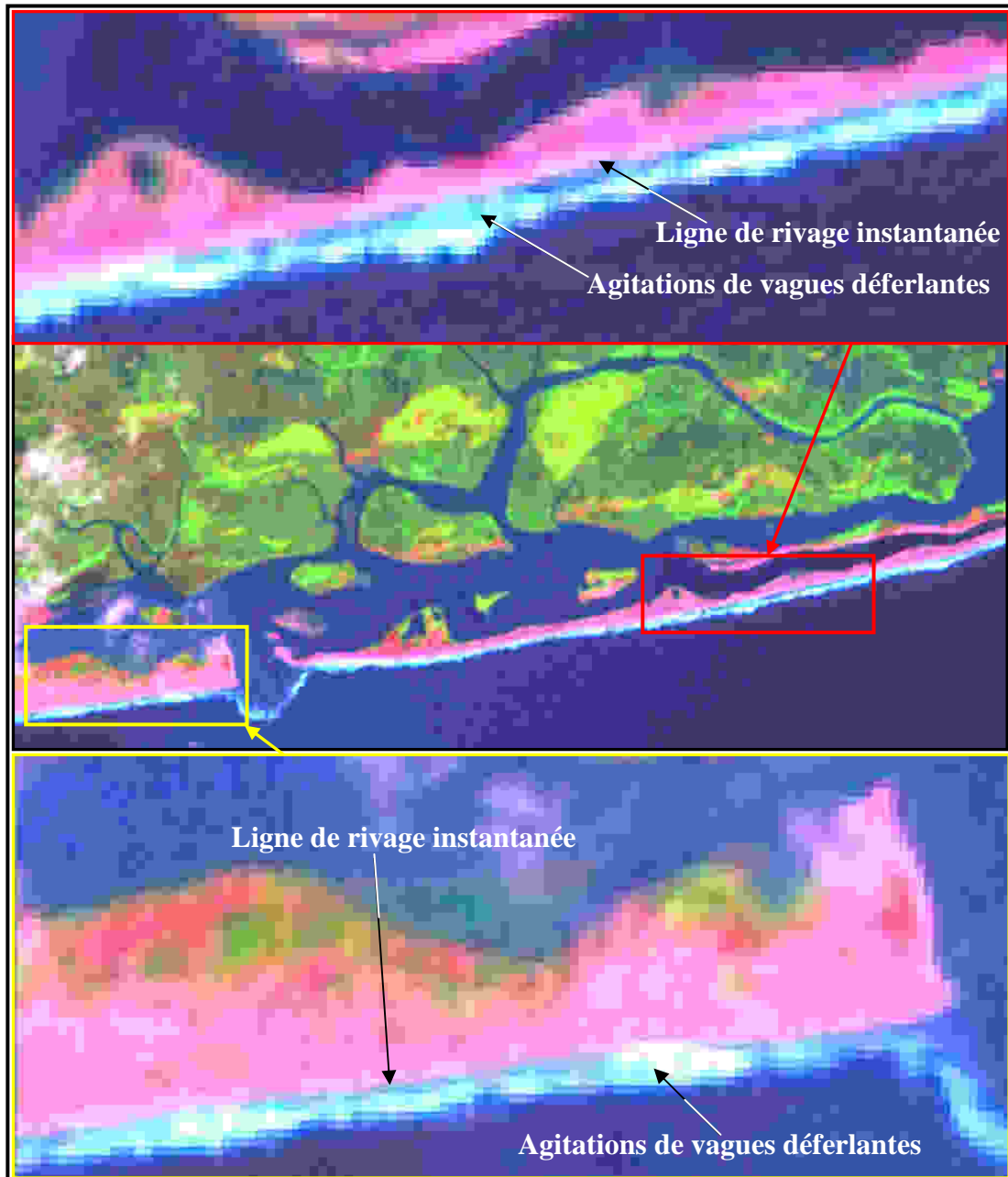


Fig. 24.- Mise en évidence de la ligne instantanée de rivage sur l'image Landsat du 09/11/99

- La mesure des évolutions observées : entre les traits de côtes multidates extraites des images, les variations observées ont été mesurées automatiquement grâce au programme *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS) version 2.2.1 (Thieler *et al.*, 2004) suivant des transects perpendiculaires aux lignes à comparer (Fig. 25). Ces transects sont générés à partir d'une ligne de base (baseline). Le DSAS fonctionne comme un module complémentaire d'ArcView ou d'ArcGis. Il mesure les distances entre les points d'intersection des transects et des traits de côte, calcule les taux d'évolution le long de chaque transect et restitue les résultats sous forme de tables attributaires. Mille neuf cent soixante quatre (1964) transects ont été réalisés. Ils sont distants de 10 m les uns des autres. Les résultats obtenus sont traduits en volet graphique statistique (au moyen du tableur Excel) et comparés au volet cartographique du secteur étudié.

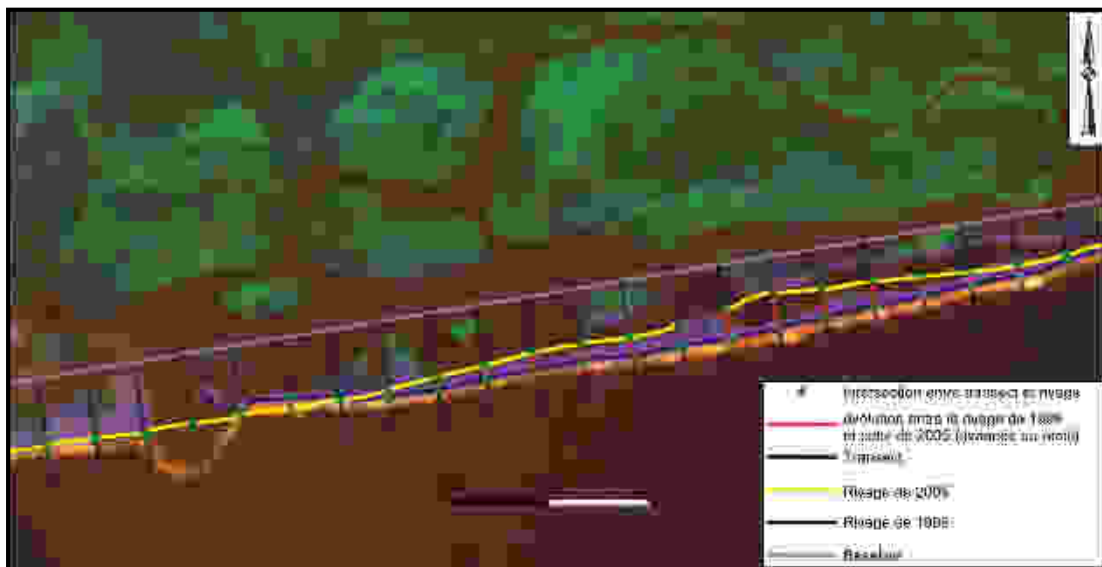


Fig. 25.- Illustration du principe de calcul du DSAS

5.- Estimations de la marge d'erreur

Nous avons apprécié les erreurs susceptibles d'entacher les lignes de rivages extraites des images satellitaires Landsat. Les principales sources d'imprécision estimables sont celles induites par la taille du pixel et par la digitalisation de la ligne de référence. En plus de ces incertitudes, les inégalités des niveaux de marée et l'intensité du déferlement dans la zone de swash lors de l'acquisition des images génèrent des erreurs supplémentaires sur la position de la ligne instantanée de rivage.

La résolution spatiale des images Landsat exploitées est de 15 m pour les images Landsat 7 ETM+ reéchantillonnées puis de 30 m pour les images Landsat 4 TM et Landsat 5 TM.

L'erreur liée à la taille du pixel (E_p) est de 15 ou 30 m selon le type d'image Landsat considérée.

La précision de la digitalisation (E_d) du trait de côte dépend de plusieurs facteurs dont l'expérience du photo-interprète et son appréciation de la ligne de rivage considérée, laquelle est aussi conditionnée par la résolution et la qualité radiométrique des images (Faye, 2010). Par conséquent, la ligne acquise par cette méthode est approximative. Coyne *et al.* (1999) propose de répéter la numérisation de la ligne de référence plusieurs fois. D'après Moore et Griggs (2002), *in* Faye (2010), l'erreur relative à cette opération peut être estimée par la somme de la moyenne (\bar{X}) des décalages enregistrés lors de la répétition de la numérisation et de 2 écarts-types (2σ) :

$$E_d = \bar{X} + 2\sigma$$

Par ailleurs, sous l'effet de la marée, l'erreur potentielle pouvant entacher la précision de la ligne instantanée de rivage correspond à l'écart horizontal (E_m) entre la position du rivage de basse mer et celle de la haute mer. Cet écart dépend donc de la pente de l'estran et du marnage. Elle peut être évaluée par la relation géométrique suivante :

$$E_m = h / \tan(\theta)$$

E_m est la largeur de l'estran couverte ou découverte en fonction de la marée ; h est la hauteur de la marée au moment du passage du satellite ; θ , la pente de l'estran.

Puisque nous ne disposons ni de la valeur de la pente, ni de celle de la marée au moment de la prise des images, nous considérons :

- pour la valeur de h , le marnage moyen de la marée fixé à 1 m dans la littérature ;
- pour la valeur de θ , la valeur moyenne des pentes d'estran mesurée par nous même, dans le secteur d'étude, entre 2007 et 2009. Celle-ci est en moyenne égale à 17%.

E_m est donc d'environ 6 m.

Pour chacune des lignes de rivage extraites, l'erreur découlant de la photo-interprétation est inférieure à la taille du pixel ; il en est de même de l'erreur potentielle générée par la marée (tableau 6). Sur chacune des lignes de rivages extraites, la précision que nous considérons reste donc la résolution du pixel (tableau 6), car celle-ci couvre aussi bien l'erreur liée à la marée que celle pouvant être commise lors de la photo-interprétation.

Tableau 6.- Précisions des lignes de rivage extraites des images satellitaires

Désignation des images exploitées pour l'étude des évolutions de rivage	E_d (m)	E_m (m)	Précision de la ligne de rivage extraite (= E_p en m)
LT51920561984216AAA03	8,29	6	30
LT51920561986013XXX04	10,54	6	30
LT51920561986349XXX03	10,7	6	30
LT41920561988043XXX03	8,3	6	30
LT51920561991043XXX02	11,63	6	30
LT51920561998334XXX02	9,8	6	30
LE71920561999313EDC00	7,68	6	15
LE71920562002321EDC00	9,22	6	15
LE71920562005313EDC00	6,73	6	15
LE71920562008322ASN00	8,48	6	15
LE71920562009324ASN00	9,2	6	15

Les données exploitées et la méthodologie utilisée viennent d'être décrites. Nous présentons, dans la suite, les résultats auxquels nous sommes parvenu.



PARTIE II :
RESULTATS ET DISCUSSIONS

Chapitre 4

EVOLUTION GEOLOGIQUE DE L'ESTUAIRE DU MONO, EN RELATION AVEC LA PALEOGEOGRAPHIE QUATERNAIRE DU MILIEU LITTORAL BENINOIS

I.- INTRODUCTION

Dans les milieux littoraux des pays du Golfe de Guinée, la lithostratigraphie et la chronologie des dépôts quaternaires ont fait l'objet de nombreux travaux de recherche. Mais les interprétations de résultats proposées ne permettent pas d'aboutir à une chronostratigraphie consensuelle.

Plus récemment sur le littoral du Bénin, [Lang et al. \(1995\)](#) puis [Anthony et al. \(1996, 2002\)](#) ont regroupé la pile sédimentaire du Quaternaire récent en trois cortèges, en se basant sur les modèles de séquences sédimentaires au sein des estuaires à dominance de houle ([Dalrymple et al., 1992](#)). En effet, d'après ces auteurs, les formations quaternaires du milieu littoral béninois comprennent un cortège de bas niveau marin constitué par des dépôts anciens d'âge compris entre 19000 et 40000 ans B.P. environs, peut-être entre 19000 et 120 000 ans B.P. Ce cortège est surmonté par une épaisse couche d'argile ou par un ensemble de sables et argiles plus ou moins épais formant le cortège transgressif holocène (*central basin mud ou flood-tidal delta/tidal inlet sand*) d'âge compris entre 19000 et 6000 ans B.P. Les termes supérieurs de cette pile sont constitués par les sables des trois cordons littoraux qui se forment depuis environ 6000 ans ([Germain, 1975 in Lang et al., 1988](#)) : les cordons de sables jaunes ou cordons internes, les cordons de sables gris ou cordons médians et les cordons actuels de sables gris-bruns ou cordons externes ([Oyéde, 1991](#) ; Fig. 16).

D'une façon générale, deux différents cadres lithostratigraphiques peuvent se dégager de la synthèse des travaux des auteurs ayant travaillé sur la Côte d'Ivoire, le Togo et le Bénin (tableau 7). Dans le cadre A, les dépôts argileux situés sous les sables jaunes représentent le cortège transgressif holocène (d'âge ogolien à holocène d'après [Lang et al., 1988](#)) alors qu'ils sont beaucoup plus anciens d'après le cadre lithostratigraphique B (où, selon [Tastet, 1979](#), ils sont d'âge inchirien). D'autre part, le milieu de dépôt des sables jaunes a été l'objet de controverses entre des auteurs qui soutiennent l'origine marine et ceux qui défendent l'origine continentale. Cette diversité de points de vue des spécialistes fait que l'âge et le milieu de dépôt des sables jaunes, sont discutés au niveau du golfe de Guinée. Par ailleurs, l'amplitude des variations eustatiques du Quaternaire récent ne fait pas l'unanimité. Tout ceci complique l'esquisse d'une paléogéographie consensuelle pour l'ensemble des littoraux de ce golfe.

Tableau 7.- Deux différents cadres chronostratigraphiques synthétiques pour les dépôts quaternaires (récent) des littoraux du golfe de Guinée

Cadre chronologique sommaire	LITHOSTRATIGRAPHIE (A) <i>d'après Lang et Paradis (1984) ; Guilcher (1959 et 1978) ; Paradis (1977) ; Lang et al. (1988)</i>		LITHOSTRATIGRAPHIE (B) <i>d'après Assémien et al. (1970) ; Germain (1975) ; Tastet (1977, 1979)</i>	
	MILIEU DE DEPOT	LITHOLOGIE	MILIEU DE DEPOT	LITHOLOGIE
<i>Actuel</i>	Margino-littoral	Sables, argiles, vases	Lagunaire	Sables et vases a intercalations de tourbes
<i>Holocène</i> ↑	Marin	Les cordons littoraux : - sables jaunes , - sables gris et gris-bruns	Marin	Sables des cordons littoraux (sables gris ou gris-bruns)
	Margino-littoral	Argilites et sables avec des niveaux tourbeux	Lagunaire	- Dépôts lagunaires, - Remaniement des sables jaunes
<i>Ogolien</i> ↑	marin	Sable	Continental	Sables jaunes
	Margino-littoral	Argile tourbeuse		
<i>Inchirien</i> ↑	?	Sable	Lagunaire	Argiles noires, tourbes et sables intercalés

A travers un raisonnement cohérent, [Lang et al. \(1988\)](#) ont démontré que les sables jaunes des littoraux de la Côte d'Ivoire, du Togo, du Bénin et du Nigeria ont été déposés dans un milieu marin. Tout en considérant cette origine marine des sables jaunes justifiée par [Lang et al. \(1988\)](#), nous rapportons, dans un premier temps, nos observations de terrain sur la pédogenèse de l'ensemble des cordons sableux du littoral béninois. Des discussions ont été ensuite menées au sujet des relations logiques (liens) qui peuvent être établies entre cette pédogenèse, l'âge des cordons de sables jaunes et les variations eustatiques du Quaternaire en Afrique de l'Ouest.

II.- ANALYSE DES TRAITS PEDOLOGIQUES DES CORDONS LITTORAUX BENINOIS ET DETERMINATION D'UN INTERVALLE D'ÂGE POUR LES SABLES JAUNES

1.- Caractéristiques pédologiques et constituants minéralogiques des cordons sableux du littoral Béninois

Le pédologue Albert [Demolon \(1948\)](#) a défini le sol comme étant « la formation naturelle de surface, à structure meuble et d'épaisseur variable, résultant de la transformation de la roche mère sous-jacente sous l'influence de divers processus, physiques, chimiques et biologiques,

au contact de l'atmosphère et des êtres vivants » ; la terre arable ne constitue donc que la partie superficielle du sol.

Dans les régions tropicales, les sols des milieux littoraux sont caractérisés par des phénomènes d'hydromorphie ou d'oxydo-réduction liés à leur déficit en oxygène, du fait de la saturation des espaces poreux par l'eau. D'après [Baize et al. \(2009\)](#), l'état d'oxydo-réduction d'un sol saturé d'eau est durablement contrôlé par le système ferreux/ferrique. En effet, les composés ferriques représentent une réserve importante des sols, susceptible de jouer le rôle d'accepteurs d'électrons. Ils sont alors réduits et participent aussi longtemps que possible au développement des micro-organismes anaérobies facultatifs des sols hydromorphes. Aussi, dans les milieux hydromorphes, le développement des processus d'oxydo-réduction se manifeste-il de façon très visible en ce qui concerne le fer, par des variations de couleur (teintes grises de fer réduit, teintes jaunes ou brunes du fer oxydé) et une redistribution particulière du fer. En conséquence, le fer constitue un bon indicateur de sols hydromorphes des milieux littoraux, non seulement en raison de son rôle dans le développement des processus d'oxydo-réduction, mais aussi du fait de la netteté des manifestations qui accompagnent sa réduction (ou mobilisation) et son oxydation ou immobilisation ([Baize et al. 2009](#)).

1.1.- Les sols du cordon médian et ceux du cordon externe

Le cordon de sable gris : les dépôts du cordon médian sont constitués de grains de quartz. Ils renferment dans leurs fractions fines, des minéraux opaques et de minéraux ultrastables (zircon, disthène et rutile) associés à des indices de minéraux lourds fragiles (amphiboles, épidotes), témoins de récents apports par les cours d'eau, à partir des roches du socle situé plus au Nord ([Oyéde, 1991](#)). Les minéraux argileux présents sont dominés par la kaolinite et l'illite ([Oyéde, 1991](#)).

Au niveau des cordons de sables gris, les altitudes sont assez basses et de nombreux secteurs sont situés en dessous du niveau de la mer. En conséquence, la saturation par l'eau atteint les parties superficielles des sols qui s'y développent et l'excès d'eau y devient affleurant. Toutefois, par endroits, le cordon de sables gris présente l'intérêt d'être légèrement émergé en toute saison. C'est le cas dans la localité de Nazoumè, où, à la faveur des carrières ouvertes en 2009, les profils pédologiques ont pu être décrits à partir de deux sites typiques (Photos 9 et 10) : Naz₁ et Naz₂.

Ces deux profils montrent un horizon commun, Hz_{Ru}, de couleur gris blanchâtre. Cet horizon correspond à la zone de battement de la nappe phréatique. La couleur gris blanchâtre de l'horizon Hz_{Ru} témoigne de son état d'hydromorphie caractérisée par une mobilisation (réduction) et une répartition homogène du fer (ferreux) : il s'agit de *l'horizon réductique* (Baize *et al.* 2009). Lorsqu'on l'observe de très près, l'horizon Hz_{Ru} montre quelques immobilisations de fer sous forme de fines taches de réoxydation de couleur rouille au contact des vides (dans des canalicules de racines, sur des parois de pores). Ces ségrégations sont fugaces, les immobilisations de fer disparaissant dès que l'horizon, de nouveau entièrement saturé, redevient le siège de processus de réduction et de mobilisation du fer.

L'horizon Hz_{Ru} est surmonté d'un horizon ferrique Hz_{fr}. Au niveau du profil Naz₁ (Photo 9), l'horizon ferrique, de couleur jaune uniforme, est l'expression de l'immobilisation du fer dans un solum pauvre en colloïdes organiques. Par contre, pour le profil Naz₂ (Photo 10), la couleur brune de l'horizon ferrique traduit l'immobilisation des sesquioxydes de fer dans un solum riche en colloïdes organiques.

En résumé, les cordons de sables gris sont caractérisés par des sols minéraux hydromorphes définissant un horizon réductique saturé d'eau. Lorsque l'altitude du cordon est favorable (dans les zones en forme de butte), cet horizon est surmonté d'un horizon ferrique émergé en toute saison.

Le cordon de sable gris-brun : la plage actuelle est constituée jusqu'à 95% de sables quartzeux moyens. Comparativement aux sables du cordon médian, la composition minéralogique des sables du cordon externe reflète un enrichissement en minéraux fragiles du socle. Sur la plage actuelle, les sols sont très peu différenciés. Ils montrent un horizon minéral exclusif, peu altéré, sur lequel se développent des cocotiers. La terre arable lorsqu'elle existe forme un mince horizon superficiel très peu humifère. Composé essentiellement de sables quartzeux bien propres (teneur en argiles quasi nulle), l'horizon minéral laisse apparaître un important espace poral saturé en eau jusqu'à environ 2 m de la surface du sol. Cette caractéristique minéralogique (essentiellement quartzique) ne permet pas le développement des processus d'oxydo-réduction au sein des sols du cordon externe, bien que ceux-ci subissent un excès d'eau sur une bonne partie de leur épaisseur. Ces sols ne sont donc pas considérés comme des sols hydromorphes. Il s'agit des sols minéraux bruts (Volkoff, 1976 ; Agassounon, 2002).

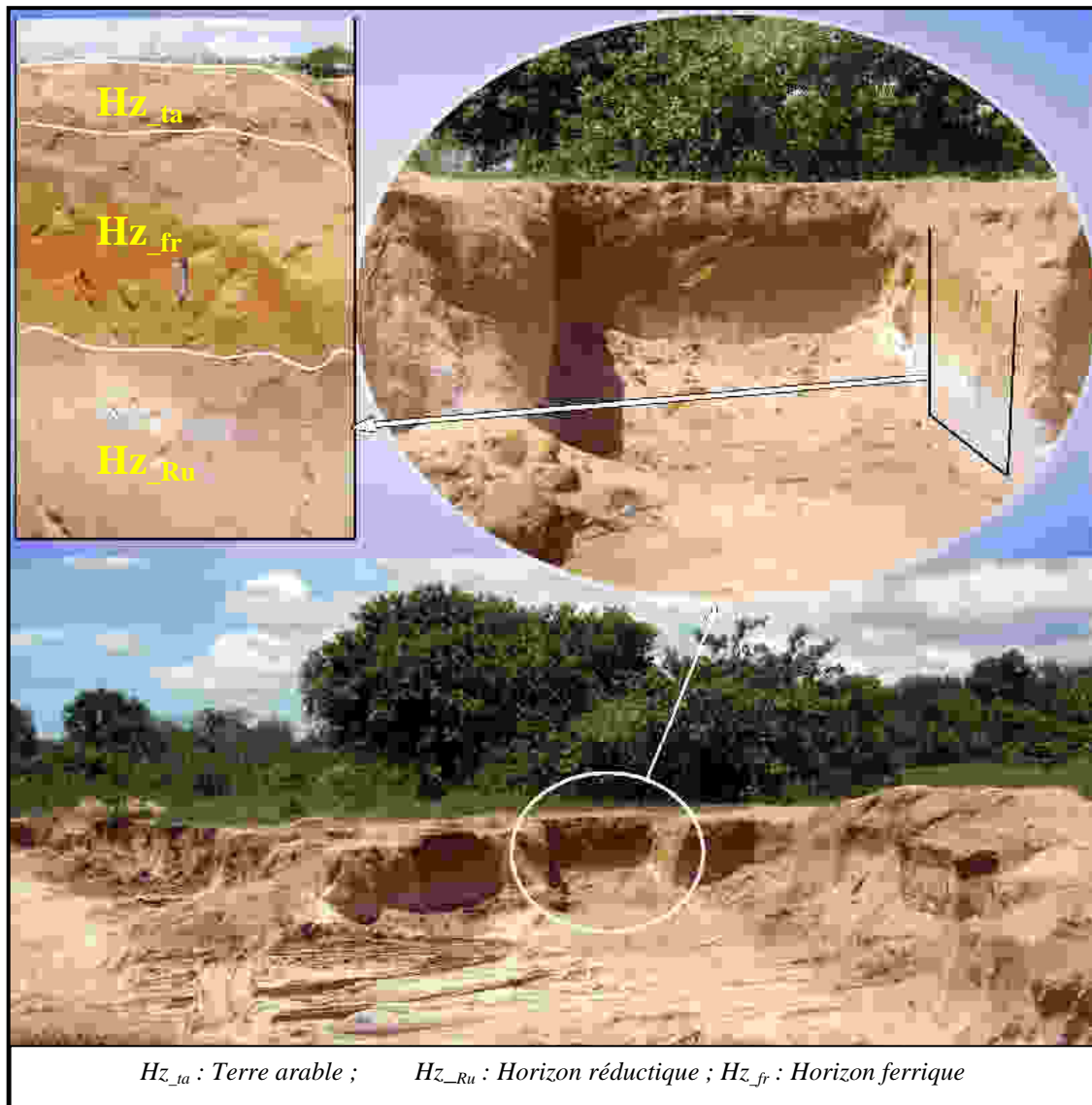


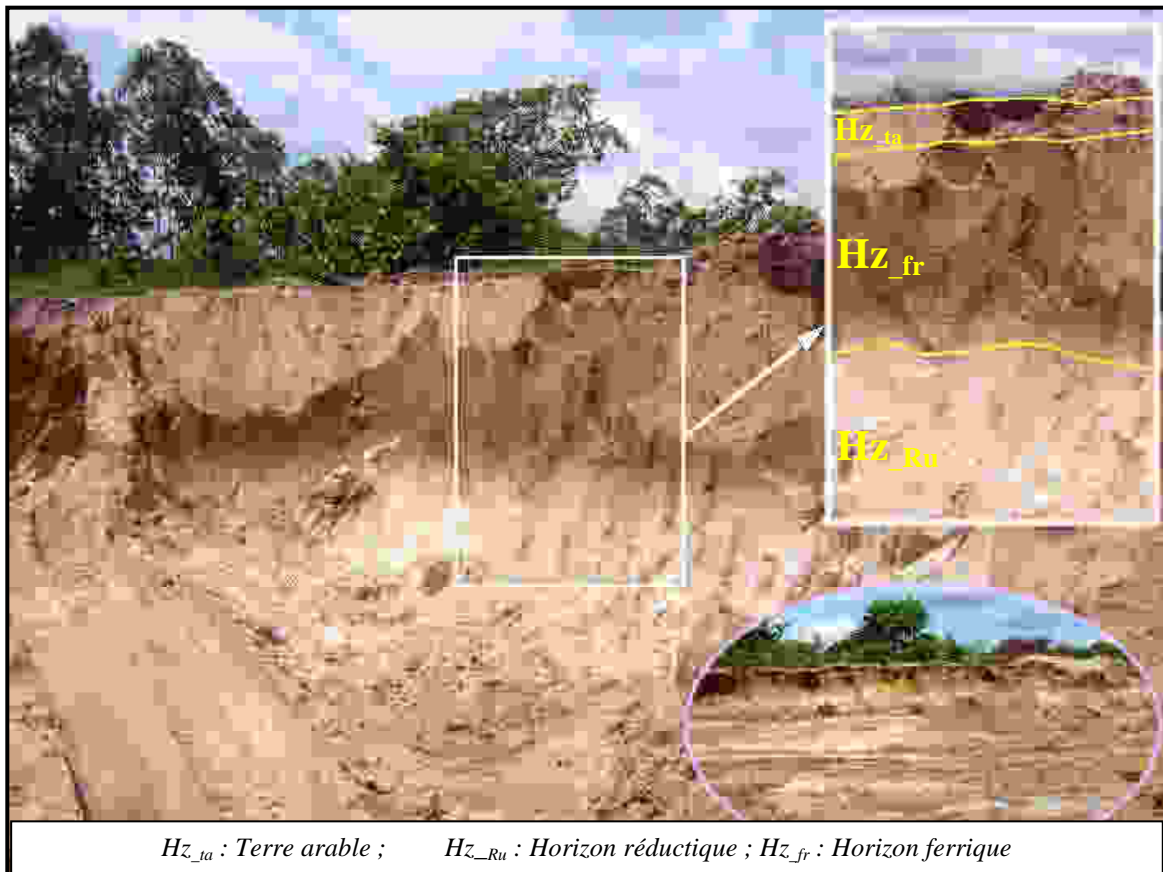
Photo 9.- Profil pédologique des sols du cordon médian à Nazoumè : sol pauvre en colloïdes organiques (carrière Naz₁)

Clichés LAIBI Raoul, 30 octobre 2009. Pour la situation de la carrière, voir figure 16

1.2.- Les sols du cordon interne

Le cordon interne est constitué de sables quartzeux moyens à fins, peu argileux (teneur d'argile inférieure ou égale à 10%), plus ou moins classés et assez homogènes (Oyébé, 1991). Les minéraux argileux présents sont essentiellement kaolinitiques. Par ailleurs, les sables jaunes renferment de nombreux minéraux opaques et de minéraux ultrastables (Zircon, disthène et rutile).

Comme les sols du cordon médian (les sables gris), ceux des sables jaunes sont aussi caractérisés par un horizon à caractère hydromorphe (Hz_{ro}), soumis aux battements de la nappe phréatique (Photo 11). Cet horizon est surmonté, dans les zones émergées, par un horizon ferrique (Hz_{fr}) d'épaisseur variant entre 2 et 5 m (Photos. 11 et 12).



*Photo 10.- Profil pédologique des sols du cordon médian à Nazoumè : sol riche en colloïdes organiques (carrière Naz₂)
Clichés LAIBI Raoul, 30 octobre 2009. Pour la situation de la carrière, voir figure 16*

A la différence des sols du cordon de sables gris, il faut souligner qu'au niveau de ceux des sables jaunes, l'horizon hydromorphe se traduit par la présence de nombreuses plages grises dans un fond jaune (Photo 11A). La répartition du fer y est donc très hétérogène. On parle d'*horizon rédoxique* (Baize et Girard, 2009). Cette répartition se maintient même lorsque le sol est saturé (Photo 11B) : la ségrégation du fer y est donc permanente (Baize et Girard, 2009). Toutefois, au niveau des zones saturées, la couleur jaune du fond devient plus disparate et moins vive, et l'horizon présente plutôt une juxtaposition de plages grises et de plages jaunes.

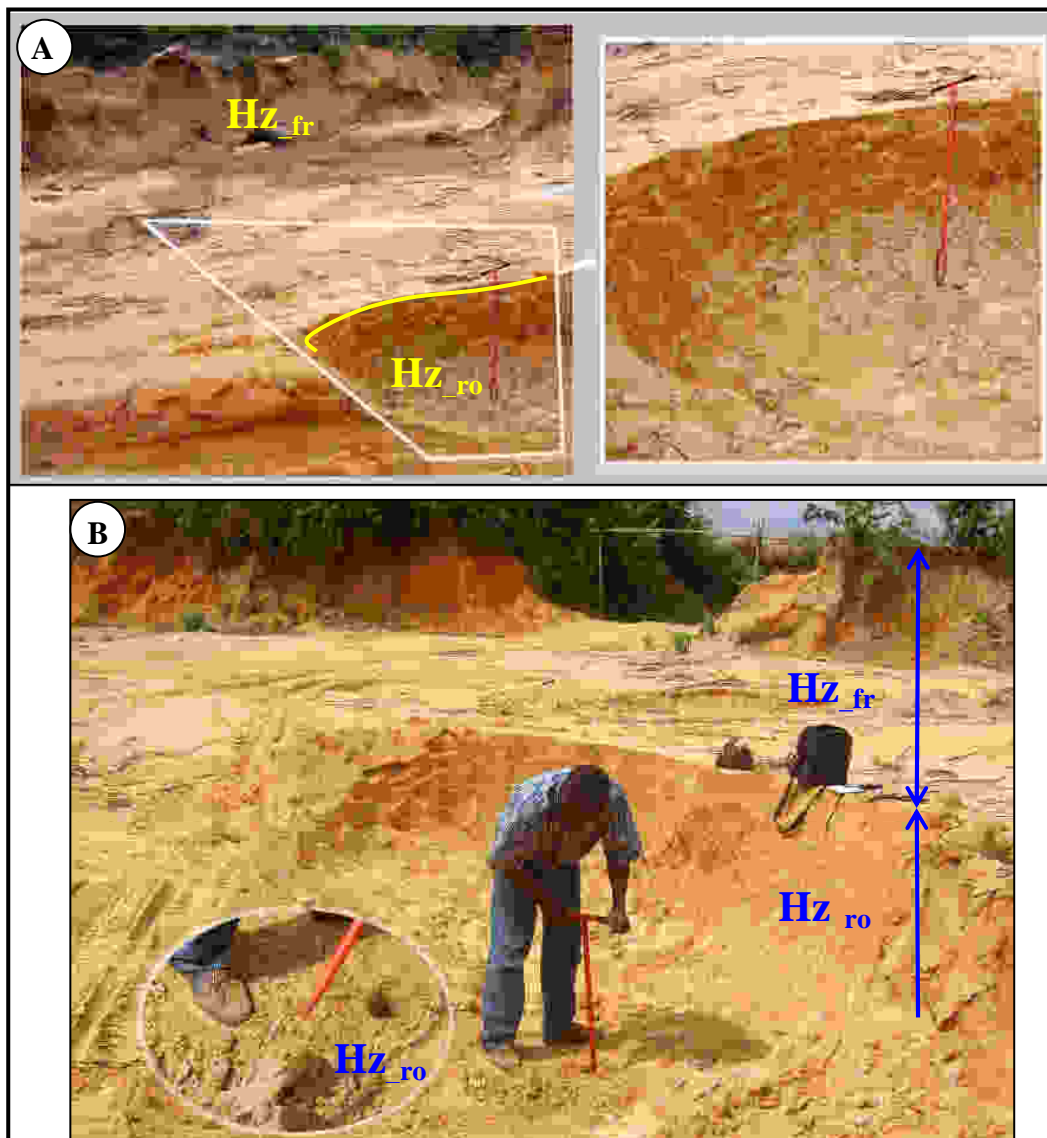


Photo 11.- Profil pédologique des sols du cordon interne à Ouidah (carrière Wda)
Clichés LAIBI Raoul, 13 mars 2010. Pour la situation de la carrière, voir figure 16

2.- Nature lithologique et âge des dépôts délimitant le mur et le toit des sables jaunes

2.1.- Dépôts surincombant les sables jaunes

En Côte d'Ivoire, au Togo et au Bénin, des sondages ont permis de montrer que les sables jaunes ont des épaisseurs variant entre 10 et 30 m. Ils sont recouverts par des dépôts argileux d'épaisseurs variables, notamment lorsqu'ils sont noyés par des marécages (Fig. 26).

Au Bénin, dans les sondages Goho 1 et Goho 2 (Fig. 26), deux niveaux tourbeux ont été prélevés respectivement à 3,75 m et à 7,28 m de profondeur dans les niveaux argileux recouvrant les sables jaunes. Ils ont fourni d'abondants pollens de rhizophora et des âges

respectifs de 6688 ± 61 ans B.P. et 7016 ± 58 ans B.P. (Ballouche *et al.*, 2001 ; Agassounon, 2002 ; Tossou, 2002).



Photo 12.- Coupe montrant l'épaisseur de l'horizon ferrique des sables jaunes à Ouidah (carrière Wda)

Cliché LAIBI Raoul, 13 mars 2010. Pour la situation de la carrière, voir figure 16

2.2.- Les dépôts sous-jacents aux sables jaunes

En côte d'Ivoire et au Togo, les sondages traversant les sables jaunes montrent que ces derniers reposent sur une couche argileuse ou argilo-sableuse plus ou moins épaisse et contenant des niveaux de tourbes (Tastet, 1979 ; Blivi, 1993). Les datations au ^{14}C réalisées sur les argiles tourbeuses situées à la base des sables jaunes, dans les localités de Mafoublé en Côte d'Ivoire, ont donné des âges voisins de 42 000 ans (Tastet, 1979). D'autre part, l'étude palynologique de ces argiles tourbeuses montre une forte proportion de pollen de rhizophora (97,5% des taxons ; Tastet, 1979).

Au Bénin, les coupes des forages de Godomey et de Vèdoko situés dans le prolongement de l'axe de la rivière Sô (Fig. 16) montrent que les sables jaunes reposent sur une unité de base constituée de couches argileuses à matière organique (tourbes), avec des intercalations de niveaux sableux d'épaisseurs variables (Fig. 27). Dans la coupe du forage de Djrègbé qui paraît abrité par rapport à l'axe du fleuve Ouémé (Fig. 16), l'unité de base est constituée d'une formation à dominance argileuse (Fig. 27). Dans les argiles tourbeuses situées entre 25

et 29 m dans l'unité sous-jacente aux sables jaunes à Vèdoko, la matière organique datée au ^{14}C a fourni un âge allant de 32 000 à plus de 39 000 ans B.P. (Oyédé, 1991 ; Fig. 27).

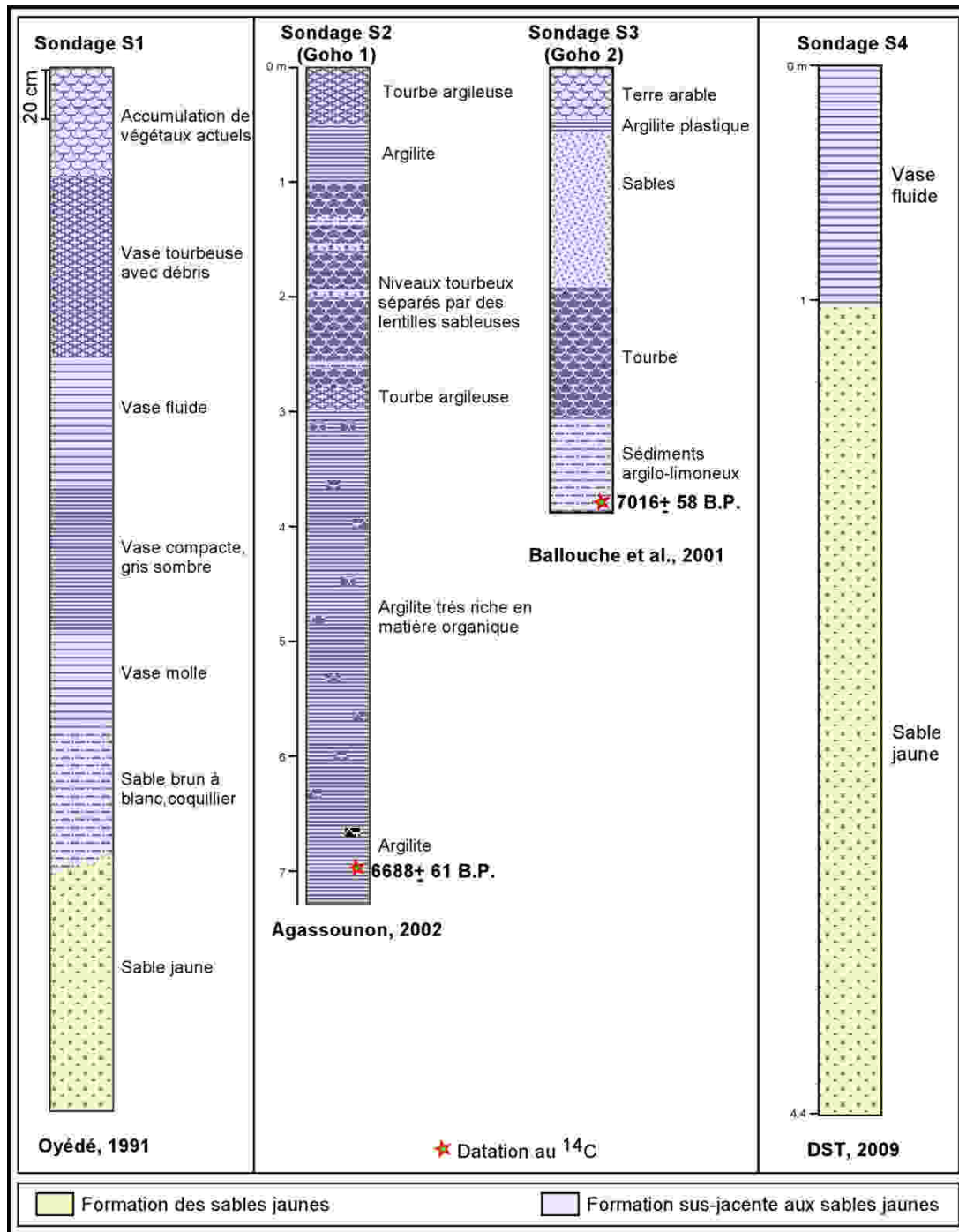


Fig. 26.- Coupes des sondages montrant les dépôts surincombant aux sables jaunes

Voir la figure 16 pour la localisation des sondages

2.3.- Cas des dépôts des dépressions lagunaires de Djonou et de Porto-Novo

La lagune Djonou et celle de Porto-Novo représentent de profondes incisions entre dépôts sableux quaternaires des cordons littoraux et les formations tertiaires du domaine des

plateaux. Deux forages ont été réalisés au sein des dépôts de ces dépressions lagunaires (Fig. 28). Ces forages ont permis de repérer, entre 32 et 39 m de profondeur, des niveaux tourbeux, datés de 19573 ± 500 ans B.P. dans la lagune Djonou et de $23\ 400 \pm 800$ ans B.P. dans la lagune de Porto-Novo (Lang *et al.*, 1988).

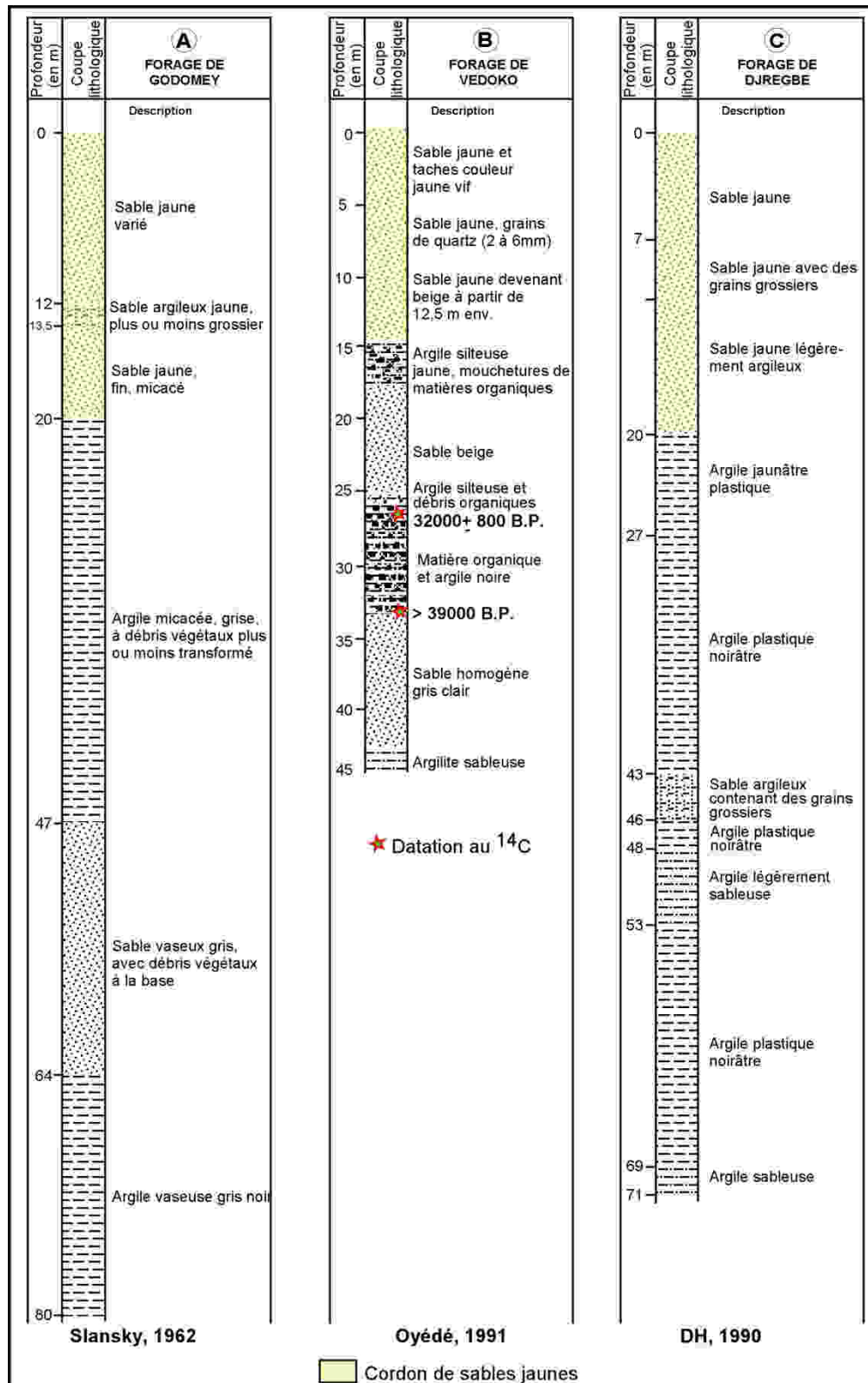


Fig. 27.- Coupes de forages montrant les formations sous-jacentes aux sables jaunes

Voir figure 16 pour la localisation des forages

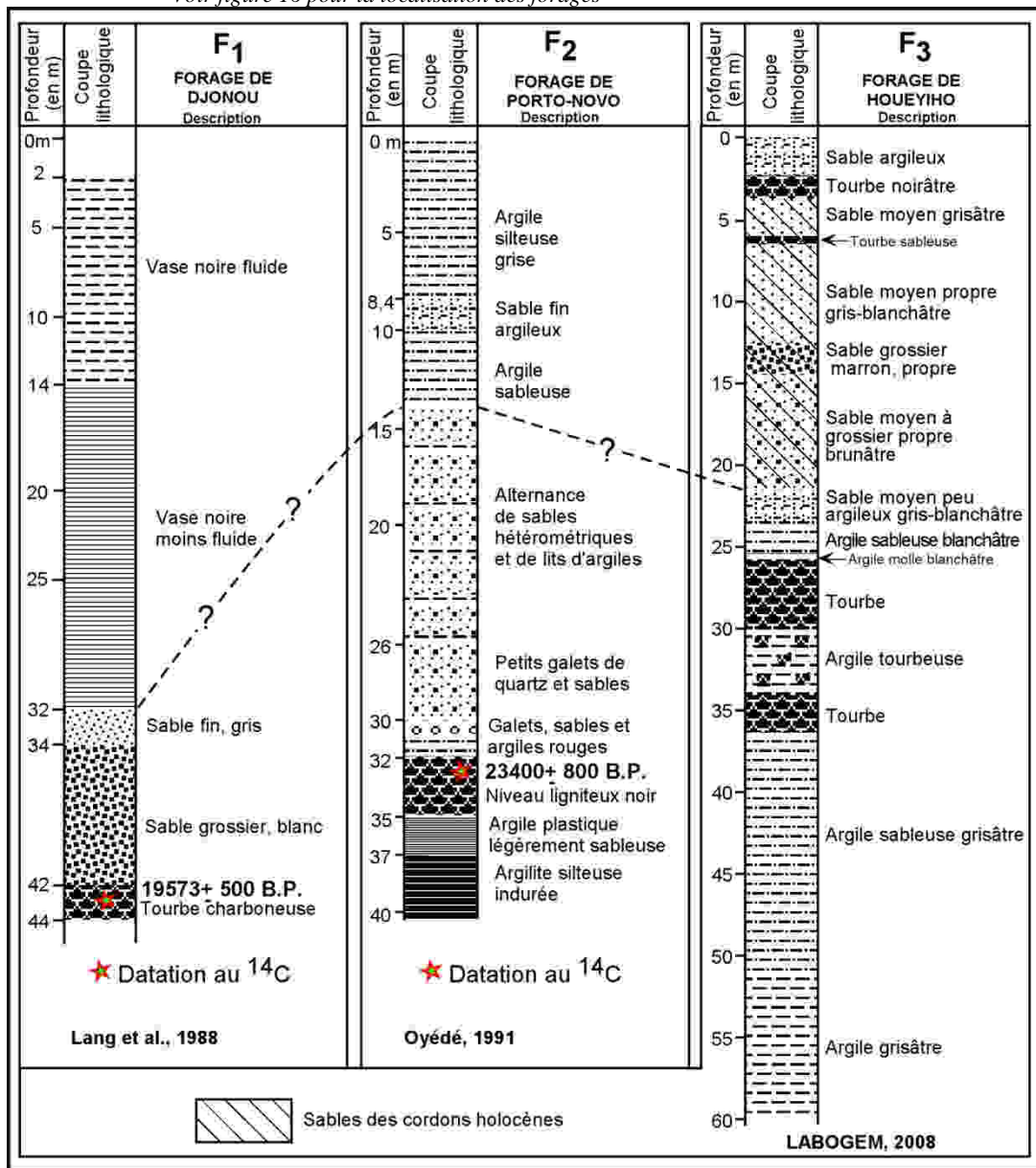


Fig. 28.- Coupes de forages réalisés dans des dépressions lagunaires et dans les cordons holocènes de sables gris ou gris-brun

Voir figure 16 pour la localisation des forages

3.- Discussions

Les cordons de sable gris et gris-brun sont essentiellement composés de grains de quartz. Les horizons pédologiques qui s'y développent sont donc perméables.

- Les horizons ferrugés des sols des cordons médian et interne sont le témoin de l'oxydation (immobilisation) du fer. Ils résultent de l'aération (oxydation) permanente des niveaux

supérieurs desdits cordons, du fait que ceux-ci ont été constamment situés au-dessus de la nappe phréatique. L'épaisseur de ces horizons ferriques est donc fonction de la profondeur de la nappe phréatique.

- La couleur grise de l'horizon réductique des sols des sables gris est l'expression d'une évolution pédologique dominée par les processus de réduction et de mobilisation (lessivage) du fer. Les immobilisations fugaces du fer (oxydations) qui s'y développent sont liées à l'aération périodique de l'horizon, durant les abaissements temporaires du niveau de la nappe phréatique (c'est-à-dire pendant les saisons sèches). Ces caractères témoignent que l'évolution pédologique de cet horizon hydromorphe est actuelle (Baize et Girard, 2009).

- Au niveau des sols des cordons internes, les plages grises de l'horizon rédoxique traduisent aussi des processus de réduction (mobilisation) du fer. Toutefois, dans cet horizon, la présence d'un fond jaune en condition d'aération temporaire (en saison sèche) et la persistance des plages jaunes, même en condition de saturation (pendant la saison des pluies) constituent les preuves de la persistance des ségrégations du fer (immobilisations). Il s'agit donc ici d'un processus de réduction (mobilisation) partielle du fer au sein d'un niveau jadis entièrement oxydé (donc entièrement jauni), à la faveur d'une baisse durable du niveau de la nappe phréatique. L'horizon hydromorphe de ces sols est alors un *horizon rédoxique à caractères relictuels* (Baize et Girard, 2009). Le processus de mobilisation partielle du fer s'effectue actuellement à la faveur d'un retour aux conditions d'hydromorphie, un retour qui n'aurait pu être possible sans une remontée du niveau de la nappe phréatique. L'horizon rédoxique des cordons internes témoigne ainsi de la surimposition de processus d'hydromorphie actuels à des traits pédologiques anciens d'un paléo-horizon ferrifère. On peut donc en déduire qu'après leur dépôt, les sables de ce cordon avaient été entièrement jaunés (oxydation du fer) sur toute leur épaisseur, suite à une importante baisse du niveau de la nappe piézométrique. La phase de régression marine responsable de cet abaissement de nappe aura été maintenue aussi durablement qu'il soit nécessaire pour obtenir un jaunissement systématique des sables du cordon interne, sur l'ensemble de leur épaisseur. Les conditions d'hydromorphie actuelle (oxydo-réduction) qui se surimposent aux niveaux inférieurs des sables jaunes traduisent donc une phase de remontée piézométrique récente. C'est ce que témoignent les marécages qui submergent les sables jaunes dans les coupes de la figure 26.

L'épaisseur des sables du cordon interne est de l'ordre de 10 à 15 m au Bénin et de 30 m en Côte d'Ivoire. Si ces sables correspondent aux dépôts de progradation de la mer holocène, on est en mesure de penser qu'après son maximum transgressif, la mer Holocène a connu une

importante phase de régression avant de remonter à sa position actuelle. Ce qui permettrait le jaunissement des sables de ce cordon. Il faut toutefois mentionner qu'au niveau de l'Afrique de l'Ouest, une telle fluctuation de la mer holocène n'a été signalée jusqu'ici. Aussi, cette hypothèse devient-elle moins concevable, lorsqu'on considère l'épaisseur des sables jaunes qui est de 10 à 15 m au Bénin et au Togo, et de 30 m en Côte d'Ivoire. Enfin, à notre avis, ***il est plus probable que la baisse piézométrique responsable du jaunissement des sables du cordon interne soit identifiable aux oscillations d'une mer plus ancienne que l'Holocène.***

Les minéraux argileux contenus dans les sables jaunes sont à dominance constitués de la kaolinite qui représente l'essentiel des minéraux argileux rencontrés dans les formations du Continental terminal (Houessou, 1974 in Oyédé 1991). Il est donc logique de considérer que les minéraux argileux des sables jaunes sont hérités des dépôts du Continental terminal (Oyédé, 1991). Mais il convient aussi de souligner que la transgression holocène est précédée par une régression dite ogolienne, d'une amplitude de -110 à -115 m (McMaster et al., 1970). Au cours de cette période régressive, la plateforme était sans doute largement exondée et les cours d'eau érodaient aussi bien les dépôts marins et littoraux inchiriens que ceux du Continental terminal et de la Terre de barre. L'importance de la baisse du niveau marin ogolien autorise à penser à un débitage important des formations du Continental Terminal et de la Terre de barre, de part et d'autre des vallées des cours d'eau, afin de permettre à ceux-ci d'atteindre le niveau de base devenu trop bas. Il devient alors difficile de penser qu'au maximum transgressif holocène, les cours d'eau aient disposé, de part et d'autre de leurs vallées, d'épais dépôts du Continental Terminal à éroder au profit de la mer holocène pour constituer des cordons de sables jaunes. En conséquence, soit les minéraux argileux des sables jaunes seraient hérités des déblais arrachés au Continental terminal et transportés vers une mer antérieure à celle de l'Holocène, soit ces minéraux résulteraient de la néoformation *in situ* au cours des paléo-processus de pédogenèse (oxydo-réduction) responsables de jaunissement des sables de ce cordon.

A l'instar de ceux d'autres régions du monde, de nombreux chercheurs ont étudié les variations du niveau marin en Afrique de l'Ouest au Quaternaire récent. En se basant d'une part, sur les travaux de Faure et Elouard (1967) in Martin (1969), Assémien et al. (1970) in Martin (1972) en Mauritanie, au Sénégal et en Côte d'Ivoire, puis d'autre part, sur ceux de Giresse (1978, 1981) et de Delibrias (1986) au Congo, le Quaternaire récent en Afrique de l'Ouest peut être découpé comme ci-dessous (Tableau 7).

L'étude pollinique et la datation des niveaux tourbeux rencontrés dans les sondages de la figure 26 ont permis d'établir qu'il y a 7000 ans au moins, l'influence marine se faisait sentir à la latitude du village Goho ; ce qui a permis l'abondant développement d'une faune de mangrove à rhizophora dont les tourbes ont été récoltées entre 3,75 et 7,28 m de profondeur, dans les sondages Goho 1 et Goho 2. Or du point de vue géomorphologique, les zones marécageuses de Goho qui ont favorisé le développement de la végétation holocène de rhizophora se sont développées aux dépens de sables jaunes dont l'épaisseur minimale dans les régions de Djrègbé atteint 15 m (Fig. 27). Autrement dit, les tourbes datées entre 6700 et 7000 ans B.P. (respectivement 6688 ± 61 ans B.P. et 7016 ± 58 ans B.P. à Goho 1 et Goho 2) à Goho, se sont développées au-dessus des sables jaunes. Cette disposition géomorphologique peut amener à déduire que la formation des sables jaunes s'est mise en place et a enregistré une importante baisse eustatique (responsable de son jaunissement), bien avant 7 000 ans.

Tableau 8.- Synthèse de la chronologie et des amplitudes des variations eustatiques du Quaternaire récent

Repères chronologiques (en années B.P.)	Episodes de variation du niveau marin	Amplitude de la variation
6 000~5 000 – actuel	Fluctuation marine holocène	de faibles pulsations (au moins un cycle de descente-montée-descente)
18 000 – 6000	Transgression holocène	Entre + 1, 5 et + 2
30 000~25 000 – 18 000	Régression ogolienne	- 110 à -115 m
45 000 – 30 000	Transgression inchirienne	légèrement au-dessus du zéro actuel ⁽¹⁾ ou - 35 m ⁽²⁾
70 000 – 45 000	Régression post émien	Indéfinie
125 000 B.P.	Transgression émienne	Voisin du niveau actuel

⁽¹⁾ Faure et Elouard (1969), Assemien et al. (1970), Chateauneuf et al. (1986),...

⁽²⁾ Giresse (1978, 1981), Delibrias (1986),...

Deux principales datations ont été réalisées dans les niveaux sous-jacents aux sables jaunes : en Côte d'Ivoire puis au Bénin (cf rubrique II. 2.2. ; Fig. 3). Elles ont fournies des âges compris entre 32 000 et 45 000 ans. Ces âges inscrivent les formations sous-jacentes aux sables jaunes dans la phase de la transgression inchirienne (tableau 7). On peut donc considérer que les dépôts sous-jacents aux sables jaunes correspondent au cortège transgressif inchirien.

En considérant l'hypothèse de jaunissement la plus probable pour les sables des cordons internes d'une part, et les âges des formations délimitant leurs toit et mur d'autre part, on peut bien déduire que ces cordons internes représentent les termes ultimes de la transgression inchirienne, c'est-à-dire le cortège de haut niveau marin inchirien, d'âge situé entre 30000 et 25000 ans B.P. Après leur mise en place à l'Inchirien, les sables du cordon interne auraient

été ensuite entièrement jaunis sur toute leur épaisseur à l'Ogolien, au cours de l'importante régression marine qui a porté le niveau marin à -110 m par rapport au niveau actuel (McMaster *et al.*, 1970). Ces sables auraient été enfin remis sous condition d'excès d'eau actuelle (hydromorphie) avec la transgression holocène, depuis environ 8000 à 7000 ans B.P.

Enfin, les âges de 19 000 à 23 000 ans obtenus à partir des tourbes prélevées dans les dépressions des lagunes Djonou et de Porto-Novo montrent que les argiles retrouvées entre 32 et 39 m sous ces dépressions sont beaucoup plus récentes que l'Inchirien. Créées entre les formations tertiaires (des plateaux) de celles de l'Inchirien (les sables jaunes et les dépôts sous-jacents), les dépressions de Djonou et de Porto-Novo ont été sans doute le siège de la sédimentation ogolienne. Les dépôts résultant de cette sédimentation représenteraient alors les équivalents latéraux des dépôts situés à la base des cordons littoraux holocènes (sables gris et gris-brun ; Fig. 28, coupe F3). Ces dépôts seraient en conséquence plus jeunes que les formations situées sous les sables jaunes ; ce qui confirmerait que les milieux littoraux actuels sont le siège de phénomènes de cannibalisation et d'amalgame de sédiments d'âges variés, sous l'effet des diverses variations eustatiques (Kocurek *et al.*, 1991).

4.- Conclusion

En établissant clairement l'origine marine des sables jaunes des littoraux du golfe de Guinée, Lang *et al.* (1988) ont mis fin aux controverses que suscitait la nature du milieu de dépôt de cette formation [milieu marin d'après Le Bourdieu (1958), Guilcher (1959, 1978) ; milieu continental d'après Assemien *et al.* (1970), Tastet (1979)].

Cette étude vient montrer que les processus pédogénétiques qui se développent au sein de ces sables des cordons internes se traduisent par des horizons rédoxiques à caractères rélictuels ; ce qui témoigne d'une pédogénèse plus ancienne que celle qui se développe sur les sables des cordons médians. En considérant cet argument pédogénétique d'une part, et les âges (au ^{14}C) des formations délimitant le toit et le mur des sables jaunes d'autre part, nous estimons que ces sables seraient déposés par la mer inchirienne. Les cordons internes seraient alors d'un âge compris entre 25 000 et 30 000 ans B.P. Toutefois, il est important de mentionner que ***la datation par stimulation optique (OSL) effectuée sur ces sables jaunes a donné des résultats qui restent encore discutables (cf annexe 4) ; ce qui ne permet pas, au stade actuel, de trancher définitivement la question de l'âge de ces anciens cordons littoraux.*** En effet, le tableau ci-dessous montre que les âges OSL déterminés sont caractérisés par des variations de très grande amplitude. Ces âges laissent ainsi penser soit à une absence de "remise à zéro" des

chronomètres luminescents après le dépôt des sables jaunes (ce qui expliqueraient les âges plus anciens que l'Holocène), soit à un phénomène de bioturbation responsable du rajeunissement du dépôt (ce qui justifierait les âges récents). Il importe donc de poursuivre les recherches et de procéder à d'autres datations afin d'arriver à déterminer l'âge précis de ce dépôt qui, jusque qu'ici, demeure toujours énigmatique.

Trois âges caractéristiques de chacun des niveaux 1-1', 2-2' et 3-3' échantillonnés dans la carrière de Ouidah (cf photo 3b)

Lab Code	Field Ref.	Depth (cm)	FMM component ^a	De (Gy)	Proportion of aliquots (%)	Dose rate [†] (Gy/ka)	Age (ka)
Ouidah, Benin							
Shfd11036	Niv.1-1'	50	1	1.88 ± 0.10	25	0.725 ± 0.028	2.59 ± 0.17
			2	2.48 ± 0.08	52	0.725 ± 0.028	3.42 ± 0.17
			5	14.18 ± 0.83	10	0.725 ± 0.028	19.57 ± 1.38
Shfd11037	Niv.2-2'	100	1	3.22 ± 0.22	11	0.731 ± 0.029	4.41 ± 0.35
			2	5.13 ± 0.12	66	0.731 ± 0.029	7.02 ± 0.32
			3	8.93 ± 0.37	20	0.731 ± 0.029	12.22 ± 0.70
Shfd11038	Niv.3-3'	150	1	7.28 ± 0.25	41	0.769 ± 0.031	9.47 ± 0.50
			2	10.18 ± 0.32	46	0.769 ± 0.031	13.24 ± 0.68
			3	18.85 ± 0.96	13	0.769 ± 0.031	24.5 ± 1.59

^a only component representing more than 10% of De data are reported.

[†] Total Dose is attenuated for grain size, density and moisture.

III.- ANALYSE CRITIQUE DES RESULTATS DE TRAVAUX EXISTANT SUR LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN INCHIRIEN EN AFRIQUE DE L'OUEST

L'intervalle d'âge de 25 000 à 30 000 ans B.P. (inchirien) considéré pour les sables jaunes pose le problème du niveau atteint par la mer inchirienne. Au Bénin, les altitudes des sables jaunes varient entre 6 et 10 m au-dessus du niveau marin actuel. Ces altitudes sont voisines de celles des sables jaunes du Togo et de la Côte d'Ivoire, qui culminent à 8–12 m au-dessus du niveau marin et qui sont considérés comme des dépôts analogues à ceux du Bénin (Tastet, 1979 ; Lang *et al.*, 1988 ; Blivi, 1993). Aussi, les cordons littoraux exploités dans les sablières de Libreville au Gabon présentent-ils des altitudes de 10 à 15 m qui excluent, d'après Giresse *et al.* (1990), une sédimentation marine holocène (Peyrot et Lebigre, 1994).

Il faut remarquer que de façon globale, un consensus se dégage sur la chronologie des événements eustatiques du Quaternaire récent, de même que sur la plupart des amplitudes des

différents épisodes (Tableau 7). Toutefois, l'amplitude de la transgression inchirienne demeure encore un point de divergence entre les chercheurs de la sous région ouest africaine. En conséquence, trois types d'arguments peuvent être distingués au sujet de la cote du niveau marin inchirien.

a/ Arguments en faveur d'un paléorivage inchirien voisin du niveau marin actuel

- En Mauritanie et au Sénégal, [Faure et Elouard \(1967\)](#) ont retracé l'histoire du Quaternaire résumée dans le chronodiagramme de la figure 29A. D'après ceux-ci, lors de la régression ogolienne, le niveau marin a connu une chute rapide, à partir d'un niveau marin inchirien légèrement au-dessus de l'Actuel. Ceci a été confirmé par [Beaudet et al., 1976](#) (cité par [Blivi, 1993](#)) qui situe le maximum de la transgression inchirienne entre 35 000 et 31000 ans B.P., à une altitude proche du zéro actuel, au Sahara occidental. Aussi, [Monteillet \(1986\)](#) in [Oyébé \(1991\)](#) a-t-il repéré un paléorivage atlantique ayant stagné autour de -10 m entre 40 000 et 30 000 ans, à partir d'un cordon sableux coquillier avec des arénites mêlés à des restes biogènes dans la région côtière du delta du fleuve sénégal.

- D'après [Assémien et al. \(1970\)](#) et [Martin \(1972\)](#), pendant la transgression inchirienne en Côte d'Ivoire, la mer a atteint un niveau situé au-dessus de l'actuel et a développé une côte à falaises dans les formations fini-tertiaires (Continental Terminal).

b/ Arguments en faveur d'un niveau marin inchirien en dessous de l'actuel

- Des tourbes ont été retrouvées à une cote comprise entre -30 et -40 m dans l'estuaire de Kouilou près de Pointe Noire au Congo et datées de 35 000 B.P. Elles ont été interprétées comme marqueurs du niveau marin inchirien par [Giresse \(1978\)](#). [Giresse, 1981](#) (rapporté par [Oyébé, 1991](#)), en étudiant l'environnement structural et sédimentaire du plateau et du littoral congolais, a déduit qu'aucun témoin probant de la présence marine n'a pu être observé au Quaternaire sauf pour les oscillations de l'Holocène. L'auteur estime le niveau marin inchirien à 30 m en dessous du niveau actuel (-30 m) et le situe vers 35000 ans B.P., grâce à des datations au radiocarbone sur des tourbes. Ce point de vue a été renforcé par [Delibrias \(1986\)](#) qui a mis en évidence dans les sédiments estuariens du Congo, deux niveaux marins de -35 et -47 m datés respectivement à 32700 ± 1200 B.P. et $42000 + 5200 - 3100$ B.P. Il esquisse à partir de la synthèse des datations, une courbe de variation eustatique du Quaternaire récent (Fig. 29B).

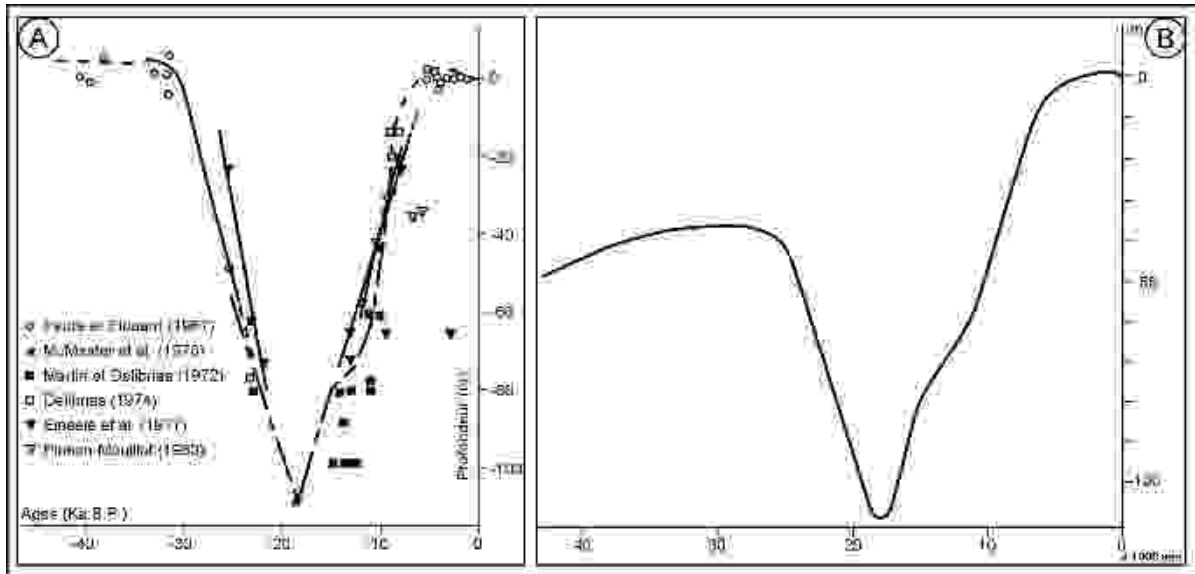


Fig. 29.- Courbes de variation de niveau marin sur les côtes ouest africaines au Quaternaire récent :
(A) d'après Chateaufort et al. (1986) puis (B) d'après Delibrias (1986)

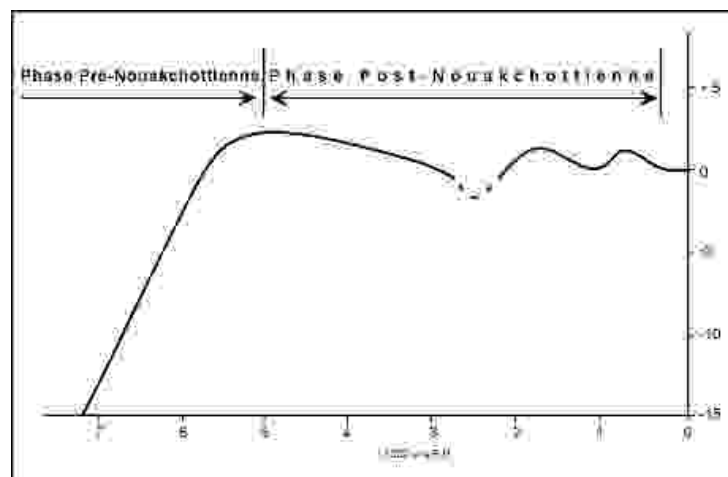


Fig. 29C.- Détail des variations du niveau marin durant les 7000 dernières années
établi à partir de divers travaux en Afrique de l'Ouest (Anthony, 1990)

c/ Arguments mitigés

- Au Gabon (Peyrot et Lebigre, 1994 ; Fig. 30A) : sur une quinzaine de kilomètre de longueur, entre Libreville et le Cap Santa Clara, le littoral de la baie d'Akwongo au Gabon est constitué de cordons littoraux d'altitudes moyennes de 10 m, disposés parallèlement aux rivages et entre lesquels s'insèrent d'étroits couloirs marécageux à végétation semi-aquatique à *Pandanus candelabrum* dominants. Ces cordons littoraux exploités comme des sablières, reposent sur des dalles gréseuses sénoniennes très altérées, creusées de vasques et de fissures et contenant des tourbes d'une vieille mangrove à *Rhizophora racemosa* datées de

32 000±1000 B.P. et de 34 600±1500B.P. (Lebigre *et al.*, 1990 in Peyrot et Lebigre 1994 ;
Fig. 30A).

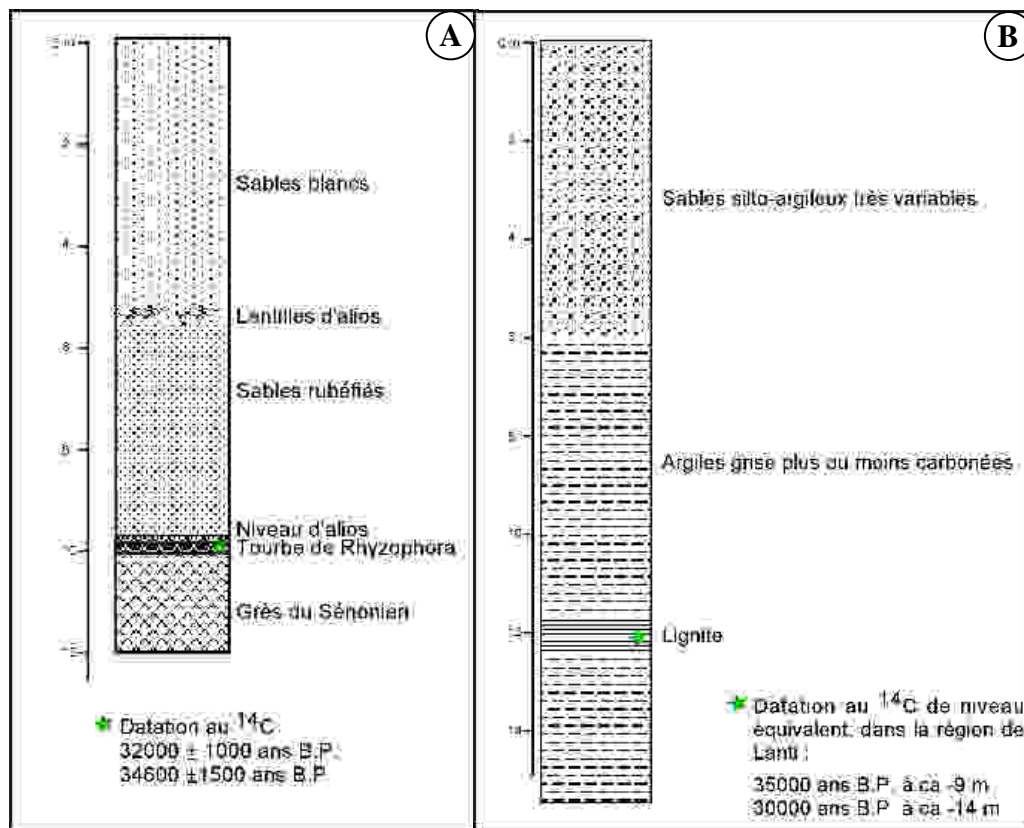


Fig. 30.- Coupes stratigraphiques montrant la position de tourbes d'anciennes mangroves datées au ^{14}C et rencontrées dans deux littoraux d'Afrique de l'Ouest, à des altitudes variant entre 9 et 14 m en dessous du niveau marin actuel

A- Coupe stratigraphique synthétique des sablières du littoral de Libreville au Gabon (Peyrot *et al.*, 1990) ; B- Coupe synthétique des forages de la région de Koya à l'Est de Freetown en Sierra Leone (Anthony, 1990)

Ces âges témoignent qu'il s'agit des tourbes de mangrove inchiennes, impliquant un niveau marin voisin de l'actuel, donc en désaccord avec les renseignements tirés des tourbes de même âge (35 000 B.P.) retrouvées à une côte comprise entre -30 et -40 m au Congo (Giresse, 1978 ; Délibrias, 1986). Peyrot et Lebigre (1994) interprètent alors le niveau marin indiqué par les tourbes de base des sablières comme celui de l'Eémien ; les âges de 32 000±1000 B.P. et de 34 600±1500B.P. fournis par ces tourbes seraient donc, d'après eux, des âges rajeunis de vieilles tourbes datant plutôt de l'Eémien (120 000 B.P.). Ce rajeunissement de l'âge serait dû à l'action des bactéries qui auraient imprégné les vieilles tourbes éémiennes et renouvelé leur stock de ^{14}C . En résumé, d'après Peyrot et Lebigre (1994), l'édification du niveau inférieur des "sablières" aurait commencé à l'amorce de la régression marine post-éémienne (entre 70 000 B.P. et 45 000 B.P.).

- En Sierra Léone (Anthony, 1990 ; Fig. 30B) : le Quaternaire récent du littoral sierra léonais comprend une unité de base constituée d'argiles lagunaires et estuariennes, surmontée par des sables argileux. Les argiles de base sont grises, verdâtres par endroits. Elles sont plus ou moins carbonées et renferment des lentilles de lignites et couches intercalaires de sables d'épaisseur extrêmement variable (quelques centimètres à plusieurs mètres). Plusieurs caractéristiques des niveaux ligniteux rappellent d'anciennes mangroves : présence de pyrite et de cristaux de marcassite, microfaune de milieu saumâtre constituée de foraminifères dont *Ammonia becarii*, des algues, des gastéropodes (*Anadara senilis*) et des lamellibranches. La datation d'un horizon ligniteux à Lanti, au Nord de la Baie de Sherbro, a donné des âges radiométriques de 35 000 ans B.P. à ca -9 m et de 30 000 ans B.P. à ca -14 m. D'après Anthony (1990), ces âges sont vraisemblablement erronés car ils impliquent un niveau marin beaucoup trop haut par rapport aux paléorivages de -35 m et -47 m déterminés par Delibrias (1986) pour la mer inchirienne au Congo. En se basant sur leur situation altitudinale (+5 m au-dessus du rivage actuel), il rapporte ces argiles grises au niveau marin éémien (70 000 à 120 000 ans B.P.) reconnu comme proche du niveau marin actuel (entre +5 et +10 m au-dessus du niveau marin actuel ; Chappell et Thom, 1978 in Anthony, 1990).

d/ Notre point de vue au sujet du niveau marin inchirien

Nous reconnaissons les difficultés que comprennent les exercices de corrélations paléogéographiques, particulièrement dans les régions tropicales caractérisées par une médiocrité des conditions de conservation de la matière organique. Par ailleurs, de nombreuses datations au ^{14}C concernant la période >30.000 ans B.P. sont véritablement à la limite de précision de cette méthode et doivent donc être considérées avec précaution (Walker, 2005). Ceci étant dit, à notre avis, les âges déterminés au Gabon et en Sierra Léone viennent confirmer les résultats des travaux ayant prouvé que le niveau marin inchirien a été voisin ou légèrement au-dessus de l'actuel, au Sénégal et en Mauritanie (Faure et Elouard, 1967) puis en Côte d'Ivoire (Assémien et al., 1970). Nous estimons que ces âges sont des preuves provenant de deux autres pays de l'Afrique de l'Ouest (Gabon et Sierra Léone), et devant permettre d'admettre que le niveau marin inchirien a effectivement été voisin de l'actuel. Nous pensons, comme Faure et Giresse (1986), que *la démarche scientifique pour l'étude des variations eustatiques du passé, doit consister à réunir la masse des données issues des travaux de recherche dans une région donnée pour en extraire les grands traits à valeur globale*. Dans la région ouest africaine, les seules observations du Congo ne devraient

pas être suffisantes pour infirmer la concordance des résultats apportés par plusieurs autres pays de l'Afrique de l'Ouest : Mauritanie, Sénégal, Côte d'Ivoire, Gabon, Sierra Léone. Nous estimons donc que la courbe synthétique présentée par [Chateaufort et al. \(1986\)](#) correspond mieux au contexte des variations eustatiques du Quaternaire récent dans cette partie de l'Afrique (Fig. 29A).

IV.- HISTOIRE PALEOGEOGRAPHIE QUATERNAIRE (RECENT) DU LITTORAL BENINOIS ET EVOLUTION GEOLOGIQUE DE L'ESTUAIRE DU MONO

En considérant les raisonnements menés au niveau des rubriques II./ et III./ de ce chapitre, le tableau suivant a été proposé pour servir de cadre chronostratigraphique synthétique pour les littoraux du golfe du Bénin. Il est basé d'une part, sur les différents logs de forages et les datations disponibles au Bénin et en Côte d'Ivoire, et d'autre part, sur les observations pédologiques effectuées sur les cordons de sables jaunes au Bénin.

Tableau 9.- Cadre chronostratigraphique des dépôts quaternaires (récent) du littoral béninois

CADRE CHRONOLOGIQUE (en milliers d'années B.P.)	MILIEU DE DEPOT	LITHOSTRATIGRAPHIE
HOLOCENE SUPERIEUR A L'ACTUEL	6 à l'Actuel	Laguno-estuarien Sables et vases avec des niveaux tourbeux
		Marin Sables des cordons littoraux (sables gris ou gris-bruns)
OGOLIEN+HOLOCEN E INFERIEUR	25 à 6 Fluvial, fluvio- marin (deltaïque) et laguno- estuarien	- Argiles noires et matière organique (tourbes) avec intercalation de sables hétérométriques : dépôts lagunaires - Sables plus ou moins épais avec intercalations de niveaux argileux : dépôts fluviaux et fluvio-marins. - Jaunissement et remaniement des sables du cordon interne
INCHIRIEN	30 à 25	marin Sables du cordon interne
	45 à 30	Laguno-estuarien Argiles noires et/ou sables plus ou moins épais, avec intercalations de niveaux tourbeux

Remarque : Le tableau ci-dessus a été proposé en se basant sur les données suivantes :

I- Datations disponibles dans la période de 6000 à l'Actuel

📍 5700 ± 140 ans B.P. et 5430 ± 140 ans B.P. ([Germain, 1975](#)) : âges obtenus sur les tourbes rencontrées dans des sondages au Nord du lac Ahémé (pour la première date) et en bordure sud de la lagune de Porto-Novo, dans les marécages qui recouvrent les sables jaunes (pour la deuxième date). Ces tourbes sont interprétées comme les témoins du développement de la mangrove, à l'arrière du rivage, au maximum de transgression holocène ([Oyédé, 1983](#) ; [Lang et al. 1988](#)).

📍 4990 ± 120 ans B.P. ([Assémien, 1971](#)) : âge des tourbes de mangroves retrouvées ensevelies sous 5m de sédiments dans le forage de l'Agnéby en Côte d'Ivoire (in [Tastet 1979](#)).

📍 3200 ans B.P. : âge fourni par la datation d'une faune franchement marine retrouvée ensevelie à la côte de -12,5 m, sous les sables de plage, aux environs de Cotonou (in [Lang et al., 1988](#) et [Tastet, 1979](#)) ;

📍 2979 ± 130 ans B.P. : âge obtenu sur un coquillage lagunaire de mangrove prélevé dans les marécages recouvrant les sables gris à Djègbamè au Bénin ([Lang et Paradis, 1977](#)) ;

📍 2511 ± 120 ans B.P. : âges fournis par les coquillages de plage provenant de Djègbadji au Bénin ([Lang et Paradis, 1977](#)) ;

📍 1490 ans B.P., 2039 ± 110 ans B.P., âges des coquillages de plage récoltés sur la plage de Cotonou ([Lang et Paradis, 1977](#)) ;

2- Datations disponibles permettant de définir la période de 25000 à 6000 :

- ✚ 23 400 ± 800 B.P. : âge obtenu sur une tourbe échantillonnée sur la bordure orientale de la lagune de Porto-Novo (au Bénin), à 30 m de profondeur au sein des faciès vaseux (in [Lang et al., 1988](#)) ;
- ✚ 19573 ± 500 B.P. : âge fourni par la datation d'une tourbe argileuses prélevée à 42 m de profondeur, dans le forage de Godomey au Bénin (in [Lang et al. 1988](#)) ;
- ✚ 8045 ± 100 ans B.P. : âge obtenu sur une lentille d'argile tourbeuse rencontrée à 28,5 m de profondeur, à la base d'un banc sableux du cordon littoral à Assinie en Côte d'Ivoire ([Tastet, 1979](#)). Ce cordon littoral correspond au cordon gris ou gris-brun du littoral du Bénin.
- ✚ 7016 ± 58 ans B.P. et 6688 ± 61 ans B.P. : âges fournis par les tourbes rencontrées dans les carottes Goho1 et Goho 2, entre 3 et 7 m de profondeur, dans les marécages connexes à la lagune de Porto-Novo au Bénin ([Agassounon, 2002](#)) et développés au dépens des sables jaunes.

3- Datations permettant de définir la période de 45000 ans à 30000 ans

- ✚ 32000 ± 800 ans B.P. : âge au 14C fournis par la partie sommitale de la tourbe rencontrée dans le forage de Vèdoko au Bénin ([Oyébé, 1991](#)).
- ✚ > 39000 ans : âge au 14C fournis par la partie basale de la tourbe rencontrée dans le forage de Vèdoko au Bénin ([Oyébé, 1991](#))
- ✚ ≥ 42000 ans : âges fournis par les tourbes rencontrées dans les niveaux argileux situés sous les sables jaunes dans les forages réalisés dans la région de Mafoublé en Côte d'Ivoire ([Tastet, 1979](#)).

Cette chronostratigraphie est enregistrée au cours d'une histoire paléogéographique qui laisse comprendre que le fleuve Mono existait bien avant la fin du Pléistocène. A partir de 45 000 ans B.P. environ, le niveau marin a progressivement remonté sous l'effet de la transgression inchirienne (Fig. 31, stade I). Au maximum transgressif inchirien, la mer a atteint un niveau supérieur à l'actuel et a développé une côte à falaises dans le Continental terminal ([Assémien et al., 1970](#) ; Fig. 31, Stade II). De ce fait, le Mono et le Couffo ont été envoyés vers 30 000 ans et leurs basses vallées formaient une ria. La stabilisation du niveau marin qui a suivi ce maximum transgressif a favorisé les premiers dépôts du cordon interne (Fig. 31, stade III). Par la suite, ces cordons internes se sont étendus au cours de la régression suivante, grâce à la progradation du rivage ogolien qui a atteint -110 à -115 mètres entre 17 et 18 000 ans B.P. ([McMaster et al., 1970](#) ; Fig. 31, stade IV). Au fur et à mesure de la baisse du niveau marin ogolien, le fleuve Mono entaillait les cordons internes pour rejoindre la mer. Sa vallée s'encaissait progressivement pour rattraper le niveau de base et sa partie estuarienne avançait graduellement sur la plateforme qui s'exondait au fur et à mesure de la régression. Pendant ce temps, les estuaires abandonnés entre les bordures des plateaux et les cordons internes devinrent le siège de sédimentation lagunaire et de phénomènes de subsidence. L'importance et la durée de la baisse du niveau marin ogolien favorisèrent, par pédogenèse, le jaunissement des cordons internes : ils devinrent des sables jaunes.

Avec la transgression holocène (devenue décisive à partir de 12 000 ans), les sables jaunes entament leur recul par érosion. Ils sont progressivement submergés par les lagunes et sont remaniés sans cesse. La zone estuarienne du Mono se rapprochait peu à peu du continent : c'est le stade V (Fig. 31). Au maximum transgressif holocène (il y a environ 6000 ans), la mer

approche à nouveau les plateaux du Continental terminal. Mais cette fois-ci, son niveau est resté légèrement plus bas que celui de l'Inchirien et des restes de cordons internes (sables jaunes) ont pu se conserver de façon plus ou moins continue entre Ouidah et Cotonou. Par contre, la zone estuarienne du Mono et même celle de l'Ouémé étaient plus basses car les eaux lagunaires avaient déjà suffisamment érodé et submergé les sables jaunes au fil de la transgression. La mer envahit alors les deux estuaires et transforma à nouveau les basses vallées de Mono et du Couffo en des rias (Fig. 31, stade VI). Seules quelques reliques de sables jaunes ont pu subsister dans l'environnement de l'estuaire du Mono (au Sud de Comè) et au Sud de Porto-Novu (Fig. 31, stade VI).

Avec la stabilisation du niveau marin holocène, la première génération de cordons holocènes (les sables gris) se met en place, sous l'effet de la dérive littorale (Fig. 31, stade VII). Elle sert alors de barrière à l'estuaire, déviant ainsi le cours du fleuve Mono en une lagune côtière : la lagune Outobo qui fonctionne aujourd'hui comme une dépression lagunaire (Fig. 16). En conséquence, les eaux du Mono et du Couffo sont canalisées en direction du lac Nokoué, via la lagune Outobo. Elles sont ensuite mélangées aux eaux de l'Ouémé et drainées enfin vers le Nigéria par le biais de la lagune de Porto-Novu (Fig. 16).

A la faveur des dernières pulsations suivant le maximum transgressif holocène (Anthony, 1990 ; Fig. 29C), une deuxième génération de cordon littoral s'est mise en place, à l'arrière de la lagune côtière actuelle (Fig. 31, stade VIII) : c'est la plage actuelle ou cordon de sables gris-brun.

De l'histoire paléogéographique décrite ci-dessus, on conclut que la portion de la vallée du Mono établie aux dépens du domaine des plateaux de terre de barre s'est régulièrement transformée en ria au cours des deux derniers maxima transgressifs du Quaternaire (Fig. 31b). Autrement dit, l'estuaire du Mono a été ennoyé aussi bien à l'Inchirien qu'à l'Holocène et les trois générations de cordons littoraux présents dans son environnement constituent aujourd'hui les marques des dernières oscillations marines quaternaires. Dans l'hypothèse que les côtes du golfe du Bénin ont été toujours dominées par la houle au Quaternaire, nous pouvons déduire que chacun de ces cordons a servi de barrière à l'estuaire au cours de son évolution au Quaternaire récent.

- *Les cordons internes* : ils ont servi de plage barrière à l'estuaire après la phase d'incursion marine inchirienne (Fig. 31, stade B). Ils ont été entièrement jaunis au cours de l'importante baisse du niveau marin ogolien. Même si leur extension était beaucoup plus large à l'Ogolien, ces cordons littoraux ont été de toute évidence littéralement érodé d'une part par

le fleuve Mono lors de la régression ogolienne, d'autre part par la mer et l'estuaire lui-même, durant la transgression holocène (Fig. 31, stades C et D). C'est pourquoi au sein de l'estuaire, ils ne subsistent actuellement que sous forme de buttes reliques au Sud de Comè.

- *Les cordons de sables gris* : ils représentent les marques géomorphologiques du maximum transgressif holocène. Ils ont joué le rôle de cordons barrières après la phase de l'ennoiement holocène de l'estuaire (Fig. 31, stade E). Ils se trouvent aujourd'hui dans un état de remaniement très poussé, sous l'effet des crues saisonnières du fleuve Mono (Fig. 31, stade E) ;

- *Les cordons de sables gris-brun* ont été mis en place à la faveur des dernières pulsations suivant le maximum transgressif holocène (Fig. 29C). Ils forment des cordons barrières actuels qui permettent à l'estuaire d'être abrité des agitations de la houle (Fig. 31, stade F). Depuis 1987, la dynamique des ces plages est sujette à de profonds bouleversements, sous l'effet de la migration de l'embouchure de l'estuaire (Bouche du Roi).

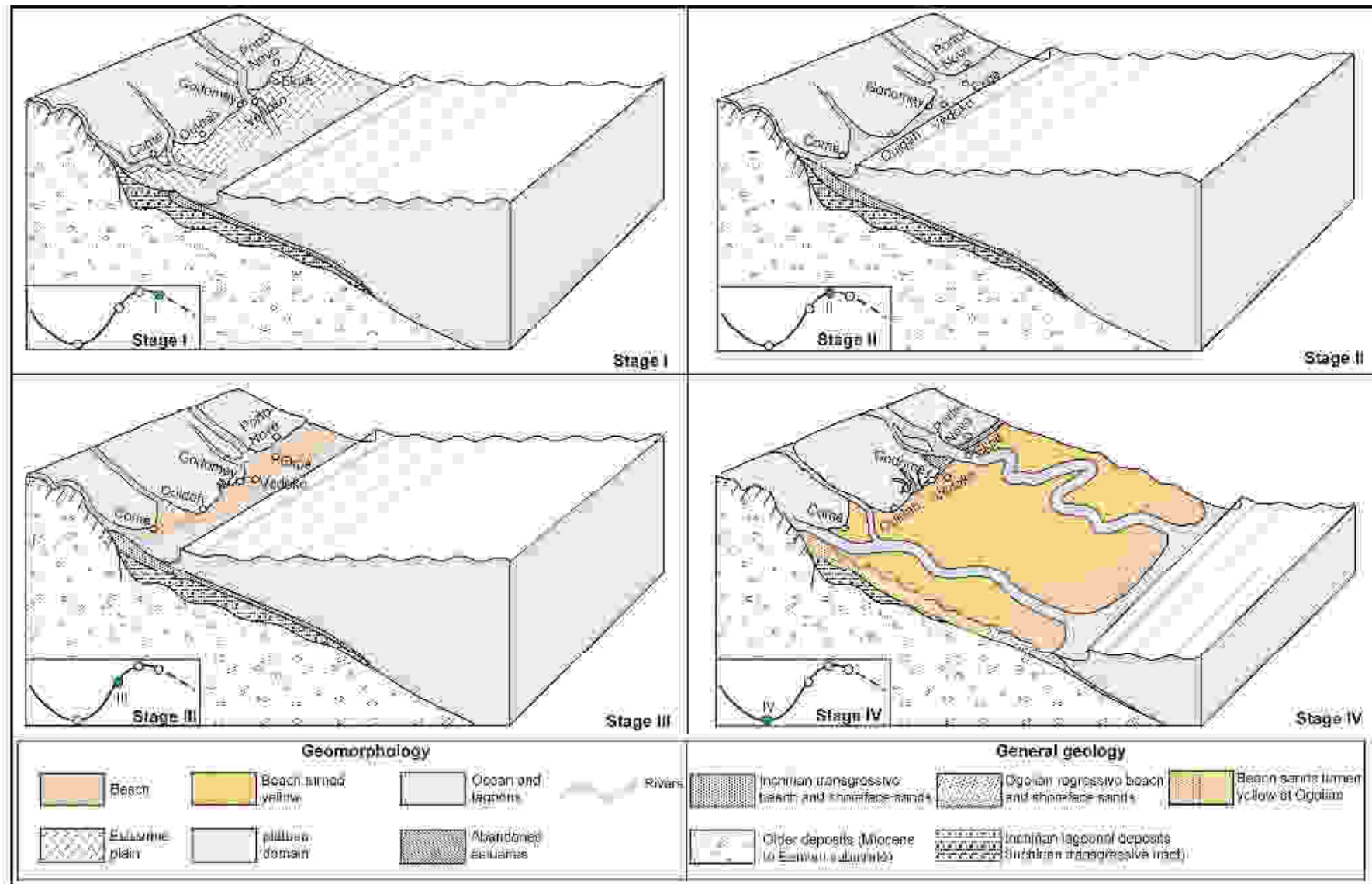


Planche A

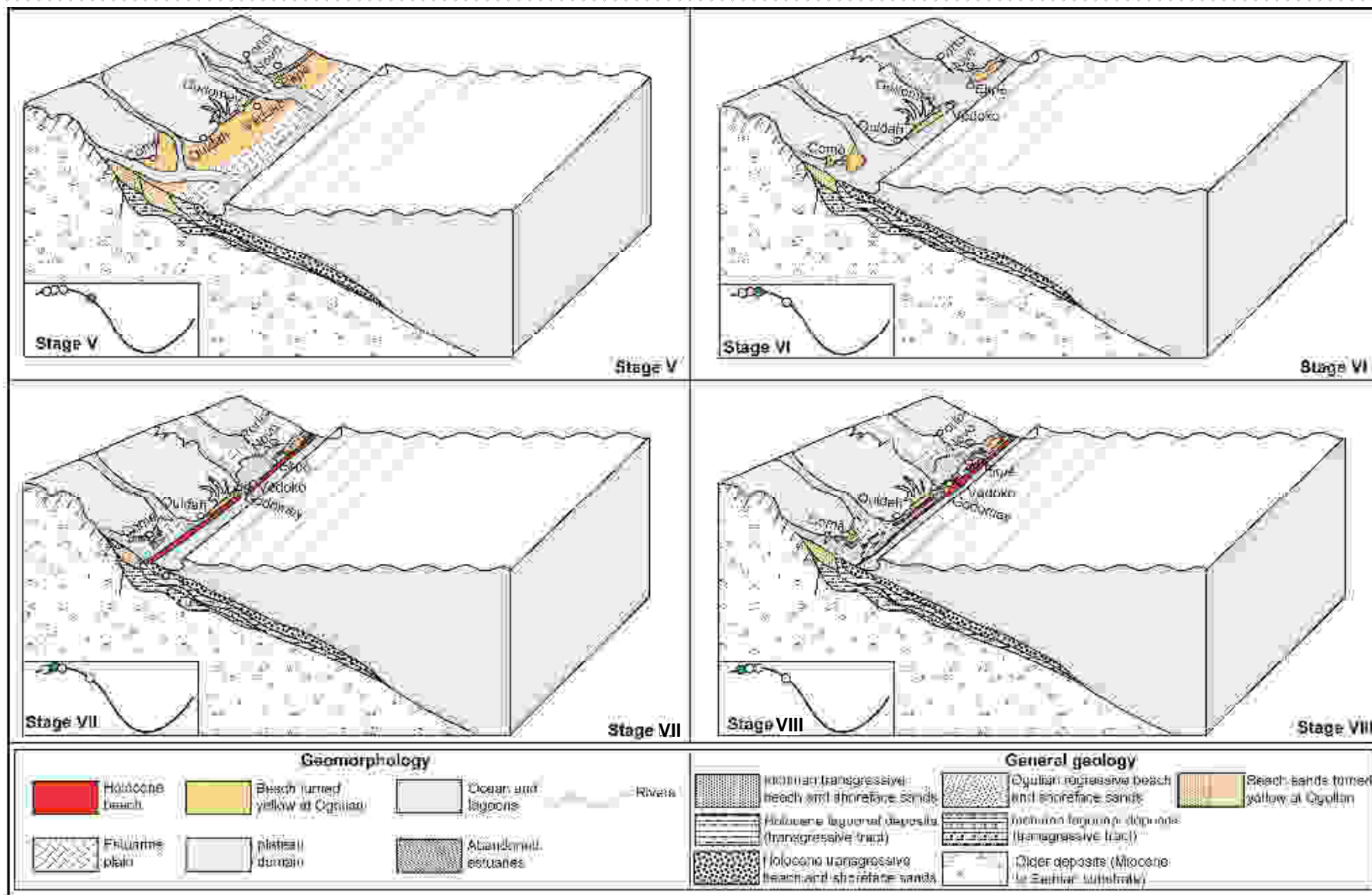


Planche B

Fig. 31a.- Esquisse de l'évolution paléogéographique du Quaternaire récent du littoral du Bénin (Planches A et B)

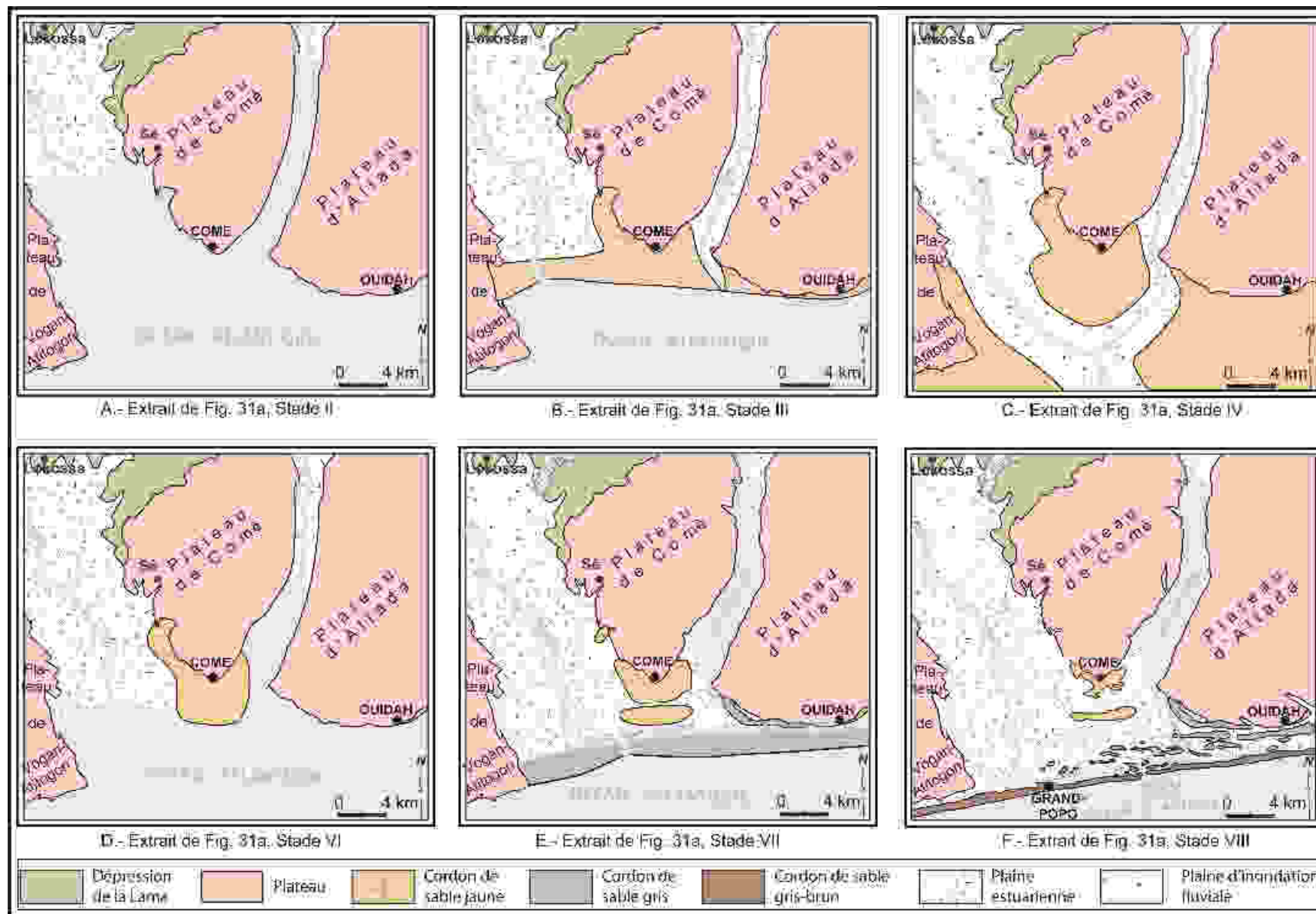


Fig. 31b.- Evolution géologique de l'estuaire du Mono au Quaternaire récent

V.- CONCLUSION

Les raisonnements menés dans ce chapitre contiennent une part de subjectivité qui prouve que la dynamique quaternaire des littoraux du golfe de Guinée reste à préciser. Toutefois, les observations de terrain montrent qu'au cours du Quaternaire récent, les anciens cordons barrières de l'estuaire du Mono se sont construits et détruits au rythme des variations du niveau marin.

Peut-on s'appuyer sur cette évolution quaternaire pour penser que les bouleversements observés depuis 1987 dans la dynamique des cordons barrières actuels sont le signe d'un nouvel épisode de variation du niveau marin ? Ou bien ces perturbations sont-elles à attribuer à la mise en service du barrage de Nangbéto ?

A l'échelle planétaire, les tendances actuelles plaident en faveur d'une hausse générale du niveau marin (changements climatiques), même si ceci est encore difficilement vérifiable au niveau des côtes d'Afrique de l'Ouest. A partir de l'analyse statistique d'une série marégraphique de longue durée (1930-1978) à Takoradi, [Verstraete \(1989\)](#) a mis en évidence sur les côtes ghanéennes, la tendance à une hausse séculaire qui sera de l'ordre de 0,3 m d'ici 2030, en prenant l'année 1930 comme origine. Mais il n'est pas possible d'affirmer aujourd'hui que cette hausse séculaire est d'origine eustatique ou tectonique ou encore liée aux nombreuses téléconnexions océanographiques et météorologiques ([Anthony, 1990](#)).

Les travaux qui s'intéressent aux changements climatiques sur les côtes du golfe de Guinée évaluent l'étendue des secteurs potentiellement vulnérables dans l'hypothèse d'une élévation du niveau marin ([Blivi, 2001](#) ; [Prudencio et al., 2002](#) ; [Adjoussi, 2008](#)). Ceci revient à dire que la part d'une probable hausse du niveau marin dans la réponse dynamique des côtes du golfe de Guinée reste encore non quantifiable (donc non encore perceptible). Par contre, les variations du régime d'agitation peuvent se traduire par de profonds déséquilibres morphologiques au niveau des littoraux du golfe de Guinée où la dynamique des plages est essentiellement sous la dépendance de la houle et des courants associés. Par ailleurs, les activités humaines constituent aujourd'hui l'une des causes des changements très rapides susceptibles d'intervenir dans la dynamique morphosédimentaire des littoraux ouest africains. Ces deux facteurs (naturel et anthropique) serviront de pistes dans la recherche des causes des perturbations observées depuis 1987, dans la dynamique des cordons barrières de l'estuaire du Mono.

Dans la suite, nous analyserons d'abord l'évolution du régime des vents et des conditions de houles de 1952 à 2007.

Chapitre 5

EVOLUTION DU REGIME DES VENTS ET DES CONDITIONS DE HOULES SUR LE LITTORAL BENOIS

I.- INTRODUCTION

Ce chapitre vise à analyser l'évolution des conditions de vents, de houle et de courants induits (dérive littorale) responsables de la dynamique des plages de l'ensemble du littoral béninois. On se basera sur les données de vents enregistrées en bordure de mer, à la station de l'aéroport de Cotonou. En effet, il est généralement admis que les houles sont créées par les vents et tempêtes soufflant au-dessus des océans (Pierson et Moskowitz, 1964 ; Hasselmann *et al.*, 1973 ; Carter, 1982 ; Andreas et Wang, 2007 ; Günaidyn, 2008 ; Le Roux, 2009). Pour que cette forme d'analyse indirecte des caractéristiques de la houle soit fondée, nous estimons que l'origine des vents enregistrés sur le littoral doit être discutée. C'est pourquoi, après avoir rappelé ici les principes de base de la circulation atmosphérique/océanique, nous comparerons d'abord les intensités et directions des vents dominants aux différents états du centre d'action de Sainte-Hélène. L'évolution des conditions de houle sera ensuite examinée.

II.- LES MOTEURS DE LA DYNAMIQUE CLIMATIQUE

Les conditions météorologiques sont déterminées par les circulations atmosphérique et océanique qui sont fortement sous la dépendance de l'énergie solaire (Amat *et al.*, 2008). L'importance de cette énergie dépend de l'insolation et de l'incidence du rayonnement solaire qui varient en fonction du mouvement apparent du soleil (solstices et équinoxes, Fig. 32A).

1/ La circulation atmosphérique

Trois centres d'actions réglementent les conditions atmosphériques au-dessus de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 32B). Il s'agit de l'anticyclone de Sainte-Hélène centré sur l'Atlantique sud, de l'anticyclone des Açores sur l'Atlantique nord et de l'anticyclone arabo-libyenne (ou du Sahara) au-dessus du Sahara. Ils sont associés à des masses d'air tropicales dont ils commandent les mouvements intertropicaux grâce à des cellules atmosphériques dites de Hadley. L'anticyclone de Sainte Hélène et celui des Açores sont associés chacun à une masse d'air tropical maritime froid et humide, située respectivement au-dessus de l'océan atlantique sud et au-dessus de l'Atlantique nord. L'anticyclone du Sahara génère au-dessus du Sahara une masse d'air tropical continental chaud et très sec (Harmattan).

Les cellules de Hadley dirigent les masses d'air sous forme de vent suivant un trajet en boucle (Fig. 32C). Cette boucle comprend deux branches : une dans les basses couches de l'atmosphère au contact du sol (alizés et moussons) et une autre plus en altitude (les contre-alizés).

Sous l'effet des frottements de surface (qui l'emportent sur la force de Coriolis au voisinage du sol), les alizés adoptent une direction du NE dans l'hémisphère nord et du SE dans l'hémisphère sud (Ronday, 2005 ; Fig. 32C). Lorsque les alizés d'un hémisphère franchissent l'équateur géographique, ils s'infléchissent pour suivre la même direction que celle des flux de l'hémisphère opposé. *En conséquence, au niveau du golfe de Guinée, les flux régionaux des secteurs S à W seront des airs maritimes entretenus par l'anticyclone de Sainte-Hélène, tandis que ceux des secteurs N à E seront des airs continentaux dirigés par l'anticyclone du Sahara* (Fig. 32C). Par ailleurs, compte tenu de la direction des alizés dans l'hémisphère sud, ceux qui peuvent atteindre facilement le golfe de Guinée après leur déviation à l'équateur sont ceux qui proviennent de l'extrémité est de l'anticyclone de Sainte Hélène.

Les alizés/moussons et contre-alizés (qui constituent les deux branches du trajet en boucle) sont reliés par deux zones aux flux d'air verticaux. La première, appelée zone de convergence ou de subsidence, se développe au cœur des anticyclones qui animent les cellules de Hadley (Fig. 32C). La deuxième, dite zone d'ascendance ou de convection, se manifeste au-dessus des dépressions qui séparent les centres d'action (Fig. 32C).

Par ailleurs, dans le domaine intertropical, les zones de convection unissent les cellules de Hadley d'hémisphères nord et sud. Elles forment de ce fait une ceinture appelée *équateur météorologique* (ITCZ zone ; Fig. 32C), lieu des perturbations atmosphériques à fortes bandes de précipitations (Fig. 32D, Amat *et al.*, 2008). En Afrique de l'Ouest, entre les cellules de Hadley des anticyclones Sainte-Hélène et Sahara, l'équateur météorologique représente la zone de convergence de deux masses d'air de nature différente : l'harmattan (alizé continental chaud et sec) au nord et la mousson (alizé maritime humide) au Sud (Fig. 32C, Tapsoba, 1997). Le contact au sol entre ces deux masses d'air constitue le front intertropical (FIT) dont les fluctuations au cours de l'année déterminent les saisons au niveau du golfe de Guinée en particulier et de part et d'autre de l'équateur géographique en général (Fig. 33A). Au niveau du FIT, le flux d'air froid maritime (lourd) dirigé par l'anticyclone de Sainte-Hélène glisse sous celui de l'air tropical continental chaud (léger) du centre d'action du Sahara. La structure du FIT devient alors inclinée vers le Nord car le flux de mousson forme au sol un biseau d'air maritime sous l'alizé continental (Fig. 32E).

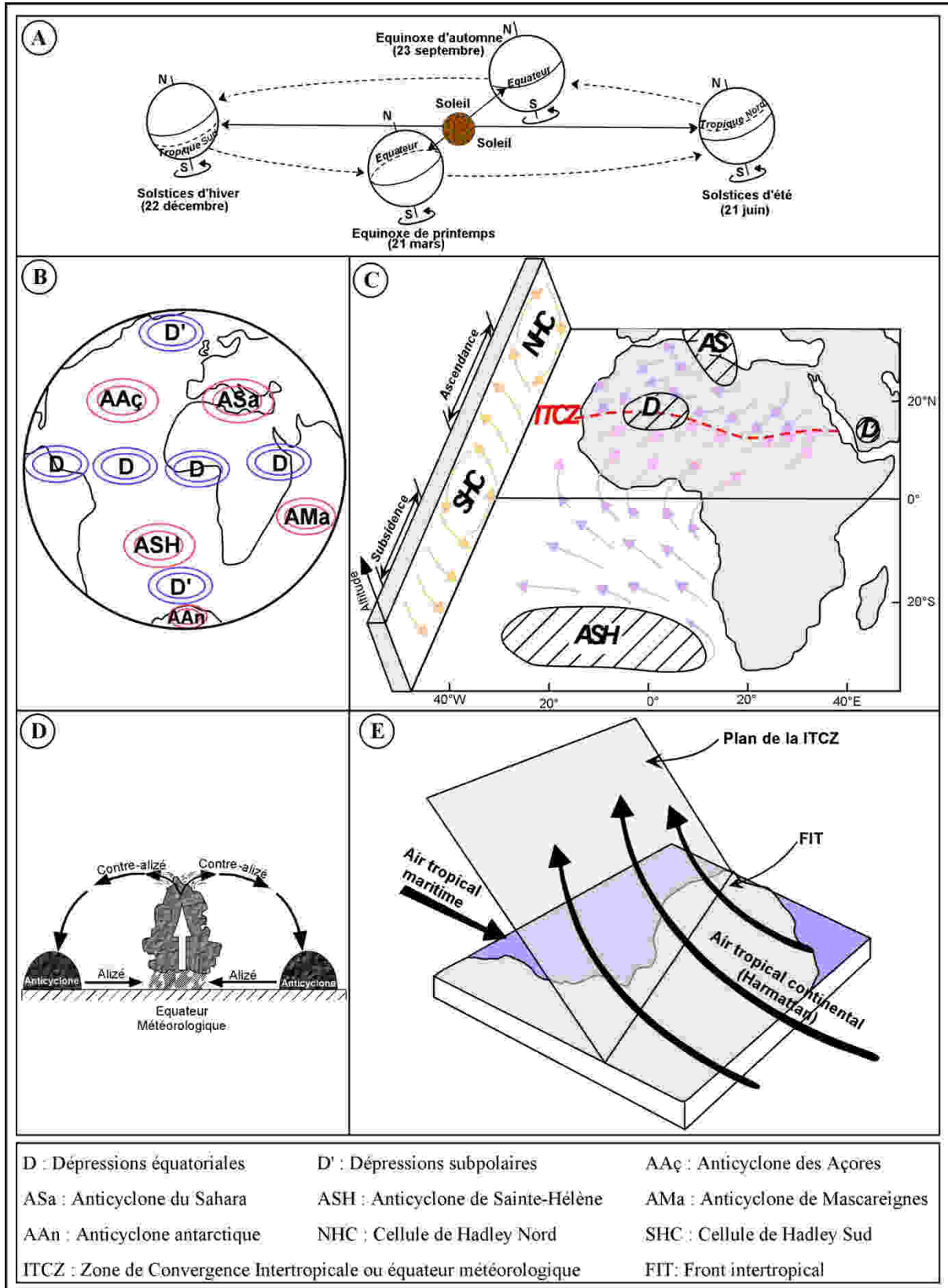


Fig. 32.- Les moteurs de la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest

A- La Terre dans quatre positions privilégiées de son orbite (Solstices et équinoxes ; Amat et al., 2008) ; B- Les anticyclones et dépressions qui régissent la circulation atmosphérique au-dessus de l'Afrique ; C- Mécanisme de la circulation atmosphérique au-dessus de l'Afrique de l'Ouest et les masses d'airs impliqués ; D- Equateur météorologique et les perturbations atmosphériques associées (Amat et al., 2008) ; E- Structure du Front Intertropical

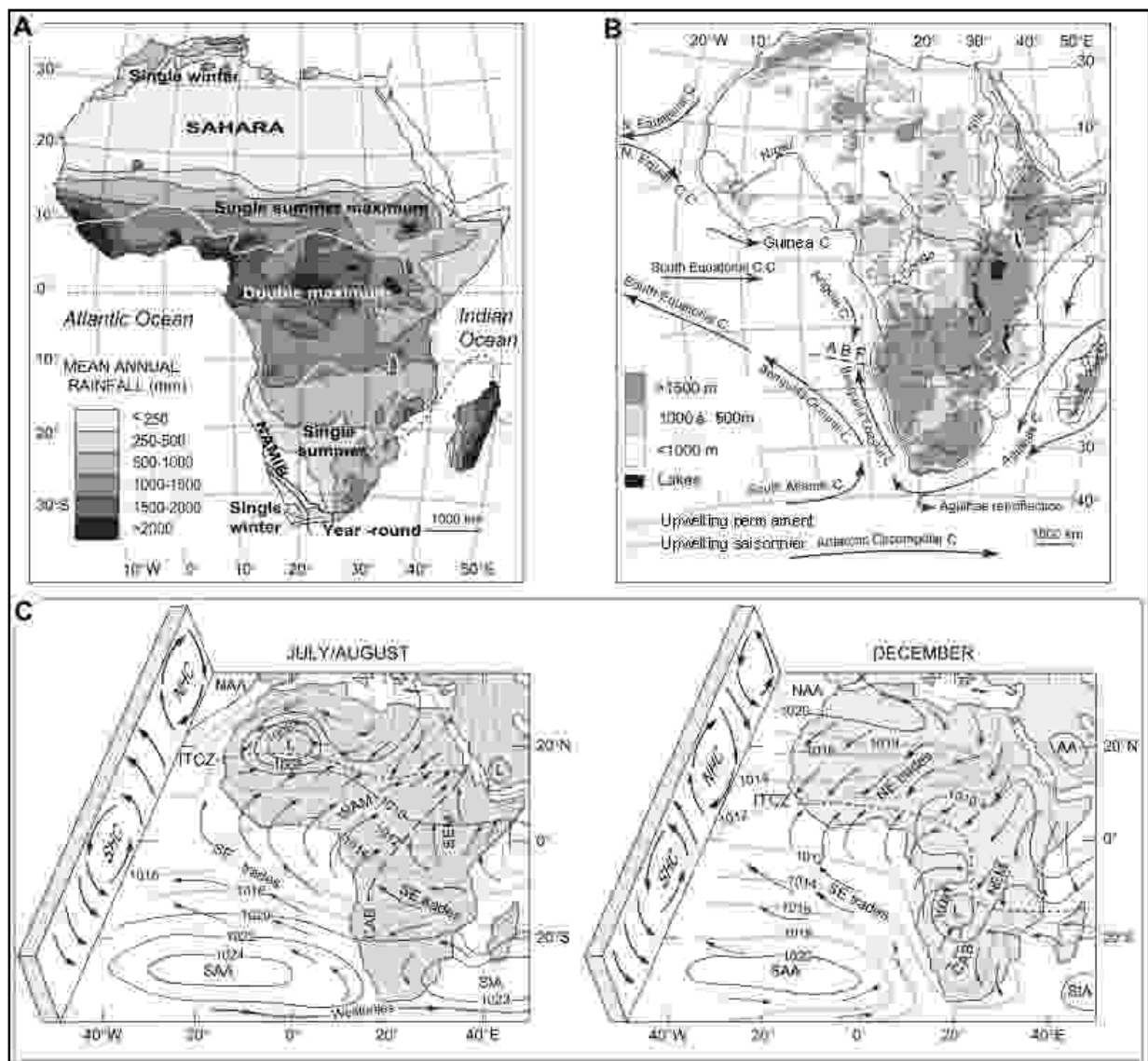


Fig. 33.- Quelques aspects de la circulation océanique/atmosphérique en Afrique (Gasse et al., 2008, complété)

(A)- Régimes pluviométriques et moyennes annuelles des précipitations

(B)- Caractéristiques orographiques du continent africain et courants de surface de l'océan atlantique.

ABF : Angola-Benguela Front.

(C)- Caractéristiques des vents et pressions durant l'hiver austral (à gauche) et l'été austral (à droite)

NAA- Anticyclone de l'Atlantique Nord (Açores); SAA- Anticyclone de l'Atlantique Sud (Saint Hélène); AA- Anticyclone de l'Arabie; SIA- Anticyclone de l'Océan Sud Indien (Mascareignes); L- Dépression; WAM- Mousson d'Afrique de l'Ouest; NEM- Mousson d'Afrique de l'Est; SEM- Mousson d'Afrique du Sud-Est; ITCZ- Zone de Convergence Intertropicale; CAB- Limite des masses d'airs congolais; SHC- Cellule de Hadley sud; NHC- Cellule de Hadley nord.

2.- Circulation océanique de surface et phénomènes d'upwelling

Les courants de surface océanique aux grandes échelles spatiales horizontales sont essentiellement induits par la circulation atmosphérique (les vents des anticyclones et des dépressions) et sont fortement influencés par la force géostrophique ou déviation de Coriolis (Ronday, 2005). Aux latitudes moyennes au Sud du golfe de Guinée, on reconnaît dans l'Atlantique sud, une circulation anticyclonique tournant dans le sens contraire des aiguilles d'une montre : c'est le "*subtropical gyre*". Il comprend les courants froids de Benguala (avec une composante océanique et une composante côtière), du Sud Atlantique et du Sud équatorial (Fig. 33B ; Gasse *et al.*, 2008). La giration est bouclée par le courant chaud du Brésil (le long des côtes est de l'Amérique du Sud). Au voisinage de l'équateur, on distingue les contre-courants équatoriaux (courants chauds) dont le contre-courant sud équatorial et le courant de Guinée, prolongement du contre-courant nord équatorial (Fig. 33B). A ces deux circulations s'ajoute le courant d'Angola qui est un courant de densité (thermocline) déterminant l'"*Angola gyre*".

Ces courants sont associés aux phénomènes d'upwelling et de downwelling permanents et saisonniers. Ceux qui influencent notablement les littoraux du golfe de Guinée sont les upwellings qui apparaissent saisonnièrement (entre mai et septembre) sur les côtes d'Afrique de l'Ouest, du Congo jusqu'au Ghana (Fig. 33B). En effet, au cours du renforcement (en hiver austral) de l'anticyclone de Sainte-Hélène et de son étalement en direction du golfe de Guinée, le cisaillement imprimé par le vent à la surface océanique entraîne le transport forcé des eaux des couches supérieures vers l'Ouest ; un rééquilibrage s'effectue alors par remontée des eaux froides de profondeur près des côtes, du Congo jusqu'au Ghana.

3.- Variation saisonnière des températures de surface (SST) de l'océan atlantique sud

La figure 34 montre les variations mensuelles des températures de surface océanique de l'Atlantique sud. Elle a été établie par Hardman-Mountford *et al.* (2003) à partir d'une vingtaine d'années (1982 -2000) d'enregistrements de température de surface océanique par un capteur radiométrique haute résolution (*Advanced Very High Resolution Radiometer – AVHRR*) à bord du satellite américain NOAA (*United States' National Oceanic and Atmospheric Administration*).

Cette figure montre qu'entre janvier et mars (été austral), les températures de surface sont maximales pour l'ensemble des eaux de l'Atlantique sud. La surface des eaux connaît ensuite un refroidissement progressif au rythme de l'hiver austral (avril à août). En septembre (début

du printemps austral), la SST remonte progressivement pour atteindre les valeurs maximales en été.

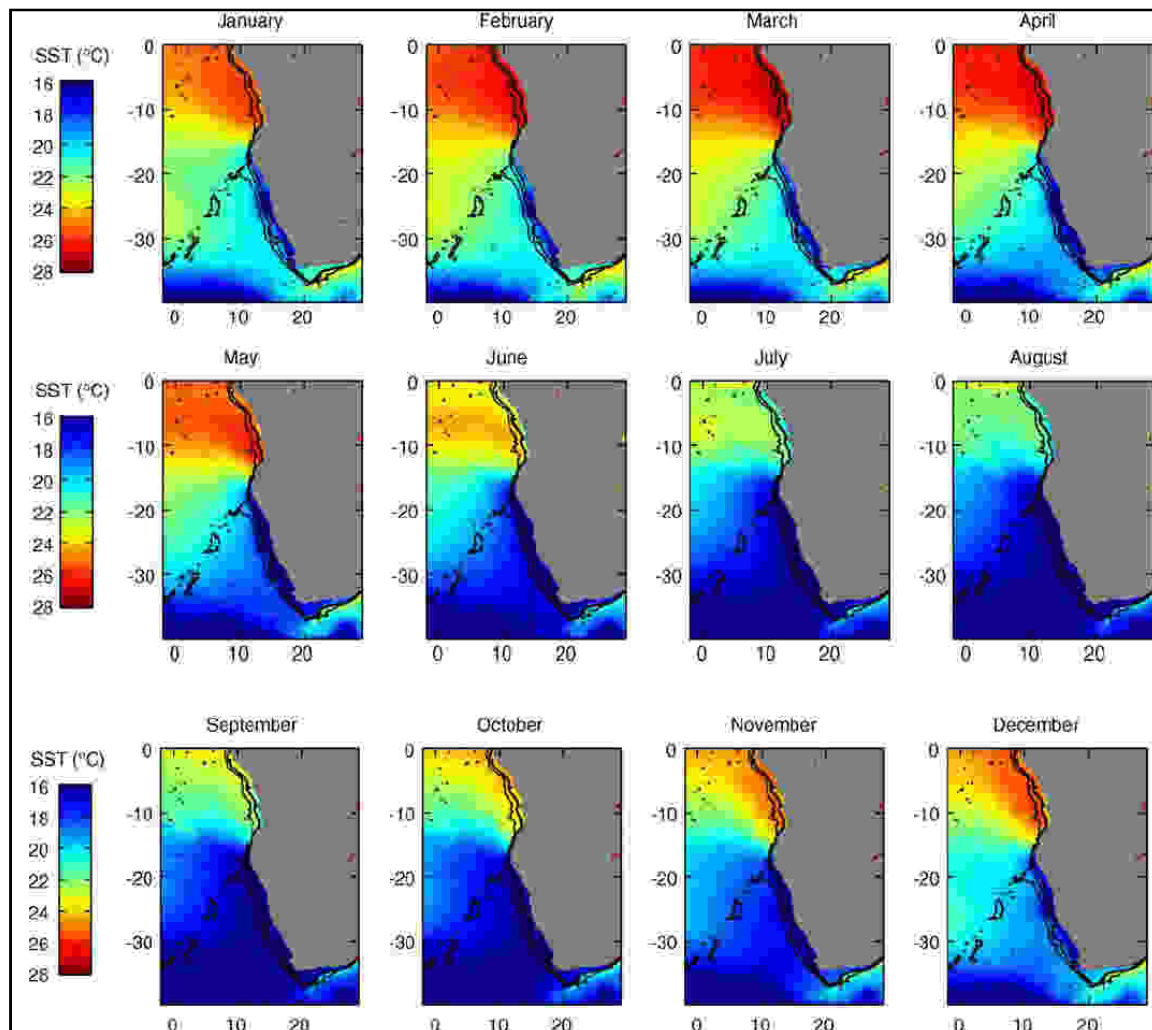


Fig. 34.- Carte de variation mensuelle des températures de surface océanique de l'Atlantique Sud (Hardman-Mountford *et al.*, 2003)

Par ailleurs, entre les mois de janvier et de mars-avril qui correspondent respectivement au maximum de fourniture d'énergie solaire aux latitudes moyennes (autour de 30°S) et basses (zones équatoriales) de l'hémisphère sud, l'évolution des températures de surface permet de distinguer quatre types de masses d'eau (Figs. 34 et 35 ; Hardman-Mountford *et al.*, 2003) :

- la masse d'eau chaude (EC) située dans la zone équatoriale ;
- la masse moins chaude (EMC) constituées par les eaux situées au Sud de la masse d'eau équatoriale et celles parcourues par le courant des Agulhas (Fig. 33B), le long de la côte est de l'Afrique du Sud ;

- les masses d'eau froide (EF) comprenant les eaux sub-antarctiques (autour de 35°S) et celles parcourues par le courant de Benguela le long de la côte ouest de l'Afrique du Sud (Fig. 33B) ;
- les eaux moins froides (EMF) situées entre les masses d'eaux froides et moins chaudes.

La SST au niveau de ces différentes masses d'eau reflète l'influence des conditions aux limites (étendue de la masse très froide antarctique) et surtout de la circulation océanique/atmosphérique (courants chauds, courants froids, courant de thermocline, etc) sur la chaleur spécifique des différentes zones de l'océan atlantique sud.

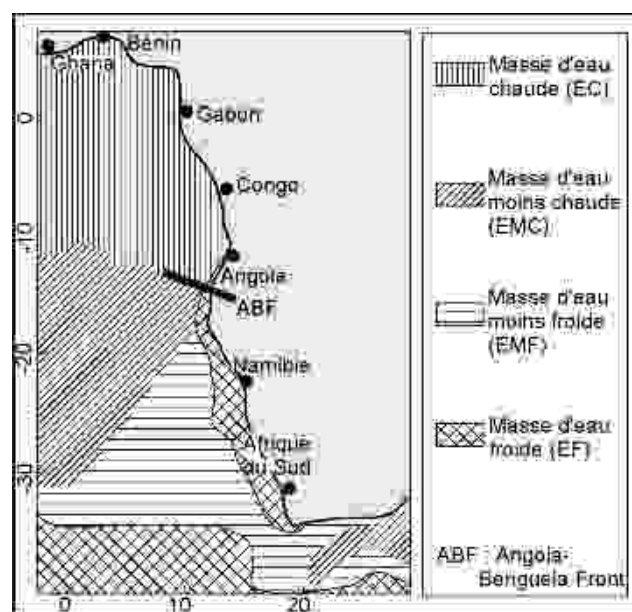


Fig. 35.- Les différentes masses d'eau de l'Atlantique Sud entre janvier et mars (été austral)

A partir du mois d'avril, au fur et à mesure du refroidissement de l'atmosphère austral, la surface de ces différentes masses d'eau (et notamment celle des EMF, EMC et EC) présentera par rapport à l'air ambiant, des anomalies thermiques positives ; ce qui permettra à celles-ci de libérer à l'atmosphère, l'énergie thermique qu'elles ont stockée durant l'été (Buisson, 1987 ; Hardman-Mountford *et al.*, 2003).

III.- EVOLUTION DES CARACTERISTIQUES DES VENTS SUR LE LITTORAL DU BENIN

1. Variations des vitesses moyennes mensuelles

L'évolution annuelle des moyennes mensuelles des vitesses (U_{10}) de vents enregistrées à la station de l'aéroport de Cotonou permet de distinguer deux saisons de vents sur le littoral du Bénin (Fig. 36) :

- une grande saison de vents (ou saison des vents d'hiver) au cours de laquelle les vitesses de vents décroissent à partir du mois de mars, atteignent leurs minima en mai avant de croître progressivement vers les valeurs les plus élevées entre juillet et septembre. Pour cette saison, les minima et maxima des moyennes mensuelles des vitesses de vents sont respectivement de 3,6 m/s (en mai) et de 5,12 m/s (en août).
- une petite saison de vents (saison des vents d'été) durant laquelle les vitesses des vents chutent complètement au-delà du mois de septembre ; elles atteignent les valeurs les plus faibles de la saison en décembre avant de remonter vers les valeurs les plus élevées en mars. Les minima et maxima de cette saison sont respectivement de 3,15 m/s (en décembre) et de 4,55 m/s (en mars).

Par ailleurs, l'analyse de l'évolution annuelle des moyennes mensuelles des vitesses de vents sur le littoral de Cotonou reflète une corrélation très étroite avec le cycle annuel de la circulation atmosphérique/océanique de l'hémisphère austral (Fig. 36) : décembre à mars (été austral) : léger renforcement des vents sur le littoral ; mars à mai (automne austral) : relâchement des vents ; mai à septembre (hiver austral) : raffermissement des vitesses de vents ; septembre à décembre (printemps austral) : relâchement des vents.

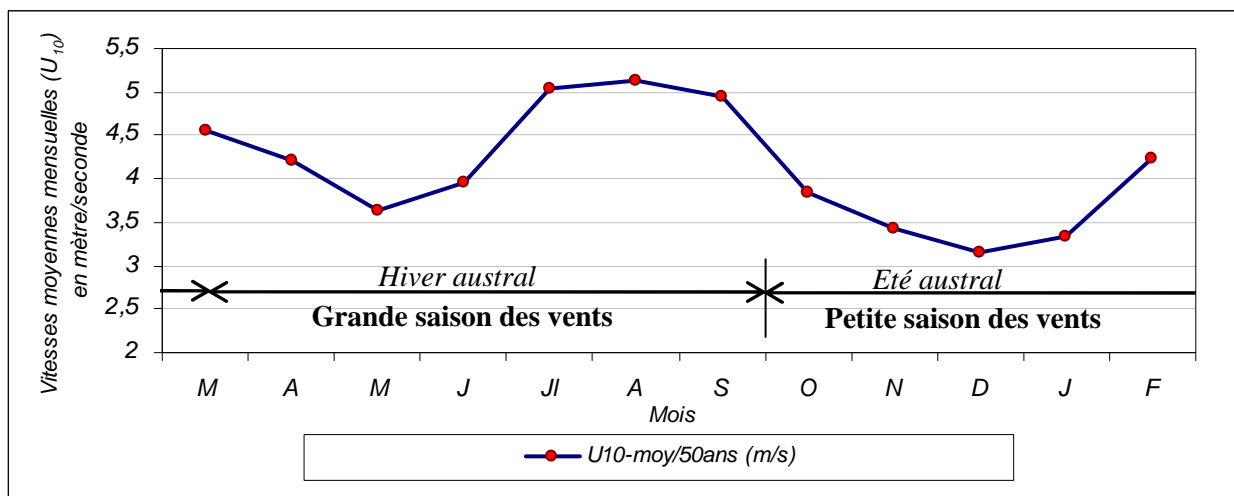


Fig. 36.- Variation annuelle des vitesses moyennes mensuelles de vents sur le littoral du Bénin à Cotonou (moyenne sur 50 ans, de 1955 à 2005)

N.B. : U_{10} : vitesse moyenne mensuelle à 10 m au-dessus du niveau marin.

2.- Variations de fréquences des directions de vents dominants

Les données de vent de la station de l'aéroport de Cotonou montrent neuf directions de vents mensuellement dominantes. Le tableau suivant présente les fréquences de dominance mensuelle de chacune des neuf directions. Ces fréquences sont calculées sur une période de 50 ans, de 1956 à 2005.

En fonction de leur fréquence, on peut distinguer (tableau 10) :

- des vents majeurs constitués par ceux dont la dominance mensuelle est très fréquente. Ce sont les vents du Sud-Ouest, du Sud-Sud-Ouest, de l'Ouest-Sud-Ouest et de l'Ouest ;
- des vents mineurs qui sont ceux dont la dominance mensuelle est rare (très peu fréquente). Ils rassemblent les vents du Nord, du Nord-Est, du Nord-Nord-Est, du Sud et du Sud-Sud-Est.

En fonction de leur direction de provenance, les vents majeurs peuvent être subdivisés en deux séries, chacune d'elles comprenant des vents à fréquence de dominance mensuelle très élevée (*vents principaux*) et des vents à fréquence de dominance mensuelle moins élevée (*vents secondaires*). Il s'agit de (tableau 10) :

- la série des *vents du Sud* : ce sont les vents de direction sud-ouest (vents principaux) et ceux du Sud-Sud-Ouest (vents secondaires) ;
- la série des *vents d'Ouest* : ils comprennent les vents de direction ouest-sud-ouest (vents principaux) et ceux de l'Ouest (vents secondaires).

Par ailleurs, au niveau de chaque série, les variations des fréquences des vents principaux et secondaires montrent de fortes similitudes (Fig. 37A). Ces similitudes laissent penser que les vents principaux et secondaires de chaque série sont conjugués. En conséquence, nous avons considéré que chaque série de vents est représentée par le cumul des fréquences des vents principaux et secondaires qui la constituent (Fig. 37B).

Au total, on peut donc dire que les vents dominants sur le littoral béninois montrent une fréquence annuelle de 97,71% pour les vents majeurs (75,65% pour les vents du Sud et 22,06% pour les vents d'Ouest) et de 2,29% pour les vents mineurs (Fig. 37C).

En analysant les variations des fréquences mensuelles des vents majeurs (Fig.37B), on remarque qu'au cours de la petite saison des vents (octobre à mars, Fig. 36), les fréquences des vents du Sud sont toujours élevées alors que celles des vents d'Ouest sont faibles. A l'inverse, durant la grande saison des vents (mars à septembre, Fig. 36), les fréquences des deux séries de vents sont affectées par une forte variation d'amplitude ; la fréquence des vents du Sud baisse et celle des vents d'Ouest devient élevée, particulièrement entre juillet et août (Fig. 37B).

Tableau 10.- Fréquence mensuelle des vents dominants sur le littoral du Bénin

	Mois	SW	SSW	WSW	W	SSE	S	N	NNE	NE
Fréquence mensuelle	J	62,75	11,76	13,73	1,96	1,96	3,92	0,00	1,96	1,96
	F	72,55	11,76	9,80	3,92	0,00	1,96	0,00	0,00	0,00
	M	80,39	7,84	9,80	0,00	0,00	0,00	1,96	0,00	0,00
	A	76,47	9,80	11,76	1,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	M	72,55	13,73	9,80	3,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	J	66,67	7,84	21,57	3,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Jl	41,18	7,84	41,18	9,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	A	43,14	1,96	41,18	9,80	0,00	3,92	0,00	0,00	0,00
	S	56,86	5,88	33,33	3,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	O	82,35	11,76	5,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	N	66,67	19,61	5,88	3,92	0,00	1,96	0,00	0,00	1,96
	D	58,82	17,65	13,73	3,92	0,00	3,92	0,00	0,00	1,96
		VPr	VSe	VPr	VSe	Les vents mineurs				
		VS		VW						
		Les vents majeurs								

VPr : vents principaux ; VSe : vents secondaires ; VS : vents du Sud ; VH : vents d'Ouest

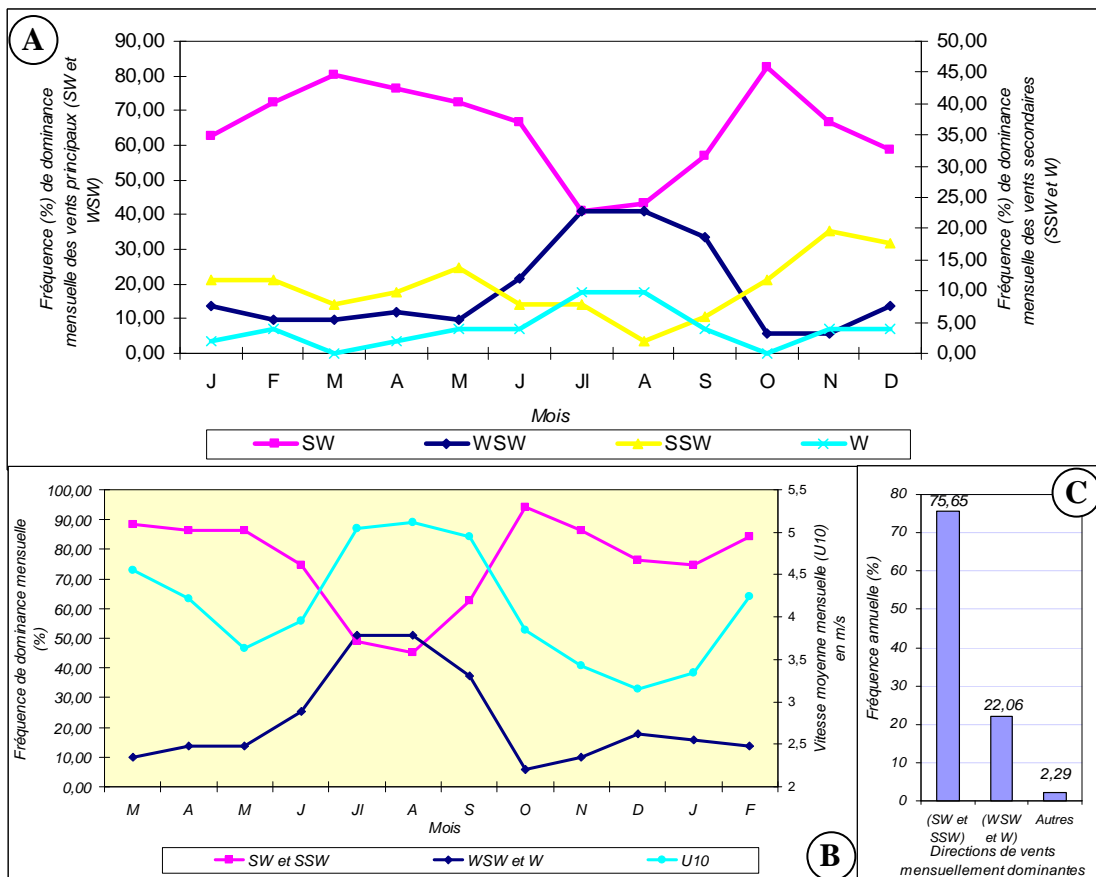


Fig. 37- Courbes et histogramme de fréquences des vents dominants sur le littoral béninois

- A- Courbe de variation des fréquences mensuelles des vents du Sud-Ouest, du Sud-Sud-Ouest, d'Ouest et du d'Ouest-Sud-Ouest
- B- Courbe de variation des fréquences mensuelles des vents de Sud (en rose) et celle des vents d'Ouest (en bleu) comparée à celle de la vitesse U_{10} des vents à 10 m au-dessus de la mer
- C- Histogramme de fréquence annuelle des vents dominants

3.- Discussion

Le littoral du Bénin est presque exclusivement exposé aux vents majeurs : les vents du Sud particulièrement très fréquents durant toute l'année (75,65%), soutenus par les vents d'Ouest (22,06%) notamment pendant l'hiver austral ; les vents mineurs n'interfèrent que très sommairement (2,29%), entre novembre et mars. Les directions de provenance de ces vents majeurs correspondent bien à celles des masses d'airs générés par l'anticyclone de Sainte-Hélène (Fig. 32).

Par ailleurs, au cours de l'année, les variations des intensités de vents sur le littoral béninois semblent être sous la dépendance de l'anticyclone de Saint Hélène dont nous proposons ici une description des manifestations saisonnières.

En mars-juin

A la fin de mars, avec le début de réchauffement de l'atmosphère boréal, les pressions commencent par se dégrader au cœur de l'anticyclone du Sahara qui de ce fait se rétracte progressivement. Par contre, le refroidissement de l'atmosphère austral s'amorce. Au cœur du centre d'action de Sainte-Hélène, les phénomènes de subsidence s'intensifient au fur et à mesure que le refroidissement s'accroît ; ce qui entraîne un renforcement des pressions au cœur de l'anticyclone de Sainte-Hélène, au rythme du refroidissement. L'anticyclone se "gonfle" et s'étend progressivement comme le fera un tas de sable nourri par le sommet. Au cours de son extension vers l'Est, l'anticyclone se rapproche du continent africain (bordure de l'Afrique du Sud) et se réchauffe par la base, sous l'effet des anomalies thermiques positives qui existent, durant cette période, sur les bordures orientales de l'Atlantique Sud (Buisson, 1987 ; Hardman-Mountford *et al.*, 2003). Ce réchauffement à la base empêche la stabilité et le renforcement des pressions sur la face orientale de l'anticyclone. En conséquence, de mars à mai, les vents générés sur cette face atteignent le golfe de Guinée avec des vitesses faibles (Fig. 36).

Au mois de mai, une remontée d'eaux froides apparaît le long des côtes du Congo jusqu'au Gabon (Fig. 33B). Cet upwelling consomme les anomalies thermiques positives des masses d'eau chaude équatoriale (EC) et renforce les pressions sur la face orientale de l'anticyclone de Sainte-Hélène, en plein étalement. En conséquence, durant le mois de juin, les vitesses des vents qui s'échappent de cette face en direction du golfe de Guinée sont plus élevées que celles des mois d'avril à mai (Fig. 36).

Juillet – septembre

L'upwelling naissant au mois de mai sur les côtes du Congo et du Gabon se propage vers le Nord et atteint les côtes du golfe de Guinée en juillet (Fig. 33B). Il contribue à rafraîchir la surface océanique et les basses couches de l'atmosphère, renforçant davantage les pressions sur les faces septentrionale et orientale de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Les vents qui s'en échappent en direction du golfe de Guinée sont en conséquence plus vigoureux (Fig. 36). C'est à cette période que la fréquence des vents d'Ouest s'amplifie (dépassant même celle des vents du Sud, surtout entre juillet et août), sans doute suite au raffermissement des pressions au niveau de l'anticyclone et à son étalement maximal vers le Nord.

Septembre - décembre

Vers la fin du mois de septembre (début d'été austral), sous l'effet d'un début de réchauffement de l'atmosphère austral, les pressions commencent par se dégrader au niveau de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Ce qui entraîne la diminution progressive des vitesses de vents, de septembre à décembre (Fig. 36). Elles atteignent leurs valeurs minimales de l'année (en décembre), lorsque les pressions au cœur de l'Anticyclone de Sainte-Hélène se réduisent à leurs plus faibles valeurs et le centre d'action éloigné le plus possible de l'équateur (Fig. 33C). Les fréquences des vents d'Ouest chutent rapidement au profit de celles des vents du Sud.

De façon concomitante à la dégradation des pressions du centre d'action de Sainte-Hélène, l'anticyclone du Sahara amorce aussi un étalement (renforcement) en direction du Sud, au rythme du refroidissement de l'atmosphère boréale (hiver boréal). Le FIT recule alors vers le Sud et atteint sa position la plus méridionale en décembre/janvier. A ce moment, des flux d'air secs de l'harmattan se font sentir sur le littoral où ils se manifestent en 2 ou 3 pulsations de 5 jours en moyenne chacune (Toffi, 2008).

Janvier – mars

Durant cette période, on assiste à un léger refroidissement de l'atmosphère austral (par rapport à la période de septembre –janvier). Parallèlement, l'atmosphère boréale commence par se réchauffer. La conséquence de ce réglage thermique consiste en un léger renforcement des pressions au cœur de l'Anticyclone de Sainte-Hélène déjà affaibli au maximum au solstice d'hiver (décembre). C'est ce qui explique l'augmentation progressive des vitesses de vents de janvier à mars (Fig. 36).

4.- Synthèse

Les vents qui soufflent sur la côte béninoise définissent deux saisons : une grande saison des vents pendant laquelle les vitesses de vents assez élevées puis une petite saison des vents durant laquelle les vitesses de vents sont moins élevées. Aussi, ces vents sont-ils constitués à 97,71% par les vents majeurs dont les directions permettent de distinguer deux types : les vents du Sud (fréquence annuelle 75,65% ; directions SW et SSW), puis ceux de l'Ouest (fréquence annuelle : 22,06% ; direction de provenance : W et WSW). Les vents du Sud soufflent toute l'année sur le littoral béninois, mais ils sont particulièrement très fréquents en été (d'octobre à mars, avec des fréquences mensuelles voisins de 85%). Ils sont soutenus par les vents d'Ouest, notamment pendant l'hiver austral (jusqu'à 50% des vents en juillet et août). Les vents mineurs dont les alizés du NE n'interfèrent que très sommairement (2,29%), entre novembre et mars.

Les vents majeurs qui constituent l'essentiel des vents du littoral du Bénin (97,71%) montrent des directions concordantes avec celles des masses d'airs dirigés par l'anticyclone de Sainte-Hélène. Les variations de leurs intensités sont aussi en parfait accord avec les différents états qu'adopte ce centre d'action au cours d'une année. On conclut donc que les vents dominants qui soufflent sur le littoral béninois reflètent en direction et en intensité, ceux soufflant au-dessus de l'océan atlantique sud. Ils forment un biseau d'air maritime frais qui demeure prépondérant au sol, même lorsque le FIT se rapproche au maximum des côtes du golfe de Guinée. On peut donc se baser sur leurs intensités pour apprécier l'évolution des conditions de houle au niveau du littoral béninois.

IV.- ANALYSE DE L'EVOLUTION INTERANNUELLE DES DONNEES DE VENTS ET ESTIMATION DES CARACTERISTIQUES DE LA HOULE SUR LE LITTORAL BENINOIS

Les vitesses moyennes mensuelles de vents enregistrées en bordure de la mer à la station de l'aéroport de Cotonou ont été exploitées pour estimer les amplitudes de la houle au large et près des côtes ainsi que les courants de dérive. Avant d'être utilisées, ces données ont d'abord fait l'objet d'une analyse statistique afin d'apprécier les changements éventuels intervenus dans le rythme de leurs manifestations.

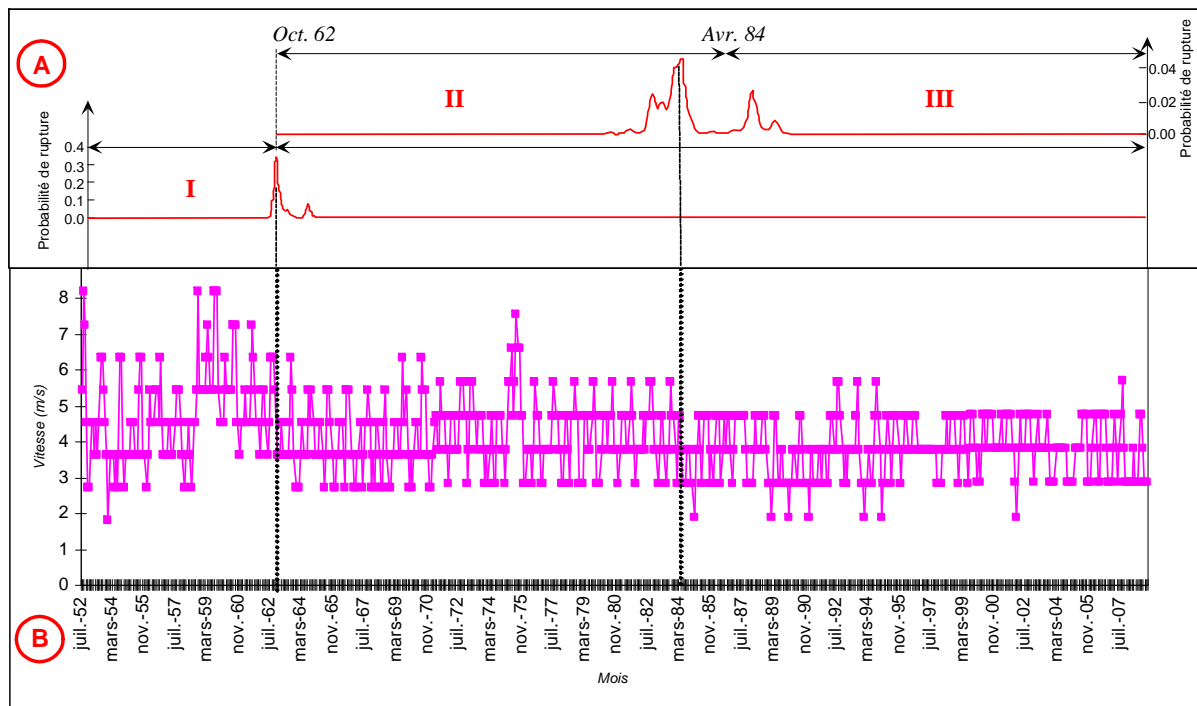
1.- Détection de rupture dans la série chronologique des vitesses de vents

L'analyse statistique des vitesses moyennes mensuelles de vent a été effectuée en deux temps avec la méthode bayésienne, au moyen du logiciel WinBugs 1.4. Elle a d'abord porté sur l'ensemble des valeurs de vitesses moyennes mensuelles obtenues de 1952 à 2007 ; ce qui a permis de déterminer une rupture fondamentale faisant distinguer deux périodes de vent. Chacune des deux périodes a été ensuite soumise à la même analyse, toujours dans l'environnement du logiciel Winbugs 1.4. Au total, deux ruptures de tendance majeures ont été déterminées dans l'évolution des vitesses de vents étudiées. Ces deux ruptures permettent ainsi d'identifier trois périodes de vents de 1952 à nos jours.

Pour chacune des deux ruptures détectées, l'existence de deux moyennes ($muz[1]$ et $muz[2]$), à intervalles de crédibilité à 95% distincts (cf annexe 3) est la raison fondamentale qui sous-tend le changement de la loi normale (de moyenne $muz[1]$) qui générerait les observations avant rupture. Les observations après rupture sont alors régies par une autre loi normale de moyenne $muz[2]$ significativement différente de celle de la première loi et de même précision que celle-ci ($tau_z[1] = tau_z[2]$) : les intervalles de crédibilité des deux précisions même à 50% chevauchent (cf annexe 3).

En considérant que ces données qui proviennent de la station de l'aéroport de Cotonou sont représentatives des vitesses moyennes mensuelles de vent soufflant sur l'ensemble de la côte béninoise, les trois périodes distinguées peuvent être décrites comme suit (Fig. 38) :

- **la période I** : elle va de juillet 1952 à octobre 1962. Elle correspond à une période "très venteuse". Le découpage effectué par la méthode bayésienne n'a fait que confirmer les conclusions d'une analyse visuelle de cette série stochastique. En effet, durant cette période, bien que les vitesses de vents aient fréquemment oscillé autour de 3-6 m/s, les maxima de 7 à 9 m/s ne sont pas demeurés moins fréquents.



A : Détection de rupture par la méthode bayésienne en utilisant le logiciel WinBugs 14
B : Evolution des vitesses moyennes mensuelles de vents sur le littoral béninois de 1952 à 2007

Fig. 38.- Analyse statistique des vitesses moyennes mensuelle des vents sur le littoral du Bénin

Les directions dominantes les plus fréquentes durant cette période sont : le Sud-Ouest (58%), avec majoritairement des vitesses de 3 à 6 m/s, l'Ouest-Sud-Ouest (31%) et l'Ouest (9%) qui correspondent aux vents de vitesses maximales (6 à 8 m/s). D'octobre à juin, la fréquence des vents de directions du Sud-Ouest (SW) est très élevée. Elle diminue ensuite, de juillet à septembre, au profit de celle des vents de l'Ouest-Sud-Ouest (WSW) et même de ceux de l'Ouest (W). Les directions du Nord-Est (NE) ou du Nord-Nord-Est (NNE) n'ont jamais été dominantes au cours de cette période.

- **la période II** s'étend de novembre 1962 à avril 1984. Elle correspond à une période "venteuse". En dehors de quelques rares extrêmes, les vitesses de vents ont régulièrement oscillé entre 3 et 6 m/s. Comme dans la première période, la fréquence des vents de directions du SW est élevée d'octobre à juin et devient faible, de juillet à septembre, au profit de l'augmentation de la fréquence des vents de l'Ouest-Sud-Ouest, voire de ceux de l'Ouest surtout en juillet-août. Les directions dominantes les plus fréquentes sont le Sud-Ouest (64%), l'Ouest-Sud-Ouest (14%) et le Sud-Sud-Ouest (19%). Notons au passage que la direction du Nord-Nord-Est a été dominante au mois de janvier d'une seule année (janvier 1983) sur les 22 que compte cette période.

- **la période III** : celle de mai 1984 à nos jours. C'est la période "moins venteuse". La limite supérieure de cette période sera à déterminer grâce au suivi continu de l'évolution des vitesses de vent dans les mois et années à venir. Dans cette période qui correspond à celle que nous vivons actuellement, bien que les vitesses des vents fluctuent régulièrement entre 3 et 5 m/s, elles tombent plus fréquemment à 2 m/s. Les vitesses moyennes de 6 m/s ont été enregistrées seulement quatre fois depuis mai 84 à nos jours. La fréquence des vents du SW est toujours élevée d'octobre à juin et celle des vents de l'Ouest-Sud-Ouest voire de l'Ouest, de juillet à septembre. La fréquence des directions dominantes est : le Sud-Ouest (71%), l'Ouest-Sud-Ouest (16%), le Sud-Sud-Ouest (6%) et l'Ouest (4%). Comparativement à la période II, les vents du NNE et du NE ont été plus fréquents durant cette période (1,41% pour cette période contre 0,39% pour la période II).

De l'analyse comparative des caractéristiques des trois périodes, il ressort que les vents enregistrés au niveau du littoral béninois ont des vitesses moyennes mensuelles globalement plus élevées de 1952 à 1962, élevées de 1962 à 1984 et moins élevées de 1984 à nos jours (Fig. 39). Les directions dominantes les plus fréquentes durant chaque période sont résumées dans le tableau 11.

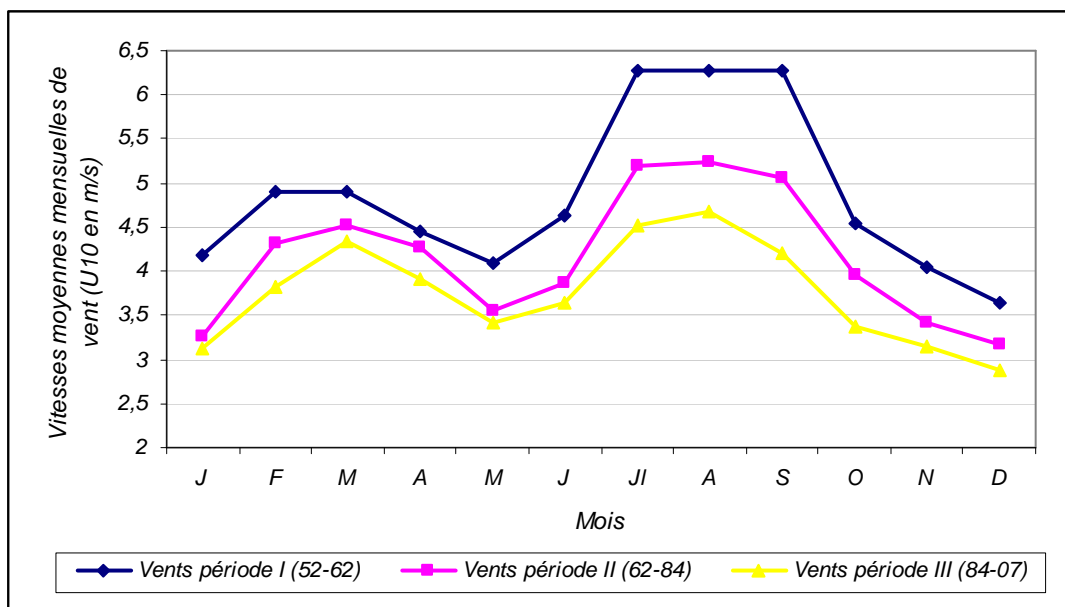


Fig. 39.- Vitesses moyennes mensuelles des vents des périodes très venteuse (période I en bleu), venteuse (période II en rose) et moins venteuse (période III en jaune)

Tableau 11.- Fréquence des vents des secteurs S-SW (vents du Sud) et W-SW (vents d'Ouest) correspondant aux périodes très venteuse (période I), venteuse (période II) et moins venteuse (période III)

Périodes de vents Fréquence (%)	Période I	Période II	Période III
	Vents du Sud (SW et SSW)	59	83
Vents d'Ouest (WSW et W)	40	15	20

D'après [Sitarz \(1960\)](#), les variations de quelques degrés dans les directions des houles au large du golfe de Guinée correspondent à un déplacement de plusieurs centaines de kilomètres de l'anticyclone de Saint Héléne. Les changements de directions et les diminutions de vitesses notées dans l'évolution temporelle des vents générateurs de ces houles pourraient aussi laisser penser à un déplacement de l'anticyclone de Saint Héléne.

2.- Détermination des hauteurs de houle et vagues puis du courant de dérive

Dans cette partie, les moyennes mensuelles des hauteurs significatives ($H_{1/3}$) et exceptionnelles (H_{max}) des houles générées au large de l'Atlantique sud sont estimées pour chacune des trois périodes de vents distinguées, en se basant sur la théorie de houle de Pierson et Moskowitz (cf chapitre 3). Les moyennes mensuelles des hauteurs des vagues de beau temps (H_b) et de tempêtes (H_{bmax}) ont été ensuite déduites des hauteurs significatives et exceptionnelles de houles calculées. Enfin, les moyennes mensuelles du courant de dérive de beau temps et de tempêtes ont été déterminées, en considérant que sur le littoral du Bénin, l'angle d'obliquité de la houle au déferlement a une moyenne égale à 7° (entre 6° et 7° d'après [Rossi, 1989](#)).

2.1.- Hauteurs des houles au large

Comme les vitesses des vents, l'amplitude des houles varie durant l'année au rythme de la dynamique saisonnière des champs de pressions du centre d'action de Saint Héléne. Cette variation permet de distinguer la grande saison de houle en hiver, de mars à septembre et la petite saison des houles en été, d'octobre à mars (Fig. 40 a, b et c).

L'amenuisement de l'intensité des vents de la période très venteuse à la période moins venteuse transparaît évidemment dans les hauteurs des houles.

Pour la période très venteuse (période I : 1952 à 1962), la courbe en bleu de la figure 40a montre que les hauteurs significatives des houles les plus faibles sont voisines de 0,4 m (pendant l'été austral). Avec la courbe rose (Fig. 40a), on remarque que les hauteurs des houles à cette époque peuvent atteindre et dépasser 2 m. Cette variation correspond à ce que mentionnent les travaux antérieurs sur le littoral de Cotonou. En effet, les connaissances dont on dispose aujourd'hui sur les caractéristiques de la houle au Bénin sont celles contenues dans les écrits de Rossi (1989) : «*La direction et le régime des agitations sont liés à ceux des vents. Ils font apparaître deux saisons : l'une de houles de faible hauteur (0,4-0,5 m) de octobre/novembre à mai/juin ; l'autre où durant l'été les hauteurs atteignent et dépassent 2 m.... (Sitarz, 1960)* ». Ces données proviennent des mesures effectuées sur la côte béninoise dans les années 1955 et 1956, au moment de la construction des ports de Cotonou au Bénin et de Lomé au Togo (Sitarz, 1960).

Pour les houles correspondant à la période II, les plus faibles amplitudes d'été austral sont de l'ordre de 0,28 m alors qu'elles ne sont que de 0,23 m pour les houles de la période III (Fig. 40 b et c). Les valeurs maximales d'hiver austral sont voisines de 1,4 m pour les houles de la période II et de 1,1m pour celles de la période III.

2.2.- Les hauteurs des vagues à la côte

Les hauteurs des vagues déferlantes (Fig. 41 a, b, et c) sont aussi en accord avec les caractéristiques des vents des trois périodes distinguées. Ainsi :

- durant la première période, les faibles valeurs de hauteur de vagues d'été sont de l'ordre de 0,46 m. Les amplitudes des vagues d'hiver austral peuvent atteindre et dépasser 2,4 m.
- pour les deux dernières périodes, les valeurs minimales d'été austral sont voisines de 0,33 m pour la période II et 0,27 m pour la période III. Les amplitudes d'hiver austral atteignent 1,64 m pour la période I et 1,30 m pour la période III.

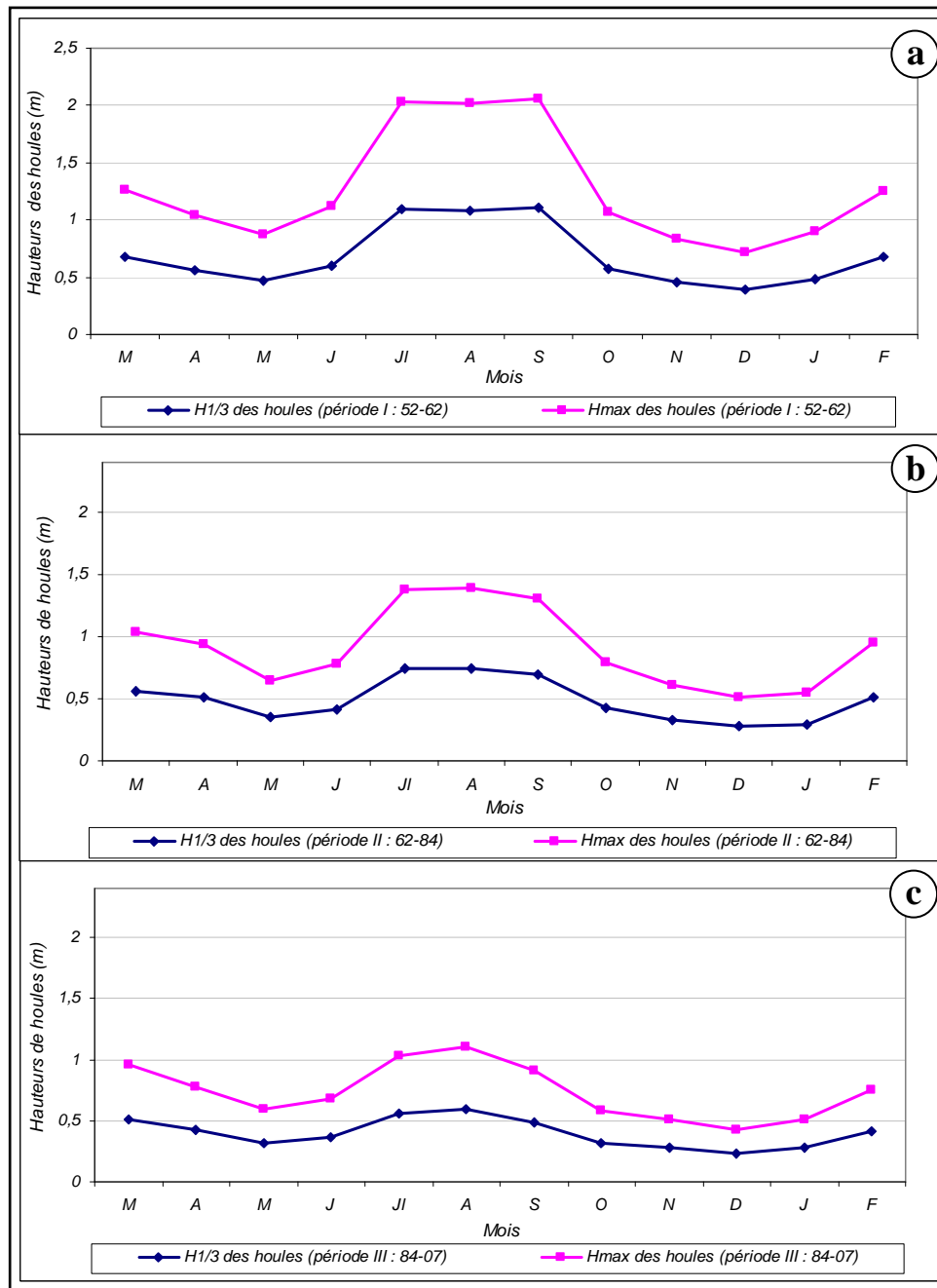


Fig. 40.- Moyennes mensuelles des hauteurs significatives et maximales des houles correspondant aux trois périodes de vents définies sur le littoral de Cotonou au Bénin.

2.3.- Les courants de dérive

Pour la période I (Fig. 42a), les courants moyens mensuels de dérive les plus faibles d'été austral sont de l'ordre de 0,5 m/s (en décembre), alors qu'en hiver, ces courants peuvent atteindre 1,2 m/s (en juillet-septembre). Les mesures effectuées du 05 janvier au 05 février 1956 par Sitarz (1960) ont montré des vitesses de courants de dérive comprises entre 0,3 et

0,8 m/s (Fig. 43). Ces valeurs sont concordantes avec les moyennes estimées pour les mois de janvier-février de la période I (Fig. 42a).

Pour les deux autres périodes, les valeurs des courants de dérive varient globalement entre 0,4 m/s en été austral et 1 m/s en hiver austral (Fig. 42 b et c).

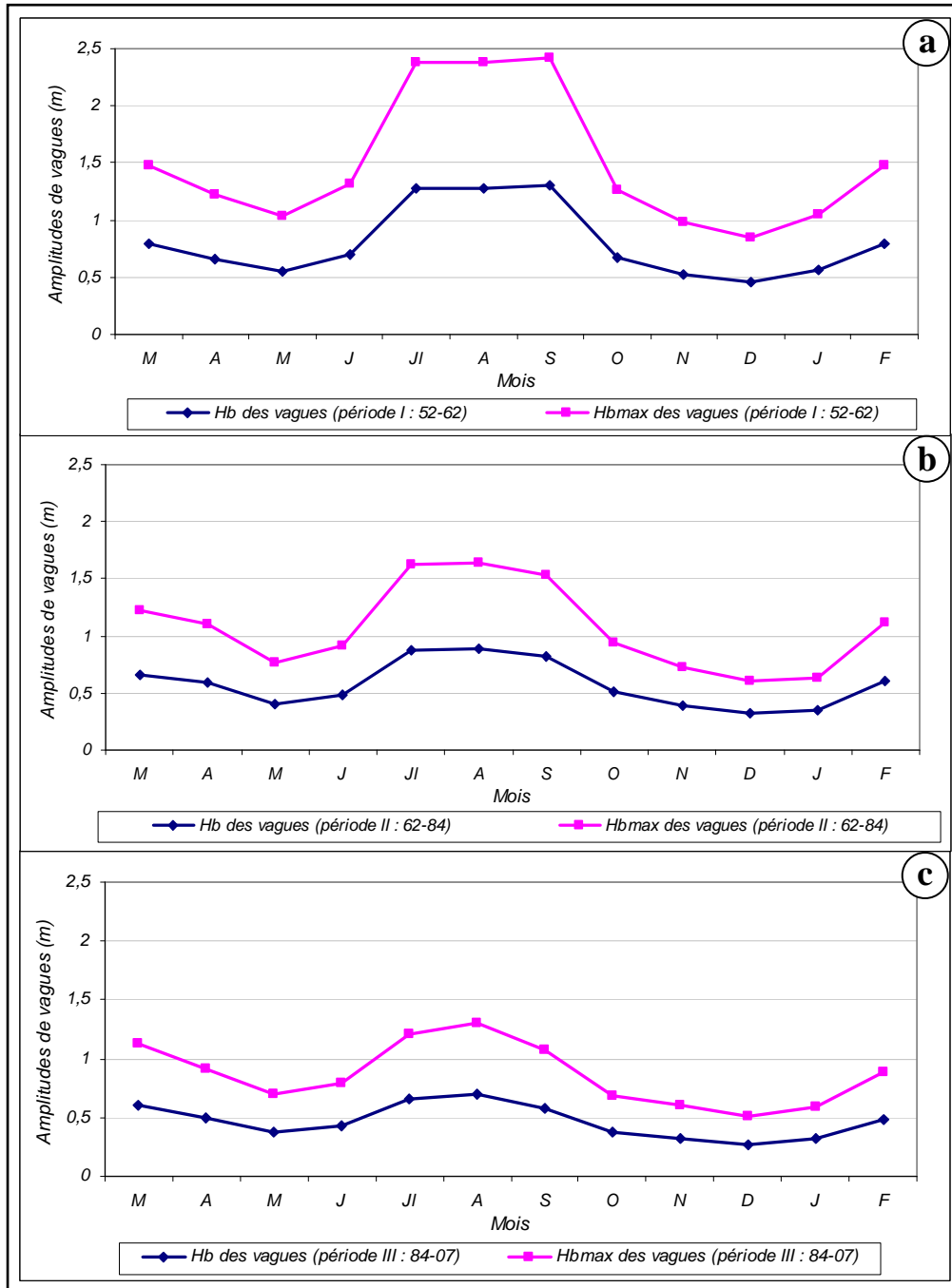


Fig. 41.- Moyennes mensuelles des hauteurs significatives et maximales des vagues déferlantes correspondant aux trois périodes de vents définies sur le littoral de Cotonou au Bénin.

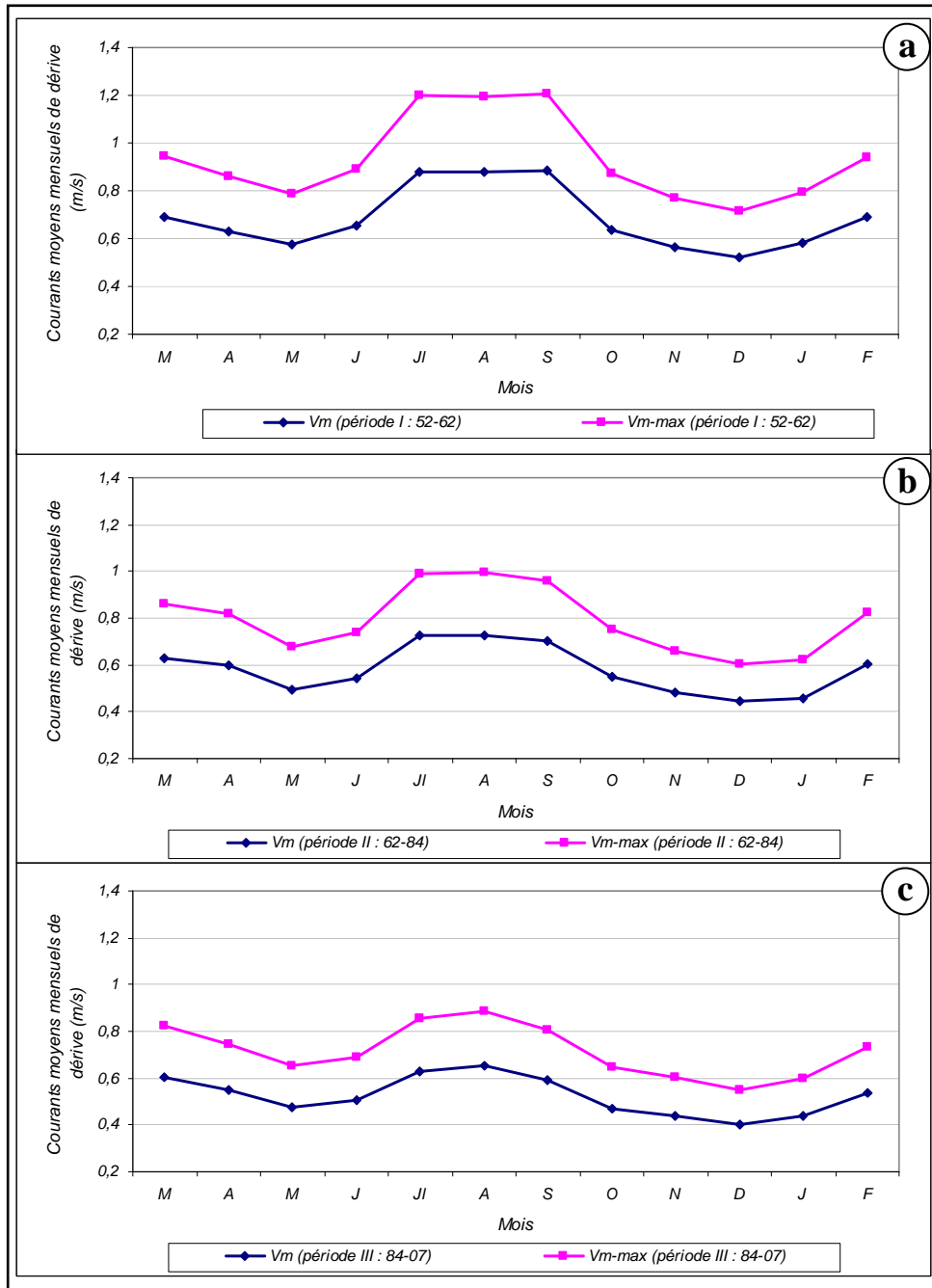


Fig. 42.- Moyennes mensuelles des intensités significatives et maximales de courants de dérive correspondant aux trois périodes de vents définies sur le littoral de Cotonou au Bénin

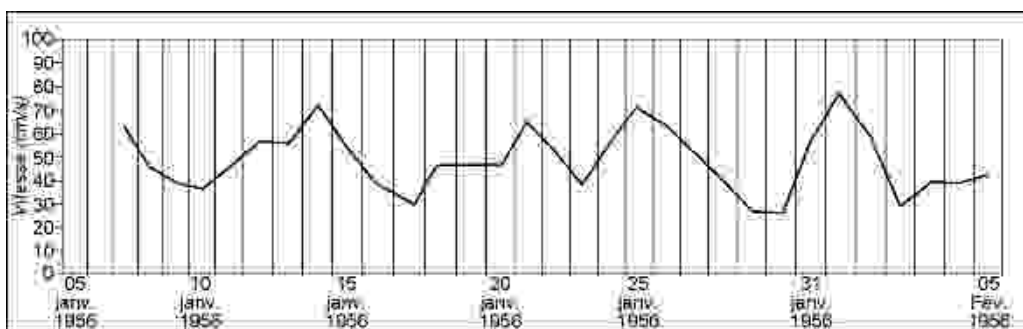


Fig. 43.- Variations des intensités de courants de dérive mesurées entre la barre et l'estran à Cotonou, du 05 janvier au 05 février 1956 (Sitarz, 1960)

V.- CONCLUSION

De 1952 à nos jours, les vents et tempêtes qui soufflent au-dessus de l'océan atlantique sud ont engendré, trois périodes dans le régime des agitations sur le littoral du Bénin :

- la période très venteuse de 1952 à 1962 durant laquelle, les amplitudes moyennes des houles sont comprises entre 0,40–1,25 m en été austral et entre 0,45–2,00 m en hiver. L'intensité moyenne mensuelle des courants de dérive engendrés suite au déferlement des houles varie entre 0,50 et 1,20 m/s ;
- la période venteuse au cours de laquelle les moyennes mensuelles des amplitudes des houles d'été austral varient entre 0,30 et 1,00 m tandis que celles des houles d'hiver sont de l'ordre 0,35–1,40 m. Les courants moyens mensuels de dérive engendrés au déferlement varient entre 0,45 et 1 m ;
- la période III pendant laquelle les houles d'été austral ont des amplitudes moyennes mensuelles comprises entre 0,25 et 0,75 alors que celles d'hiver ont des hauteurs moyennes mensuelles variant entre 0,30 et 1,2 m. Les moyennes mensuelles des intensités de courants de dérive varient entre 0,40 et 0,90 m/s.

Ces trois périodes sont définies par des ruptures intervenues dans la cadence de manifestations des vents et sont probablement liées aux épisodes de migrations du centre d'action de Saint Hélène.

Au regard du caractère estimatif des données de houles et de courants obtenues ici, il convient, pour une validation de la période actuelle (période III), de pouvoir réaliser sur une année, des campagnes de mesures bihebdomadaires *in situ*, au moyen de l'ADCP et du capteur de pression. En décembre 2010, nos tentatives pour réaliser des mesures, même ponctuelles, ont été vaines, en raison de la violence de la houle qui ne permettait pas de franchir la barre. La hauteur d'eau était donc insignifiante dans la zone où l'ADCP a pu être mouillé.

En considérant qu'ils ont véritablement affecté le climat de houle, peut-on dire que ces changements de tendance notés dans le rythme des manifestations des vents expliquent l'instabilité de la *Bouche du Roi* et la dynamique observée au sein des plages adjacentes depuis 1987 ?

Nous estimons que l'examen de la morphodynamique des plages au voisinage de la *Bouche du Roi* avant et après la mise en service du barrage de Nangbéto permettra d'être mieux éclairé.

Chapitre 6

APPORT DES SERIES D'IMAGES LANDSAT DANS L'ETUDE DE LA DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DE LA BOUCHE DU ROI ET DE SES PLAGES ADJACENTES AVANT ET APRES LA CONSTRUCTION DU BARRAGE DE NANGBETO

Ce chapitre a pour but d'étudier l'évolution de l'embouchure de l'estuaire du Mono (la *Bouche du Roi*) et la morphodynamique des plages adjacentes, aussi bien à l'état naturel (avant la mise en service du barrage de Nangbéto) que sous contrainte anthropique (après le barrage). Pour atteindre cet objectif, nous avons exploré les archives d'images Landsat. Les résultats obtenus ont fait l'objet d'un article soumis à la revue *Téledétection*.

L'article est présenté ici sans les rubriques « Présentation du milieu d'étude » et « Matériels et méthodologie » qui sont déjà largement décrites, respectivement dans les chapitres 2 et 3 de la partie I du document.

Apport des séries d'images Landsat dans l'étude de la dynamique spatio-temporelle de l'embouchure de l'estuaire des fleuves Mono et Couffo au Bénin, avant et après la construction du barrage de Nangbéto sur le Mono

LAÏBI Raoul A.^{1,3}, GARDEL Antoine^{1*}, ANTHONY Edward J.², OYEDE Lucien-Marc³

^{1*} Université du Littoral Côte d'Opale, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, UMR CNRS 8187, 32 avenue Foch, BP 80 62930 Wimereux, France.

² Aix Marseille Université, Institut Universitaire de France, CEREGE, UMR CNRS 6635, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, B.P. 80, 13545, Aix en Provence Cedex, France.

³ Laboratoire de Géologie, Mines et Environnement, Département des Sciences de la Terre, Université d'Abomey-Calavi, 01 B. P. 526 Cotonou, République du Bénin.

RÉSUMÉ

La *Bouche du Roi* dans le milieu littoral du Bénin, est un exemple d'embouchure de système estuarien dominé par la houle.

Avant la mise en service du barrage hydroélectrique de Nangbéto sur le fleuve Mono, la *Bouche du Roi* était contrainte à des phases d'ouverture et de fermeture, sur une période de temps très courte, sous l'effet de la dérive littorale et de l'hydrodynamisme saisonnier du

Mono. Après la construction du barrage en 1987, la régularisation des écoulements du Mono a rendu permanente l'ouverture de cette embouchure.

L'analyse des images Landsat révèle qu'avant et après le barrage de Nangbéto, l'ouverture de l'embouchure est toujours accompagnée d'une migration qui s'effectue par édification d'une flèche sableuse à l'amont-dérive puis érosion de la plage en aval-dérive. La vitesse moyenne de la migration est de 700 m/an. Avant la construction du barrage, les phénomènes d'accrétion de flèche et de migration d'embouchure étaient limités dans l'espace et dans le temps en raison de la courte durée de la phase d'ouverture de la *Bouche du Roi*. A la suite de la mise en service du barrage, ces phénomènes sont devenus permanents avec la persistance de l'embouchure ; ce qui entraîne la destruction de proche en proche de la plage aval et la ruine progressive des infrastructures socio-économiques.

Après plus de 20 ans de fonctionnement du barrage, le bilan des évolutions enregistrées se traduit par une avancée du rivage essentiellement imputable, non pas aux apports solides du fleuve Mono, mais à la charge sédimentaire mobilisée depuis l'Ouest par la dérive littorale.

Mots-clés : embouchure fluviale, barrage de Nangbéto, dérive littorale, migration d'embouchure, flèche sableuse, érosion littorale.

Contribution of Landsat imagery to the analysis of the spatio-temporal dynamics of the estuary mouth of the Mono river in Benin, before and after construction of the Nangbeto dam

ABSTRACT

The *Bouche du Roi* inlet in the coastal environment of Benin is an example of a wave-dominated estuary-mouth system.

Before the construction of the hydroelectric dam of Nangbeto on the Mono river, the main tributary of the estuary, the *Bouche du Roi* inlet was forced into successive opening and closing over a very short period of time, under the effect of longshore drift and the seasonal discharge of the Mono river. Following construction of the dam in 1987, stabilization of the discharge of the Mono river has resulted in permanent opening of the inlet.

Analysis of a series of Landsat images shows that before and after the Nangbeto dam was built, the opening downdrift of the inlet was associated with updrift spit elongation and downdrift beach erosion. The average speed of migration is of the order of 700 m/year.

Before the dam, the spit accretion and mouth migration were limited in space and time due to the short duration of the opening phase of the inlet. Following the implementation of the dam, the inlet opening and downdrift migration have become persistent, resulting in gradual downdrift beach erosion and the destruction of socio-economic infrastructure installed along the coast.

After more than 20 years of dam operation, the net shoreline advance observed updrift of the inlet is due to sand mobilized from the west by longshore drift.

Keywords: wave-dominated inlet, Mono river, Nangbeto dam, inlet migration, longshore drift, sand spit, coastal erosion.

I.- INTRODUCTION

En milieu tropical humide et particulièrement en Afrique de l'Ouest au Sud du Sahara, la dynamique hydro-sédimentaire au sein des domaines littoraux associe souvent des systèmes d'estuaires et de deltas avec des embouchures de formes variées. Ces embouchures connaissent des modifications de structures et de fonctionnement sous l'influence des facteurs naturels et anthropiques.

La *Bouche du Roi* dans le milieu margino-littoral du Bénin est un exemple d'embouchure de système estuarien situé dans le golfe de Guinée en Afrique de l'Ouest (Fig. 44). L'estuaire auquel se rapporte l'embouchure est constitué par les basses vallées des fleuves Mono et Couffo, le lac Ahémé, le chenal Ahô et la lagune côtière (Fig. 44). On parle de l'estuaire du Mono. Les caractéristiques naturelles du domaine littoral dans lequel s'inscrit l'estuaire se résument en une puissante dérive littorale dans un contexte climatique (pluviométrique) saisonnier bimodal (Fig. 44B).

En juillet 1987, un barrage hydroélectrique a été construit sur le fleuve Mono, principal tributaire de l'estuaire, à la latitude du village de Nangbéto au Togo (Fig. 44B). Avant la construction de ce barrage, la *Bouche du Roi* était caractérisée par des phases d'ouverture et de fermeture, à un emplacement originel connu sous le nom de Kouéta. Après la mise en service du barrage, l'ouverture de la *Bouche du Roi* est devenue permanente. Son nouveau fonctionnement se traduit dès lors par une mobilité persistante d'Ouest en Est, dans le sens de la dérive littorale. Cette mobilité est accompagnée d'importants phénomènes d'érosion qui entraînent la déstabilisation des plages et la destruction des infrastructures installées le long

de la côte. Cependant, les modèles de simulations réalisées en 1992 prévoient une relative stabilité/engraissement de la zone de la *Bouche du Roi* pendant 25 ans après la construction du barrage (c'est-à-dire jusqu'en 2012) alors que la fourniture du budget sédimentaire à la dérive littorale par le fleuve Mono passerait de 100 000 m³/an à 25 000 m³/an (Rossi et Blivi, 1995). Les observations de terrain sont donc loin de s'accorder avec une véritable stabilité dans le secteur et le blocage des sédiments du fleuve Mono par le barrage de Nangbéto ne semble pas être principalement mis en cause. C'est ce qui justifie la conduite de cette étude qui se base sur l'analyse d'une série chronologique d'images satellitaires Landsat pour caractériser la dynamique de la *Bouche du Roi* et ses plages adjacentes, avant et après le barrage de Nangbéto. Cet objectif constitue un préalable nécessaire à la compréhension des bouleversements observés dans ce secteur et à la recherche d'une solution d'aménagement judicieuse.

II.- RESULTATS

1.- Dynamique de l'embouchure de l'estuaire du Mono

1.1.- Avant le barrage de Nangbéto

Historiquement, l'estuaire du Mono est en relation avec la mer par le truchement d'une ou de plusieurs embouchures. Avant la construction du barrage de Nangbéto sur le fleuve Mono, ces embouchures étaient caractérisées par des cycles d'ouverture et de fermeture, les ouvertures n'étant pas toujours naturelles (Guilcher, 1959 ; Pliya, 1976 ; Oyédé, 1991). En effet, sous l'impulsion de la puissante dérive littorale ouest-est, les embouchures ont tendance à se fermer en saison sèche entre décembre et février, mais cette fermeture n'est pas régulièrement annuelle ; les débouchés pouvant rester ouverts deux ou trois ans avant que ne se produise leur fermeture. Lorsqu'elles se ferment en saison sèche, c'est que la dérive littorale l'a emporté sur la marée et les courants du Mono dans le déplacement des sédiments (Guilcher, 1959). En saison des pluies, il arrive que les fortes crues du Mono ne suffisent plus à elles seules pour la réouverture ; celle-ci est alors assurée artificiellement par la population riveraine, afin d'éviter les inondations (Guilcher, 1959).

Avant les années 80 : période d'une anecdote à celle d'une histoire peu archivée

Pliya (1976) rapporte qu'avant le premier Roi de Guézin, Dè Klousè (1728–1738), l'estuaire du Mono n'était plus en communication avec la mer. Lors des hautes eaux du fleuve Mono, l'écoulement se faisait en direction du lac Ahémé par le biais du chenal Aho, mais aussi en

direction du lac Nokoué à travers la lagune côtière (Boko, 1975 in Oyédé, 1991, Pliya, 1976). L'ouverture mécanique a alors été décidée et mise en œuvre pour la première fois par ce Roi qui ouvrit le débouché de l'Aho à Honklon (près de Mèko), et la *Bouche du Roi* plus à l'Ouest, près de Djondji, afin que les poissons de mer puissent accéder facilement au lac Ahémé (Pliya, 1976). Ce premier acte établit la souveraineté du Roi de Guézin dans les opérations d'ouverture d'embouchures. Ainsi donc, lorsque les embouchures se refermaient, les habitants de Grand-Popo et environs se rendaient chez ce Roi pour lui demander de décider de la réouverture. Après concertation avec tous les chefs des villages environnants, Dè Klousè fixe la date et le(s) emplacement(s) de la réouverture. Lorsque le jour retenu arrive, chaque village envoie un contingent de travailleurs qui se rassemblent la nuit, en effectifs très nombreux, au(x) emplacement(s) indiqué(s) pour les opérations de réouverture. Avant le jour, la(es) brèche (s) est (sont) ouverte (s) et les travailleurs repartaient discrètement. Le commun des habitants avait donc toujours l'impression que ces ouvertures se faisaient naturellement et tendait même à accréditer le mythe des opérations par l'action des tortues de mer.

Au fil des années, deux emplacements ont été privilégiés dans les opérations d'ouverture d'embouchures (Pliya, 1976 ; Fig. 44) : l'emplacement de Grand-Popo (entre Gbékon et Agonékanmè) et celui de Sodomè ou de Kouéta (entre Avlo et Hokouè). A l'emplacement de Grand-Popo l'embouchure se trouve dans le prolongement de l'axe du fleuve Mono. Son ouverture accélère donc l'évacuation des eaux fluviales et entraîne une baisse rapide du niveau des eaux lagunaires. De ce fait, si les inondations ne paraissent pas particulièrement catastrophiques, on n'ouvre guère l'embouchure de Grand-Popo, mais plutôt celle de Kouéta (*Bouche du Roi*) qui a une position décalée par rapport à l'axe du fleuve (Pliya, 1976). L'estuaire du Mono est alors plus souvent en relation avec la mer par la *Bouche du Roi* ; la vitesse de vidange en mer du fleuve Mono reste en conséquence plus modérée et le niveau des eaux lagunaires baisse plus lentement, ce qui favorise les pêcheurs des villages riverains (Pliya, 1976).

Guilcher (1959) a signalé l'ouverture de l'embouchure de Grand-Popo d'octobre 1956 à octobre 1957, pendant que la *Bouche du Roi* était fermée ; les causes de la rupture étant liée à l'élévation du niveau d'eau dans le fleuve Mono et les opérations d'ouverture strictement artificielles. Par ailleurs, Blivi (1993) a fait remarquer qu'en période de crue, avant la mise en service du barrage de Nangbéto, il arrive que des embouchures occasionnelles apparaissent au sein du rivage, en dehors des emplacements privilégiés, par suite des ruptures naturelles en des points fragiles du cordon littoral, entre Grand-Popo et Djondji.

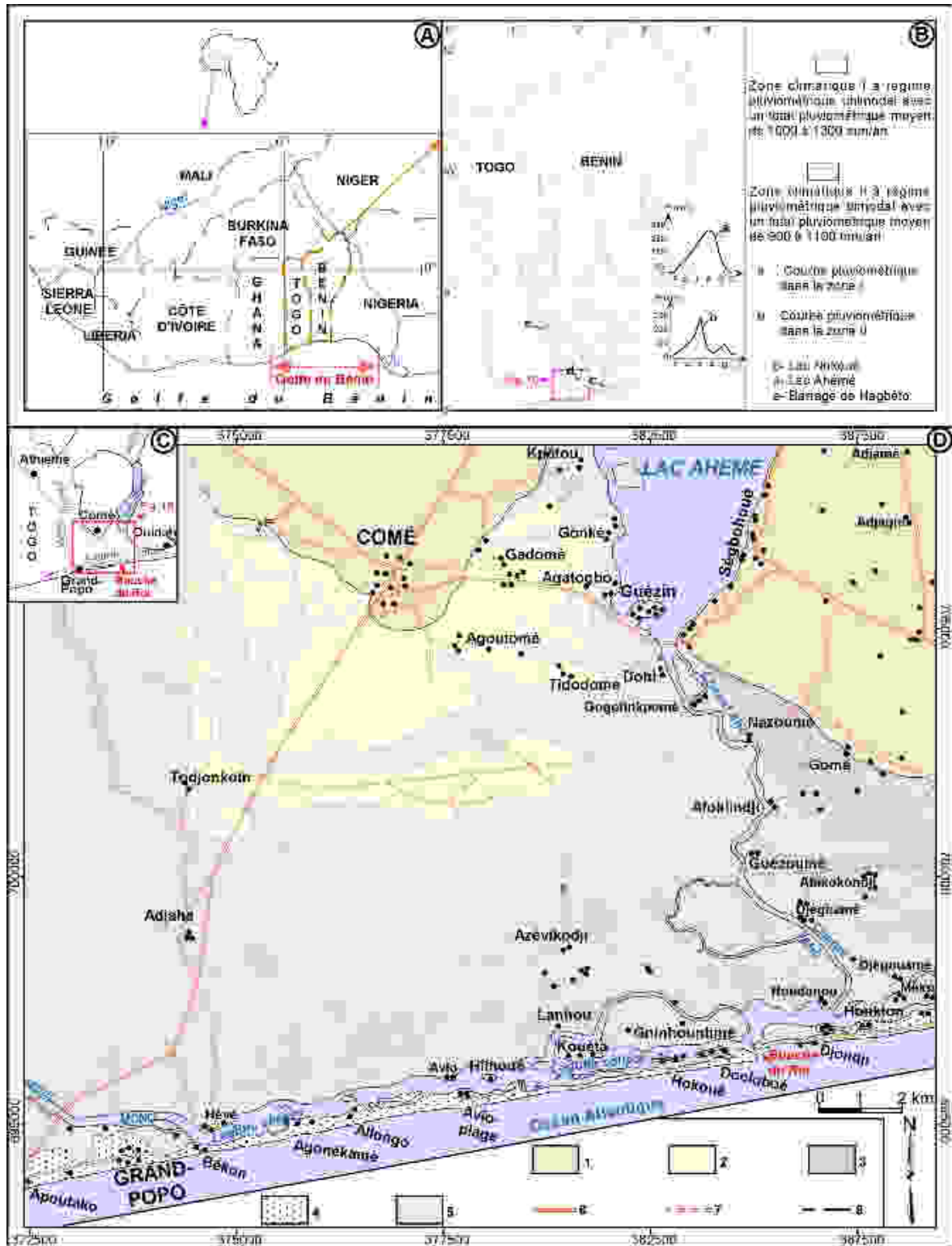


Fig. 44.- Caractéristiques climatiques et unités géomorphologiques du domaine estuarien du Mono-Couffo

A- Situation du Bénin et du Togo dans le golfe du Bénin en Afrique de l'Ouest ; B- Zonation climatique (pluviométrique) globale du Togo et du Bénin ; C- Unités géomorphologiques du système estuarien du Mono-Couffo (Voir Figure 44B pour localisation) ; D- Unités géomorphologiques de la zone de l'embouchure de l'estuaire (Voir Figure 44C pour localisation).

1- Plateaux de terre de barre ; 2- Cordon de sables jaunes ; 3- Cordon de sables gris ; 4- Cordon de sables bruns ; 5- Plaine marécageuse à mangroves ; 6- Routes principales ; 7- Routes secondaires.

D'une façon générale, il faut dire qu'avant les années 1980, il n'existe pas de données iconographiques successives (dans le temps) permettant de retracer, de façon détaillée, la dynamique spatio-temporelle des embouchures de l'estuaire du Mono. Toutefois, les informations glanées de la bibliographie et les images Landsat disponibles permettent de se rendre compte que la *Bouche du Roi* est la passe la plus originelle de cet estuaire et que les autres embouchures ne s'ouvrent que ponctuellement, par rupture artificielle ou naturelle, lors des fortes crues du fleuve Mono.

Les années 80 : période d'une histoire révélant la migration de la Bouche du Roi

Les images générées par Landsat ont permis de suivre la dynamique spatio-temporelle de l'embouchure de l'estuaire du Mono et celle des plages adjacentes dès le début des années 80. Ces images montrent que la communication de l'estuaire du Mono avec la mer est assurée uniquement par la *Bouche du Roi* située à l'emplacement de Kouéta. Toutefois, il faut mentionner que si plusieurs images Landsat existent par mois pour de nombreuses régions du globe depuis 1972, elles ne sont régulièrement disponibles pour le littoral du Bénin qu'à partir de 1984. Ainsi, sur près de quatre années consécutives, d'août 1984 à février 1988, les images Landsat ont permis de suivre plus en détail l'évolution de la *Bouche du Roi* (Fig. 45). L'image du 21 mars 1987 (Fig. 45E) montre la fermeture de la *Bouche du Roi* ; elle témoigne donc de la fin d'une phase d'ouverture ; ce qui confirme les observations antérieures faites par [Guilcher \(1959\)](#) et [Pliya \(1976\)](#). Cette fermeture de mars 1987 est de toute évidence naturelle, car elle s'est produite en période d'étiage du fleuve Mono, sans doute sous le jeu du transport sédimentaire par des courants de dérive. Une nouvelle phase de fonctionnement de l'embouchure a démarré depuis l'apparition d'une autre ouverture au sein du rivage, celle observée sur la figure 45F. Mais il est difficile de dire si cette ouverture est naturelle ou artificielle. Toutefois, il est aisé de réaliser qu'elle est liée à la montée des eaux du fleuve Mono au cours de l'année 1987.

Par ailleurs, pendant la phase d'ouverture notée par les stades A à D sur la figure 45, la *Bouche du Roi* a connu un déplacement dans le sens de la dérive littorale. La vitesse moyenne de ce déplacement (calculée pour une durée comprise entre le 03/08/1984 et le 21/03/1987) est de 650 m/an. Au cours de cette mobilité, la *Bouche du Roi* n'a pas pu franchir l'emplacement de Kouéta (compris entre Avlo et Hokoué, tel que défini par [Pliya, 1976](#)), en raison de la courte durée de la phase d'ouverture. En effet, d'après [Guilcher \(1959\)](#), l'ouverture de l'embouchure ne dure que deux ou trois ans.

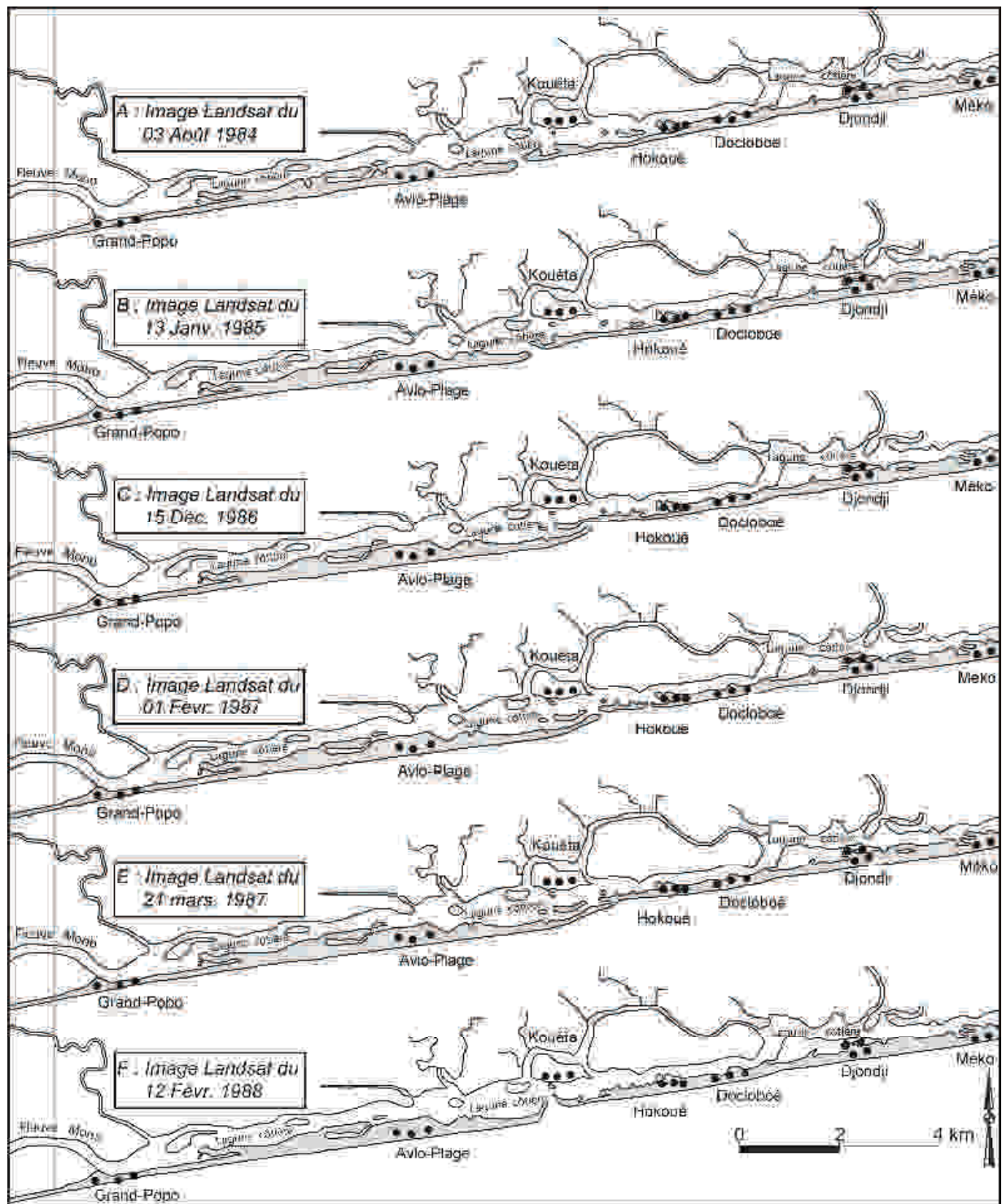


Fig. 45.- Evolution de la Bouche du Roi et Dynamique morphologique de ses plages adjacentes avant la mise en service du barrage de Nangbéto

Il faut aussi noter qu'entre janvier et février 1987, une rupture a été observée en un point fragile du cordon, au voisinage de la *Bouche du Roi* (Fig. 45D).

En résumé, les images Landsat des années 80 ont permis de confirmer que la *Bouche du Roi* est effectivement l'embouchure originelle de l'estuaire du Mono. Avant la mise en service du barrage de Nangbéto, cette *embouchure est bien contrainte à des phases d'ouverture et de fermeture*, sur une période de temps très courte, sous l'effet de l'hydrodynamisme fluvial du Mono (crue violente, étiage nul) et de la dérive littorale. Le système estuarien du Mono-Couffo (auquel se rapporte l'embouchure) est en conséquence prédisposé à l'isolement naturel en saison sèche puis à une communication marine naturelle ou artificielle, en saison des pluies. Lorsqu'elle est ouverte, la *Bouche du Roi* connaît des déplacements, par édification d'une flèche sableuse, à une vitesse de l'ordre de 650 m/an. Toutefois, ces déplacements restent limités aux voisinages de l'île de Kouéta (entre Avlo et Hokoué), en raison de la courte durée des phases d'ouverture de l'embouchure : *c'est la relative stabilité de position*.

1.2.- Après la construction du barrage de Nangbéto

- Période de 1988 à 1999 : premier épisode de migration après le barrage

Après la mise en service du barrage de Nangbéto en juillet 1987, l'ouverture de la *Bouche du Roi* devient permanente. Depuis lors, cette embouchure montre une mobilité devenue particulièrement spectaculaire, à partir de 1995 (Agbani, 2000). Nous avons cherché à retracer son évolution entre 1988 et 1995. Les difficultés rencontrées dans cet exercice sont liées au fait que, entre 1991 et 1998, les images Landsat sont inexistantes pour le littoral du Bénin. Toutefois, en nous basant sur les images Landsat de 1988 à 1991 et sur l'imagette SPOT du 28 août 1994, nous avons pu établir qu'entre février 1988 et août 1994, la *Bouche du Roi* a connu une mobilité restée limitée entre Avlo et Hokoué, c'est-à-dire à l'emplacement originel de Kouéta (Fig. 46 A à C). La vitesse moyenne calculée sur une durée de 6,5 ans (entre février 1988 et août 1994 ; Fig. 46 A à C), est de l'ordre de 230 m/an. Il faut signaler cependant qu'il ne nous a pas été possible de vérifier si, durant cet intervalle de temps, la *Bouche du Roi* a fonctionné avec une passe unique ou double.

Les figures 46C à 46D montrent qu'entre 1994 et 1999, la *Bouche du Roi* a connu une migration très rapide qui a entraîné de profondes modifications au sein des plages adjacentes, comparativement aux images des figures 46A et 46B. En effet, durant cette période, pendant que la plage amont de l'embouchure s'allongeait vers l'Est sous forme d'une flèche sableuse (FL_87-99, Fig. 46), les eaux du fleuve Mono taillaient un second couloir d'écoulement en érodant sévèrement la plage aval, menaçant ainsi les hameaux de Hakouè, de Docloboé et de Djondji. En 1999, l'embouchure, dans sa migration, atteint les premières maisons du village

de Djondji situé à 3 km à l'Est de Hokoué (BR_{fm1}, Fig. 46D). Devant l'imminence de la destruction du village de Djondji, une ouverture a été opérée artificiellement le 25 juillet 1999, au sein de la plage amont près du village d'Avlo (BR₉₉, Fig. 46D), afin d'évacuer les eaux du fleuve Mono en mer. En moins de deux semaines après cette ouverture mécanique, la *Bouche du Roi* qui avait migrée vers Djondji (BR_{fm1}) s'est refermée par le transport sédimentaire littoral. Ainsi donc, sur une période de cinq ans (entre août 1994 et juillet 1999), l'embouchure a migré sur 3,8 km vers l'Est, ce qui fait une vitesse moyenne de 760 m/an.

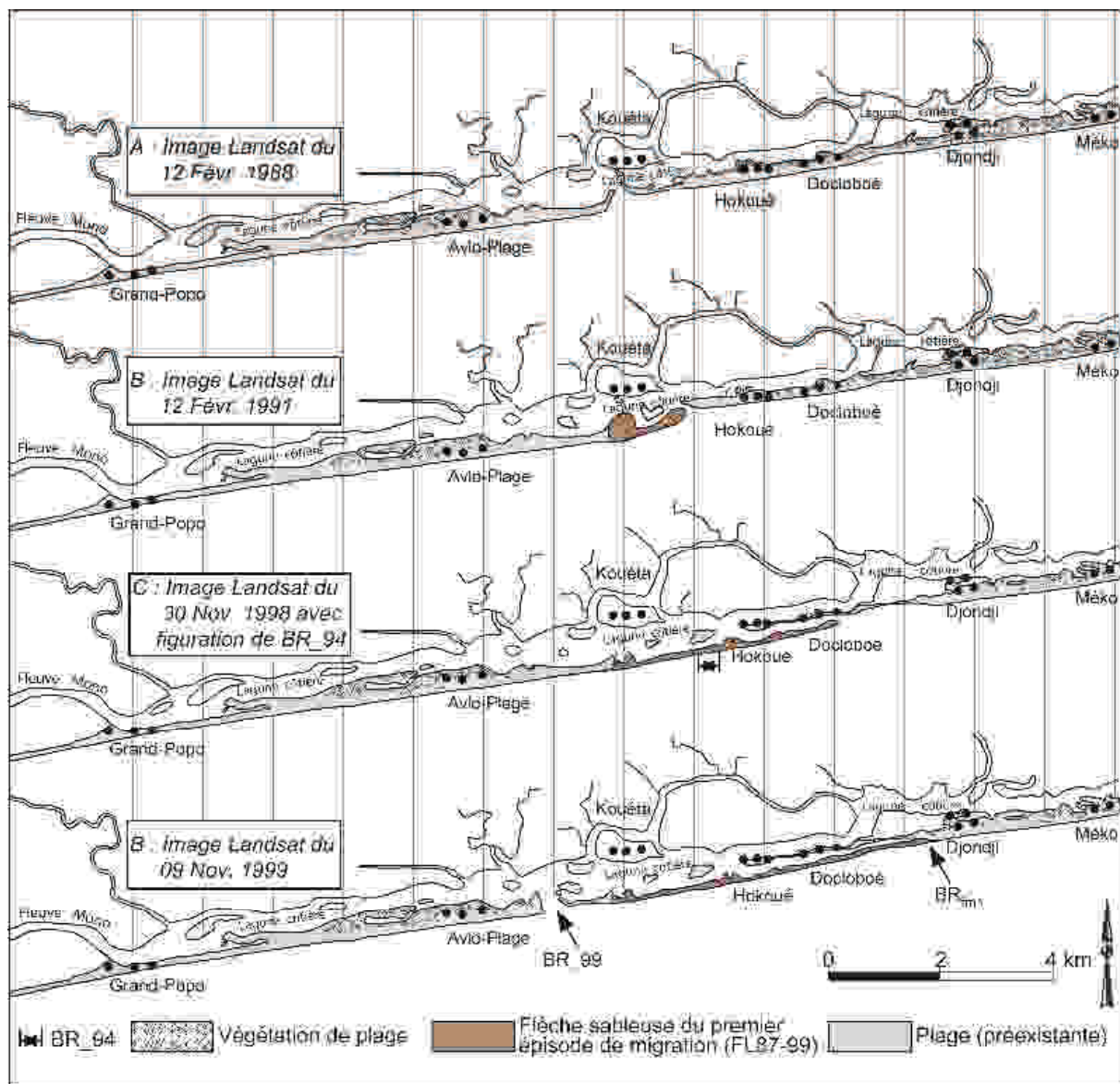


Fig. 46.- Evolution de la Bouche du Roi et dynamique morphologique de ses plages adjacentes au cours du premier épisode de migration

BR₉₄ : position de la Bouche du Roi repérée sur l'imagette SPOT du 28 août 1994.

BR_{fm1} : position de la Bouche du Roi à la fin du premier épisode de migration (1987-1999) après la construction du barrage de Nangbéto.

- Période de 1999 à 2009 : deuxième épisode de migration après le barrage de Nangbéto

Depuis le 25 juillet 1999, la *Bouche du Roi* a repris le même scénario de migration dans le sens de la dérive littorale. Sur la figure 47a, on constate qu'en deux ans environs, de novembre 1999 à septembre 2001, la *Bouche du Roi* a édifié une flèche de 320 m de long. La vitesse moyenne d'élongation est donc de l'ordre de 170 m/an. Mais il est important ici de noter que, durant cet intervalle de temps, la *Bouche du Roi* a fonctionné d'abord avec une passe unique puis ensuite avec une passe double. La première passe visible sur l'image A de la figure 47a est celle ouverte artificiellement en juillet 1999 alors que la deuxième (observée sur l'image C de la figure 47a) semble avoir été ouverte naturellement, sous l'effet des fortes crues d'août-septembre 2000 du fleuve Mono.

A partir de 2002, la *Bouche du Roi* a fonctionné avec une passe unique et sa migration a vertigineusement progressé vers l'Est. Cette migration procède par élongation de la flèche sableuse FL_99-09 puis destruction progressive de la flèche FL_87-99 et des plages préexistantes (Fig. 47b). Vers la fin de l'année 2008, la *Bouche du Roi* dans sa migration approche son emplacement de 1999 (BR_{fm1}, Fig. 47b). Les phénomènes d'érosion reprennent en face du village de Djondji. Face à cette situation, les populations vont réussir à ouvrir à nouveau, une autre embouchure à Avlo, le 27 août 2009. Dès lors, la section de la *Bouche du Roi* ayant migrée vers Djondji s'est réduite progressivement et a fini par se refermer en novembre 2009. L'image I de la figure 47b montre l'empreinte de l'embouchure refermée à Djondji (BR_{fm2}) et la brèche artificielle ouverte à Avlo (BR_09) le 27 août 2009.

Au cours de ce second épisode de migration, la *Bouche du Roi* a migré sur une distance de 4,7 km entre novembre 2002 et novembre 2008, ce qui fait une vitesse moyenne de 780 m/an.

Après la mise en service du barrage, l'ouverture de la *Bouche du Roi* est devenue permanente : *c'est la persistance*. Cette persistance est associée à un phénomène de migration perpétuelle par édification continue de flèche sableuse, dans le sens de la dérive littorale : *c'est l'instabilité de position*. La vitesse de la migration est de l'ordre de 200 m/an quand la *Bouche du Roi* fonctionne avec deux passes tidales. Elle est de l'ordre de 700 m/an lorsque l'embouchure fonctionne avec une passe unique.

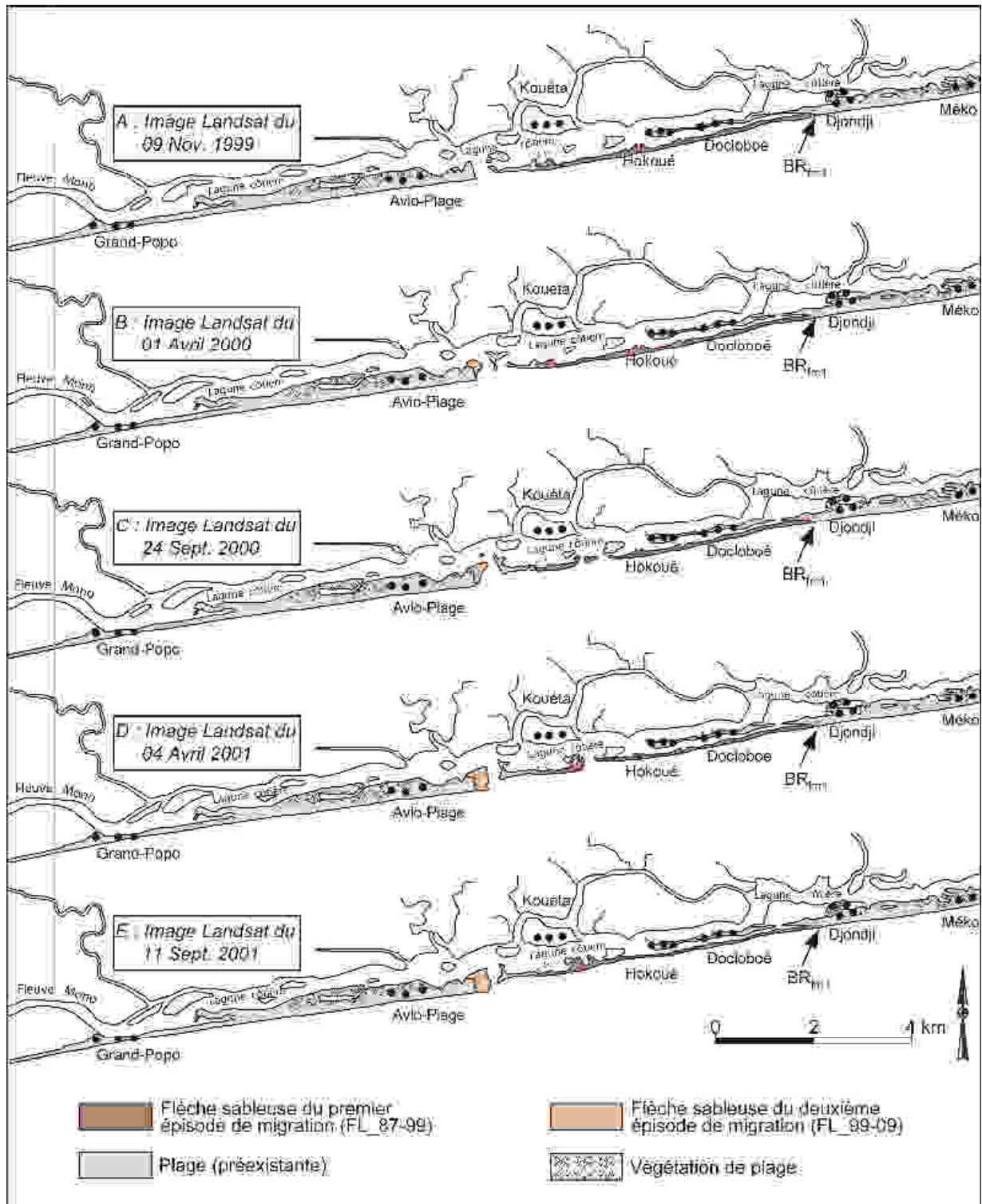


Fig. 47a.- Evolution de la Bouche du Roi et dynamique morphologique de ses plages adjacentes entre novembre 1999 et septembre 2001

BR_{m1} : position de la Bouche du Roi à la fin du premier épisode de migration (1987-1999) après la construction du barrage de Nangbéto

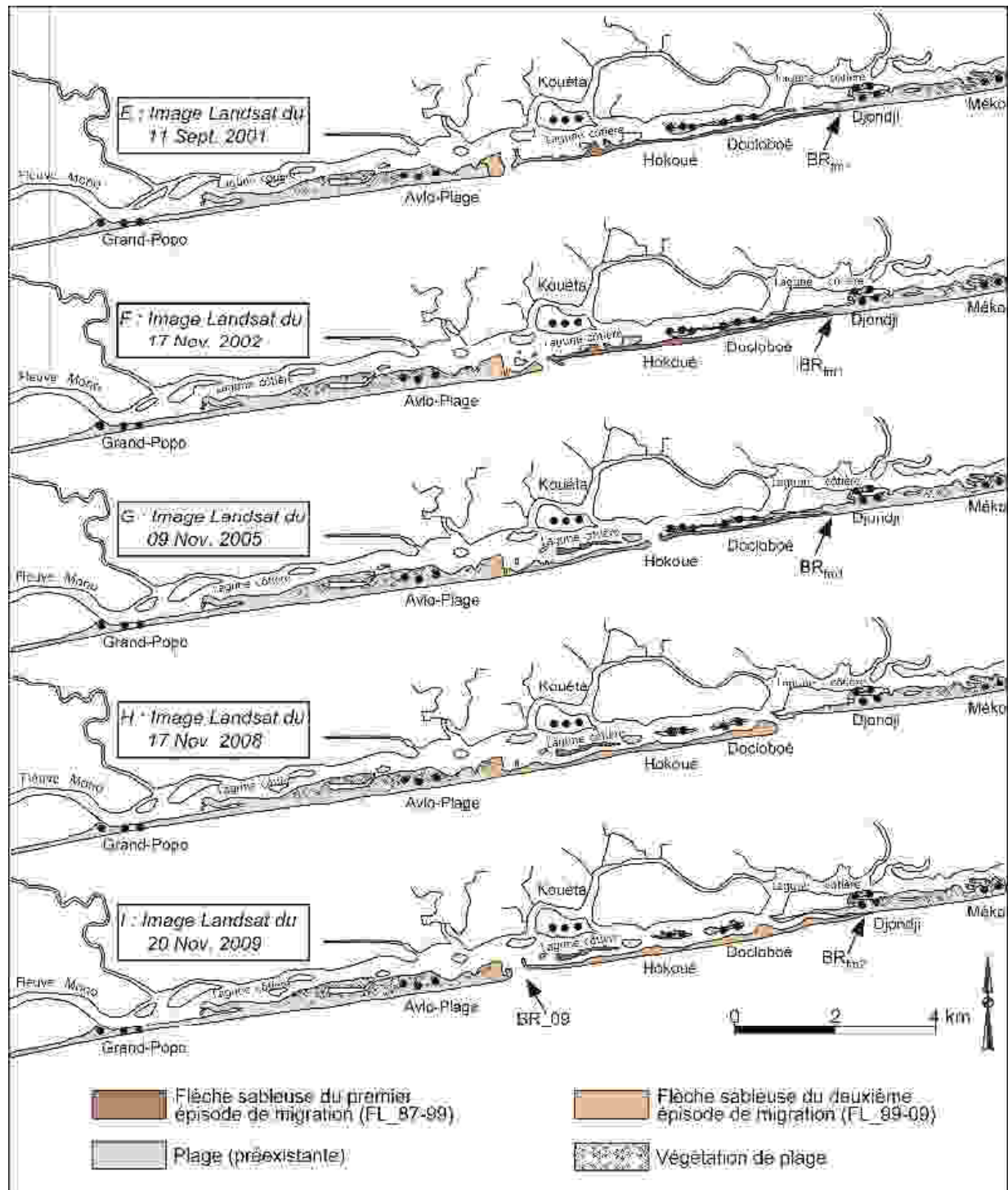


Fig. 47b.- Evolution de la Bouche du Roi et dynamique morphologique de ses plages adjacentes entre septembre 2001 et novembre 2009

BR_{m1} : position de la Bouche du Roi à la fin du premier épisode de migration (1987-1999) après la construction du barrage de Nangbéto ; BR_{m2} : position de la Bouche du Roi à la fin du deuxième épisode de migration (1999-2009) après la construction du barrage de Nangbéto

En somme, on note qu'avant et après le barrage de Nangbéto, l'ouverture de la *Bouche du Roi* est associée à une migration qui s'effectue par édification de flèche sableuse. La vitesse

moyenne de la migration est de l'ordre de 700 m/an ou 200 m/an selon que l'embouchure fonctionne avec une ou deux passes tidales.

Avant la construction du barrage de Nangbéto, l'ouverture de la *Bouche du Roi* était temporaire. Mais depuis juillet 1987, suite à la mise en service dudit barrage, l'ouverture de l'embouchure est devenue permanente, de même que les phénomènes de migration et d'édification de flèche sableuse qui lui sont associés. Depuis lors, la *Bouche du Roi* a connu deux épisodes de migration : le premier épisode a été interrompu en juillet 1999, grâce à une brèche pratiquée à Avlo. Le second épisode commencé dès lors s'est aussi arrêté en août 2009 grâce à une autre embouchure artificielle pratiquée à nouveau à Avlo.

2.- Réponses de la ligne de rivage face à la migration de la *Bouche du Roi*

Pour des raisons de commodité, nous avons limité les côtes adjacentes à la *Bouche du Roi* au secteur compris entre les localités de Grand-Popo et de Mèko. Ces deux limites ont constitué par le passé, les positions extrêmes occupées par les embouchures (naturelles ou artificielles) de l'estuaire du Mono (Guilcher, 1959 ; Pliya, 1976, Blivi, 1993).

L'étude des réponses de la ligne du rivage avant et après la mise en service du barrage de Nangbéto a été effectuée à partir des traits de côte multitudes extraits des images satellitaires Landsat. L'intervalle de temps considéré s'étend de 1984 à 2009. Les images Landsat disponibles ont été réparties en trois lots en se basant sur les trois périodes caractéristiques de la *Bouche du Roi* : la période de 1984 à 1987 (qui correspond au dernier épisode de migration de l'embouchure avant la mise en service du barrage), la période de 1987 à 1999 qui correspond au premier épisode de migration après le barrage et la période de 1999 à 2009, celle du deuxième épisode de migration après le barrage. Les traits de côte extraits de chaque lot d'images ont été ensuite analysés deux à deux, au moyen du DSAS ; ce qui a permis de suivre les évolutions du rivage au cours de chacun des trois épisodes de migration prédéfinis. Chaque trait de côte est associé à une position de la *Bouche du Roi*.

Précisons que la date retenue pour chaque ligne de rivage correspond à la fin d'année la plus proche de la date de l'image satellitaire d'où est extraite la ligne de rivage (tableau 12). Aussi, les différentes positions occupées par la *Bouche du Roi* au cours de sa migration sont-elles désignées par référence aux dates des traits de côte (tableau 12).

Par ailleurs, chaque trait de côte sert de repère pour apprécier les variations engendrées par celui qui le succède. Ces variations sont traduites par une courbe qui exprime les évolutions

observées sous forme de recul ou d'avancée du rivage. L'ensemble des courbes obtenues est présenté sous forme de volets graphiques juxtaposés au secteur de côte étudié (Figs. 48 et 49).

Tableau 12.- Dates des images exploitées, dates des lignes de rivages extraites et positions de la Bouche du Roi

Références des scènes exploitées	Date de prise d'image	Date du trait de côte extrait	Emplacements de la Bouche du Roi
LT51920561984216AAA03	03/08/1984	1984	BR_84
LT51920561986013XXX04	13/01/1986	1985	BR_85
LT51920561986349XXX03	15/12/1986	1986	BR_86
LT51920561987032AAA03	01/02/1987	Trait de côte non extrait	-
LT51920561987080AAA02	21/03/1987	Trait de côte non extrait	-
LT41920561988043XXX03	12/02/1988	1987	BR_87
LT51920561991043XXX02	12/02/1991	1990	BR_90
Imagette SPOT	28/08/1994	Trait de côte non extrait	BR_94
LT51920561998334XXX02	30/11/1998	1998	BR_98
LE71920561999313EDC00	09/11/1999	1999	BR _{fm1} et BR_99
LE71920562000092EDC00	01/04/2000	Trait de côte non extrait	-
LE71920562000268EDC00	24/09/2000	Trait de côte non extrait	-
LE71920562001094EDC00	04/04/2001	Trait de côte non extrait	-
LE71920562001254EDC00	11/09/2001	Trait de côte non extrait	-
LE71920562002321EDC00	17/11/2002	2002	BR_02
LE71920562005313EDC00	09/11/2005	2005	BR_05
LE71920562008322ASN00	17/11/2008	2008	BR_08
LE71920562009324ASN00	20/11/2009	2009	BR _{fm2} et BR_09

Source des images : catalogue de scènes Landsat et des imagettes SPOT

L'analyse des figures 48 et 49 montre qu'au niveau de chacune des courbes, se distingue une zone de forte avancée du rivage qui correspond à une portion de flèche construite au cours de la migration de la *Bouche du Roi*. Cette portion de flèche est édifée durant l'intervalle de temps qui sépare les deux traits de côte définissant la courbe considérée : *c'est la zone de dépôt*. Aussi, au niveau de chaque courbe, la zone de dépôt est-elle toujours associée à une zone de forte érosion qui délimite une crique au sein de la plage aval : *c'est la zone source*.

Il faut noter par ailleurs qu'au cours de la migration, pendant que la zone de dépôt prolonge la plage amont, la zone source provoque des érosions "de proche en proche" au sein de la plage aval (Figs. 48 et 49).

D'autre part, pour chacun des deux épisodes de migration après le barrage, le bilan des évolutions du rivage a été apprécié à partir des traits de côte marquant le début et la fin de la migration. La figure 50 montre que la flèche sableuse édifée au cours de la migration de 1987 à 1999 a entraîné une importante avancée du rivage, notamment entre Kouéta et Docloboé. Par contre, la flèche correspondant à la migration de 1999 à 2009 a occasionné d'abord une

importante érosion entre Kouéta et Docloboé, puis un engraissement notable entre Docloboé et Djondji. Le bilan des deux épisodes de migrations après le barrage se traduit globalement par une avancée du rivage au sein du segment de plage exposé à la migration de la *Bouche du Roi* (Fig. 50).

Le bilan des évolutions du rivage correspondant à la migration de 1984 à 1987 n'a pu être apprécié, en raison de l'absence de rivage marquant le début de la migration. Toutefois ce bilan se traduirait par une dynamique d'avancée et/ou de recul de rivage limitée entre Kouéta et Hokouè (Fig. 48), en raison de la courte durée de la période d'ouverture de la *Bouche du Roi*.

III.- DISCUSSION

Située sur une côte dont le moteur de la dynamique sédimentaire est la dérive littorale, la *Bouche du Roi* fonctionne comme une frontière latérale mobile entre deux cellules sédimentaires (Fig. 51). Par définition, une cellule sédimentaire, hydrosédimentaire ou morphosédimentaire, ou encore cellule de dérive, est définie comme une section de côte en situation de bilan sédimentaire global équilibré, le long de laquelle circulent les sédiments (Cohen. *et al.*, 2002). Elle comprend quatre frontières (Certain et Barusseau, 2002) : la frontière terrestre, fermée, constituée par les dunes et la plage émergée ; la frontière marine, ouverte ; deux frontières latérales plus ou moins imperméables marquant, l'une, la zone de départ du transit littoral [zone source (a)], l'autre le secteur d'accumulation du sable qu'il a transporté [zone-puits (c)]. Les deux zones (source et puits) sont unies par une zone de transition (b). En général, il existe un étroit parallélisme entre érosion et zone source, accrétion et zone-puits, tandis qu'entre les deux règne plutôt une stabilité (zone de transition). Lorsqu'elle fonctionne, la *Bouche du Roi* définit donc la zone puits d'une cellule sédimentaire située à l'amont-dérive de l'embouchure et la zone source d'une autre cellule située à l'aval-dérive (Fig. 51). La zone puits se présente sous la forme d'une flèche sableuse s'allongeant dans le sens de la dérive littorale, alors que la zone source se traduit par une crique en migration le long de la plage aval. On parlera d'un système de *flèche-crique* ; un couple d'unités morphodynamiques identifiable au système de poulrier-musoir typique des embouchures d'estuaires à dominance de houle et de marée.

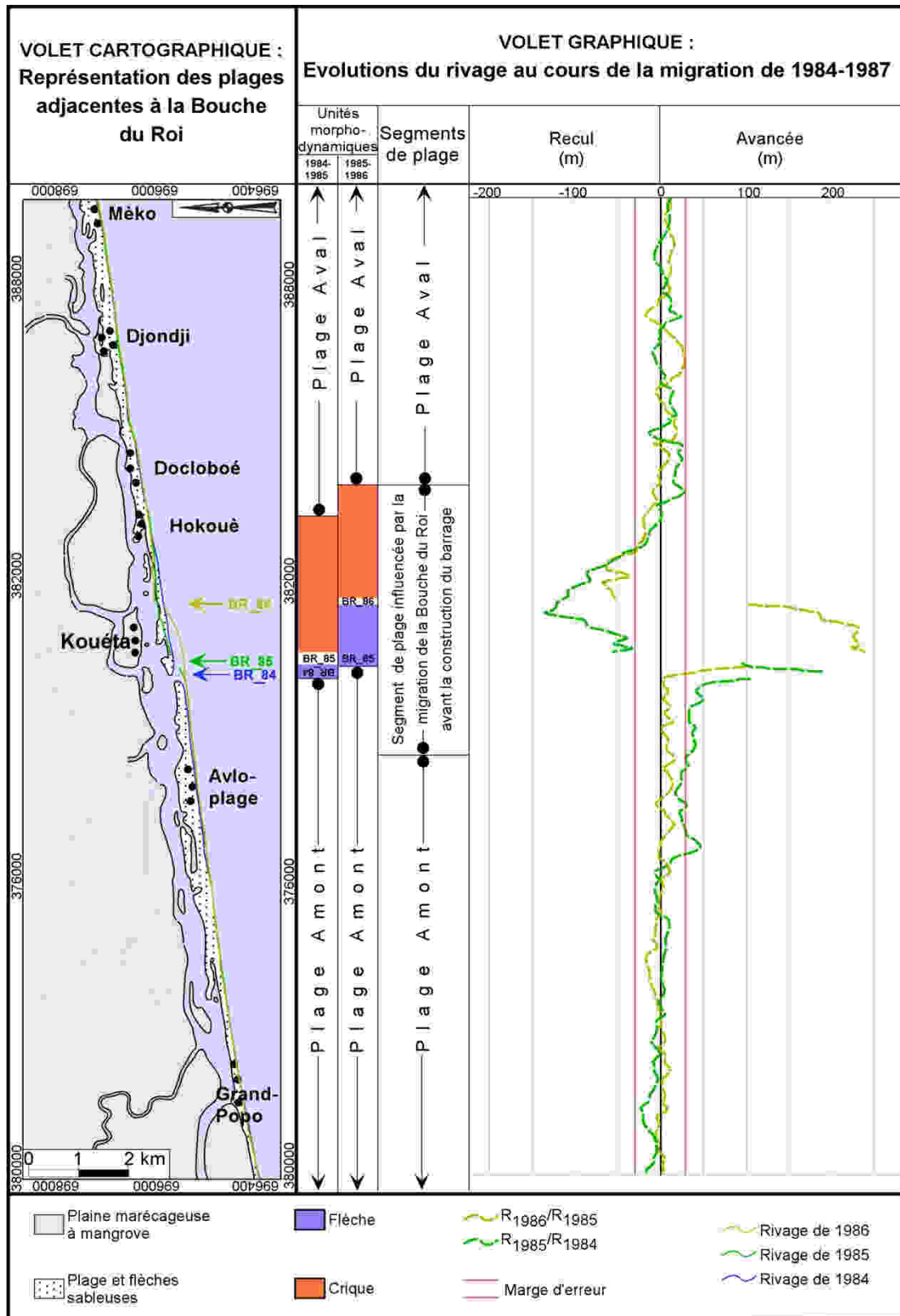


Fig. 48.- Evolutions du rivage le long des plages adjacentes à la Bouche du Roi, avant la construction du barrage de Nangbéto

R_{1985}/R_{1984} : évolution (avancée ou recul) engendrée par la ligne de rivage de 1985 par rapport à celle de 1984 (ligne de rivage repère)

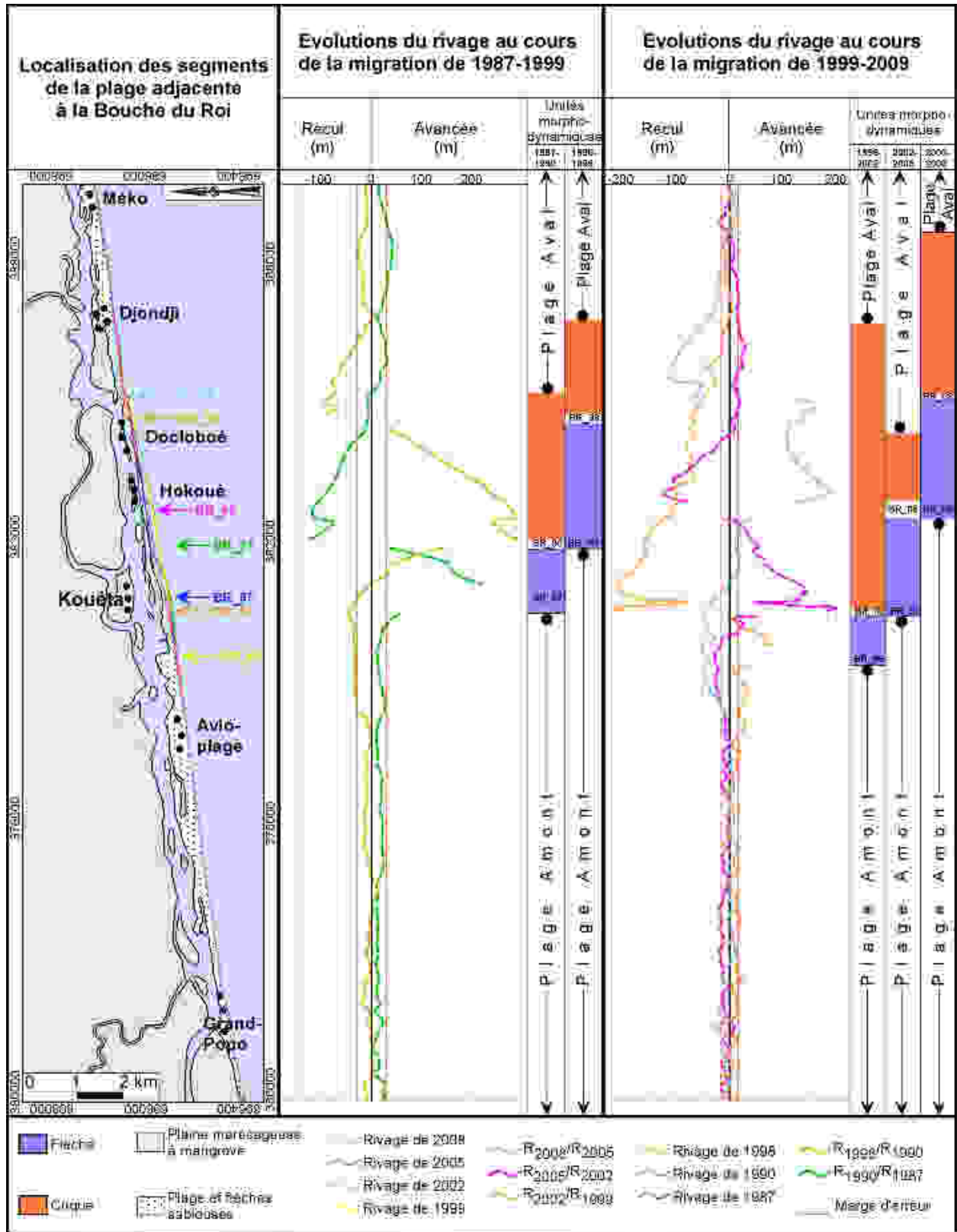


Fig. 49.- Evolutions du rivage au cours des deux épisodes de migration de la Bouche du Roi après la construction du barrage de Nangbéto

R_{2002}/R_{1999} : Variation du rivage de 2002 par rapport à celui de 1999

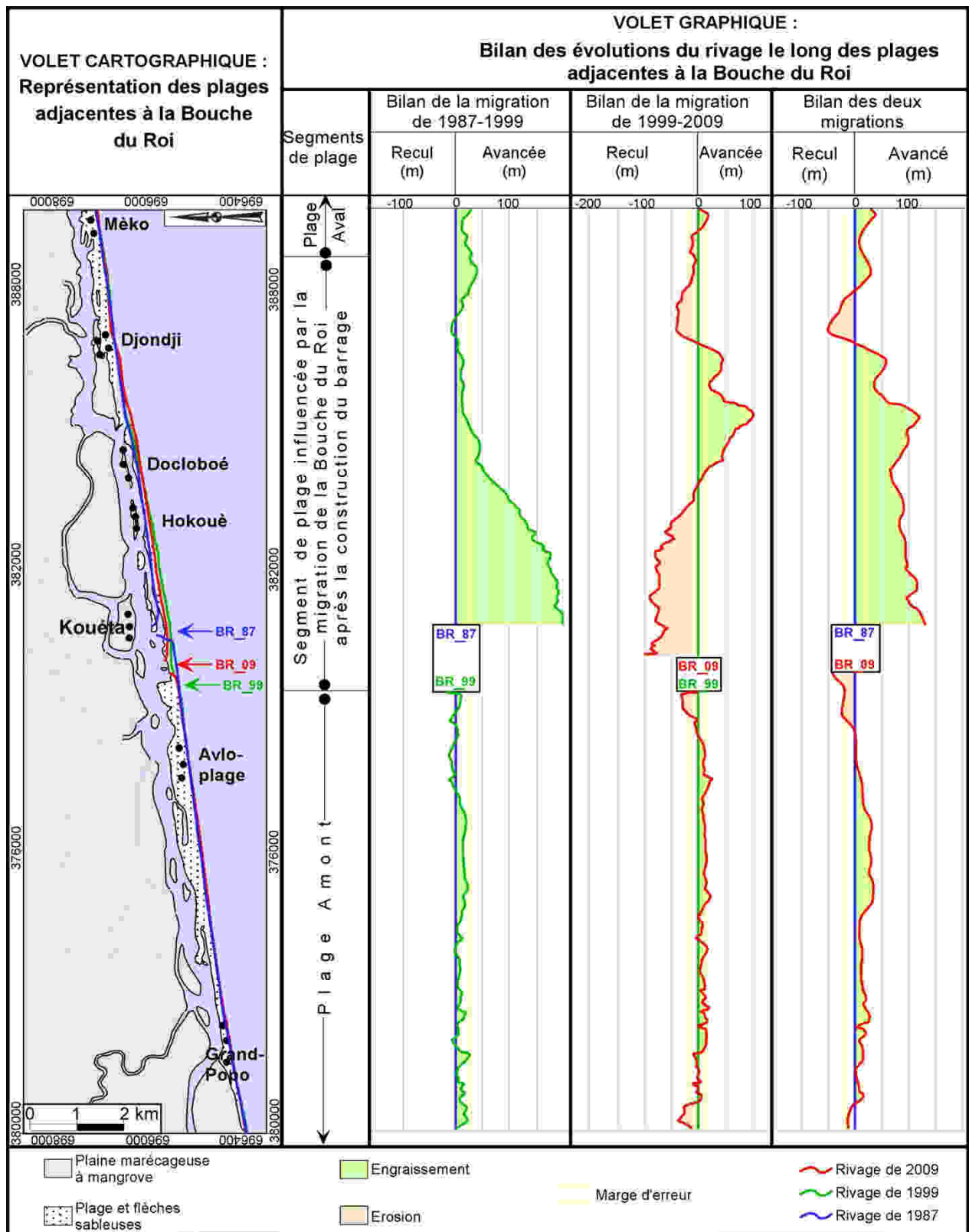


Fig. 50.- Bilan des évolutions du rivage au cours des deux épisodes de migration de la Bouche du Roi après la construction du barrage de Nangbéto

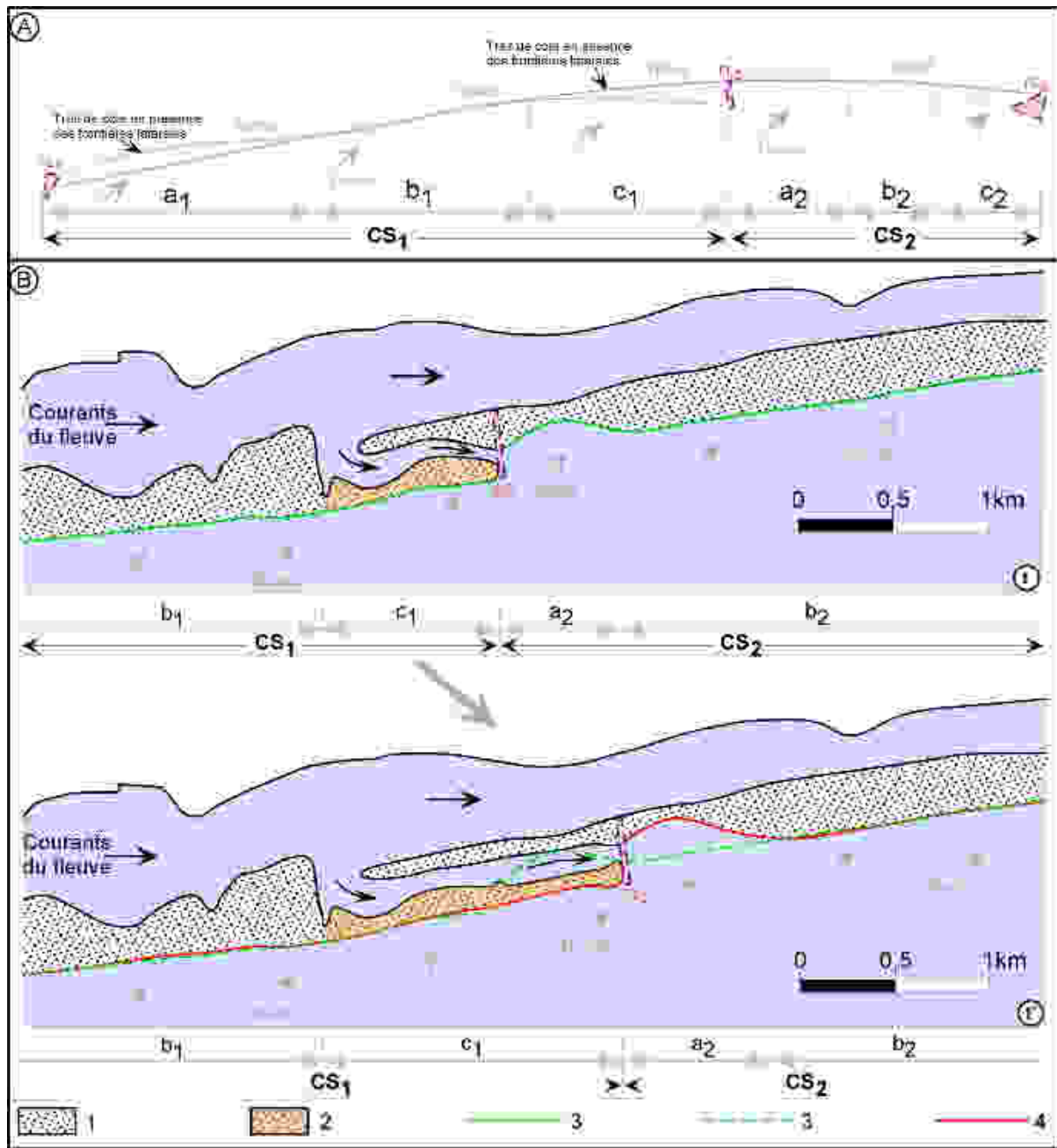


Fig. 51.- Illustration du fonctionnement des cellules sédimentaires (A) et réponses des plages face à la mobilité d'une frontière latérale (embouchure) entre deux cellules sédimentaires (B)

FL₁- Frontière latérale n°1 ; FL₂- Frontière latérale n°2 : elle correspond à l'embouchure en migration sur la figure 10B ; CS₁- Cellule sédimentaire n°1 ou cellule sédimentaire amont ; CS₂- Cellule sédimentaire n°2 ou cellule sédimentaire aval. Les cellules amont et aval sont définies par rapport à FL₂ et en fonction de la direction de la dérive littorale.

(1).- Cordons préexistants ; (2).- Flèche sableuse ; (3).- Ligne de rivage à l'instant t de l'évolution de l'embouchure ; (4).- Ligne de rivage à l'instant t' de l'évolution de la migration de l'embouchure.

(a₁)- Zone source de la cellule sédimentaire amont ; (b₁)- Zone de transition de la cellule sédimentaire amont ; (c₁)- Zone de dépôt de la cellule sédimentaire amont : elle correspond à la flèche sableuse (2) ; (a₂)- Zone source de la cellule sédimentaire aval : elle correspond à la zone de crique des lignes de rivage (3) et (4) ; (b₂)- Zone de transition de la cellule sédimentaire aval.

La vitesse d'élongation de la flèche est particulièrement élevée (700 m/an) lorsque l'embouchure fonctionne avec une passe unique. Ceci est sans doute dû à l'importance de la dérive littorale qui draine plus d'un million de m³ de sédiments par an, le long de la côte. Toutefois, il semble que cette vitesse d'élongation est influencée par plusieurs autres paramètres dont notamment :

- la pluralité de passes tidales : la vitesse d'élongation des flèches semble être considérablement réduite lorsque l'embouchure fonctionne avec plusieurs passes ;
- la largeur du corps de la flèche édifiée : la vitesse d'élongation ralentirait lorsque la largeur de flèche à construire est grande. Elle s'accélérait si la largeur de la flèche à édifier est petite.
- l'importance du débit d'eau douce traversant l'embouchure : la vitesse de migration semble être maximale pour un débit critique au-delà duquel celle-ci ralentit. En deçà de ce débit critique, l'embouchure a tendance à se fermer.

D'autre part, si l'élongation de la flèche (zone puits) implique la migration de la crique (zone source), l'étendue de cette dernière semble être dictée par la rigueur du climat de houle, l'efficacité des processus de by-pass sédimentaire, l'importance de la charge solide apportée par le fleuve tributaire et la pluralité des embouchures.

Ces différents paramètres sus-cités, qui influencent, soit la vitesse d'accrétion de la flèche soit l'étendue de la crique, n'ont pu être tous approuvés. Néanmoins, au cours de la migration de 1999 à 2009, l'influence de la pluralité des passes peut-être être mise en évidence sur la vitesse d'élongation de la flèche et l'étendue de la crique. En effet au cours de ce deuxième épisode de migration, chacun des trois intervalles de temps considérés dans l'étude des évolutions du rivage a une durée de 3 ans. Cependant, par rapport aux unités morphodynamiques des périodes de 2002-2005 et de 2005-2008, la taille de la flèche édifiée entre 1999 et 2002 a été beaucoup plus réduite alors que la crique qui lui est associée a une extension beaucoup plus grande. Dans l'hypothèse de la constance des autres paramètres ci-dessus énumérés, la petite taille de la flèche de 1999-2002 et la grande extension de la crique qui lui est associée, seraient dues au fait que la *Bouche du Roi* a fonctionné avec deux passes tidales, entre avril 2000 et septembre 2001. Le fonctionnement de l'embouchure avec deux ouvertures simultanées aurait donc contraint la flèche dans son élongation et provoqué une extension démesurée de la crique développée sur la plage aval.

Avant la mise en service du barrage, la migration de la *Bouche du Roi* et de ses unités morphodynamiques n'est possible que lorsque les écoulements du fleuve Mono sont suffisants pour entretenir l'ouverture de l'embouchure. C'est donc en période de hautes eaux du Mono, entre juin et octobre que cette migration a la chance de se produire. Après la construction du barrage, la régularisation des écoulements du Mono a permis de maintenir en permanence l'ouverture de la *Bouche du Roi* ; ce qui autorise la persistance des phénomènes de migration d'embouchure et du système de flèche-crique qui lui est associée. Depuis lors, le segment de plage exposé à la migration s'étend vers l'est, par édification de flèche sableuse à l'amont de l'embouchure et destruction des cordons préexistants à l'aval. Actuellement, la portion de côte exposée est limitée à un linéaire côtier de 10 km entre Avlo et Djondji, grâce aux populations riveraines qui effectuent des brèches régulières à l'amont (vers Avlo), avec une périodicité de 10 ans. Avant le barrage, l'étendue du segment de côte exposé n'était que de 5 km, en face de Kouéta.

A la mise en service du barrage, la persistance de l'ouverture de la *Bouche du Roi* paraissait évidente à la lecture du nouveau régime hydrologique du fleuve Mono. En 1992, un modèle mathématique a été conçu par SOGREAH pour prévoir les réponses de l'embouchure face aux modifications induites par le barrage (Fig. 52). Ce modèle montre qu'après la mise en eau du barrage, la fourniture la charge de fond à la dérive littorale par le fleuve Mono passerait de 100 000 m³/an à 25 000 m³/an en 25 ans.

Deux scénarios d'évolution de la côte au voisinage de l'embouchure ont donc été réalisés :

- le premier est développé dans les conditions d'absence de barrage c'est-à-dire avec la fourniture des 100 000 m³ de sable par le Mono. La courbe jaune représente l'enveloppe d'engraissement de la côte qui montre sur 25 ans (1987-2012) une avancée maximale de 20 m, sur une distance de 20 km, de part et d'autre de l'embouchure ;
- le deuxième scénario a simulé le comportement de la côte pour un budget de 25 000 m³/an. Ce dernier montre que sur 25 ans, le rivage connaît un engraissement maximal de 5 m sur une distance de 12 km de part et d'autre de l'embouchure.

Il ressort donc de cette simulation que malgré tout, d'ici à 2012, il devrait avoir une stabilité voire un engraissement relatif du rivage aux voisinages de l'embouchure avec, de temps à autre, des possibilités de rupture de cordon de plage et/ou de migration de la *Bouche du Roi* à des vitesses ne dépassant pas 1 km/5ans (Blivi, 2000).

Lorsqu'on observe le bilan des évolutions du rivage correspondant aux deux épisodes de migration après le barrage, l'avancée globale qui caractérise la portion de côte exposée à la

migration de l'embouchure pourrait correspondre à la prévision du modèle de SOGREAH, 1992 (Figs. 50 et 52). Mais il faut noter que, contrairement à ce que traduit ce modèle de prévision, cette avancée du rivage, favorisée par l'édification des flèches sableuses, ne semble pas être liée essentiellement à la charge solide apportée par le fleuve Mono. Les travaux s'intéressant aux mécanismes d'édifications de flèches montrent que celles-ci sont plutôt en relation avec un budget sédimentaire drainée par la dérive littorale (Evans, 1942 ; Kraus, 1999 ; Ashton et Murray, 2006 ; Petersen *et al.*, 2008). Par ailleurs, l'apport du fleuve Mono qui ne représentait que le dixième du budget de la dérive littorale avant 1987 (en absence de barrage) devrait être beaucoup plus réduit de nos jours (après plus de vingt années de fonctionnement de ce barrage). La progradation du rivage aux voisinages de la *Bouche du Roi* est donc, de toute évidence, liée à la dérive littorale et non au volume des sédiments apportés par le Mono. En réalité, les évolutions observées depuis 1987 ne sont pas liées à la diminution de la charge sédimentaire du Mono par le barrage, mais plutôt à la modification du régime hydrologique du fleuve. En assurant la persistance de l'ouverture de la *Bouche du Roi*, le nouveau régime hydrologique du Mono autorise, depuis 1987, la permanence des phénomènes de migration d'embouchure et d'édification de flèche sableuse qui caractérisaient le secteur bien avant la mise en service du barrage.

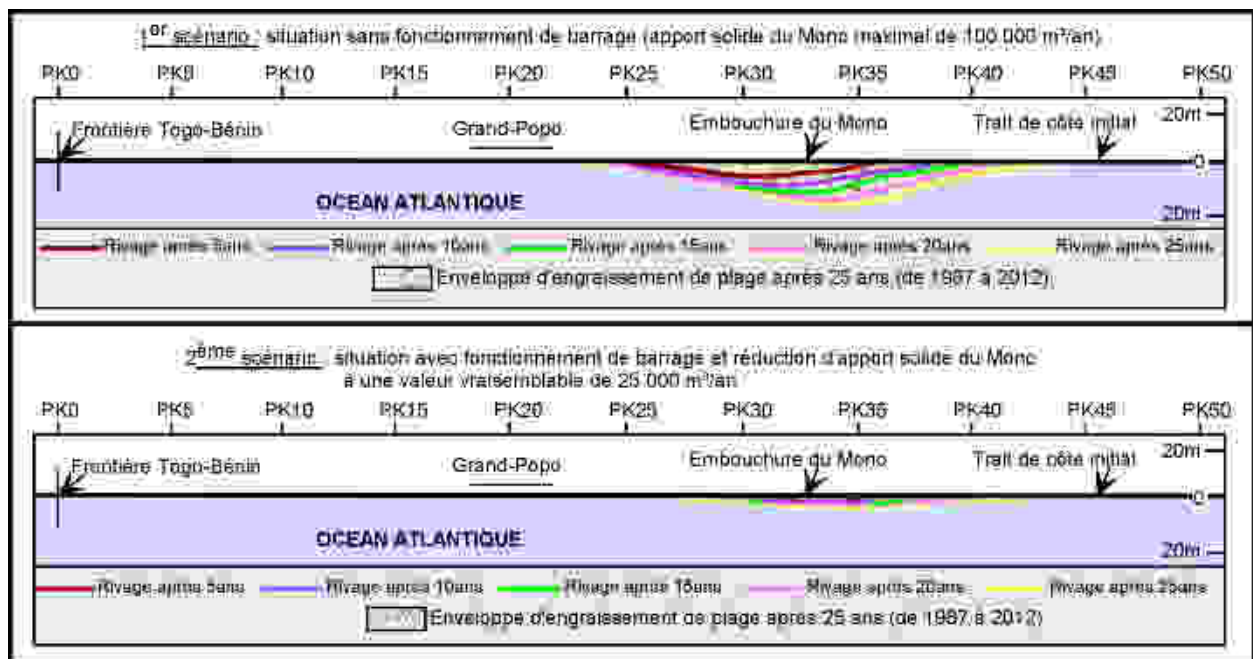


Fig. 52.- Projection de l'évolution du rivage au voisinage de la Bouche du Roi, sur une période de 25 ans, de 1987 à 2012 (SOGREAH, 1992 in Blivi, 2000)

D'autre part, la vitesse de migration prévue par le modèle de SOGREAH est de 1 km/5ans. Mais la vitesse réelle représente près du quadruple de la prévision. C'est donc cette vitesse

alarmante de 700 m/an à laquelle s'effectue la migration de la *Bouche du Roi* et ses unités morphodynamiques qui explique aujourd'hui la rapidité de la destruction de "proche en proche" à laquelle sont exposés les cordons préexistants, ruinant ainsi littéralement les habitations et les infrastructures socio-économiques installées le long de la côte.

IV.- CONCLUSION

L'analyse des séries d'images Landsat a permis de suivre l'évolution de la *Bouche du Roi* et la dynamique de ses plages adjacentes aussi bien avant qu'après la mise en service du barrage de Nangbéto. Cette étude qui constitue une application de la télédétection, montre que la *Bouche du Roi* représente une limite latérale mobile entre deux cellules sédimentaires. En effet, le fonctionnement de cette embouchure définit la zone puits d'une cellule située à l'amont dérive de l'embouchure et la zone source d'une autre cellule située à l'aval dérive. La zone puits se présente sous forme de flèche sableuse qui prolonge la plage amont en s'éloignant dans le sens de la dérive littorale alors que la zone source se traduit par une crique en migration le long de la plage aval. Cette dynamique du type flèche-crique est caractéristique des embouchures d'estuaires inféodés aux littoraux à dominance de houle oblique.

Avant la construction du barrage de Nangbéto, le rythme hydrologique du fleuve Mono ne permettait pas une ouverture permanente de la *Bouche du Roi*. La dynamique du couple flèche-crique associé au fonctionnement (à l'ouverture) de l'embouchure était donc limitée dans l'espace et dans le temps. Avec la régularisation des débits du Mono par le barrage, l'ouverture de la *Bouche du Roi* est devenue persistante. Dès lors, la migration de l'embouchure est devenue permanente. Elle s'effectue par édification de flèche sableuse à l'amont (zone puits) et destruction progressive de plage à l'aval (zone source). Le bilan des évolutions du rivage le long du segment de côte exposé à la migration de l'embouchure se traduit par une avancée du rivage essentiellement imputable non pas à l'apport du fleuve Mono, mais à la charge sédimentaire mobilisée depuis l'Ouest par la dérive littorale.

Chapitre 7

ELEMENTS D'ANALYSE DE L'EVOLUTION DE LA BOUCHE DU ROI ET DE LA MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES ADJACENTES

I.- INTRODUCTION

Nous avons compris avec le chapitre précédent que la *Bouche du Roi* a toujours été caractérisée par l'édification d'une flèche sableuse, que ce soit avant ou après la construction du barrage de Nangbéto. La modification importante introduite dans ce système par la mise en service du barrage est la permanence de l'ouverture (du fonctionnement) de l'embouchure. Les phénomènes d'édification de flèche sableuse à l'amont-dérive de l'embouchure puis d'érosion de plage en aval, sont de ce fait devenus permanents également. Au sujet de la fourniture de sédiments pour l'accrétion de cette flèche sableuse, nous sommes aussi parvenus à la conclusion que celle-ci est essentiellement imputable, non pas à l'apport du fleuve Mono, mais à la charge sédimentaire mobilisée depuis l'Ouest par la dérive littorale.

La question qui se pose maintenant est celle du pourquoi et du comment. En effet, on s'est demandé pourquoi le fonctionnement de l'embouchure de cet estuaire microtidal à dominance de houle se traduit par l'édification d'une flèche sableuse et quels sont les processus qui président à la formation de cette forme de plage ? La question paraît trop complexe. Les recherches bibliographiques ont révélé qu'il existe deux principaux types de flèches littorales (*unrestricted spit growth* et *spit growth in presence of lateral force*) et que les courants de dérive, induits par des houles obliques, constituent le facteur déterminant dans la formation et l'évolution des flèches (Kraus, 1999 ; Ashton et Murray, 2006 ; Petersen *et al.*, 2008 ; Stéphane, 2009). Toutefois, la formulation de concepts généraux de croissance des flèches reste toujours difficile, au regard des nombreux facteurs qui interagissent dans le développement de ces formes de plages (Allard, 2008).

Durant nos travaux de terrain, nous avons récolté des données d'observations et de mesures sur la morphodynamique des plages de part et d'autre de la *Bouche du Roi*. Ces données correspondent aux deuxième et troisième épisodes de migration de l'embouchure. Elles ont été complétées par des cartes géomorphologiques réalisées à partir d'images satellitaires. Nous estimons que l'analyse de ces données peut permettre d'entrevoir des règles hydrodynamiques qui gouvernent non seulement l'édification de cette flèche sableuse, mais aussi la migration de l'embouchure et l'érosion de proche en proche qui ruine la plage aval. Les différentes unités morphologiques qui composent le corps de la flèche pourront également être décelées.

Rappelons rapidement que le deuxième épisode de migration va de 1999 à 2009 ; le troisième épisode a débuté depuis le 27 août 2009 (cf Fig. 47b) et se poursuit actuellement. Par commodité dans ce chapitre, nous nommerons les emplacements de la *Bouche du Roi* en nous référant à l'année considérée et à l'épisode de migration dans lequel évolue l'embouchure. Ainsi, par exemple, BR₂_09 représente tous les emplacements successifs qu'a occupés la *Bouche du Roi*, de janvier à décembre 2009, durant le deuxième épisode de migration.

II.- ANALYSE DES DONNÉES D'OBSERVATIONS SUR L'ÉVOLUTION DE LA BOUCHE DU ROI ET LA DYNAMIQUE MORPHOLOGIQUE DES PLAGES ADJACENTES

1.-Au cours du deuxième épisode de migration après le barrage (1999 à 2009)

1.1.- De 1999 à 2002

Avec l'ouverture mécanique (BR₂_99 ; Fig. 53) pratiquée à Avlo en juillet 1999, la *Bouche du Roi* située près de Dondji (BR₁_99) s'est progressivement refermée en emprisonnant un bras lagunaire entre la flèche FL_87-99 et le cordon préexistant (Fig. 53 ; photo 13) : c'est la fin du premier épisode de migration et le début du deuxième épisode.

La cicatrice de l'embouchure BR₁_99 fermée à Djondji est décelable sur la figure 53 et est demeurée visible sur le terrain jusqu'en 2007 (Photo 13). Par ailleurs, la figure 53 montre l'emplacement de la *Bouche du Roi* en octobre 2002 (BR₂_02), environ trois ans après son ouverture à Avlo. Mais en analysant dans le détail l'évolution de l'embouchure durant ces trois années de migration, on s'aperçoit qu'au début de cet épisode, la *Bouche du Roi* a d'abord édifié un banc sableux aussi large que la plage sur laquelle celui-ci est ancré (Fig. 54 stades I à VI). Nous identifions ce banc sableux au *pédoncule* de la flèche. La phase d'édification de ce pédoncule a duré 2 ans (entre 1999 et 2001) au cours desquels l'axe de l'embouchure est demeuré sub-perpendiculaire au trait de côte. Pendant cet intervalle de temps, des ruptures s'observaient au sein de la côte aval, et l'estuaire fonctionnait souvent avec plusieurs passes. La vitesse d'accrétion est restée faible (170 m/an par rapport à la moyenne de 700 m/an) et le fonctionnement de l'estuaire avec plusieurs embouchures avait été évoquée dans le chapitre précédent comme l'une des raisons qui peuvent expliquer cet état de chose. Mais il faut dire aussi que le mode de migration de l'embouchure imposé par son orientation (sub-orthogonale au rivage), et la largeur de la flèche édifiée durant ces deux années (entre 1999 et 2001 ; Fig. 54, stades I à VI) peuvent également faire ralentir la vitesse d'élongation de la flèche. En effet, pour édifier un pédoncule aussi large que la côte qui sert d'ancrage, d'importantes quantités de sédiments ont été immobilisées à l'extrémité amont de

l'embouchure. Le temps nécessaire pour une telle accumulation est donc nécessairement plus grand que dans le cas où le corps de la flèche édiflée est mince (moins large).

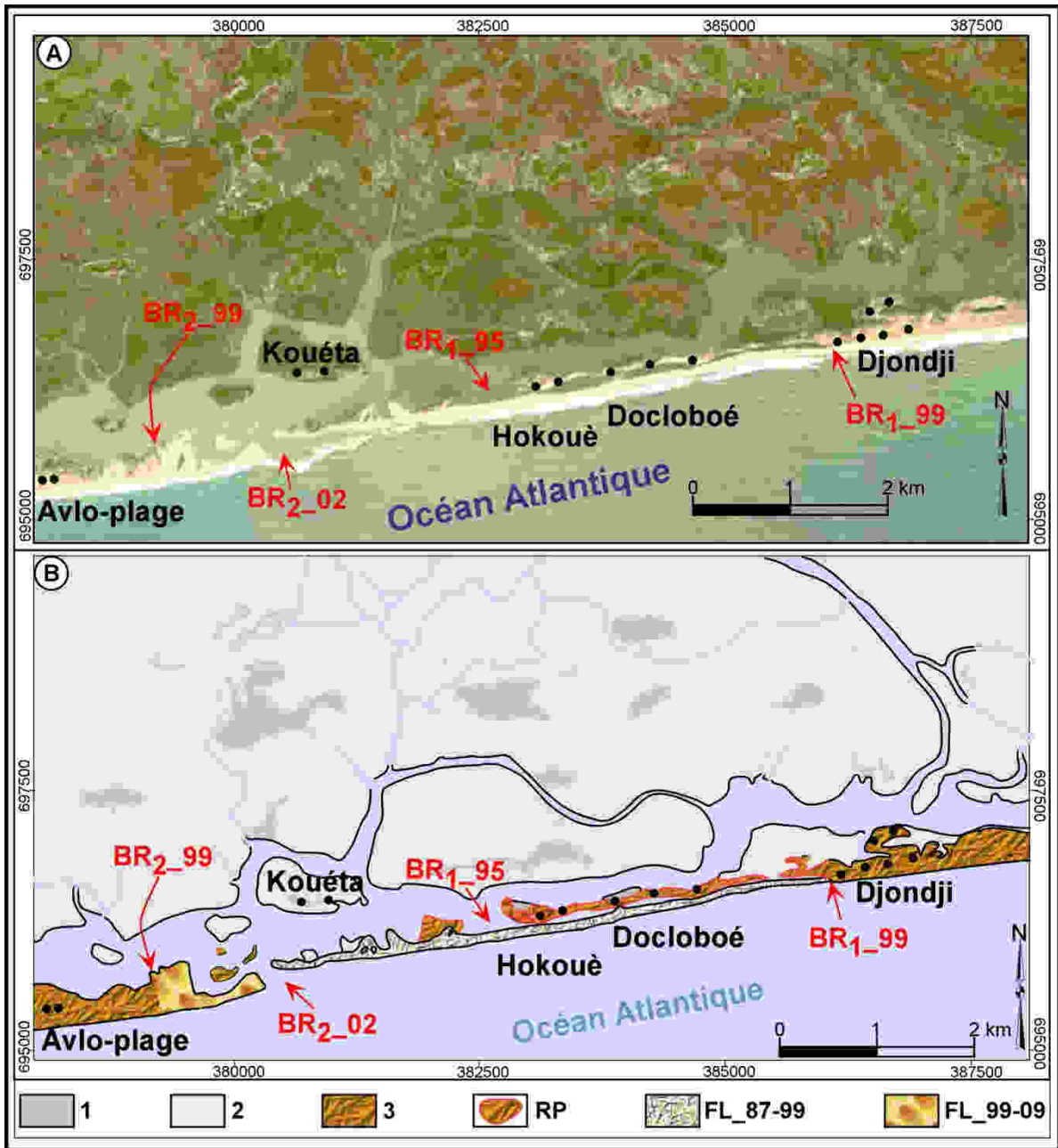


Fig. 53.- Morphologie de la Bouche du Roi et de ses plages adjacentes en octobre 2002

A- Quick-look d'image satellitaire IKONOS prise le 17 octobre 2002 ; B- Interprétation

BR₁_95 : Position de la Bouche du Roi en 1995, lors du premier épisode de migration suivant la mise en service du barrage de Nangbéto ; **BR₁_99** : Position de la Bouche du Roi à la fin du premier épisode de migration (1987_1999) ; **BR₂_99** : Emplacement de l'ouverture mécanique pratiquée en juillet 1999 ; **BR₂_02** : position atteinte par la Bouche du Roi en octobre 2002 au cours du second épisode de migration ; **1**- Cordon de sables gris ; **2**- Plaines et îles marécageux à mangroves ; **3**- Cordon de sableux représentant la plage préexistante. Lors du premier épisode de migration (1987-1999), l'érosion fluvio-marine a entraîné l'engloutissement total de ce cordon en face de l'île de Kouéta et son laminage entre Hokoué et Djondji. Les reliques (**RP**) de ces plages préexistantes après laminage, ont été conservées entre Hokoué et Docloboé ; **FL_87-99** : Flèche sableuse construite lors du premier épisode de migration ; **FL_99-09** : Flèche sableuse (en début de construction) relative au second épisode de migration.



Photo 13.- Quelques éléments morphologiques témoins du premier épisode de migration

Photo 13A : Photographie (prise regard face au Sud) montrant d'une part l'emplacement de la Bouche du Roi fermée à Djondji en 1999 (BR₁_99 ; Fig. 53) et d'autre part, le bras lagunaire emprisonné entre la flèche sableuse FL_87-99 (cf Fig. 53) et les reliques des plages préexistantes (RP ; Fig. 53)

Cliché LAIBI Raoul, 18 juin 2007

Photo 13B : photographies (prises regard face à l'Est) montrant les vives falaises d'érosion au sein des reliques des plages préexistantes (RP ; Fig. 53), la flèche sableuse FL_87-99 (cf Fig. 53) et le bras lagunaire emprisonné au voisinage de BR₁_99 (cf Fig. 53)

N.B. : la Bouche du Roi fermée à Djondji en 1999 (BR₁_99 ; Fig. 53) se trouve vers l'horizon sur la Photo 13B
Clichés LAIBI Raoul, 18 juin 2007

Légende

(a)- Océan atlantique ; (b)- Flèche sableuse édifée entre 1987- 1999 (FL_87-99 ; Fig. 53) ; (c)- Reliques des plages préexistantes (RP ; Fig. 53) montrant de vives falaises d'érosion (f) ; (d)- Plan d'eau lagunaire retenu entre les reliques de plage (RP) et la flèche sableuse FL_87-99 ; (e)- Empreinte de la Bouche du Roi (BR₁_99 ; Fig. 53) fermée suite à la brèche mécanique (BR₂_99 ; Fig. 53) pratiquée à Avlo en juillet 1999.

Le village de Docloboé se trouve à gauche du photographe en considérant la photo13A et derrière le photographe en considérant la photo13B.

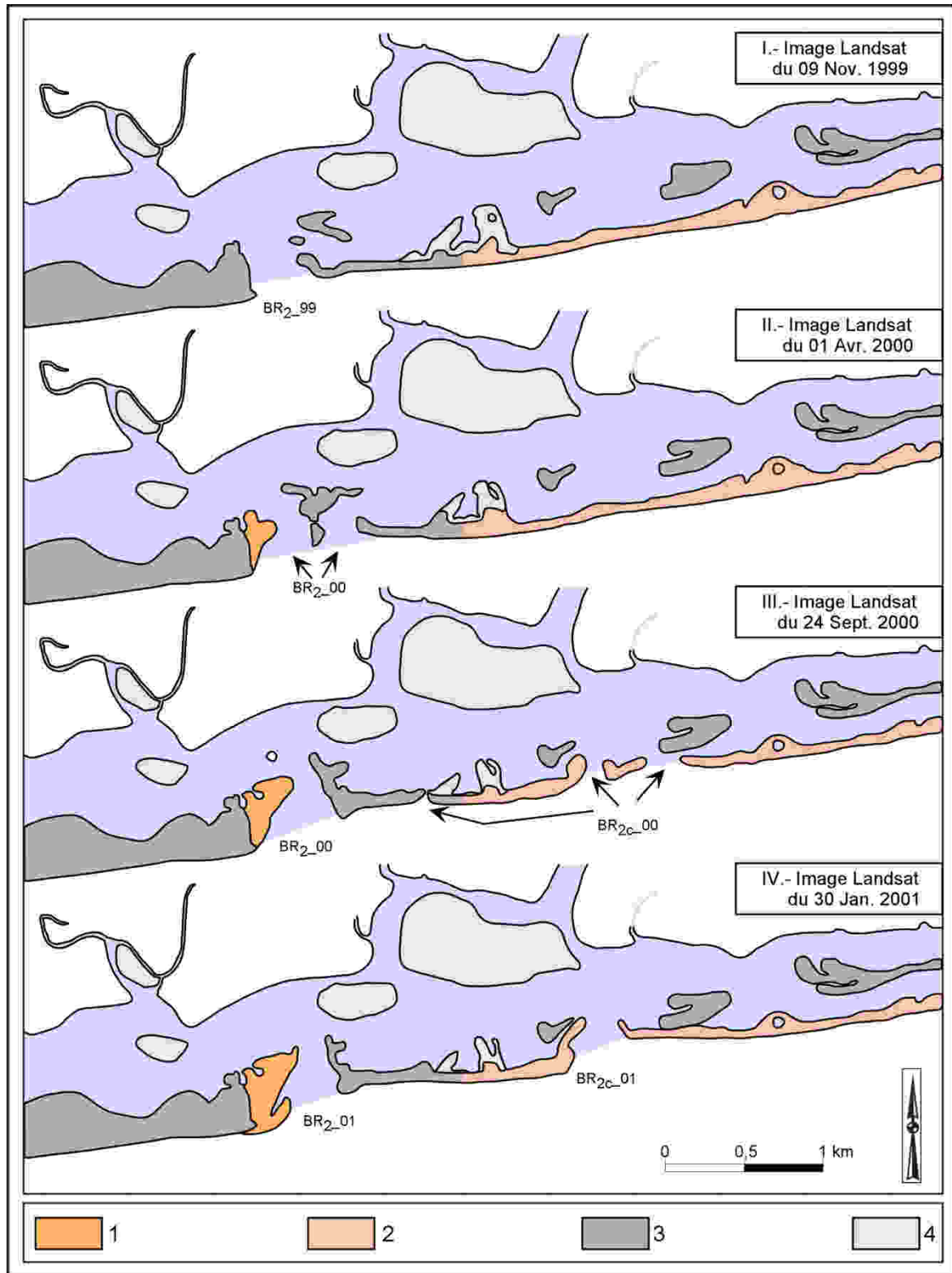


Planche A

- 1- Flèche sableuse FL₉₉₋₀₉ (en début d'édification) relative au deuxième épisode de migration ;
 2- Flèche sableuse FL₈₇₋₀₉ édifiée au cours du premier épisode de migration ;
 3- Plage préexistante jusqu'en 1987 (avant la mise en service du barrage de Nangbéto). A l'Ouest de la flèche FL₉₉₋₀₉, elle se présente sous forme de plage stabilisée servant de substratum d'enracinement ; à l'Est de FL₉₉₋₀₉, elle est sous forme de lambeaux (reliques) abandonnés par l'érosion lors du premier épisode de migration ;
 4- Plaine et îles marécageuses à mangrove.
 BR₂₋₉₉- Positions de l'année 1999 occupées par la Bouche du Roi en cours du deuxième épisode de migration ; BR_{2c-00}- Embouchure circonstancielle du deuxième épisode de migration, fonctionnelle au cours de l'année 2000

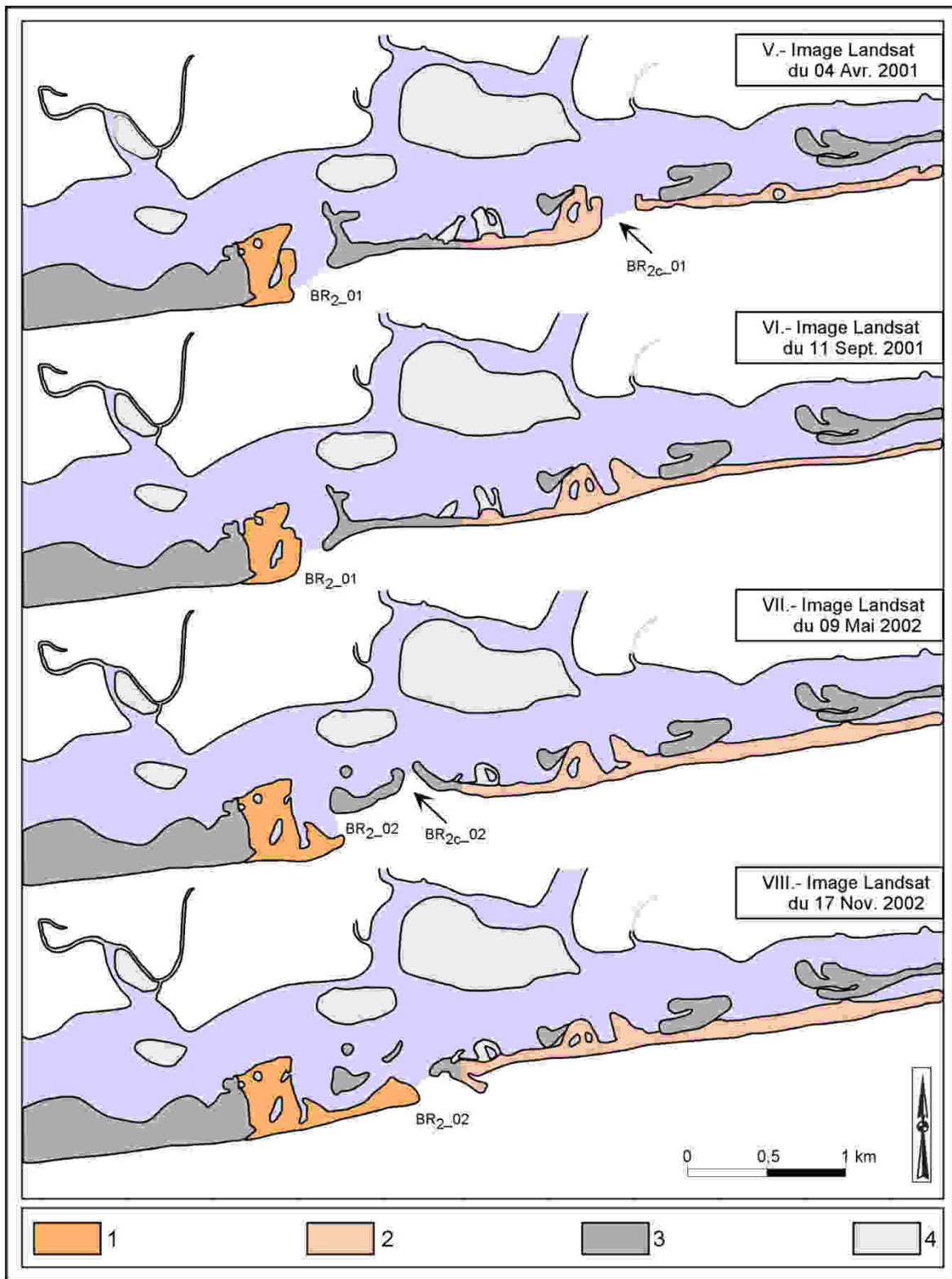


Planche B

N.B. : Se référer à la planche A pour la légende

Fig. 54.- Détails de la morphodynamique des plages adjacentes à la Bouche du Roi, de novembre 1999 à novembre 2002, au cours du deuxième épisode de migration (Planches A et B)

Par ailleurs, les sédiments immobilisés pour construire le pédoncule comblent peu à peu la moitié amont du goulot de l'embouchure, contraignant ainsi ce goulot à migrer vers l'est (Fig. 55). Pour opérer ce déplacement dans un contexte d'embouchure sub-orthogonale au trait de côte, les écoulements du Mono sont obligés de décaper la côte aval de façon transversale (Fig. 55). On comprend donc que dans ce cas, la vitesse d'élongation de la flèche sera beaucoup plus lente que dans le contexte où les écoulements du Mono côtoient la plage aval (Fig. 54 ; Stade VIII).

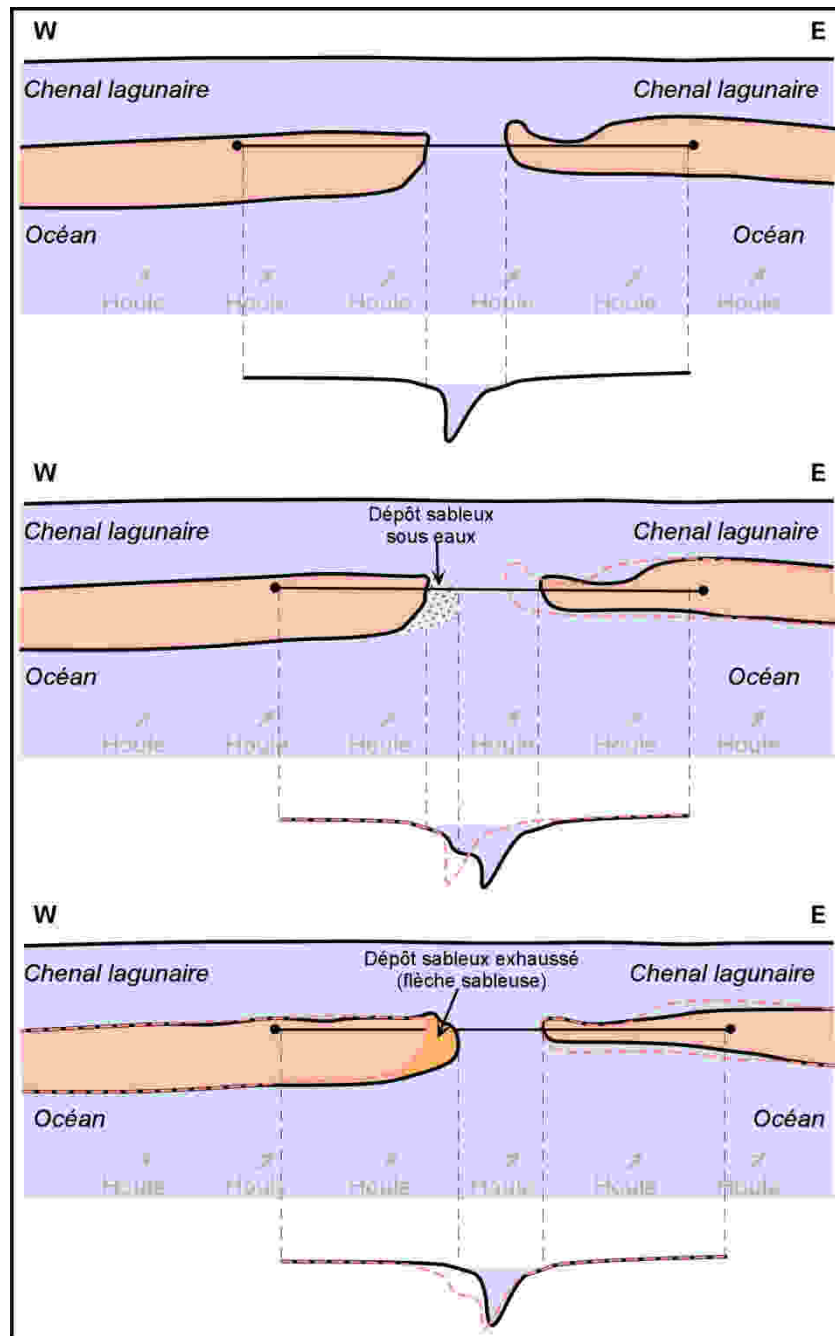


Fig. 55.- Schéma explicatif du mode de migration de la Bouche du Roi lorsque celle-ci est sub-orthogonale au trait de côte

Par ailleurs, il faut aussi souligner qu'après les crues de septembre-octobre 2000 du fleuve Mono, la flèche sableuse a poursuivi sa croissance en édifiant un banc sableux sous forme de crochet distal (Fig. 54, stades III à IV). De la même manière, après les crues de septembre-octobre 2001, un autre crochet distal s'est également construit (Fig. 54, stades VI à VII). On entrevoit alors que la violence des courants du Mono en période de crue semble jouer un rôle dans la construction de cette forme de crochet que nous désignons par *crochet pédonculaire* ou *crochet intraflèche*. Nous discuterons de cet aspect plus loin. Après l'édification du deuxième crochet pédonculaire, la *Bouche du Roi* a progressivement changé d'orientation et devient tangente au rivage (Fig. 54, stades VII à VIII). Dès lors, la flèche dans son élongation devient filiforme et poursuit sa migration jusqu'en 2009 (Figs. 56 et 57), avec une vitesse moyenne annuelle qui atteint les 700 m/an.

1.2.- De 2002 à 2009

La *Bouche du Roi* a régulièrement migré en direction de Docloboé par élongation de la flèche sableuse FL_99-09 à l'amont puis dissolution de flèche FL_87-99 et de cordon préexistants à l'aval (Fig. 56). Les destructions de plages à l'aval ont conduit à l'isolement du village de Hokoué sous forme d'une île avec la crue de d'août à octobre 2006 (Fig. 56). Un an après, avec la crue d'août à octobre 2007, le village de Docloboé a été à moitié détruit et les eaux fluviales ont envahi la portion de lagune demeurée jusque-là isolée entre FL_87-99 et RP (Photos 14 et 15). En fin d'année 2008 (Fig. 57), l'environnement de l'embouchure montrait deux villages sur îles (Hokoué et Docloboé).

L'année 2009 qui constitue la dernière année de cet épisode de migration a été suivie de près. De janvier à mars 2009, la *Bouche du Roi* a poursuivi sa migration vers l'Est. Au cours de cette migration, les phénomènes d'érosion entament les premiers hameaux du village de Djondji et menacent de détruire les tombes des défunts parents des habitants. Ceux-ci se sont alors dépêchés de récupérer les dépouilles afin d'éviter qu'elles soient exhumées et emportées par la mer.

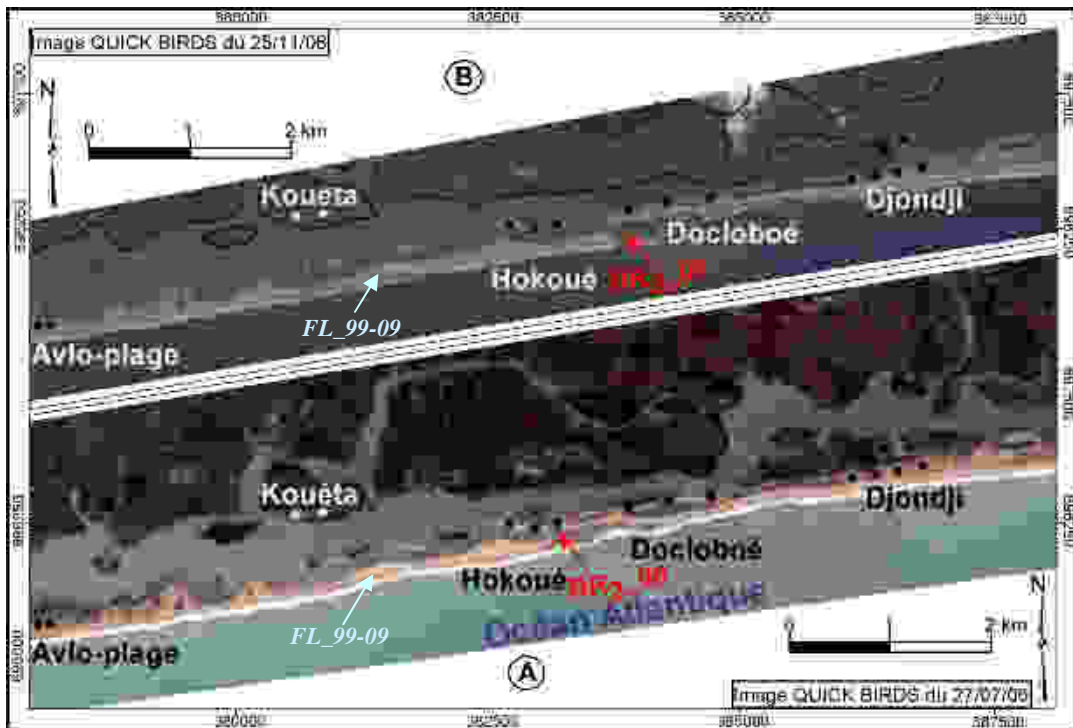


Fig. 56.- Evolution morphologique de la Bouche du Roi et des plages adjacentes entre juillet et novembre 2006

BR_{2_06} : positions atteintes par la Bouche du Roi en fin juillet (fig. 56A) et fin novembre (fig. 56B) de l'année 2006, lors du second épisode de migration

Remarque : Noter entre ces deux images (56A et 56B), les changements morphologiques intervenus en 3 mois : progression de la langue sableuse FL_99-09 vers l'Est, digestion progressive de FL_87-99 et isolement du village de Hokoué sous forme d'une île au milieu de la lagune côtière. Par ailleurs, comparer les flèches FL_99-09 des figures 53 et 56 ; comparer également les flèches FL_87-99 de ces mêmes figures.



- Légende**
- (1)- Hameaux de la partie ouest du village de Docloboé ;
 - (2)- hameaux (en ruine) de la partie est du village de Docloboé. Remarquer la continuité de la relique de plage entre les hameaux ouest et est jusqu'au 13/08/2007 (photo F servant de fond) et sa rupture moins de deux semaines après (photos I et II) ;
 - (3)- Couloir d'écoulement lagunaire originel ;
 - (4)- Couloir d'écoulement engendré par le second épisode de migration ;
 - (5)- Butte témoin de la flèche sableuse FL_87-99.

Photo 14.- Photographies (prises regard vers l'Ouest) montrant l'érosion et la rupture des bancs de reliques de plage à Docloboé

F- Photo de fond prise le 13/08/2007 ; I et II : Photos prises le 26/08/2007. Situer Docloboé sur la Fig. 56
Cliché LAIBI Raoul



Photo 15.- Photographie (prise regard face à l'Ouest) montrant la position de la Bouche du Roi en face du village de Docloboé en août 2007 et les méfaits de l'érosion
Situé le village de Docloboé sur la carte de la figure 56 pour entrevoir le site photographié.
Cliché LAIBI Raoul, 26/08/2007

Légende : (1)- Position de la Bouche du Roi en août 2007(BR₂_07) ;(2)- Flèche sableuse FL_87-99 livrée à l'érosion fluvio-marine ; (3)- Bras lagunaire envahie par les eaux fluviales par suite de l'envolement de la flèche sableuse FL_87-99. Ce plan d'eau lagunaire était encore intact un mois avant, comme le montre la photo 1 du 18 juin 2007 ; (4)- Falaises de reliques de plages ravivées par les eaux fluviales qui ont ennoyées la flèche sableuse FL_87-99 ; (5)-Ruïnes des hameaux de la partie est du village de Docloboé. Avant la fin de l'année 2008, toute la partie est du village a été engloutie comme le montre la figure 57.

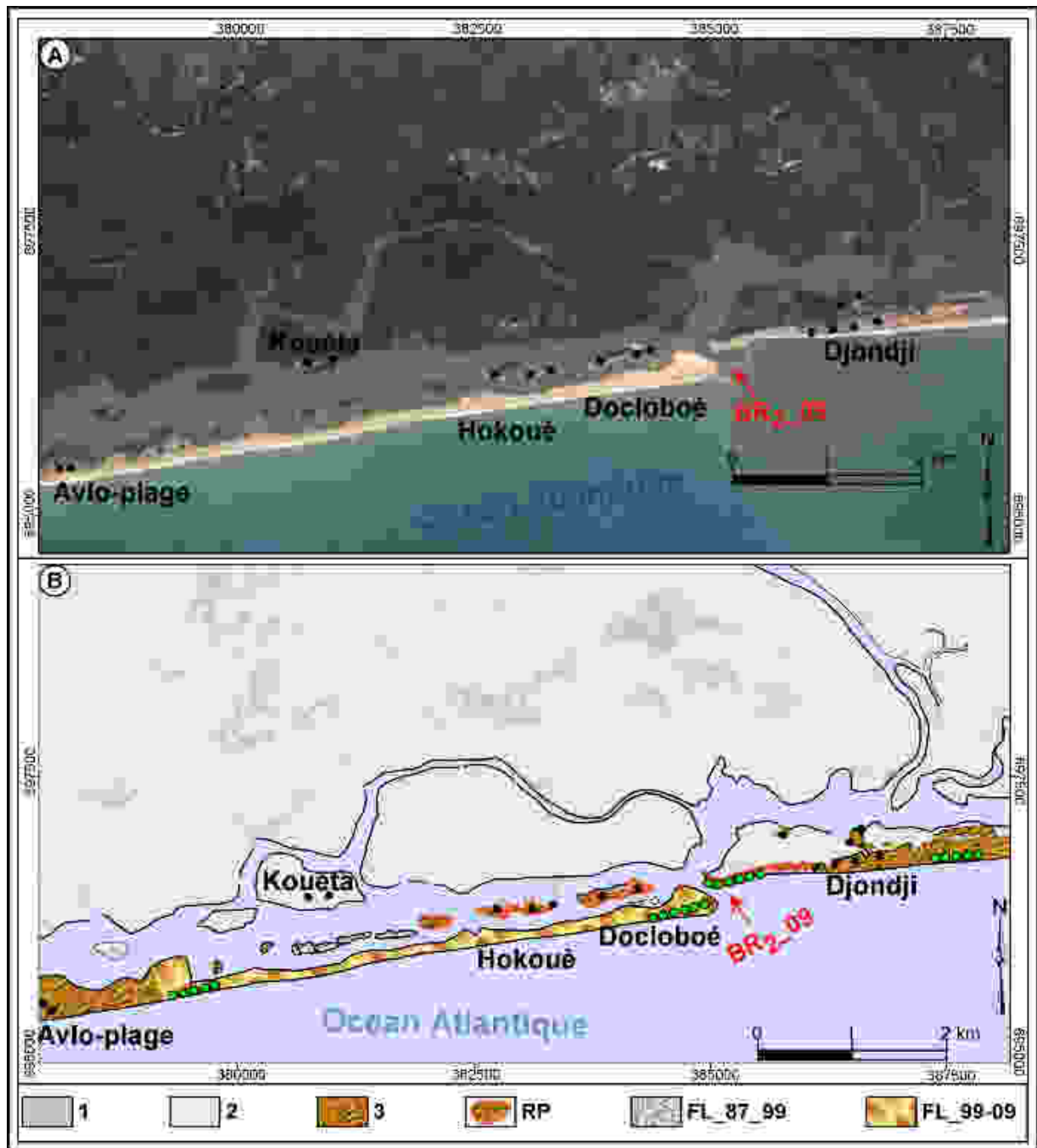


Fig. 57.- Morphologie de la Bouche du Roi et des plages adjacentes en janvier 2009

A- Quick-look d'image satellitaire QUICKBIRD du 10 janvier 2009 ; B- Interprétation

BR_08 : Position atteinte par la Bouche du Roi en janvier 2009 lors du second épisode de migration

1- (voir Fig. 53) ; 2- (voir Fig. 53) ; 3- (voir Fig. 53) ; FL_87-99 (voir Fig. 53) ; FL_99-09 (voir Fig. 53) ;

RP (voir Fig. 53). Comparées RP des Figs. 53, 56 et 57. Comparer aussi FL_87-99 et FL_99-09 des mêmes figures

Points verts : Points de prélèvements d'échantillons de sable

Durant cette période, dans le but d'évacuer les eaux du Mono en mer, à partir d'un secteur de plage non peuplé et d'éviter la vulnérabilité de leurs biens, les populations riveraines ont tenté l'ouverture manuelle d'une autre embouchure à Avlo. Mais leurs efforts ont été vains, car les outils rudimentaires (houes, pelles, ...) utilisés étaient inefficaces.

La progression de la flèche sableuse et de l'embouchure semble être soutenue durant cette période par la quasi-constance des débits moyens du fleuve Mono qui alimente la lagune côtière (Fig. 20). Ces débits sont régulés par le barrage de Nangbéto dont le fonctionnement s'appuie essentiellement sur le stock d'eau emmagasinée durant la crue de juillet à octobre de l'année précédente. En 4 mois, la flèche sableuse FL₂-99-09 s'est allongée vers l'Est sur une distance de 400 m pendant que la côte aval subissait une forte érosion.

D'avril à mai 2009, la flèche se recourbe vers l'embouchure et forme un crochet. Son élongation s'estompe alors momentanément (Photo 16). Ces comportements sont synchrones de la faiblesse des débits du fleuve Mono dans la lagune côtière. En effet, les débits moyens mensuels du Mono atteignent leurs minima d'étiage au cours du mois de mai (Fig. 20).



*Photo 16.- Photographie (prise regard face à l'Ouest) montrant le recourbement de la flèche
Cliché LAIBI Raoul, 30/05/09*

Légende : C- Crochon d'extrémité de flèche ; Pa- Plage aval taillée en falaise au rythme de la migration de l'embouchure. Les palmiers (1, 2) et la touffe de rhizophora (3) servent de repère pour décrire l'évolution ultérieure de ce segment de côte sur la Photo 18.

Durant cette période, la mer était présente dans l'estuaire même à basse marée et la pénétrait davantage à haute marée (Photo 16). La limite entre le bas estuaire et l'estuaire moyen était en conséquence repoussée dans l'estuaire quelque soit la période de marée. Malgré cette atténuation de la vitesse d'élongation de la flèche FL₂-99-09, les microfalaises d'érosion apparues dans le profil de la côte aval de janvier à avril n'ont fait que se raviver (Photos 16 et 17).

Au mois de juin, avec le premier pic des précipitations dans le Bas-Bénin (Fig. 11), les débits d'écoulement du Mono s'améliorent dans l'estuaire (Fig. 20). La flèche sableuse reprend son élongation au bout du crochet de mai 2009 (Photo 18). Parallèlement, l'érosion s'est accentuée sur la côte aval (Photo 18). Le 12 juin, devant l'intensité de la destruction des infrastructures du village de Djondji (maisons, routes, aires piscicoles, cimetière, ...), une deuxième tentative d'ouverture mécanique fut réalisée au même emplacement d'Avlo, cette fois-ci, grâce à l'appui du Président de la République, l'Etat ayant octroyé une aide financière de quatre millions (4 000 000) de francs CFA à la population riveraine. En moins de deux semaines, cette ouverture artificielle fut simplement bouchée par une épaisse accumulation de sable, sous l'effet de la dérive littorale. En effet, le débit du Mono dans la lagune côtière ne semble pas être encore suffisant à cette époque, pour l'emporter sur l'intensité des courants de dérive responsables de l'obturation de la brèche mécanique pratiquée.



Photo 17.- Photographies (prises regard face à l'Est) montrant les falaises d'érosion apparues dans le profil de la plage aval entre janvier et mai 2009

Cliché LAIBI Raoul, 30/05/09

Les palmiers (1, 2) et la touffe de rhizophora (3) sont les mêmes que ceux de la photo 16. Ils servent de repère pour décrire l'évolution ultérieure de ce segment de côte sur la Photo 18. Il en est de même pour l'enseigne 4, les palmiers 5 et la piste 6 (voir Photo 18).



Photo 18.- Photographies montrant l'état de la côte aval avec la reprise de l'élongation de la flèche sableuse

Cliché LAIBI Raoul, 16/06/09

F- photo de fond prise regard face à l'Est ; I- Photo prise regard vers l'Ouest ; II- Photo prise regard face à l'Ouest

Commentaire sur les photos 16 à 18 :

Les photos 16, 17 et 18 sont celles de la côte aval en érosion. Elles sont prises les 30 mai (photos 16 et 17) et 16 juin (photo 18) de l'année 2009. Sur la photo 17 (valable pour photo 16), les palmiers (1) tenaient encore au milieu de la mer tandis que les (2) étaient fixés sur le haut de plage. Sur la photo 18, les (1) sont déjà emportés par la mer et les (2) déchaussés. La touffe de rhizophora (3) qui s'adossait à la plage sur la photo 17 a été aussi entièrement déchaussée et livrée à la mer sur la photo 18.

Aussi, sur la photo 17 du 30 mai 2009, on retrouve à l'horizon l'école de Djondji en face de laquelle les falaises d'érosion sont perceptibles à 30 m de l'enseigne de l'école (4), en bordure de la route des pêches (6). Le 16 juin 2009 (Photo 18), l'érosion s'est accentuée en face de l'école. Plusieurs cocotiers (5) qui bordaient encore la route des pêches (6) en face de l'école le 30 mai 2009 (photo 17) ont été engloutis. Les falaises d'érosion sont devenues encore plus vives (7) et mettent la route en porte-à-faux (8).

Au mois de juillet, les précipitations du Nord-Bénin ont fait gonfler davantage les eaux du Mono (Fig. 20). La vitesse d'élongation de la flèche sableuse s'est accrue (Photo 19). Les dégâts dus à l'érosion de la côte aval sont devenus incalculables, notamment en face de l'école de Djondji où la route des pêches longeant la côte a été entièrement engloutie. L'école a été enfin abandonnée, sous la menace de l'érosion. L'hydrodynamisme fluvial commence par devenir suffisante pour s'imposer face à la mer au voisinage de l'embouchure, surtout à basse marée (photo 19).

Au mois d'août, les courants fluviaux du Mono s'opposent vigoureusement aux eaux marines à l'embouchure de l'estuaire, faisant ainsi disparaître le bas estuaire, même à haute marée. Toutefois, la violence de ces courants reste encore insuffisante pour égueuler l'embouchure et l'accrétion longitudinale de la flèche sableuse se poursuivait (photo 20).

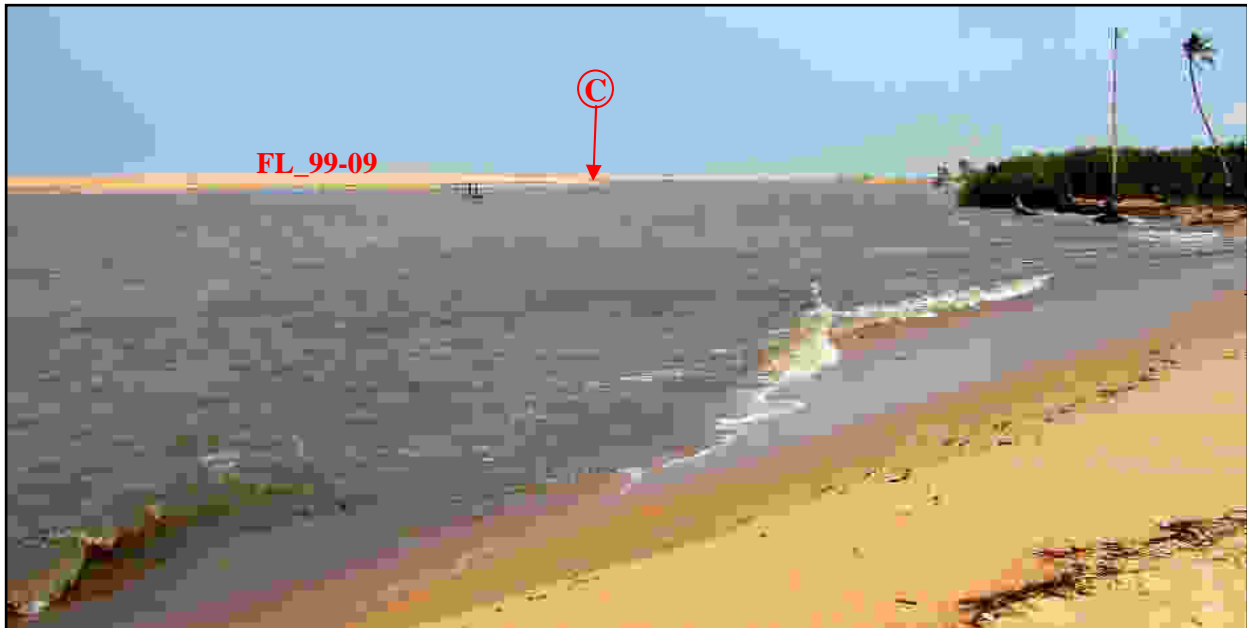


Photo 19.- Photographie (prise regard face à l'Ouest) montrant l'élongation de la flèche sableuse avec l'accroissement des débits du fleuve Mono

Cliché LAIBI Raoul, 19/07/09 ; C- Crochon d'extrémité de flèche sableuse édifié en mai 2009

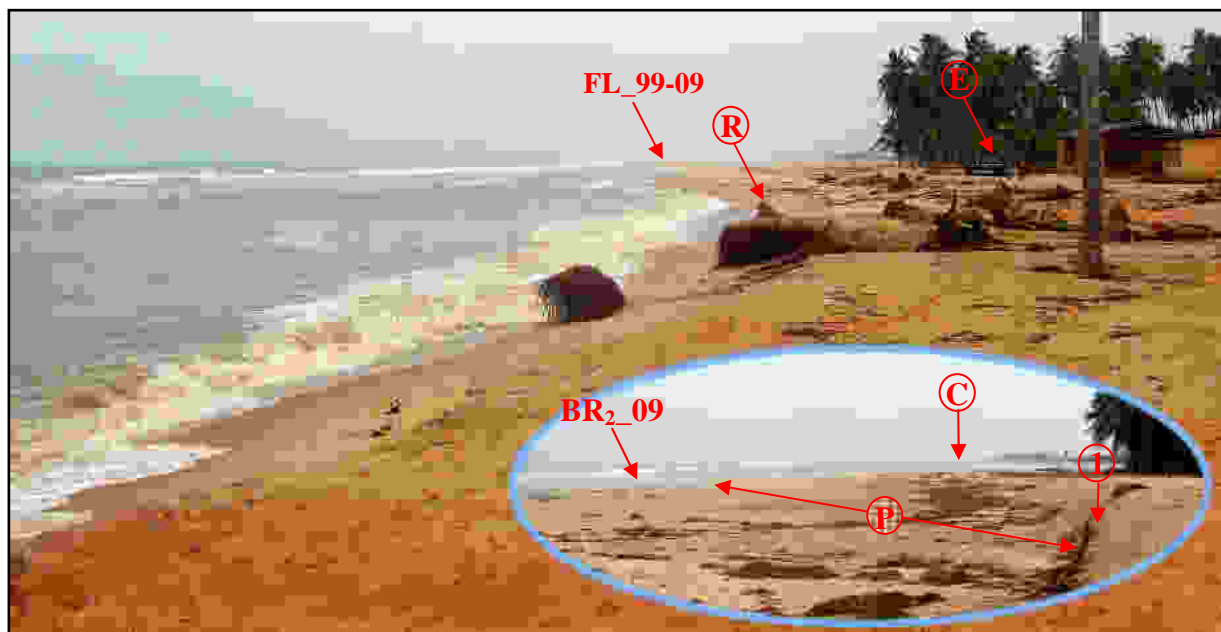


Photo 20- Photographies (prises regard face à l'Ouest) montrant l'adoucissement de la côte aval
Cliché LAIBI Raoul, 18/08/09

R- Souche de cocotier servant de repère ; E- Enseigne de l'école primaire de Djondji ; P- Platier formé par accumulation sableuse ; C- Crochon d'extrémité de flèche sableuse édifié en mai 2009 ;
I- Empreinte des vives falaises d'érosion des mois de juin et juillet (photo 18)

Face à cette progression vertigineuse de l'embouchure et des phénomènes d'érosion associés, la population mobilise ses derniers efforts pour aller vers une troisième tentative d'ouverture d'embouchure mécanique à Avlo, le 27 août 2009. L'opération de cette dernière tentative qui a duré trois jours est celle qui a enfin réussie. Elle a d'abord commencé par le creusement, sur

la plage d'Avlo, d'une importante tranchée séparée de la mer et de la lagune par deux fronts de taille ; celui du côté de la mer étant plus épais que celui du côté de la lagune (Photo 21). Le déblayage des sables de cette tranchée a été manuel, aux pelles et houes, durant deux jours consécutifs. La pelle mécanique a été sollicitée le troisième jour, pour dégager les fronts de tailles qui circonscrivaient la tranchée et faire communiquer la lagune à la mer (Photo 21). Dès lors, deux embouchures permettent à la lagune côtière d'évacuer les eaux du Mono en mer : l'embouchure située au niveau de Djondji (BR₂_09 ; Photo 21) et l'embouchure artificielle d'Avlo (BR₃_09 ; Photo 21). La réussite de l'opération est due au fait que les courants du Mono sont devenus très violents dans la lagune côtière. Aussi, la grande partie des eaux de crue du Mono se déverse t-elle désormais en mer par cette embouchure artificielle d'Avlo dont le goulot subit un élargissement conséquent. Il en résulte alors une diminution des écoulements fluviaux à l'embouchure BR₂_09 de Djondji.



Photo 21.- Photographies montrant les opérations d'ouverture d'embouchure de la BR₃_09 à Avlo

Clichés LAIBI Raoul, 27/08/09

Légende : F- Photo de fond montrant la tranchée initiale séparée de la mer et de la lagune par deux fronts de taille ; I- Décapage du front de taille côté mer par la pelle mécanique (1- mer ; 2- tranchée) ; II- Décapage du front de taille côté lagune par la pelle mécanique (2- tranchée ; 3- lagune) ; III- Communication entre la mer et la tranchée après I) ; IV- Communication entre la lagune et la tranchée après II

Il faut noter que durant le mois d'août, avant l'ouverture de BR_{3_09} à Avlo, le profil de la côte à l'aval de BR_{2_09} est devenu dissipateur et les hautes falaises très abruptes qui existaient en face de l'école durant les mois de juin-juillet 2009 ont été comblées et aplanies (Photos 18 et 20). *Ce constat est pertinent, car il permet de noter qu'avec l'intensification des débits du fleuve Mono, d'importantes quantités de sables sont directement fournis à la côte aval, lorsque l'embouchure est parallèle au trait de côte.*

Au mois de septembre, les débits du Mono atteignent leurs pics dans le chenal lagunaire. Les eaux sont devenues très turbides et renferment d'abondante charge végétale (surtout la jacinthe d'eau). A l'embouchure de Djondji (BR_{2_09}), l'élongation de la flèche sableuse continue à l'amont, tandis que le "pansement" des falaises d'érosion se poursuit à l'aval, grâce à d'importantes quantités immédiatement fournies à la plage aval (Photo 22). Toutefois, ce pansement reste limité à l'est immédiat de l'embouchure, car au-delà, le profil des plages demeure réflexif (Photo 22).

Par contre, à Avlo, la violence des courants dans l'embouchure BR_{3_09} ébrèche le goulot de celle-ci, empêchant la construction d'une quelconque flèche à l'extrémité amont de l'embouchure. La largeur du goulot qui était de 12 m à l'ouverture atteignait déjà 150 m au bout de trois semaines (Photo 23).



Photo 22.- Photographies (prises regard face à l'Ouest) montrant l'environnement de la Bouche du Roi en période de pointe de crue du fleuve Mono

Cliché LAIBI Raoul, 06/09/09

R- Souche de cocotier servant de repère ; E- Enseigne de l'école primaire de Djondji ; I- Falaise d'érosion ; P- Platier formé par accumulation sableuse ; B- Banc sableux émergeant à basse marée, dans le prolongement de l'embouchure

Au cours du mois d'octobre, la force du Mono faiblit relativement dans l'estuaire (Fig. 20). La presque totalité des eaux du système regagne la mer par Avlo. A l'embouchure de Djondji, les eaux deviennent presque dormantes à haute marée, car les flots annulent le gradient hydraulique entre les eaux de la lagune et celles de l'océan. Par contre, à basse marée, on observe un écoulement timide en direction de la mer (le jusant rétablissant le gradient hydraulique). En conséquence, la flèche sableuse poursuit son élongation en s'incurvant vers le chenal lagunaire, tendant ainsi à isoler l'estuaire. Il se forme ainsi à nouveau un crochet à l'extrémité de la flèche (Photo 24), comme ce fut le cas entre avril et mai 2009. Toutefois, les courants du jusant sont restés suffisants pour entretenir le goulot de l'embouchure et y maintenir une profondeur de plus de deux mètres.

Le ralentissement des courants fluviaux à l'embouchure de Djondji est aussi l'expression de la diminution des charges solides drainées vers cette embouchure par le fleuve Mono. En conséquence, les dépôts sableux accumulés à l'aval immédiat de l'embouchure durant les mois de forts débits du Mono (août-septembre, Photos 20 et 22) sont désormais livrés à l'érosion (Photo 24). Cette érosion est due non seulement à l'action des vagues, mais aussi à celle des eaux lagunaires qui provoquent le laminage de "proche en proche" de la plage aval, au rythme de l'élongation de la flèche sableuse.

Dès le début de novembre, la population voulant la fermeture rapide de l'embouchure de Djondji a empilé, au travers de celle-ci, plusieurs dizaines de sacs remplis de sables, afin de réduire considérablement l'écoulement. Dès lors, au flot comme au jusant, les eaux demeurent pratiquement dormantes dans le chenal lagunaire. Une semaine après, le goulot de l'embouchure fut fermé complètement par la dérive littorale (Photo 25).

L'image satellitaire du 24 décembre 2009 montre la *Bouche du Roi* (BR₂_09) fermée à Djondji, de même que la nouvelle embouchure artificielle BR₃_09 ouverte à Avlo en août 2009 (Fig. 58)



Photo 23.- Photographie montrant l'embouchure BR₃_09 d'Avlo, trois semaines après son ouverture
Cliché LAIBI Raoul, 20/09/09

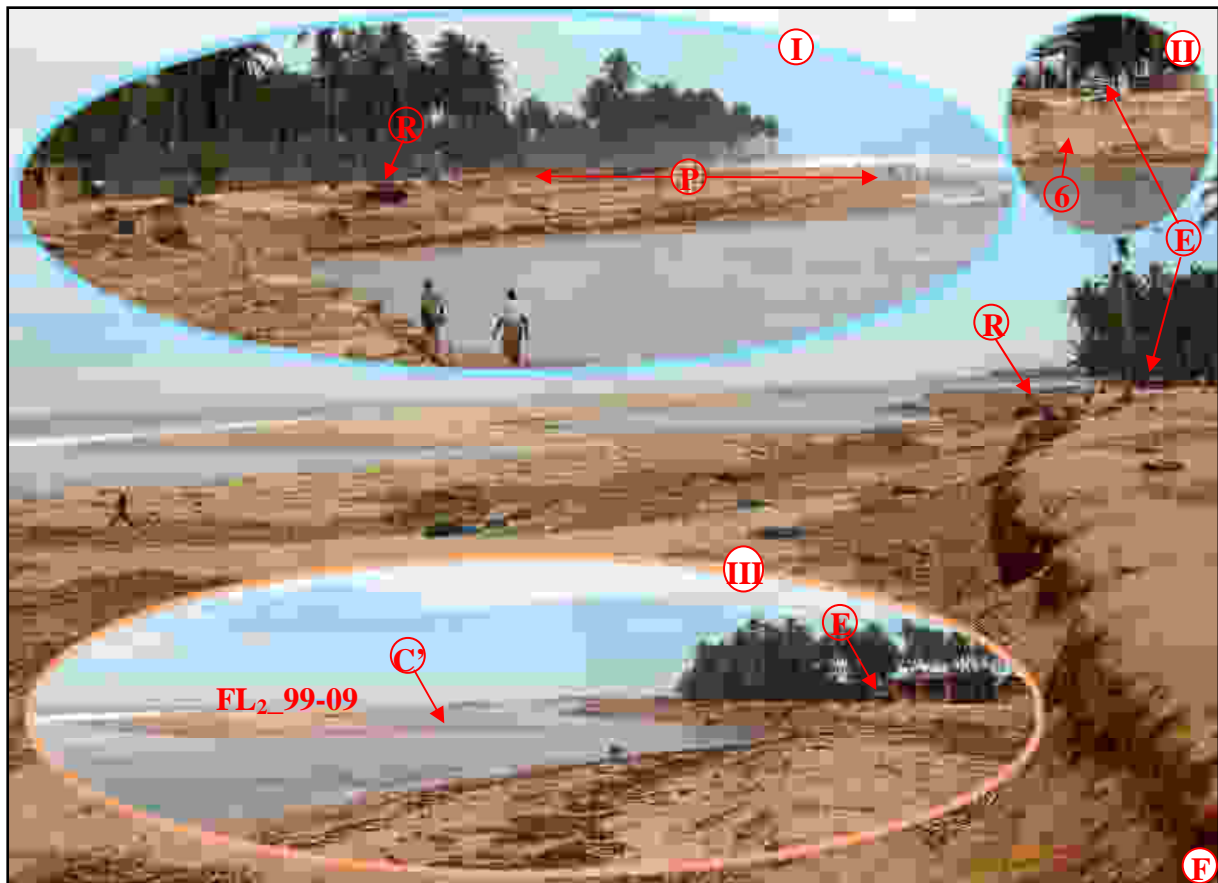


Photo 24.- Photographies montrant l'inflexion de l'extrémité de la flèche sableuse et l'attaque érosive
du platier sableux de la côte aval

Cliché LAIBI Raoul, 09/10/09

F- Photos servant de fond prise regard face à l'Ouest ; I- Photo prise regard face à l'Est ; II- Photo prise regard face au Nord ; III- Photo prise regard face à l'Ouest ; R- Souche de cocotier servant de repère ; E- Enseigne de l'école primaire de Djondji ; P- Platier sableux en érosion ; C'- Crochon d'extrémité de flèche sableuse édifié en octobre 2009. Comparer les profils de plage en face de R et E sur les photos 20, 22 et 24

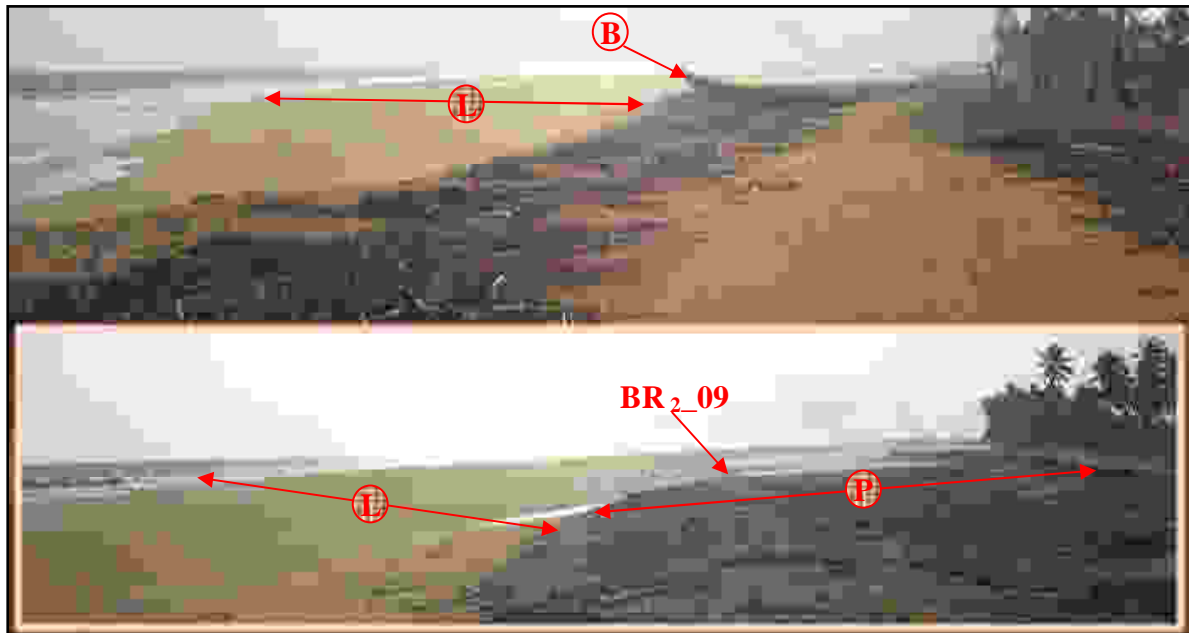


Photo 25.- Photographies (prises regard face à l'Ouest) montrant la Bouche du Roi (BR_99-09) fermée à Djondji

Clichés LAIBI Raoul, 11/12/09

P- Platier sableux à l'Ouest de la pirogue (B) ; L- Plage édifiée dans le prolongement de la flèche sableuse et servant à la fermeture de l'embouchure Bouche du Roi_99-09

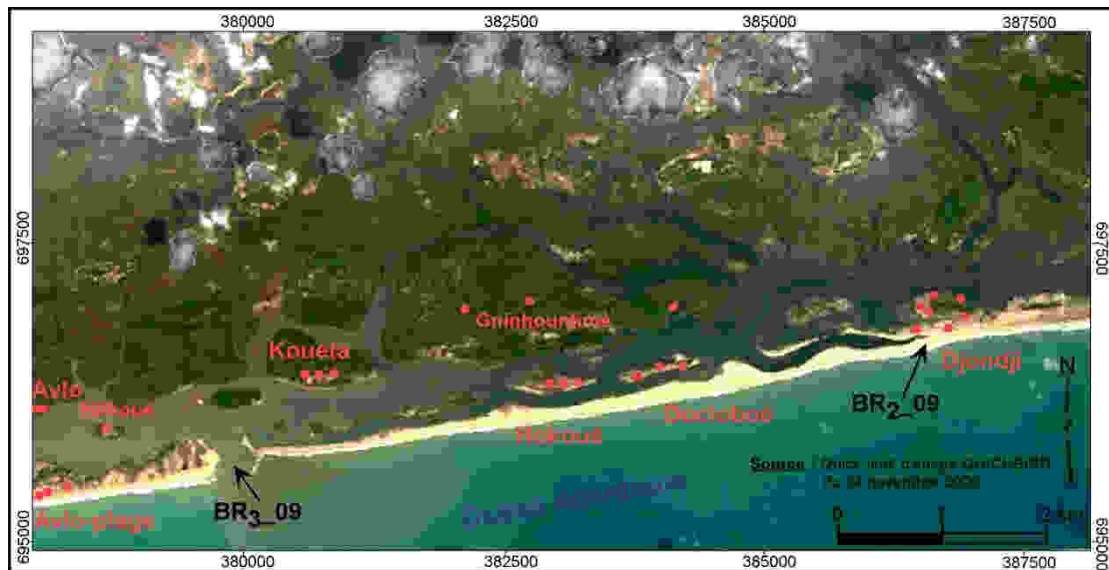


Fig. 58.- Morphologie de la Bouche du Roi et des plages adjacentes en décembre 2009

1.3.- Analyse comparée de la morphodynamique des plages entre la période de 2002-2009 et celle de 1999-2002

Le deuxième épisode de migration de la *Bouche du Roi* a été subdivisé en deux phases : la première s'étend de 1999 à 2002 ; la deuxième, de 2002 à 2009. La comparaison de ces deux phases permet de relever d'autres facteurs qui influencent la dynamique des plages adjacentes à la *Bouche du Roi*.

- Les ruptures de plages et l'existence ou non d'embouchures circonstancielle dans le rivage

Nous avons noté que durant les trois premières années (1999 à 2002), la *Bouche du Roi* est demeurée sub-normale au trait de côte. Durant cette période, des ruptures ont été observées au sein de la plage aval, engendrant de ce fait, des embouchures circonstancielle qui, soit se sont refermées, soit ont été captées par l'embouchure principale en migration (Fig. 54). Ces ruptures sont synchrones ou non des périodes de crues du Mono (Fig. 54, rupture du stade III intervenue en juillet-septembre 2000 puis rupture du stade VII intervenu en mars-avril 2002). Après le changement complet d'orientation de la *Bouche du Roi* (Fig. 54 ; stade VIII), plus aucune embouchure circonstancielle n'a été observée au sein du rivage. En effet, depuis novembre 2002, les ruptures qui sont intervenues au sein de la plage aval alimentaient toujours la *Bouche du Roi* en migration et intervenaient souvent en période de crue du Mono (juillet à octobre ; Cf rubrique II. 1.2., Figs. 56 et 57).

Les phénomènes de rupture de plage entre juillet et septembre résultent sans doute d'actions conjuguées de trois événements sur un cordon assez mince et fragile : d'une part, le phénomène de *spillover* dû à l'importante hausse du niveau des eaux dans le chenal fluvio-lagunaire en période de crue du fleuve Mono (Cooper, 2001), et d'autre part, l'érosion et le phénomène de *washover* liés au renforcement de la houle par les upwelling des mois de juillet à septembre. Aussi, les ruptures qui interviennent en mars-avril résulteraient-elles de phénomènes d'érosion et de *washover* liés au raffermissement de la houle relatif à la petite saison de vents (Fig. 36). En effet, des phénomènes de *washover* s'observent toujours sur la côte béninoise, durant les périodes de février à avril puis de juillet à septembre (Photo 26), en accord avec la saisonnalité du régime des vents et des conditions de houle (Fig. 36, 39 et 41).

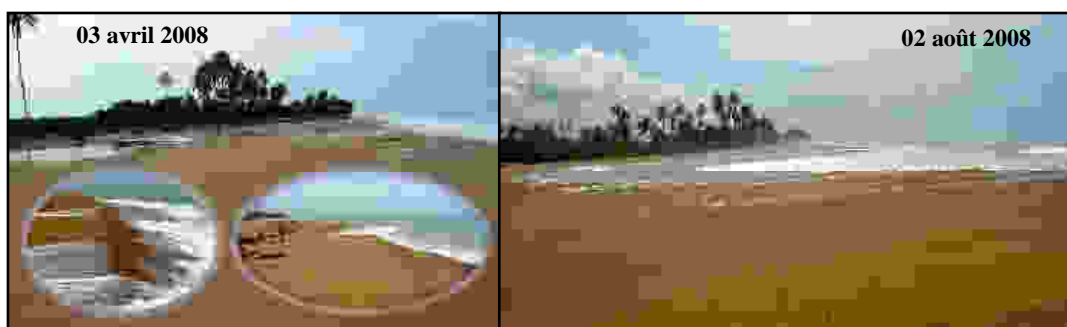


Photo 26.- Phénomènes de *washover* caractéristiques des périodes de pic de vents et de houle. Clichés LAIBI Raoul

Durant la période de 1999 à 2001 pendant laquelle la *Bouche du Roi* est restée sub-orthogonale au trait de côte, la fréquence des ruptures entraînant l'apparition d'embouchures

circonstancielle laisse penser que cette forme d'orientation de l'embouchure, non seulement entraîne un *bypass* des sédiments transportés par la dérive littorale, mais ne permet pas aussi à la plage aval de bénéficier pleinement des sédiments provenant du fleuve Mono. Ces sédiments sont alors rejetés plus au large, surtout en période de crue du Mono (Photo 23). C'est donc dans ces conditions que les phénomènes d'érosion et de *washover* conduisent plus facilement à la rupture de la plage aval et font apparaître des embouchures circonstancielle au sein du rivage.

Par contre, lorsque la *Bouche du Roi* en migration est tangente au rivage, même si le *bypassing* des sédiments acheminés par la dérive littorale est contraint, les apports sédimentaires du Mono sont directement fournis à la plage aval pour entretenir la dérive littorale (Photos 20 et 22). Dans ce cas, la côte aval résistera plus durablement aux ruptures induites par l'érosion et le *washover* relatifs aux périodes de renforcement des houles (juillet-septembre puis février-avril). C'est sans doute ce qui explique l'absence d'embouchures circonstancielle au sein de la plage aval lorsque la *Bouche du Roi* en migration est tangente au rivage ; les ruptures étant essentiellement dues au phénomène de *spillover* moins efficaces à l'aval de l'embouchure en migration.

- Les différents types de crochets identifiés et leur genèse

Pendant la période de 2002 à 2009, alors que la *Bouche du Roi* était devenue tangente au rivage, nous avons remarqué qu'entre avril et mai 2009, avec la baisse des débits du fleuve Mono (Fig. 20), l'extrémité de la flèche FL_99-09 s'est recourbée à l'amont de BR₂_09 (Photo 16). Au mois d'octobre également, suite à l'ouverture mécanique de BR₃_09 à Avlo, la faiblesse des courants du Mono au niveau de BR₂_09 conduit à nouveau au recourbement de l'extrémité de la flèche à l'amont au niveau de la même embouchure (Photo 24). Ces crochets distaux se forment donc à l'extrémité de la flèche, suite au ralentissement du courant fluvial. Ils représentent donc des recourbures du corps de flèche qui empiètent sur le tracé du chenal lagunaire et qui se forment lorsque les courants fluviaux y deviennent trop faibles. Nous les désignons sous le terme de *crochet extraflèche*. Leur genèse est sans doute due à la diffraction de la houle qui pénètre plus énergiquement dans l'estuaire. Ces crochets sont différents de ceux apparus à l'extrémité de la flèche au cours de la période 1999-2002 et que nous avons appelés crochets *intraflèches* (Fig. 54, stades III à IV ; stades VI à VII). En effet, durant cette période (1999 à 2002) où la *Bouche du Roi* a évolué suivant une orientation sub-normale au rivage, nous avons noté qu'après le pic de crue de septembre 2000 du Mono, la flèche sableuse en croissance a édifié en son extrémité un premier crochet intraflèche

(Fig. 54, stades III à IV). Aussi, après le pic de septembre 2001, un deuxième crochet extraflèche s'est-il construit (Fig. 54, stades VI à VII). Ainsi, contrairement à crochets extraflèches, les crochets intraflèches se forment à l'extrémité de la flèche, immédiatement après les événements de crues fluviales. Ils sont caractéristiques du pédoncule de la flèche qui se forme pendant que le goulot de l'embouchure est sub-orthogonal au trait de côte. La mise en place de ces structures morphologiques (crochets intraflèches) peut donc être expliquée par ce modèle de "remplissage partiel" de fond d'embouchure recreusé lors des crues du Mono (Fig. 59).

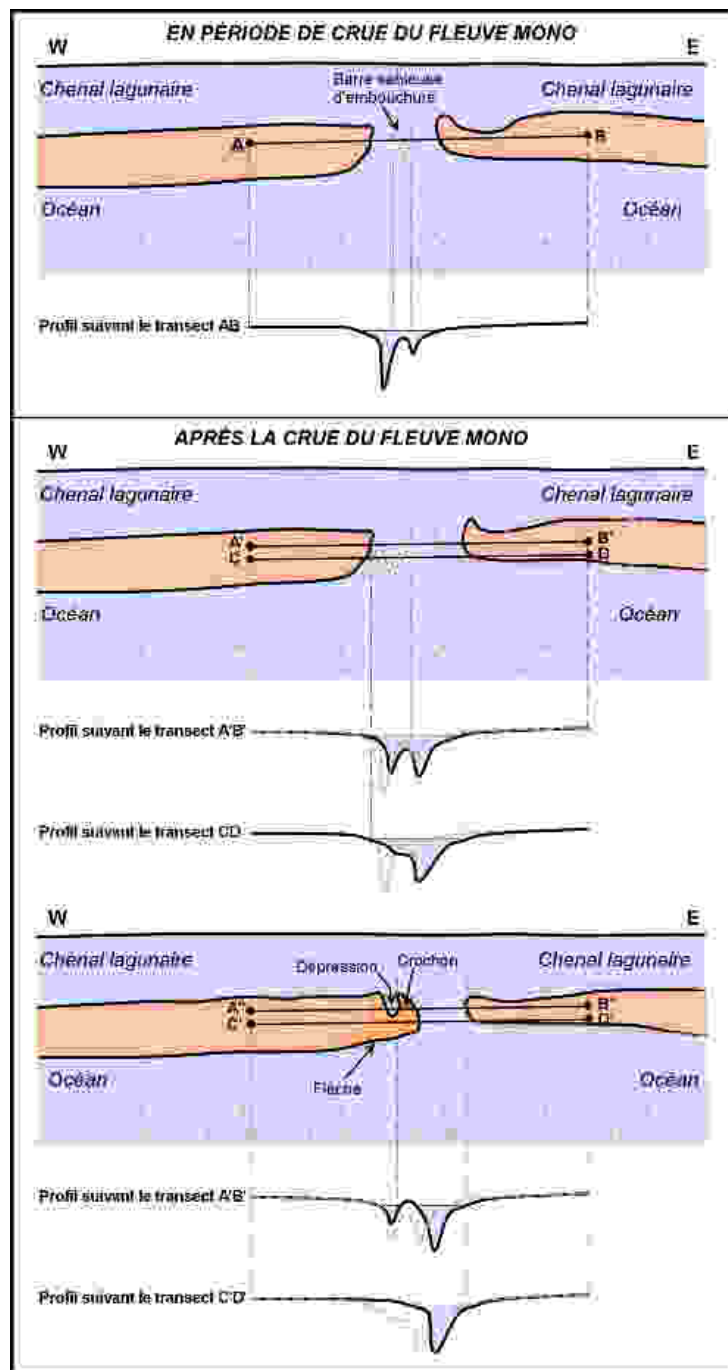


Fig. 59.- Schéma expliquant le mode de formation des crochets pédonculaires

2.- Au cours du troisième épisode de migration après le barrage de Nangbéto

Depuis le 27 août 2009, la *Bouche du Roi*, ayant migré et localisée près de Djondji (BR_{2_09}), s'est refermée peu à peu et un troisième épisode de migration a commencé à partir de la brèche mécanique BR_{3_09} pratiquée à Avlo (Photo 21 ; photo 23 ; Fig. 58).

- D'août à octobre 2009 (Fig. 60) : le goulot de la *Bouche du Roi* (BR_{3_9}) a été contraint à s'élargir pour permettre l'évacuation du débit du Mono. Cet élargissement conséquent n'a pu s'opérer que par érosion de l'extrémité est de la brèche BR_{3_09}, car l'extrémité ouest n'a véritablement pas été entamée (Fig. 60 ; Stades I à II). Toutefois, il faut signaler que si la vigueur des courants du Mono n'a pas pu ronger l'extrémité amont de cette embouchure, elle a au moins empêché son élongation vers l'est. On comprend donc qu'en période de fort débit du Mono, l'élongation de la flèche semble être contrainte.

- D'octobre à décembre 2009 : avec l'atténuation des débits du Mono, l'extrémité amont de la brèche amorce l'édification d'une flèche sableuse alors que la côte aval est toujours soumise au laminage progressif par l'érosion (Fig. 60 ; Stades II à V).

- De janvier à février 2010 : l'érosion s'intensifie à l'extrémité aval de BR_{3_10}, ce qui entraîne une rupture naturelle au sein de la plage et l'apparition d'une embouchure circonstancielle (BR_{3c1_10} ; Fig. 60 ; Stade VII). Au même moment, on assiste aux phénomènes de basculements de bancs qui conduisent à l'accolement de l'extrémité aval de BR_{3c1_10} à un lambeau d'ancienne flèche. En deux semaines, le segment de plage rompue a quasiment disparu sous les eaux. BR_{3_10} et BR_{3c1_10} deviennent alors une embouchure unique, avec une section très élargie. Toutes ces manifestations sont sans doute en liaison avec le renforcement de la houle correspondant aux mois de février à avril et les phénomènes de *washover* qu'il génère (Fig. 41 ; photo 26). Pendant ce temps, la flèche à l'extrémité amont de BR_{3_10} croît en largeur, car la mer pénètre désormais profondément dans l'embouchure. Dans son expansion, la flèche déborde dans le chenal lagunaire : les courants fluviaux dans le chenal lagunaire étaient sans doute relativement faibles.

- De février à décembre 2010 : la dynamique de la *Bouche du Roi* en migration a été très intéressante, mais n'a malheureusement pas pu être suivie en détail, faute de visites de terrain régulières et d'absence d'images satellitaires. En effet, nous remarquons que l'élongation du corps de la flèche à l'amont de BR_{3_10} s'est poursuivie vers l'Est, mais son débordement dans le chenal fluvio-lagunaire n'a pu continuer, sans doute parce que les courants fluviaux se sont renforcés surtout avec la crue d'août à octobre 2010 du Mono : la flèche a été alors rabotée sur sa bordure lagunaire.

Par ailleurs, au niveau de cette extrémité amont de BR_{3_10}, on peut noter qu'à un moment donné (très probablement, en août-octobre 2010, comme nous l'avons remarqué sur les planches A et B de la figure 54 relative au deuxième épisode de migration), la progression du corps de la flèche semble avoir été contrariée par les courants fluviaux du Mono devenus sans doute trop violents et repoussant les eaux marines plus au large. La marque de cette contrainte est matérialisée par la poche d'eau (dépression intercrochet DIC, Fig. 60 ; stade X). En interrompant la continuité de la flèche, la poche d'eau DIC fait de celle-ci un crochet massif qui correspond au crochet pédonculaire (crochon *intraflèche*). Ce crochet est identique, du point de vue de sa genèse, à ceux des stades IV et VII de la de la figure 54, édifiés au début du deuxième épisode de migration (entre 1999 et 2002).

Après la phase de "suprématie" des courants fluviaux (crue du Mono), l'édification de la flèche reprend à nouveau ; ce qui se traduit par l'exhaussement d'un autre banc sableux en forme de crochet (crochet distal) qui croît actuellement en longueur et en largeur, à l'amont de BR_{3_11}. La croissance de ce banc sableux pourrait être aussi interrompue d'ici août-octobre 2011 (période de crue du Mono), si l'axe de l'embouchure est demeuré sub-perpendiculaire au trait de côte : dans ce cas le crochet distal deviendra un crochet intraflèche ou crochet pédonculaire.

Au niveau de l'extrémité aval, le spectacle offert par la dynamique de la *Bouche du Roi* est effrayant. Dans un premier temps, l'extrémité aval de BR_{3_10} s'engraisse et la section de la *Bouche du Roi* se réduit ainsi par auto-ajustement aux courants estuariens (Fig. 60 ; Stades VIII à X) : c'est le principe de stabilité d'Escoffier (cf annexe 5) décrit par [Balouin \(2001\)](#). En effet, après érosion du segment de plage rompue et unification de BR_{3_10} et BR_{3c1_10} en février 2010, le goulot de l'embouchure est devenu très large, ce qui a affaibli les courants du Mono. La section de l'embouchure se réduit donc par auto-ajustement.

Ensuite, on s'aperçoit que l'extrémité aval de BR_{3_10} subit d'importants phénomènes d'érosion et de basculement. Elle se rompt à nouveau et un fragment de plage est isolé puis violemment basculé contre une relique de la plage préexistante. Une nouvelle *Bouche du Roi* apparaît, la BR_{3c2_10}. Toutes ces manifestations (d'érosion et de basculement) résultent d'actions conjuguées des phénomènes *spillover*, d'érosion et de *washover* caractéristiques des mois de juillet à septembre. Ils ont été déjà décrits pour le deuxième épisode de migration.

Actuellement, les deux embouchures BR_{3_10} et BR_{3c2_10} persistent au sein des plages et leurs évolutions sont à suivre dans les mois à venir.

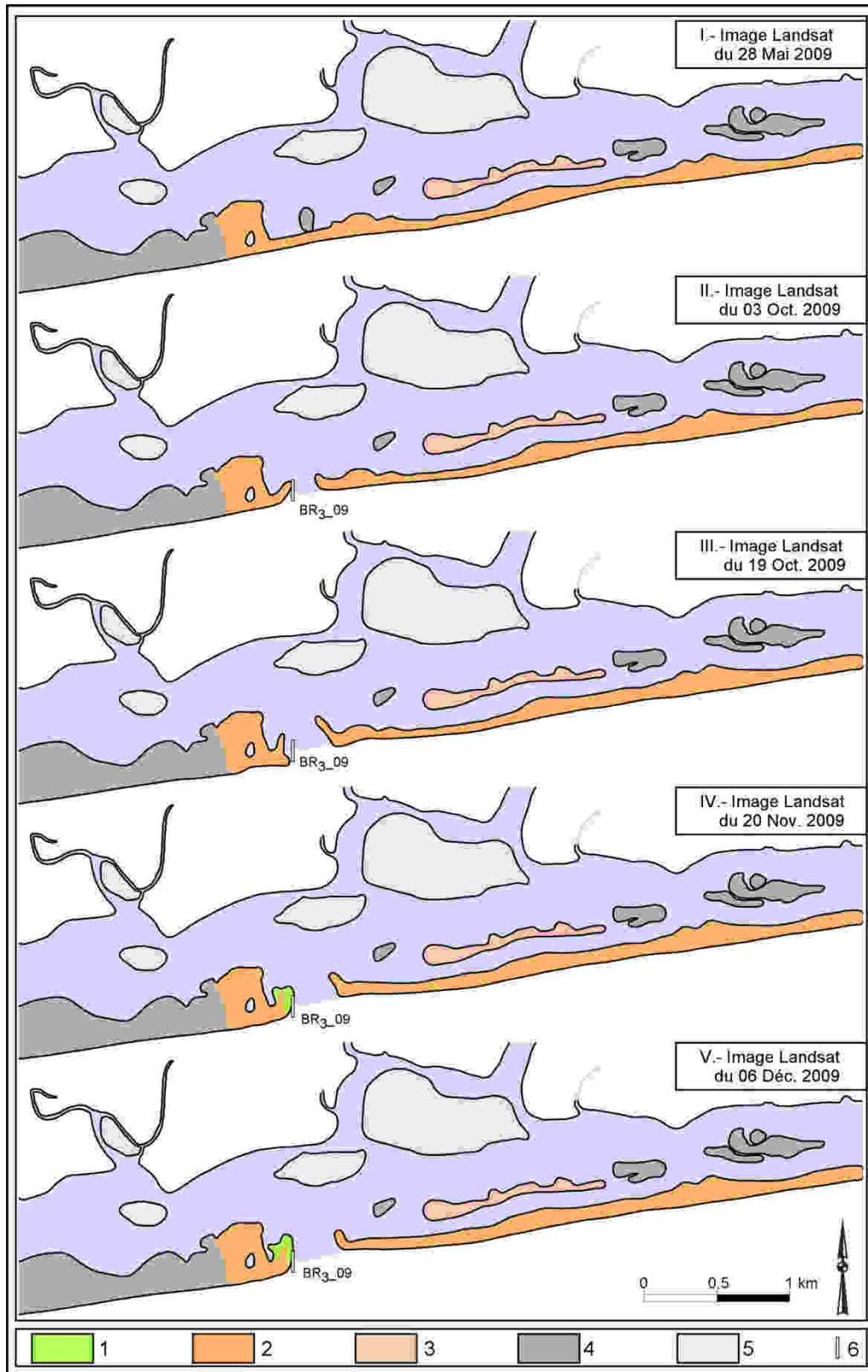


Planche A

1- Flèche sableuse actuelle (en début d'édification) relative au troisième épisode de migration ; 2- Flèche sableuse FL_99-09 relative au deuxième épisode de migration ; 3- Reliques de la flèche sableuse FL_87-09 édifiée au cours du premier épisode de migration ; 4- Reliques de la plage préexistante jusqu'en 1987 (avant la mise en service du barrage de Nangbéto) ; 5- Plaine et îles marécageuses à mangrove ; 6- Emplacement et dimension de la brèche ouverte le 27 août 2009. BR3_09 : Positions de l'année 2009 occupées par la Bouche du Roi en cours du troisième épisode de migration

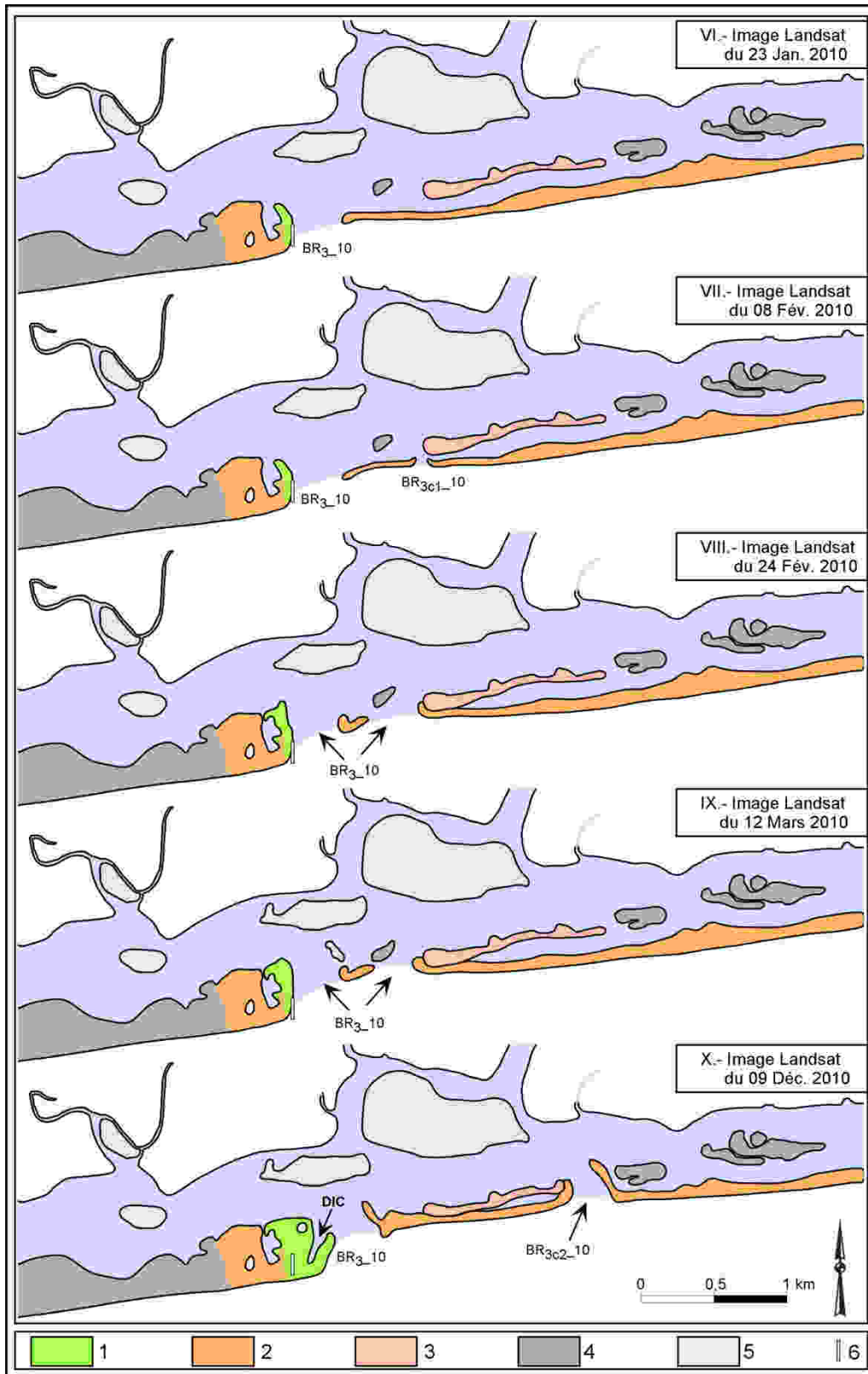


Planche B

Fig. 60.- Détails de la morphodynamique des plages adjacentes à la Bouche du Roi, de mai 2009 à décembre 2010, au cours du troisième épisode de migration (Planches A et B)

1- ; 2- ; 3- ; 4- ; 5- ; 6- (Voir planche A) ; BR_{3_10} : Positions de l'année 2010 occupées par la Bouche du Roi en cours du troisième épisode de migration ; (BR_{3c1_10} ; BR_{3c2_10}) : Embouchures circonstancielle du troisième épisode de migration, fonctionnelle au cours de l'année 2010.

Globalement, en une année (entre 2009 et 2010) au cours de ce troisième épisode de migration, la flèche édifiée n'a qu'une longueur de 80 m, trop petite par rapport à la moyenne annuelle connue pour la migration de la *Bouche du Roi* (700 m) lorsqu'il s'agit d'une passe unique). Les raisons qui expliquent cet état de choses ont été déjà longuement discutées.

3.- Synthèse sur l'analyse des données d'observations

Au total, l'analyse des données d'observations révèle l'importance des dégâts et des nuisances occasionnées par la permanence des phénomènes d'édification de flèche sableuse relative à la migration de la *Bouche du Roi*. Ces dégâts affectent les plages préexistantes, de même que les infrastructures socio-économiques qui y sont installées. Les populations riveraines très affectées sont en état de veille, effectuant des brèches régulières en amont pour provoquer la fermeture de l'embouchure en migration et faire démarrer un nouvel épisode loin des concentrations humaines.

Au cours d'un épisode de migration, la plage amont est nourrie en sédiments, s'allonge en une flèche sableuse, dans le sens de la dérive littorale, pendant que de violentes érosions ruinent de proche en proche la plage aval. Toutefois, lorsque l'embouchure est parallèle au rivage et que les apports solides du fleuve Mono deviennent considérables en période de crue, la charge sédimentaire transférée à la côte aval par la houle devient significative et l'érosion de la plage aval est atténuée.

Généré au sein d'un environnement microtidal à dominance de houle, le corps de la flèche sableuse qui s'édifie à l'amont de la *Bouche du Roi* en migration comprend trois parties : le pédoncule, le tronc et l'extrémité de la flèche (Fig. 61) :

- le pédoncule de la flèche : c'est la base de la flèche. Il est plus épais et se forme lorsque l'axe de l'embouchure est encore sub-perpendiculaire au rivage. Il est souvent découpé en crochons intraflèches ou crochons pédonculaires. Les crochons intraflèches sont des unités morphologiques découpées au sein du pédoncule par de forts courants fluviaux, lorsque l'axe de l'embouchure est normal au trait de côte. Les dépressions situées entre ces crochons (dépressions intercrochons) représentent les marques de l'interruption de la croissance du pédoncule par le courant fluvial. Elles forment des dépressions lagunaires relativement profondes qui se comblent progressivement au fur et à mesure qu'elles sont alimentées en eau et en sédiments. Les crochons intraflèches restent identifiables sur le corps de la flèche tout le temps nécessaire pour le comblement des dépressions intercrochons ;
- le tronc de la flèche : très filiforme, il commence à s'édifier dès que l'axe de l'embouchure devient tangent au trait de côte. Il est parsemé de crochons extraflèches qui sont les témoins

de l'accrétion de la flèche et qui marquent surtout les événements successifs d'affaiblissement de courants fluviaux. Les crochons extraflèches sont donc des recourbures du corps de la flèche qui empiètent sur le tracé du chenal lagunaire, et qui se forment lorsque les courants fluviaux y deviennent trop faibles. Ils tendent à obturer le chenal lagunaire. Mais, lorsque le courant fluvial reprend de l'ampleur, le crochon extraflèche est raboté et son empreinte peut facilement disparaître du corps de la flèche. Les dépressions intercrochons sont peu développées ou quasi-inexistantes ;

- l'extrémité de la flèche : c'est la partie terminale du corps de la flèche. En fonction de la force du courant fluvial, l'extrémité de la flèche est droite ou recourbée vers le chenal lagunaire, sous forme de crochet distal. Le crochet distal est soit un crochet intraflèche (si c'est le pédoncule de la flèche qui est en cours d'édification) soit un crochet extraflèche (si c'est le tronc de la flèche qui est en cours d'édification).

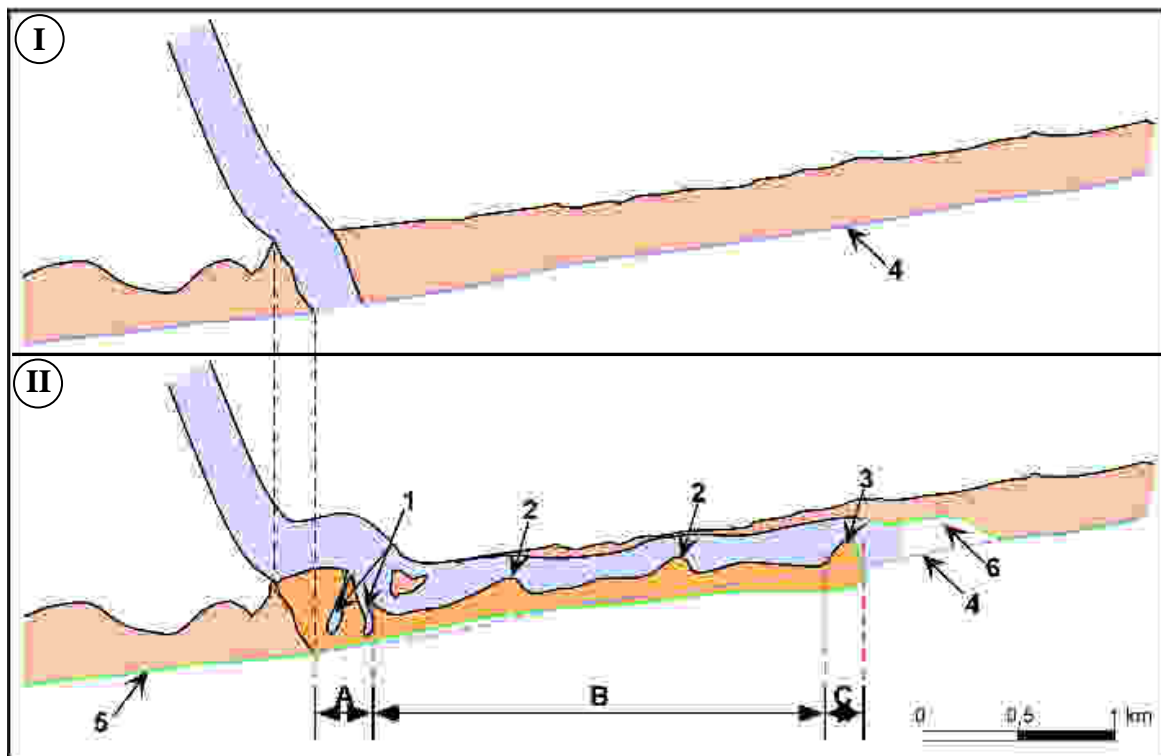


Fig. 61.- Flèche sableuse d'une embouchure d'estuaire microtidal à dominance de houle : différentes parties constitutives et modifications apportées par son développement dans la morphologie des plages préexistantes

N.B. : Le modèle se base sur l'analyse de l'accrétion de la flèche sableuse de l'embouchure de l'estuaire du Mono au Bénin

I.- Morphologie initiale des plages préexistantes au départ du phénomène de migration d'embouchure.

II.- Morphologie des plages préexistantes et celle de la flèche édiflée pendant la migration de l'embouchure

A.- Le pédoncule ; B.- le tronc ; C.- l'extrémité ; 1.- Crochets pédonculaires ou crochets intraflèches ; 2.- Crochets extraflèches ; 3.- Crochet distal (extraflèche) ; 4.- ligne de rivage avant la migration de l'embouchure ; 5.- Ligne de rivage au cours de la migration de l'embouchure ; 6.- Crique (cf chapitre 6).

Il est intéressant aussi de remarquer que le modèle de la figure 61 pourrait expliquer pourquoi les cordons holocènes (sables gris et gris-bruns), entre Grand-Popo et Cotonou, se présentent sous forme de flèches séparées par des lagunes orientées ouest-est (lagune Outobo et lagune côtière ; Fig. 16). Ce modèle autorise ainsi à admettre que la *Bouche du Roi* pourrait effectivement n'avoir pas existé avant le Roi Dè Klousè (1728–1738) comme l'a rapporté Pliya (1976). En effet, sous l'impulsion de la migration de l'embouchure de l'estuaire du Mono, la plage actuelle s'étirerait en une flèche depuis Grand-Popo (où le pédoncule de la flèche est nettement visible ; Fig. 19) jusqu'à Cotonou où les eaux du Mono se déverseraient dans le lac Nokoué (Boko, 1975 ; Pliya, 1976). L'ensemble des eaux lagunaires serait ensuite acheminé vers Lagos (au Nigeria), par le biais de la lagune de Porto-Novo. Il en serait de même au moment où les sables gris (première génération de cordons holocènes) bordaient la mer ; la lagune Outobo servirait d'évacuateur des eaux du Mono (Fig. 16). Cette forme d'interprétation s'appuie sur le *principe des causes actuelles* qui reste l'une des principales clés permettant la reconstitution des événements géologiques passés.

En somme, l'analyse des données d'observations sur la dynamique de la *Bouche du Roi* et ses plages adjacentes souligne l'influence des débits fluviaux et de l'angle d'orientation de l'embouchure dans la morphologie et la vitesse d'édification de la flèche sableuse. Une orientation sub-orthogonale de l'embouchure par rapport au trait de côte diminue la vitesse d'accrétion de la flèche tandis qu'une orientation tangente au rivage favorise l'accélération de la vitesse d'élongation.

Lorsqu'en étiage, le débit fluvial décroît et atteint une valeur limite Df_{c1} (période d'étiage), la houle pénètre plus profondément dans l'estuaire (par diffraction) et prend le contrôle de l'évolution de l'embouchure. Celle-ci tend alors à se fermer sous l'effet de la dérive littorale qui édifie un crochet extraflèche à l'extrémité de la côte amont. Lorsque le débit fluvial croît et atteint une valeur limite Df_{c2} (en période de crue), l'embouchure est égueulée et l'élongation de la côte amont est contrainte. Si l'embouchure est sub-orthogonale au rivage, des débits supérieurs ou égaux à Df_{c2} deviennent alors favorables au recreusement du fond d'embouchure (et à la formation ultérieure des crochons intraflèches). Dans ces conditions, les apports sédimentaires (fluviaux et de dérive littorale) sont expulsés au large, créant ainsi d'importants déficits à l'aval-dérive de l'embouchure. En conséquence, la plage aval devient le siège de ruptures lors des périodes de raffermissement de houle (février-avril puis juillet-septembre). Si l'embouchure est tangente au rivage, d'importantes quantités de sédiments sont directement transmises à la plage aval et les phénomènes d'érosions sont amortis.

III.- ANALYSE DES DONNÉES DE MESURES SUR LA MORPHOLOGIE DES PLAGES ET LA GRANULOMÉTRIE DES SÉDIMENTS

1.- Sur la morphologie des plages

Des profils de plage avaient été réalisés au travers des cordons amont et aval de la *Bouche du Roi*, au cours du deuxième épisode de migration. Ces profils ont été levés sur place, le 02 août 2008 en se basant sur les valeurs de pente mesurées au moyen d'un clinomètre. Ces profils sont présentés à l'annexe 6.

Par ailleurs, du 10 au 12 décembre 2010, grâce à la mission financée par notre université d'accueil (ULCO), les extrémités des cordons amont et aval des embouchures BR₃_10 et BR_{3c2}_10 (Fig. 60) ont fait l'objet de mesures topographiques au moyen du DGPS.

1.1.- Morphologie des extrémités de plages, de part et d'autre de BR3_10

- A l'amont de BR₃_10 : les relevés topographiques montrent que le large crochet intraflèche de la figure 60 (stade X) est un banc de plage à topographie relativement plate, exhaussé à environ 4 m au-dessus du niveau moyen de la mer (Fig. 62). La pente de l'estran en face de cette masse sableuse est de 9,87% (Fig. 62, profil_2). Par contre, le petit crochet distal en engraissement à l'extrémité amont de BR₃_10 (Fig. 60 ; stade X) montre une topographie relativement redressée, culminant à une altitude de 5 m environ (Fig. 62, profil_3). La pente moyenne de l'estran le long de ce crochet passe de 14,16% à 6,62%, du sommet vers la base (profil_3).

Au niveau de la plage-substratum sur laquelle est ancrée l'ensemble de la flèche en début d'édification, on note une pente moyenne de 10,15% (Fig. 62 ; profil_1).

- A l'aval de BR3_10 : deux unités se distinguent : l'extrémité même de la plage aval et une langue sableuse qui la prolonge en direction de la lagune (Fig. 60, stade X ; Fig. 63). Trois profils ont été réalisés sur les différentes parties de la langue sableuse. Ces profils montrent que la partie terminale (la plus avancée dans la lagune côtière) a une pente de 5,62% (Fig. 63, profil_BMav1), assez faible, du fait qu'elle soit déjà quasiment submergée par les eaux. La partie avec laquelle la langue sableuse est rattachée à l'extrémité de la plage aval a une pente moyenne de 14,77% en direction de l'embouchure (Fig. 63, profil_BMav2). Cette partie est en fait mise en place sous l'effet des phénomènes de *washover*, lorsque la marée devenait haute et BR₃_10 était dominée par les vagues déferlantes. La partie centrale de la langue sableuse constitue une crête dominant les deux parties précédemment décrites et culminant à

environ 2,5 m au-dessus du niveau moyen (Fig. 63, profil_BMav3). Sa pente en direction de BR₃_10 est égale à 17,17%.

L'extrémité proprement dite de la plage aval de BR₃_10 montre deux gradins qui se distinguent nettement sur la figure 63_II. Trois profils ont été levés sur cette extrémité de plage : la première, du versant arrière du premier gradin en direction de l'embouchure, la deuxième au niveau du coude de l'embouchure et la troisième au travers du deuxième gradin.

Les mesures montrent qu'au niveau de cette extrémité de plage, les pentes de l'estran sont assez redressées (23,80% pour le profil_BMav4 et 19,00% pour le profil_BMav6) de part et d'autre du coude de l'embouchure qui montre une pente beaucoup plus douce (5,79% ; profil_BMav5).

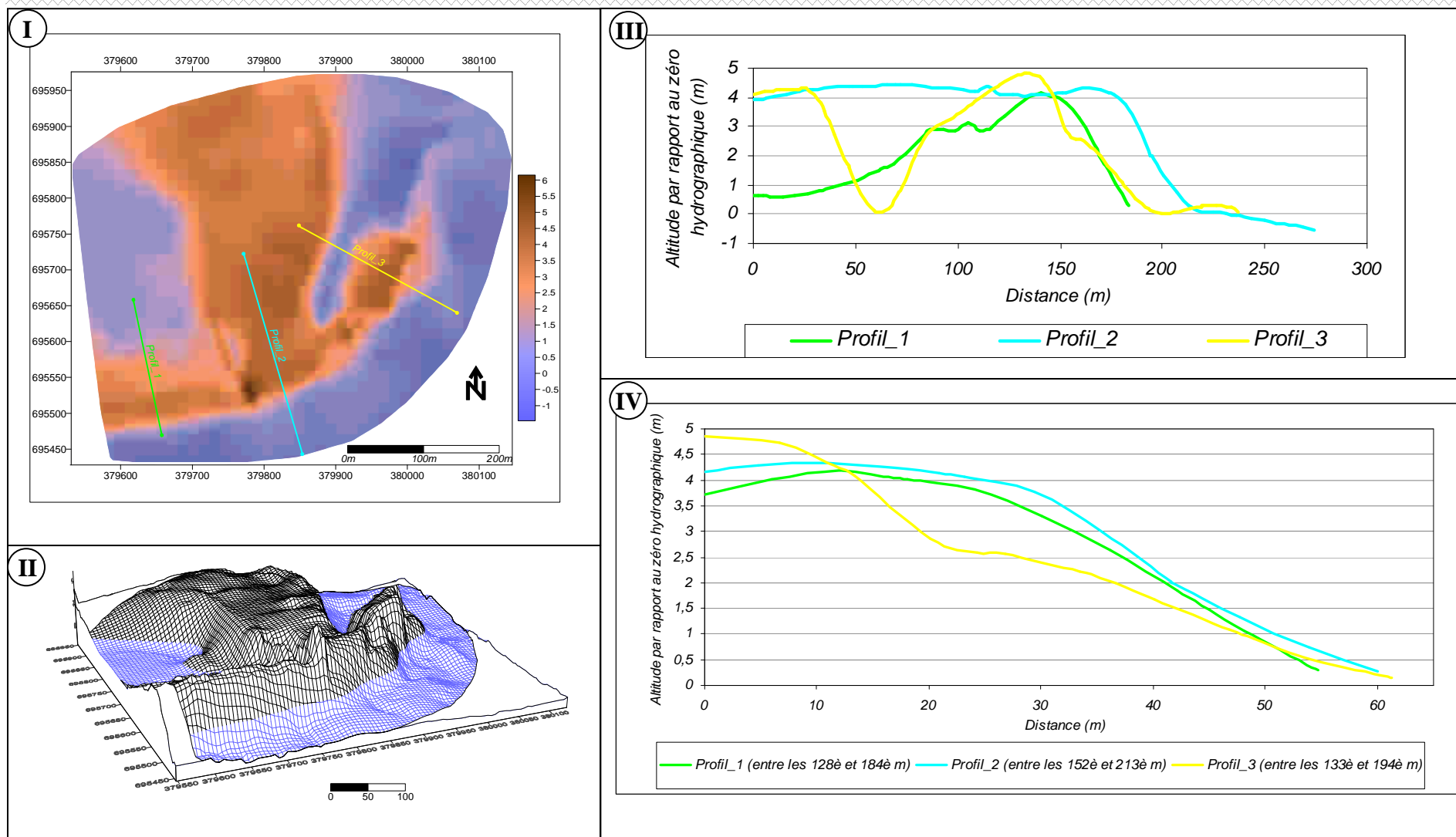


Fig. 62.- Morphologie de l'extrémité de la plage amont de BR_{3_10}

I.- Représentation 2D de la morphologie de l'extrémité de la plage amont de BR_{3_10} ; II.- Représentation 3D de la morphologie de l'extrémité de la plage amont de BR_{3_10} ; III.- Profils topographiques suivant les transects matérialisés sur I. ; IV.- Extrait agrandi de III.

N.B. : Situer BR_{3_10} sur la figure 60

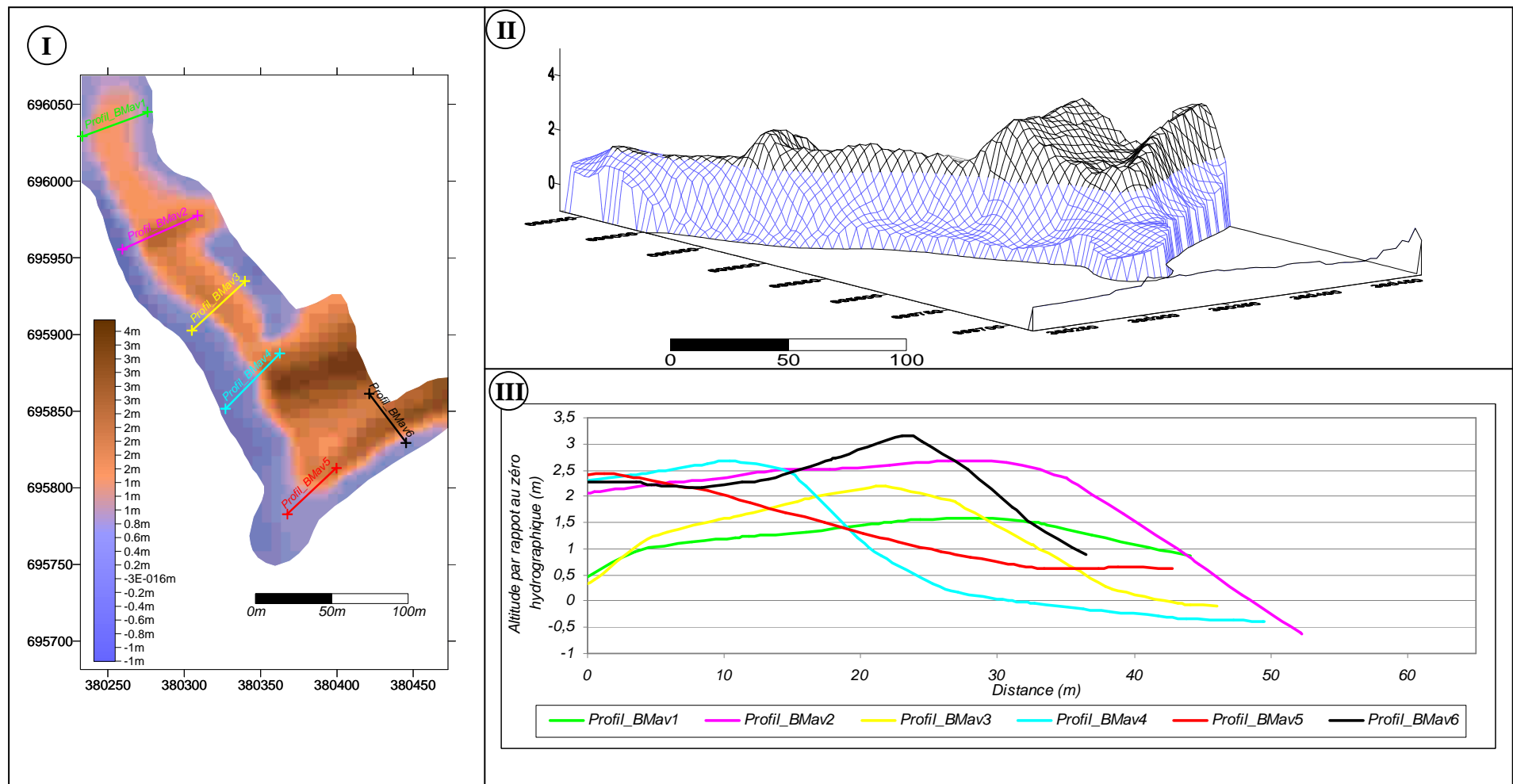


Fig. 63.- Morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3_10}

I.- Représentation 2D de la morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3_10}. ; II.- Représentation 3D de la morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3_10} ;

III.- Profils topographique suivant les transects matérialisés sur I.

N.B. : Situer BR_{3_10} sur la figure 60

1.2.- Morphologie des extrémités de plages, de part et d'autre de BR_{3c2_10}

A l'amont de BR_{3c2_10} (Fig. 60, stade X) : le segment de plage séparant BR_{3_10} et BR_{3c2_10} a, en partie, fait l'objet de relevés topographiques (Fig. 64). Les mesures montrent que le long de ce cordon basculé par les vagues, la pente de l'estran s'adoucit en direction de BR_{3c2_10}. D'abord voisine de 16% (profil AA' au profil CC'), elle passe à proximité de l'embouchure à des valeurs variant entre 8,48% et 9,33% (Profil DD' au profil GG').

A l'aval de BR_{3c2_10} (Fig. 60, stade X) : l'extrémité de la côte aval de BR_{3c2_10} présente une configuration voisine de celle de BR_{3_10}. Deux unités s'y distinguent aussi (Fig. 65) : l'extrémité même de la plage aval et une langue sableuse qui la prolonge en direction de la lagune. Les deux profils réalisés au niveau de la langue sableuse montrent que celle-ci descend dans l'embouchure avec une pente moyenne qui varie entre 10,21% et 11,50% (Profil_BNav1 et Profil_BNav2). Au niveau de l'extrémité de la plage aval, les pentes de l'estran sont assez redressées (19,25% pour Profil_BNav3 et 15,74% pour Profil_BNav5) de part et d'autre du coude de l'embouchure qui montre une pente plus adoucie (8,91% ; Profil_BNav4).

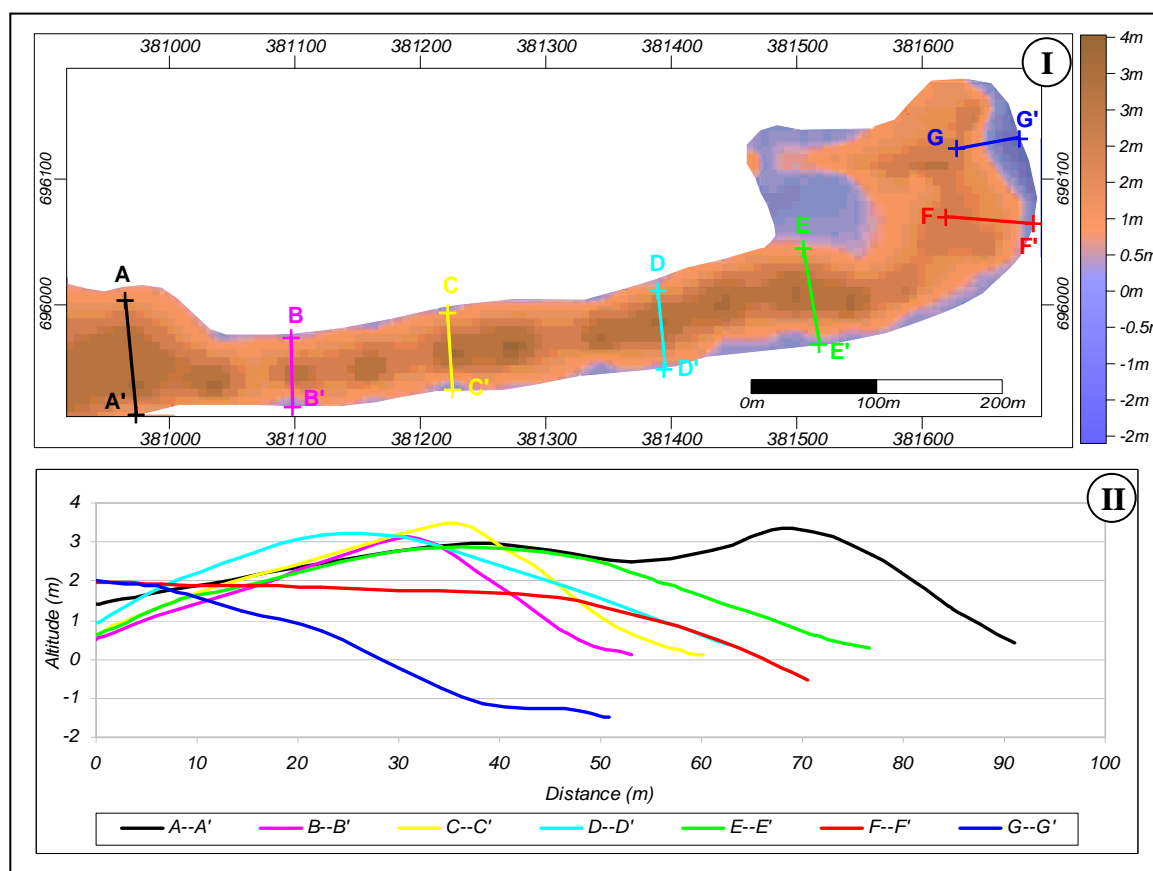


Fig. 64.- Morphologie de l'extrémité de la plage amont de BR_{3c2_10}

I.- Représentation 2D de la morphologie de l'extrémité de la plage amont de BR_{3c2_10}. ; II.- Profils topographique suivant les transects matérialisés sur I. N.B. : Situer BR_{3c2_10} sur la figure 60

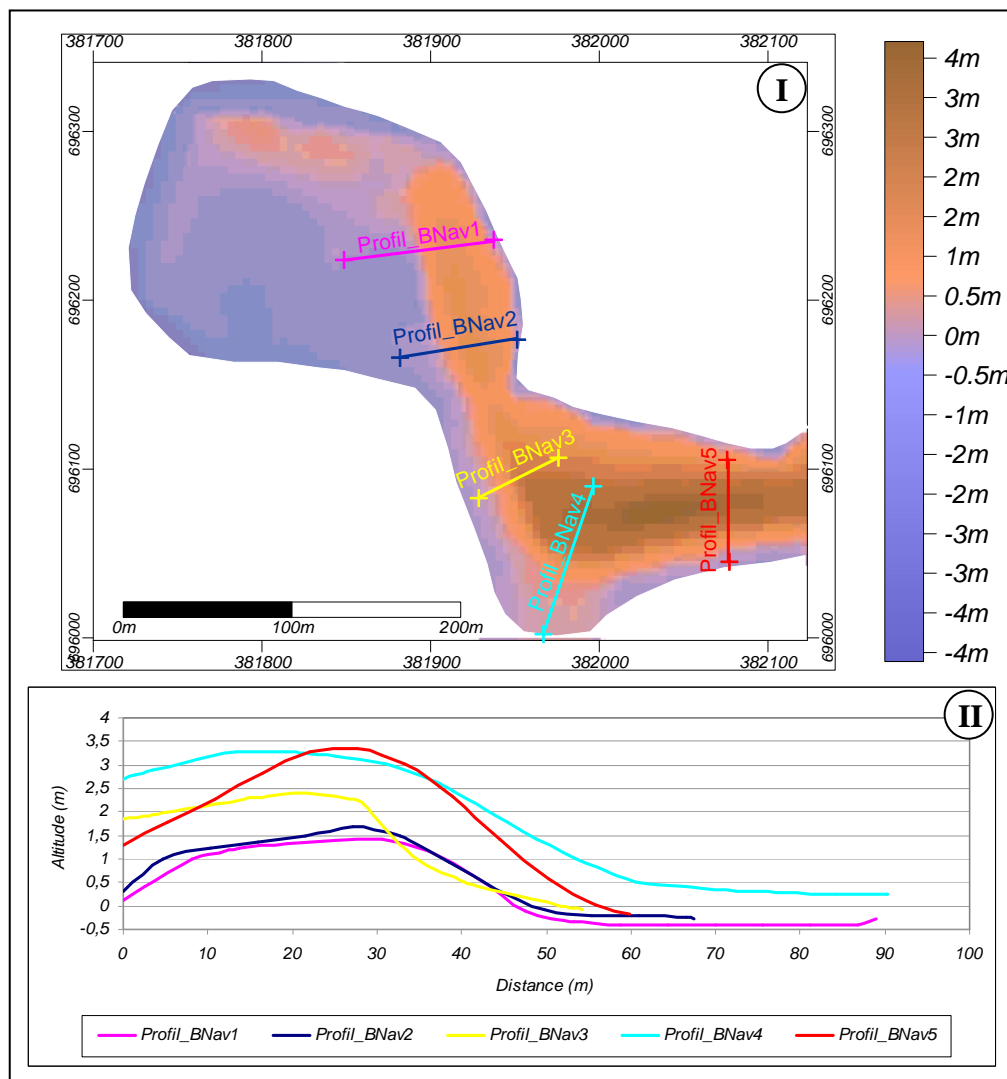


Fig. 65.- Morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3c2_10}

I.- Représentation 2D de la morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3c2_10}. ; II.- Profils topographique suivant les transects matérialisés sur I. N.B. : Situer BR_{3c2_10} sur la figure 60

Soulignons que nous avons aussi réalisé des mesures bathymétriques au travers de BR_{3c2_10} ; ce qui a permis de tracer le profil de la figure 66, suivant le transect Am-Av. Ce profil bathymétrique montre que l'axe central du goulot de l'embouchure est déporté du côté amont de BR_{3c2_10}. Par ailleurs, ce profil permet de se faire une idée de l'importance de la profondeur dans l'axe central de la *Bouche du Roi* en période de crue, sous l'effet des recreusements de fonds par les courants fluviaux. Ce sont donc ces profondes zones creusées dans l'axe du chenal en période de crue du Mono qui occasionnent des dépressions parfois mal comblées lors de la reprise de l'élongation de la flèche, quand le courant fluvial s'atténue : d'où la naissance des dépressions intercrochons qui définissent des crochets intraflèches au sein des pédoncules.

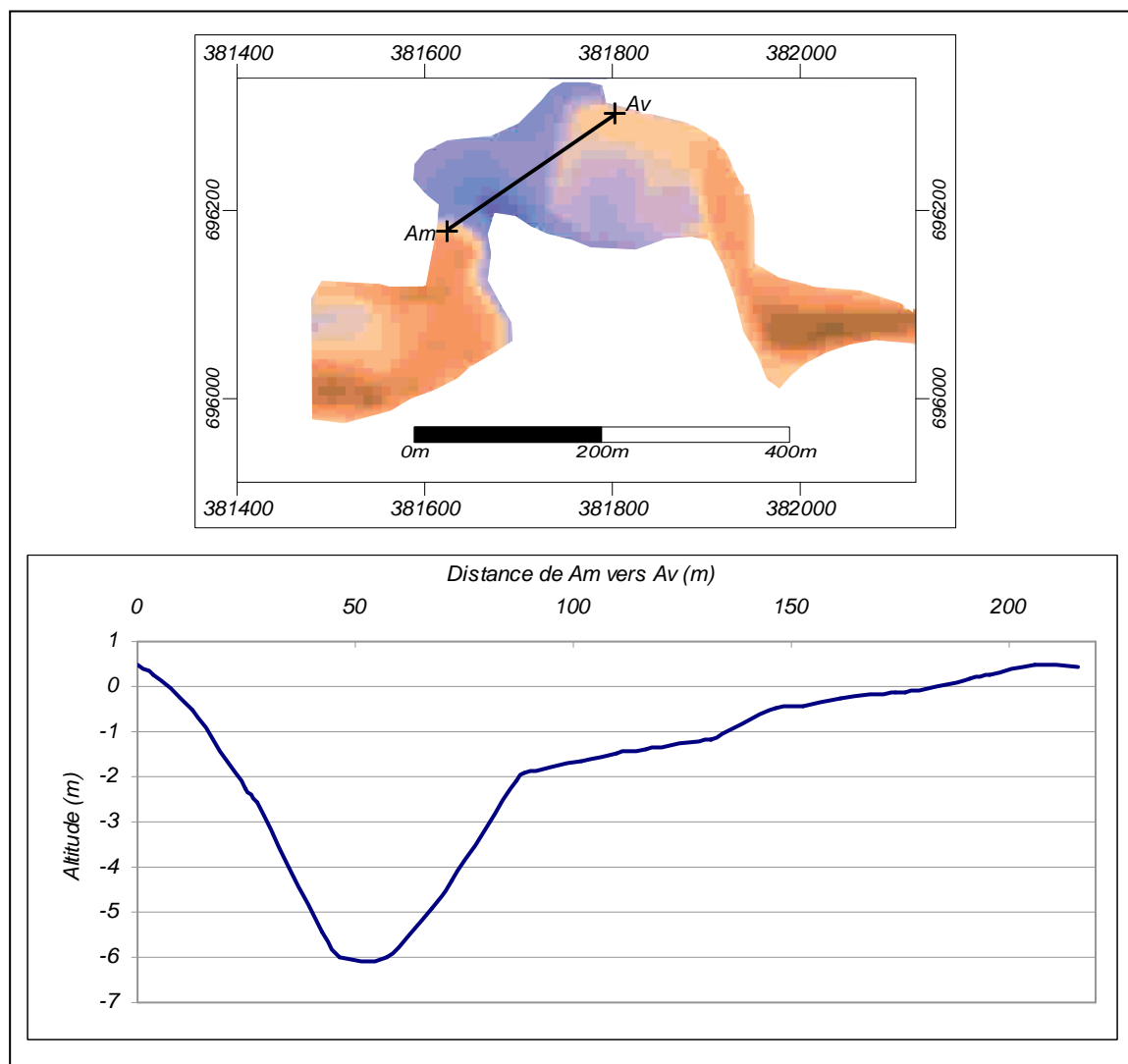


Fig. 66.- Morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3c2_10}

I.- Représentation 2D de la morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3c2_10}. ; II.- Profils topographique suivant les transects matérialisés sur I. N.B. : Situer BR_{3c2_10} sur la figure 8

1.3.- Synthèse sur la morphologie des extrémités des plages amont et aval de la Bouche du Roi

De l'analyse des profils de plage levés de part et d'autre de la *Bouche du Roi* au cours du troisième épisode de migration, on retient que la plage à l'extrémité amont de l'embouchure présente toujours un estran à pente plus douce tandis qu'à l'extrémité aval, la pente de l'estran est plutôt abrupte : l'extrémité amont est une zone d'accumulation de sédiments (zone puits) tandis que l'extrémité aval est une zone de départ (zone source). Toutefois, lorsque l'embouchure est sub-orthogonale au trait de côte, les coudes à l'aval bénéficient toujours d'un profil plus adouci.

Cette caractéristique (profil de l'estran) peut être utilisée pour distinguer l'extrémité amont de l'embouchure de son extrémité aval, même s'il est admis que les profils d'équilibre d'estran varient dans le temps, en fonction des climats de houle (Maspataud, 2011).

2.- Granulométrie des sédiments des côtes amont et aval de la *Bouche du Roi*

En août 2008, vingt deux échantillons de sédiments de plage ont été prélevés dans la zone intertidale, de part et d'autre de la *Bouche du Roi* lorsque celle-ci évoluait dans son deuxième épisode de migration : d'abord aux extrémités amont et aval de l'embouchure, puis au-delà de la zone d'influence de l'embouchure (Fig. 57). Les échantillons de sable prélevés ont été triés en différentes classes granulométriques grâce à une colonne de six tamis de norme AFNOR (Association Française de Normalisation). Les résultats obtenus ont permis de tracer des histogrammes de fréquence et des courbes cumulatives (Figs. 67 à 69).

2.1.- Analyse des histogrammes de fréquence et des courbes cumulatives

Les histogrammes de fréquence de ces échantillons montrent qu'ils sont constitués de sables, la fraction silto-argileuse (inférieure à 63 μm) étant inférieure à 3 % du poids total des échantillons (Figs. 67 et 68). La proportion des grains moyens (de taille comprise entre 0,5 et 0,25 mm) varie entre 51 et 98 % pour l'ensemble des histogrammes : il s'agit donc des sables moyens.

Les courbes cumulatives montrent que les sables prélevés à l'extrémité de la côte aval présentent globalement un enrichissement en particules grossières (Fig. 69A). En dehors de cette extrémité, les caractéristiques granulométriques des sables des autres secteurs de plage sont uniformes et montrent une abondance de grains de taille moyenne (Figs. 67 à 69).

Ces résultats confirment les observations faites par [Oyéde et Kaki \(1998\)](#) qui ont étudié en détail les caractéristiques des sédiments de l'ensemble des plages du littoral béninois. En effet, leurs travaux montrent que les plages béninoises sont constituées de sables moyens dont les ponts médians sont compris entre 1,5 et 2,5 ϕ , à l'exception des extrémités est des embouchures et des zones de piégeage d'arrière-épi où les sédiments sont respectivement plus grossiers et plus fins. L'analyse minéralogique montre que ces sables sont constitués à 90% de quartz et renferment un cortège de minéraux lourds riches en minéraux fragiles tels que le grenat et les amphiboles ([Oyéde et Kaki, 1998](#)).

Par ailleurs, [Rossi et Blivi \(1995\)](#) en étudiant la granulométrie des sédiments de la plage sous-marine au droit de la *Bouche du Roi* ont montré que pour les fonds de -11m, les diamètres médians des sables se situent, à de rares exceptions près, entre 0,01 et 0,03 m à l'extrémité ouest de l'embouchure, tandis qu'à l'Est, ce sont les valeurs inférieures à 0,06 qui deviennent des exceptions.

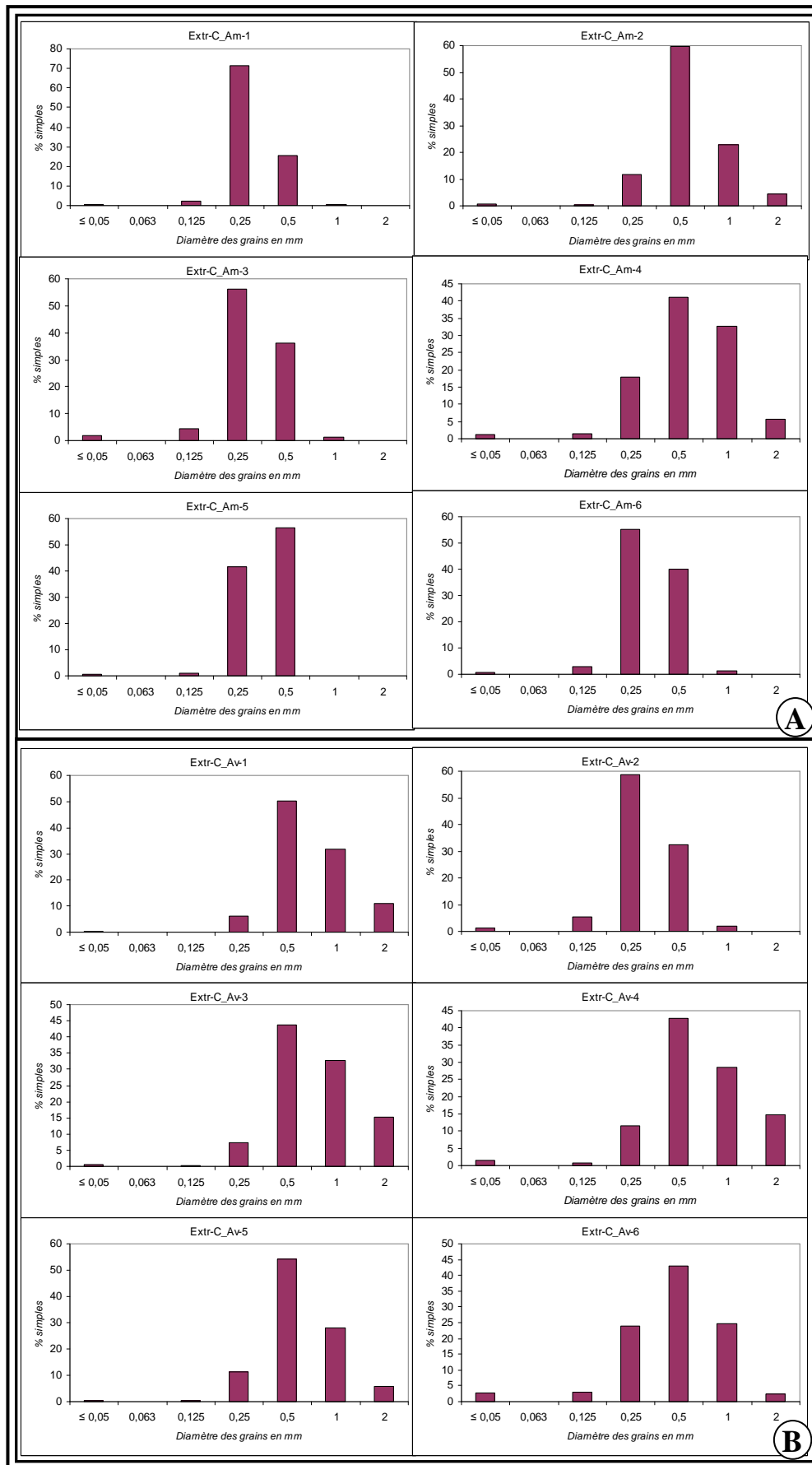


Fig. 67.- Histogrammes de distribution granulométrique des sables des extrémités de
côte amont et aval de la Bouche du Roi

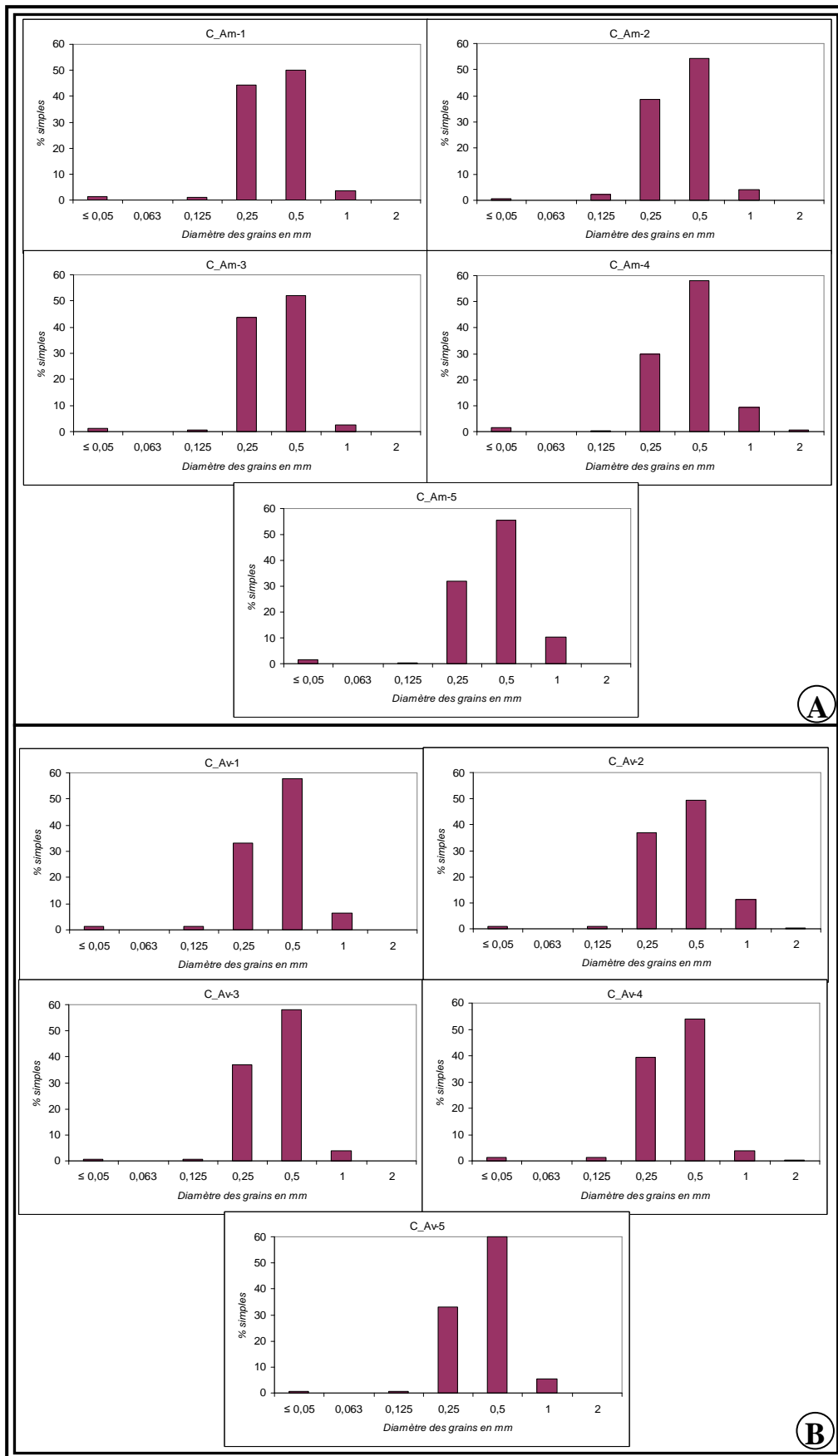


Fig. 68.- Histogrammes de distribution granulométrique des sables des secteurs de plages amont et aval éloignés de la zone d'influence de la Bouche du Roi

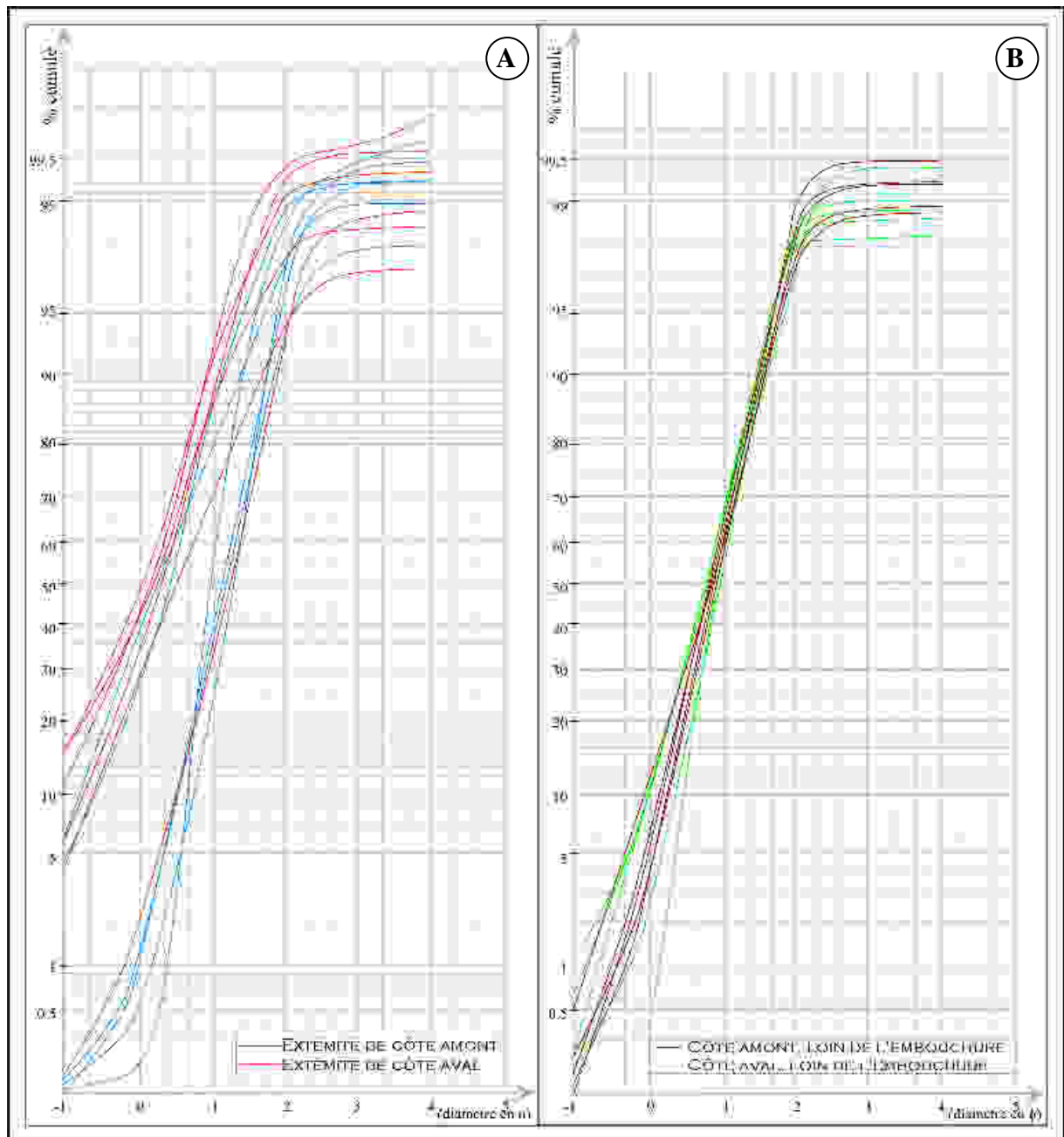


Fig. 69.- Courbes granulométriques des sables des extrémités de côte amont et aval de la Bouche du Roi (A) et celles des secteurs de plages amont et aval éloignés de la zone d'influence d'embouchure (B)

D'après ces différents auteurs, l'abondance relative des grains grossiers dans les sédiments à l'Est des embouchures traduit l'influence quantitative et qualitative du fleuve Mono sur l'équilibre sédimentaire de la côte aval réalimentée en sables plus grossiers par ce dernier. Toutefois, nous pensons comme [Castros et Durand \(1998\)](#) que cet enrichissement en particules grossières traduit un certain renforcement des courants à l'extrémité de la côte aval

de l'embouchure ; les sédiments drainés vers l'embouchure par le fleuve Mono étant constitués essentiellement de sables moyens (Fig. 21).

2.2.- Synthèse sur la granulométrie des sédiments des plages adjacentes de la Bouche du Roi

Les sédiments des côtes amont et aval de la *Bouche du Roi* sont constitués, comme ceux de l'ensemble des plages du littoral béninois, de sables moyens. Toutefois, les sédiments de l'extrémité de la plage aval de l'embouchure montrent un certain enrichissement en particules grossières. Ces caractéristiques granulométriques différentielles aux deux extrémités de la *Bouche du Roi* laissent penser qu'un ralentissement des courants à l'extrémité amont de l'embouchure favorise le dépôt "en vrac" de tous les sables moyens du stock sédimentaire en transit, tandis qu'à l'extrémité aval, un renforcement de courant entraîne le départ des particules fines à moyennes enrichissant ainsi les dépôts en particules grossières.

IV.- CONCLUSION

L'exploitation des données d'observations et de mesures de terrain a permis de mieux appréhender la morphodynamique des cordons amont et aval de la Bouche du Roi et d'apprécier l'importance des dégâts causés à l'environnement : destruction d'habitations et autres infrastructures socio-communautaires (écoles, routes, ...), dévastation des terres et des cultures (salicultures, cultures agraires, aquacultures, ...), pertes des plages à très haute renommée touristique, déplacements de populations, exhumation des dépouilles de parents défunts.

Par ailleurs, les informations tirées de l'analyse de ces données semblent révéler que la dynamique morfo-sédimentaire de la flèche sableuse de la *Bouche du Roi* est sous le double contrôle des courants estuariens et ceux de la dérive littorale.

Chapitre 8

HYDRODYNAMISME ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE AU VOISINAGE DE LA BOUCHE DU ROI

I.- INTRODUCTION

Au chapitre précédent, l'analyse de la morphodynamique des cordons amont et aval de la Bouche du Roi a laissé entrevoir l'implication de l'hydrodynamisme à l'embouchure de l'estuaire. Cette perception pousse à s'interroger sur la façon dont les courants estuariens interagiraient-ils avec la dérive pour induire une telle dynamique morfo-sédimentaire : édification de flèche sableuse à l'amont et érosion de proche en proche à l'aval.

Pour tenter de répondre à cette question, nous allons analyser l'évolution saisonnière des courants au voisinage de la *Bouche du Roi*.

II.- ETUDE DE L'HYDRODYNAMISME A L'EMBOUCHURE DE L'ESTUAIRE DU MONO

1.- Analyse des variations temporelles des débits moyens mensuels du fleuve Mono

Les débits moyens mensuels du Mono considérés ici sont ceux de la station d'Athiémé. Cette station est située dans la plaine d'inondation du fleuve Mono, au Sud-Ouest de la ville de Lokossa (Figs. 13, 19 et 44). Les données ont permis de calculer la moyenne des débits moyens mensuels correspondant aux trois épisodes de houle précédemment identifiés (dans le chapitre 5) : 1952-1962, 1962-1984 et 1984-2007.

Le graphe de la figure 70 présente les résultats. Son analyse montre que :

- pour les première et deuxième périodes (1952-1962 et 1962-1987), les débits ne deviennent significatifs qu'au mois de juin à partir duquel ils croissent pour atteindre leur maximum en septembre. Ils diminuent ensuite progressivement pour devenir presque nuls durant les six mois (décembre à mai) que dure l'étiage du fleuve Mono. Toutefois, il faut signaler que les débits de la période venteuse (1962-1987) sont l'expression de pluies tardives qui surviennent abondamment sur une courte durée (août et septembre) alors que ceux de la période très venteuse (1952-1962) reflètent des pluies mieux distribuées sur l'ensemble des saisons pluvieuses de l'année.

- pour la période de 1987-2007 qui est actuelle et caractérisée par le fonctionnement du barrage, les débits d'étiage ne sont plus négligeables : le débit moyen minimal est de l'ordre

de 50 m³/s (Fig. 70). Les débits des mois de juillet à octobre sont demeurés aussi considérables comme pour les autres périodes (1952-1962 et 1962-1987) malgré l'importance du laminage des débits de crue par le barrage.

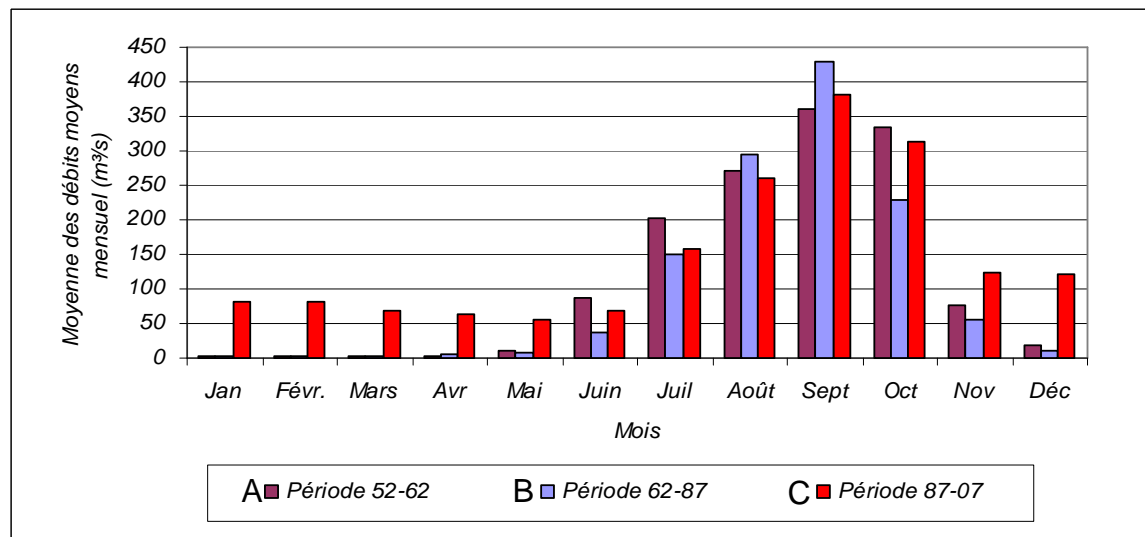


Fig. 70.- Evolution des moyennes de débits moyens mensuels du fleuve Mono durant les différents épisodes distingués dans l'évolution des vents et des houles

A- Période très venteuse (1952-1962) ;

B- Période venteuse (1962-1987) ;

C- Période moins venteuse (1987-2007).

N.B. : Pour calculer les moyennes mensuelles des débits du Mono correspondant aux périodes de houle distinguées, l'année 1987 (date de la mise en service du barrage de Nangbéto) a été considérée pour servir de limite au lieu de l'année 1984.

En somme, durant les périodes de 1952-1962 et de 1962-1987, le fleuve Mono est caractérisé par un *écoulement temporaire* qui ne dure que six mois dans l'année. Depuis 1987, le Mono est devenu, à l'aval de Nangbéto, un fleuve à *écoulement permanent* avec des débits non négligeables, sous l'effet du rôle régulateur joué par le barrage de Nangbéto.

2.- Analyse et interprétation des données de débits et de courants mesurés au voisinage de la Bouche du Roi

Trois campagnes de mesures ont permis d'obtenir des données de débits et de courants au voisinage de la *Bouche du Roi*. Avant d'analyser ces données, nous présentons d'abord l'hypothèse suivant laquelle les campagnes de mesures ont été réalisées.

2.1.- Hypothèse admise sur les états de mélange des eaux (stratification) dans l'estuaire du Mono-Coufffo

La caractérisation du type de stratification des eaux de l'estuaire du Mono nécessite plusieurs campagnes de mesures de salinité et de courants que nous n'avons pas pu effectuer dans le cadre de ce travail. En effet, l'état de mélange des eaux dans un estuaire varie beaucoup dans le temps, en fonction de plusieurs paramètres dont les deux principaux sont : l'amplitude de la marée (qui détermine l'importance du prisme tidal) et le débit fluvial (Avoine *et al.*, 1986 ; Deloffre, 2005 ; Capo, 2006). Pour bien caractériser cet estuaire, il importe donc d'organiser, à un rythme bihebdomadaire continu sur une année, des campagnes de mesures de salinité (de fonds et de surface) et de courants près de l'embouchure, aussi bien à haute marée qu'à basse marée.

Néanmoins, en nous basant sur le régime microtidal de la marée (qui ne permet pas d'importants mélanges des masses d'eau marine et fluviale), nous avons, dans une première approximation, considéré que l'estuaire du Mono se classerait, durant une bonne période de l'année, dans la catégorie des estuaires « à coin salé » (Fig. 2). Toutefois, l'amplitude des variations des débits du Mono entre l'étiage et la crue (même avec la mise en service du barrage de Nangbéto) autorise aussi à penser qu'il pourrait exister un débit fluvial critique $D_{f_{c1}}$ en deçà duquel les courants de marée deviendraient efficaces pour assurer un mélange notable des eaux douces et marines. Dans ce cas, l'estuaire pourrait devenir « partiellement mélangé » (Fig. 2).

En tout état de cause, nous estimons que l'augmentation des débits d'étiage du Mono par le barrage ne peut plus permettre à l'estuaire d'être « bien mélangé », même si cet état était atteint entre décembre et mai, avant la mise en service du barrage (du fait que les débits fluviaux étaient quasiment nuls durant six mois ; Fig. 70). Les écoulements d'eau dans l'estuaire du Mono (circulation estuarienne) sont donc sans doute régis actuellement par les courants résiduels, les courants de marée y étant relativement faibles : on parlera de *circulation de densité*. En conséquence, les directions de ces courants résiduels en surface et près du fond seront déterminées par rapport au point nodal.

Les buts visés par les campagnes de mesures étaient donc de :

- situer le point nodal par rapport à la *Bouche du Roi* à basse marée, puis d'apprécier l'importance des débits et les caractéristiques des courants près de l'embouchure ;
- rechercher l'influence des périodes de marée (jusant et flot) sur la position du point nodal et sur l'intensité des courants résiduels.

2.2.- analyse des débits d'écoulements et des courants résiduels d'étape de jusant mesurés au voisinage de la Bouche du Roi aux mois de février 2008 et de septembre 2009

Deux campagnes de mesures à l'ADCP ont permis d'apprécier à basse marée, au voisinage de la *Bouche du Roi*, l'intensité et la direction des courants résiduels, de même que l'importance des débits d'écoulements. La première campagne a été réalisée le 29 février 2008, au moment des faibles eaux du fleuve Mono. La deuxième s'est déroulée du 26 au 27 septembre 2009, dans la période des hautes eaux du Mono. Les mesures ont été effectuées pendant l'étape de basse mer afin de prendre en compte le maximum d'influence que peuvent avoir les débits fluviaux sur les courants à l'embouchure. L'ADCP a été déployé en mode *WinRiver* en suivant des transects prédéfinis près de la *Bouche du Roi* et au travers du chenal principal de la lagune côtière (Fig. 71). Précisons aussi que la lune était au dernier quartier le 29 février 2008 (à 3h 19 mn) et au premier quartier, le 26 septembre 2009 (à 5h 49 mn).

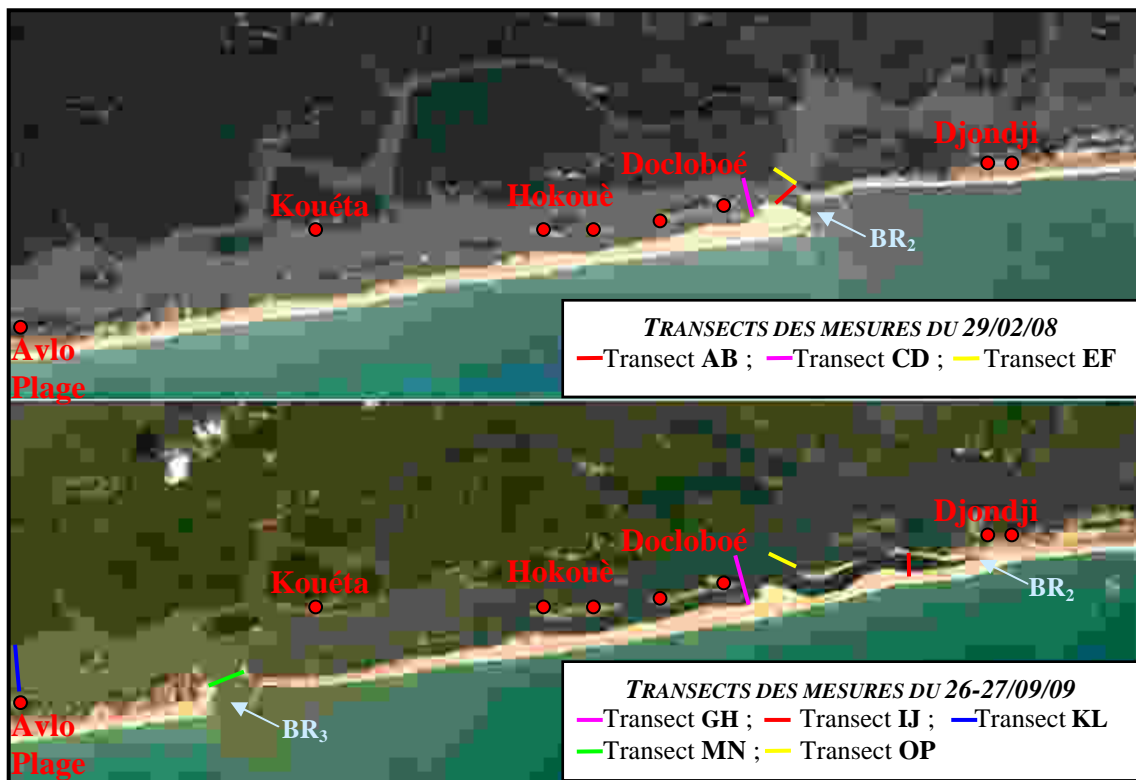


Fig. 71.- Localisation des transects de mesures des courants de jusant des 29/02/08 et 26-27/09/09

BR₂ : Bouche du Roi du deuxième épisode de migration. Au moment où se déroulait la campagne de mesure de courants des 26 et 27 septembre 2009 (période de crue), *BR₂* n'était pas encore fermée.

BR₃ : Bouche du Roi du troisième épisode de migration. Elle a été ouverte le 27 août 2009. C'est à la suite de son ouverture que *BR₂* s'est peu à peu refermée en novembre 2009.

2.2.1.- Campagne du 29 février 2008

a/ Transect AB

Le transect AB réalisé au travers de BR₂ a permis de mesurer un débit de 185,59 m³/s d'eau transitant du système vers la mer (Fig. 72a), avec une vitesse moyenne de 0,53 m/s. La section du chenal explorée grâce à ce transect a une largeur de 135,93 m avec une profondeur maximale de 5,03 m. Trois zones de courants s'y distinguent (Fig. 72a) :

- une zone orientale au niveau de laquelle les valeurs moyennes des courants varient entre 0,50 et 0,75 m/s. Les valeurs extrêmes de courant (les minima d'environ 0,25 m/s et les maxima d'environ 1m/s) y sont également observées ;
- une zone centrale où sont plus concentrées les valeurs maximales de courant ;
- une zone occidentale caractérisée par de faibles valeurs d'intensité de courant (autour de 0,25 m/s).

b/ Transect CD (Fig. 72b)

La section CD du chenal lagunaire du Mono est large de 165 m. Il y passait un débit de 89,96 m³/s en direction de la mer, avec une vitesse moyenne de 0,23 m/s.

La profondeur maximale au niveau de la section est de 3,15 m et les fonds reflètent le double chenal engendré par le nouveau régime d'écoulement des eaux du Mono dans la lagune côtière (Fig. 71) : le chenal originel préexistant et le second chenal créé avec la naissance et l'élongation de la flèche sableuse du deuxième épisode de migration.

c/ Transect EF (Fig. 72c)

Ce transect a permis de mesurer 72,56 m³/s d'eau s'écoulant de la portion orientale du système (lac Ahémé, chenal Aho, partie est de la lagune côtière) vers la *Bouche du Roi*, avec une vitesse moyenne de 0,17 m/s. L'essentiel des vecteurs vitesses étaient dirigés vers l'Ouest (en direction de l'embouchure), même si quelques rares courants s'orientaient en sens inverse (vers le chenal Ahô). Les profondeurs appréciables sont localisées du côté de la moitié sud du transect, avec un maximum de 3,22 m.

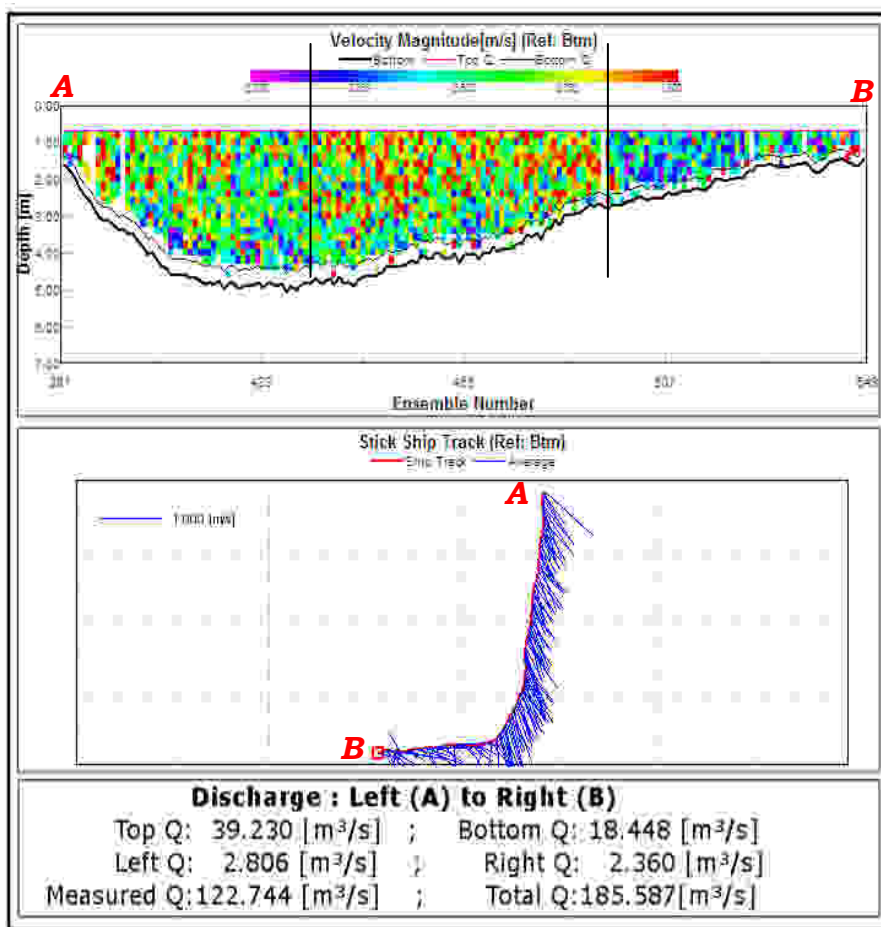


Fig.72a.- Bathymétrie et variations des courants au travers de la section AB, en février 2008 (voir Fig. 71 pour la localisation)

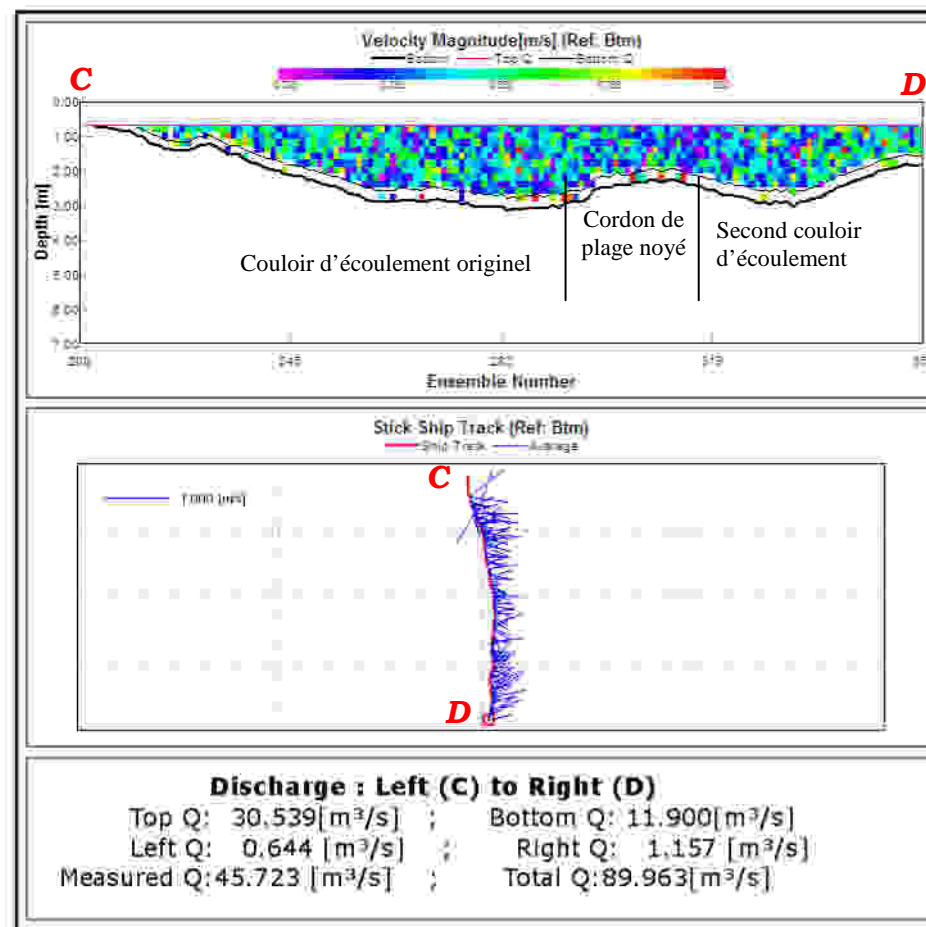


Fig.72b.- Bathymétrie et variations des courants au travers de la section CD, en février 2008 (voir Fig. 71 pour la localisation)

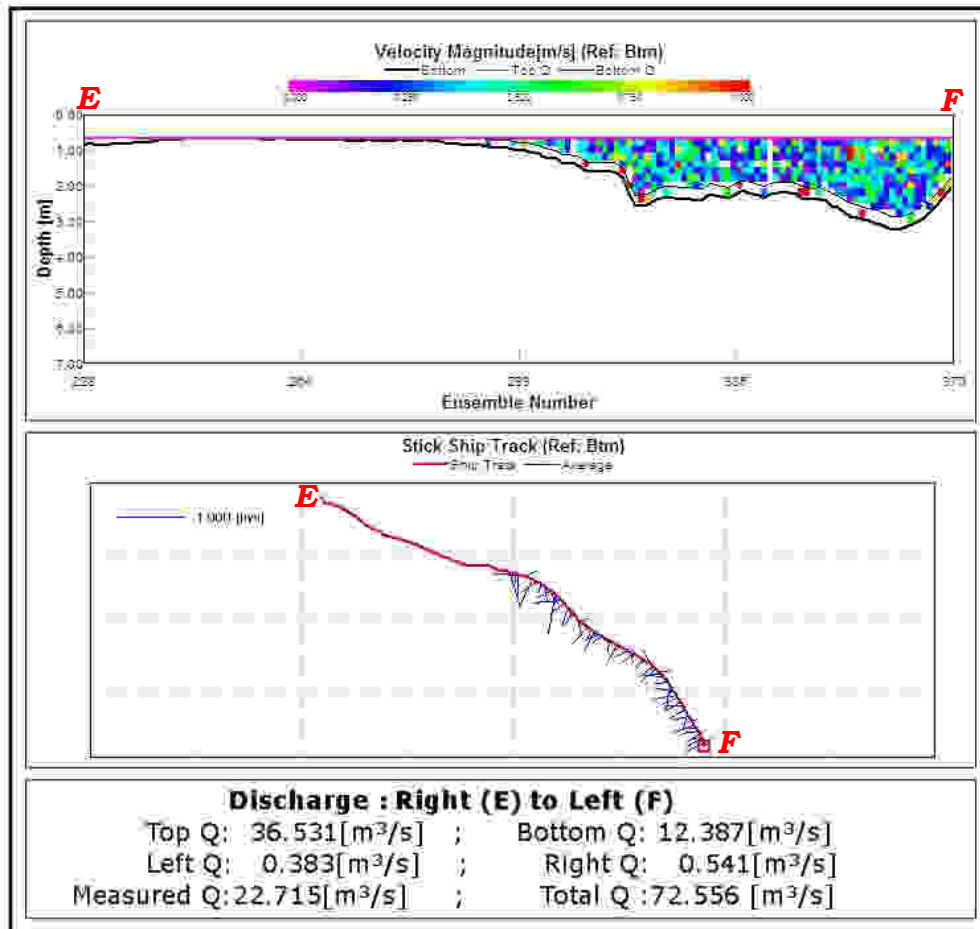


Fig.72c.- Bathymétrie et variations des courants au travers de la section EF, en février 2008 (voir Fig. 71 pour la localisation).

2.2.2.- Campagne des 26 et 27 septembre 2009

Cette campagne a permis d'apprécier les courants de jusant à la *Bouche du Roi*, en période de crue du fleuve Mono. Au moment de la réalisation de cette campagne, l'estuaire communiquait avec la mer par deux embouchures : la *Bouche du Roi* en cours du deuxième épisode de migration située près de Djondji (BR₂) et celle du début du troisième épisode de migration au voisinage du village d'Avlo (BR₃). En effet, face aux dégâts occasionnés par la progression de BR₂ en face du village de Djondji et devant l'imminence de la montée des eaux du Mono, une ouverture artificielle a été pratiquée à Avlo le 27 août 2009 afin de sauver le village d'une destruction complète (Photo 21).

Les mesures ont été donc effectuées le long des transects positionnés au voisinage des deux embouchures (BR₂ et BR₃).

a/ Transect KL (Fig. 73a)

A Avlo, le transect KL a permis de mesurer au travers du chenal principal de la lagune côtière, un débit de 429 m³/s d'eau s'écoulant vers les embouchures BR₂ et BR₃ avec une vitesse moyenne de 0,78 m/s. Les vitesses maximales (de plus de 1,4 m/s) de courants sont déportées vers la rive gauche du chenal où sont localisées les plus grandes profondeurs. La profondeur maximale est de 3,83 m.

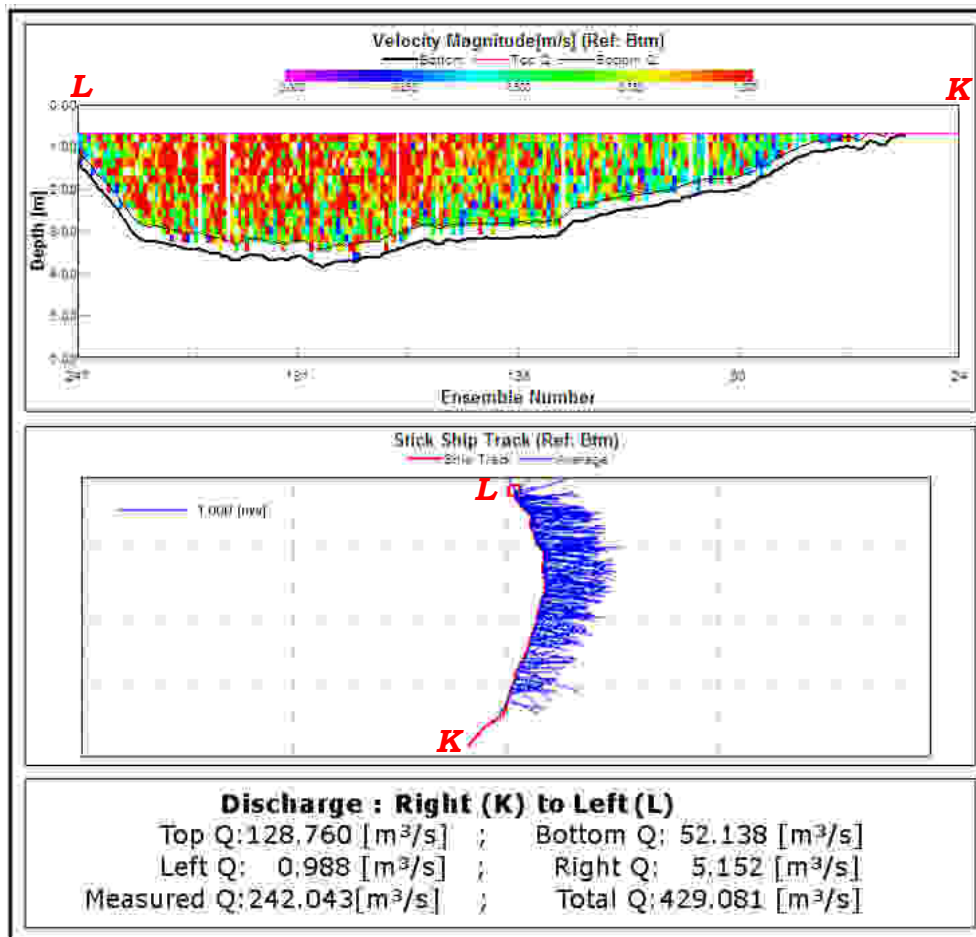


Fig.73a.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section KL, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation).

b/ Transect MN (Fig. 73b)

Un débit de 425,79 m³/s d'eau a été mesuré à l'embouchure d'Avlo, le long du transect MN, large de 150 m. L'ensemble des écoulements sont orientés vers la mer et s'y déversent avec une vitesse moyenne de 0,82 m/s. La profondeur maximale est d'environ 6 m. Elle est située dans l'axe central du chenal au niveau duquel les valeurs extrêmes de courants sont très fréquentes (parfois plus de 1,5 m/s). Vers la rive gauche, la pente est très accidentée alors qu'elle est relativement douce au niveau de la rive opposée.

c/ Transect GH (Fig. 73c)

Le transect GH est long de 204,5 m. L'ADCP a permis de mesurer suivant ce transect, un débit de 46,95 m³/s d'eau s'écoulant en direction de l'embouchure de Djondji (BR₂), avec une vitesse moyenne de 0,11 m/s. Toutefois, notons que les écoulements en direction de l'embouchure d'Avlo (BR₃) ne sont pas négligeables comme en témoigne l'importance des vecteurs vitesses (leurs nombres et leurs longueurs) orientés vers cette embouchure. Les fonds, quoique très irréguliers, reflètent le double chenal caractéristique du secteur lagunaire situé entre Avlo et Djondji. La profondeur maximale est de 3,23 m.

d/ Transect OP (Fig. 73d)

Au travers de la section OP, un débit de 90,87 m³/s a été mesuré. L'ensemble des écoulements est dirigé vers l'embouchure de Djondji (BR₂) avec une vitesse moyenne de 0,36 m/s. Les fonds sont très symétriques avec une profondeur maximale de 1,80 m au centre du chenal.

e/ Transect IJ (Fig. 73e)

A l'embouchure de Djondji (transect IJ), il a été mesuré un débit de 147,63 m³/s, se déversant en mer avec une vitesse moyenne de 0,43 m/s. Le champ de courants est uniforme le long du transect et la profondeur maximale du chenal est de 4 m.

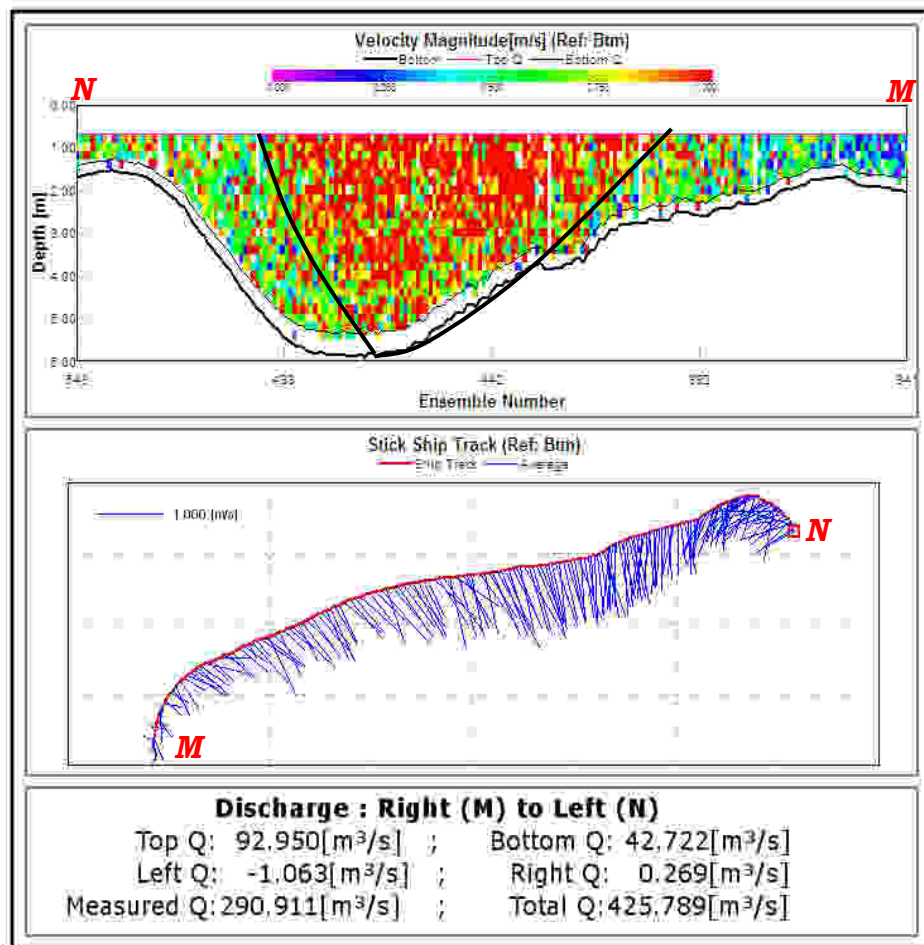


Fig.73b.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section MN, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation)

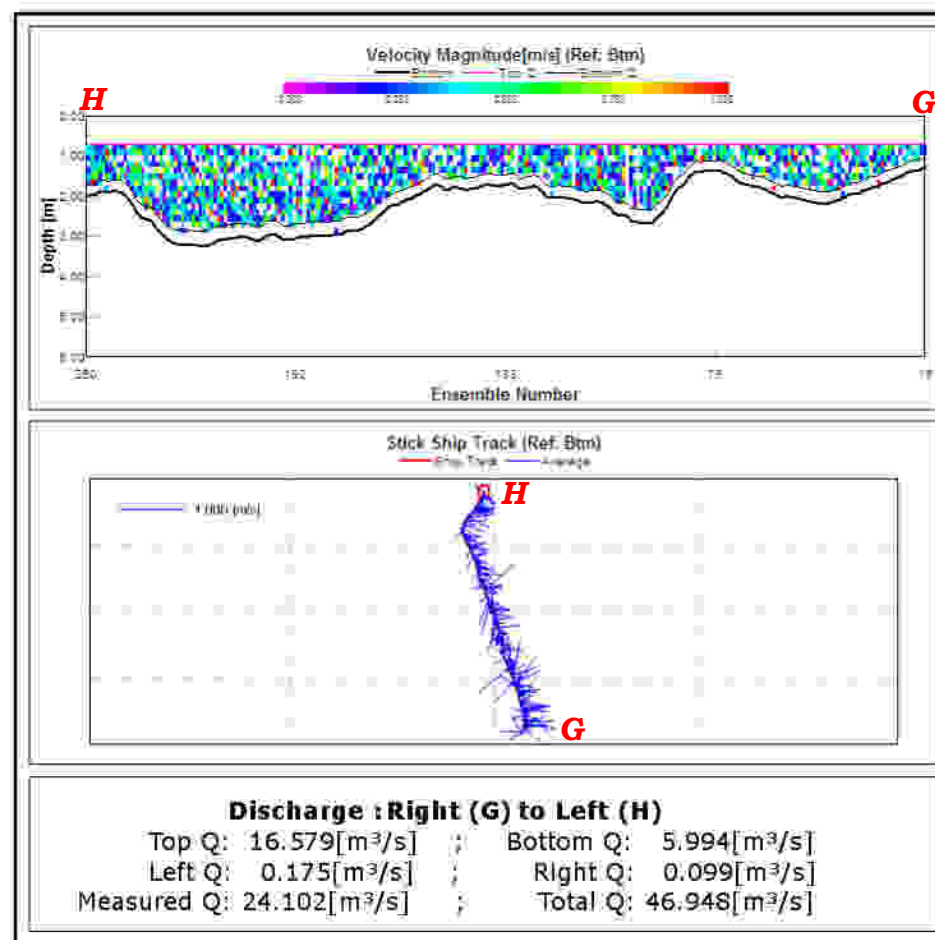


Fig.73c.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section GH, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation)

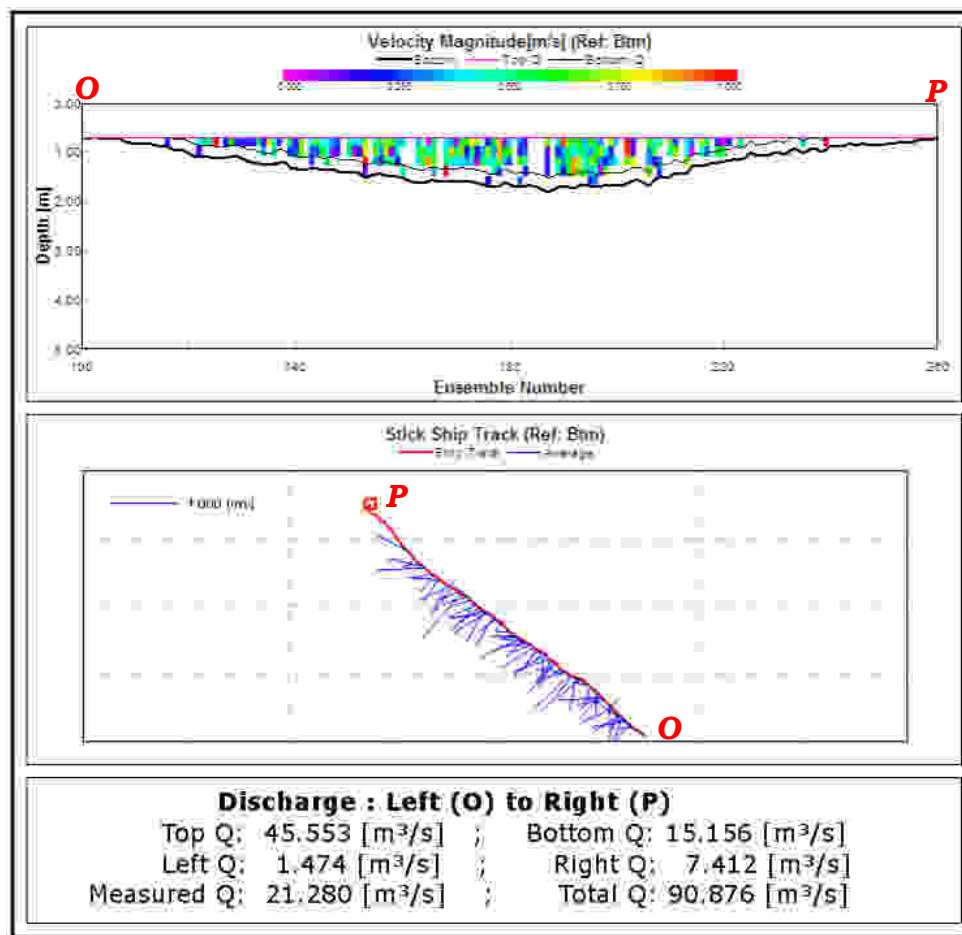


Fig.73d.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section OP, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation)

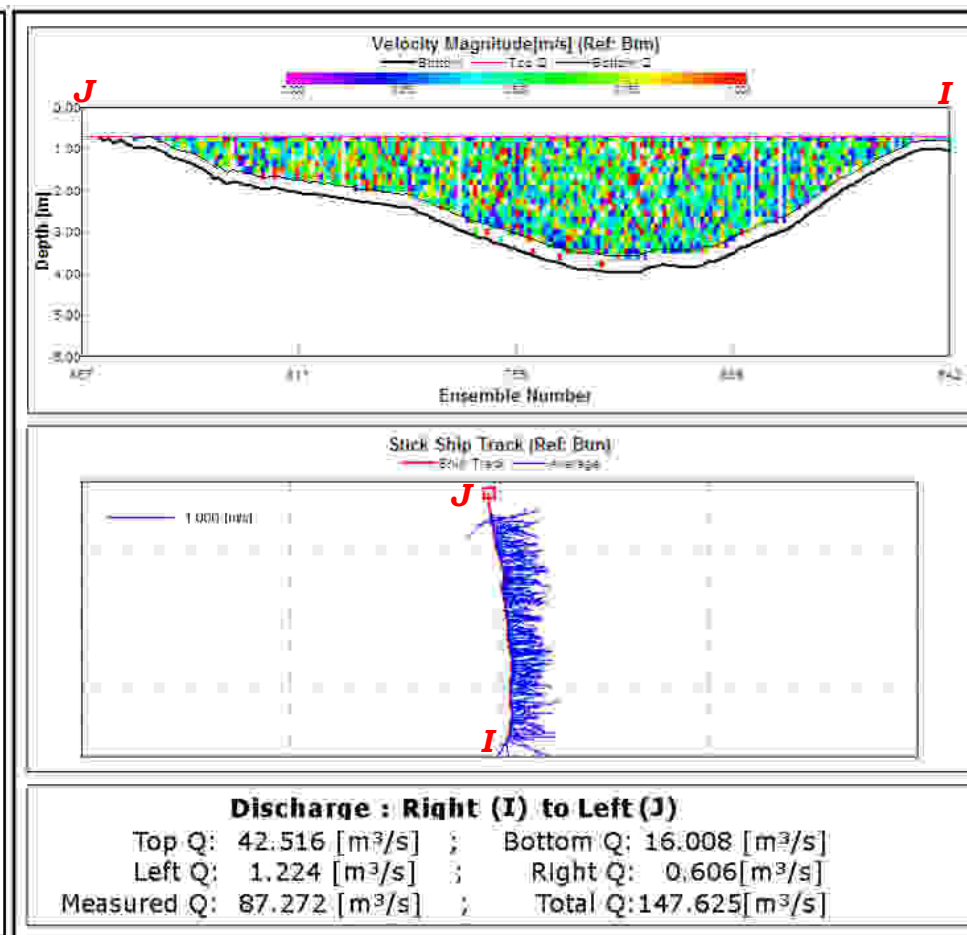


Fig.73e.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section IJ, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation)

2.3.- Analyse de l'influence de la marée sur la variation des courants résiduels au niveau de la Bouche du Roi

Une troisième campagne de mesure de courants a été organisée au début du mois de décembre 2010, grâce à une mission financée par l'ULCO (notre université d'accueil). Elle a été réalisée dans le but d'apprécier l'influence des phases de la marée sur la variation des courants résiduels (sens et intensité) au niveau de la *Bouche du Roi*.

Au moment des mesures, l'estuaire communiquait avec la mer par deux embouchures : BR_{3_10} et BR_{3c2_10} (Fig. 60, stade X). Une visite de reconnaissance de terrain a permis à l'équipe de la mission d'apprécier la violence des écoulements au niveau des embouchures. Après cette sortie préliminaire, il a été décidé de fabriquer un socle en béton sur lequel l'ADCP sera fixé, afin qu'il ne soit pas emporté par les courants (Photo 8). L'ensemble assise de béton et ADCP sera ensuite posé au fond, dans l'axe central de chacune des deux embouchures. Malgré cette disposition, il a été impossible lors du déploiement, d'installer l'appareil dans l'axe principal des embouchures, vu les risques à encourir pour sa récupération. Au niveau de BR_{3c2_10} (Fig. 60, stade X), les profondeurs accessibles étaient beaucoup trop faibles. C'est seulement à BR_{3_10} que nous avons réussi à poser l'appareil sur un fond situé sous une colonne d'eau de 3,20 m, à environ 40 m de l'extrémité de la côte aval de l'embouchure. Précisons que nous n'avons pas pu réaliser un profil bathymétrique au travers de BR_{3_10} qui était d'une largeur moyenne de 200 m. Toutefois, au regard des observations de terrain, l'axe central semble être déporté vers l'extrémité amont de l'embouchure, comme nous avons pu le remarquer au niveau de BR_{3c2_10} (Fig. 66). C'est dire donc qu'au niveau de BR_{3_10}, l'ADCP était posé à l'Est de l'axe principal, plus près de l'extrémité de la plage aval (à environ 40 m de celle-ci).

Nous avons présenté sur la figure 74, les évolutions d'intensités de courants (vitesse et direction) correspondant à 4h 45 minutes de mesures au niveau de BR_{3_10}.

Le 08 décembre 2010 où a eu lieu les mesures au niveau de BR_{3_10}, la lune était à mi-parcours entre les positions NL (Nouvelle Lune) et PQ (Premier Quartier). L'annuaire des marées du service hydrographique du Port Autonome de Cotonou (situé à environ 58 km de BR_{3_10}) avait prédit que la marée serait haute à 5h 54 mn au port et basse à 12h 13mn. Les enregistrements présentés sur la figure 5 correspondent donc, en grande partie, à la phase descendante de la marée, car ils ont été effectués entre 8h 55mn et 13h 40 mn. Nous avons choisi d'analyser les variations de courants dans la tranche d'eau de 2,03 m d'épaisseur au-dessus de l'ADCP (soit 9 bins), le reste de la colonne d'eau étant considéré comme la couche

limite influencée par le déferlement des vagues. Les données enregistrées pendant la durée des mesures sont regroupées en 57 ensembles (25^{ème} au 81^{ème}), chaque ensemble étant affecté par une couleur qui correspond à la moyenne des observations à l'intérieur de l'ensemble.

Par ailleurs, le graphe de la figure 75 présente l'évolution de la valeur moyenne des vitesses de courants correspondant à la tranche d'eau considérée.

Cinq phases peuvent être distinguées dans la variation temporelle de cette série chronologique (Figs. 74 et 75).

- 1^{ère} phase : elle s'étend du 25^{ème} au 33^{ème} ensemble (45 minutes). Durant cette phase, les courants sont plus élevés en surface que près du fond et on note au fil du temps, une propagation des fortes vitesses de courants vers les profondeurs. Les vitesses moyennes d'écoulement sont croissantes dans le temps ;

- 2^{ème} phase : elle couvre 8 ensembles (du 34^{ème} au 41^{ème} entre 9h 40mn et 10h 20mn) au niveau desquels les vitesses de courants sont globalement élevées dans toute la tranche d'eau, même si elles sont relativement plus élevées en surface (Fig. 74). Les courants moyens oscillent autour de leurs valeurs maximales (Fig. 75) ;

- 3^{ème} phase : elle comprend 8 ensembles (42^{ème} au 49^{ème}, entre 10h 20mn et 11h 00mn). Durant cette phase, les vitesses de courants diminuent aussi bien en surface que près du fond (Fig. 74) ;

- 4^{ème} phase : elle regroupe 12 ensembles (50^{ème} au 61^{ème} ensemble) et dure 60 minutes (de 11h 00mn à 12h 00mn) pendant lesquelles les vitesses de courants sont globalement constantes dans les différentes strates (bins) de la tranche d'eau, même si elles sont plus faibles près du fond qu'en surface (Fig. 74).

- 5^{ème} phase : elle regroupe les ensembles 62 à 81 (de 12h à 13h 40 minutes) et se caractérise par la propagation des faibles intensités de courants vers la surface (Fig. 74). Les intensités de courants faiblissent donc aussi bien en surface que près du fond.

Il faut aussi noter que durant toute la période des mesures (4h 45mn), le niveau d'eau a progressivement baissé (de 3,20 m à 2,57 m au-dessus de l'ADCP) et l'ensemble des eaux de l'estuaire se déversait en mer suivant une direction moyenne de 148,59° (soit globalement le SSE ; Fig. 76). Toutefois, il faut signaler qu'entre 9h et 11h (les deux premières heures de mesures), cette direction moyenne d'écoulement est passée de 156,99° à 146,73° autour duquel elle a oscillé pendant tout le reste de la durée des mesures (Fig. 76).

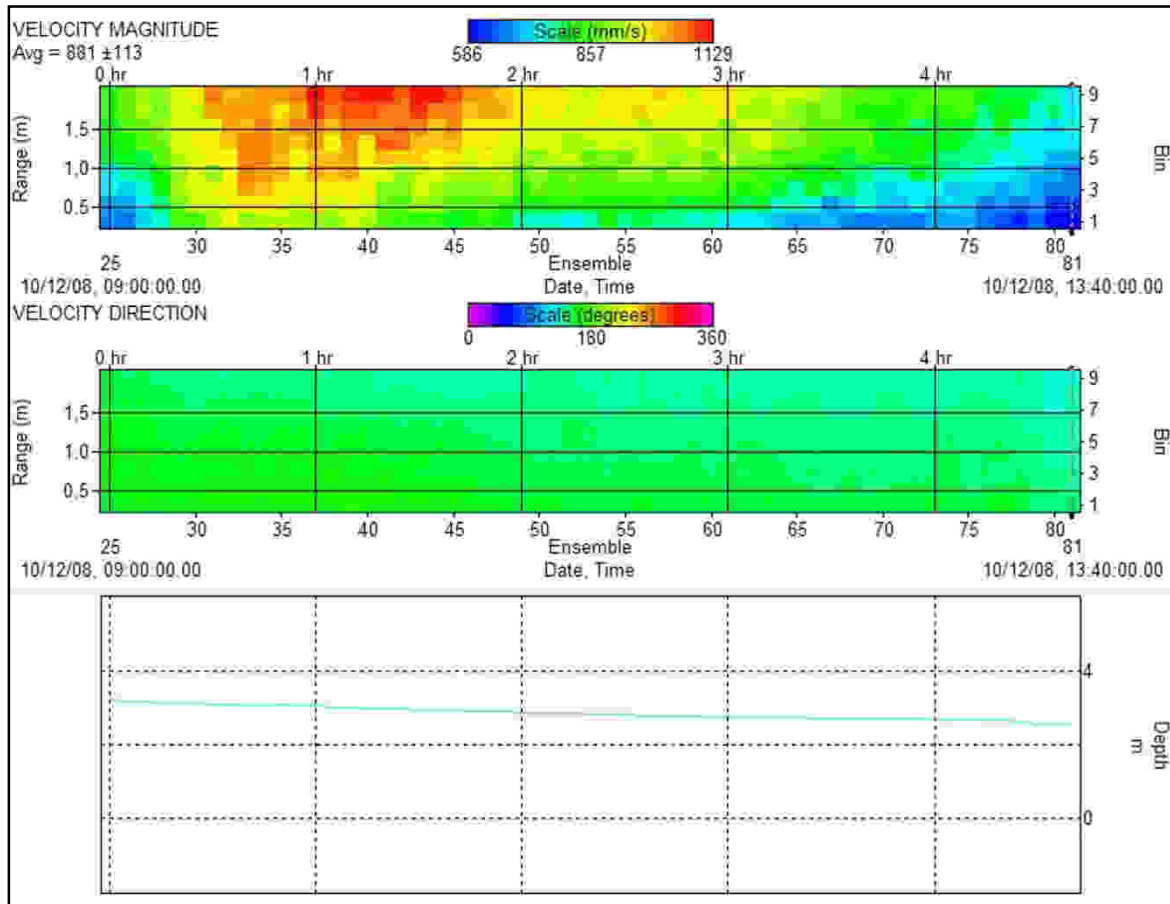


Fig. 74.- Evolution temporelle des vitesses et directions des courants mesurées le 08/12/10, à l'entrée de BR_{3_10}, dans 9 cellules d'eau (bins) de 2,03 m d'épaisseur, entre la surface et le fond.

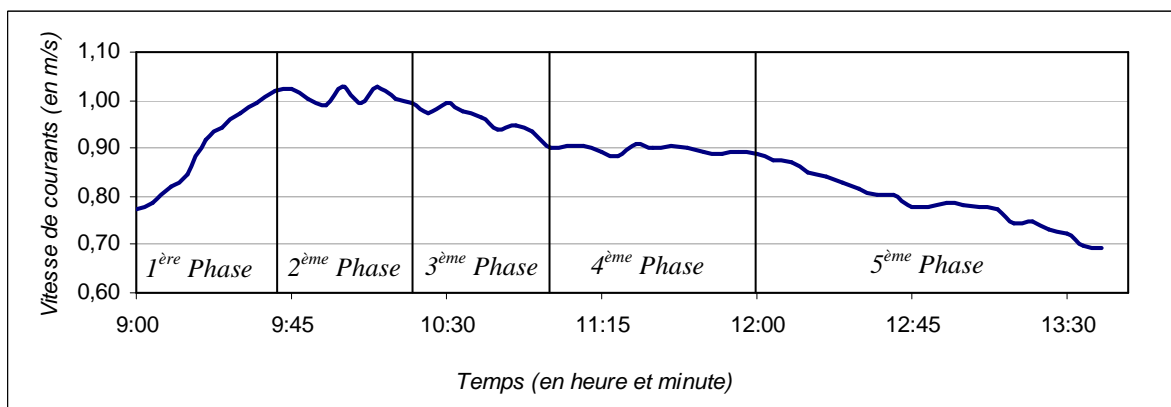


Fig. 75.- Variation temporelle de la moyenne des intensités de courants mesurées le 08 décembre 2010 à la Bouche du Roi (BR_{3_10})

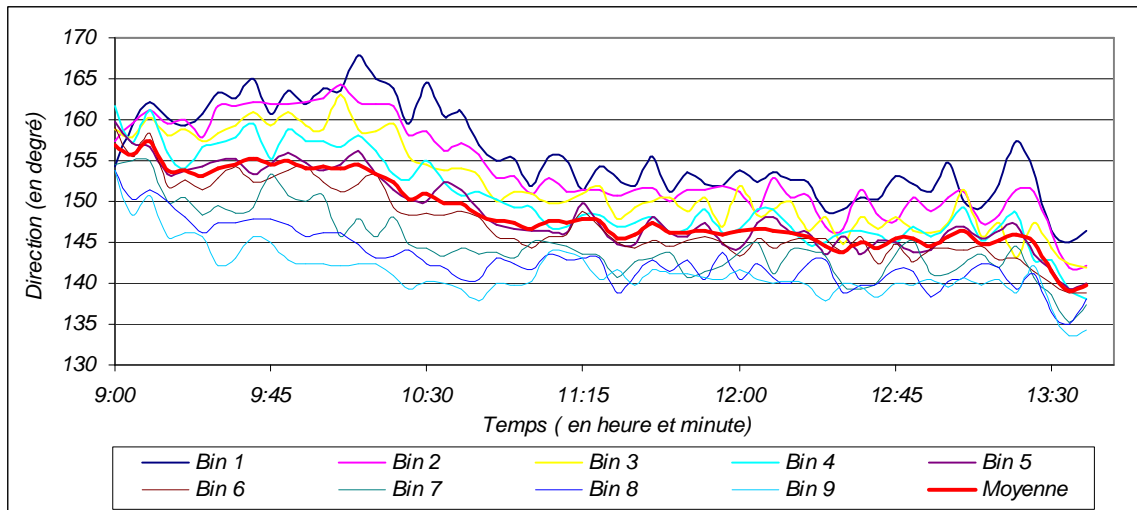


Fig. 76.- *Directions des écoulements mesurées le 08 décembre 2010 à la Bouche du Roi (BR₃_10)*

2.4.- Discussion

2.4.1.- Caractéristiques des écoulements dans l'estuaire et influence de la variation des débits d'eau douce dans l'évolution des courants résiduels

Le 29 février 2008, à l'embouchure (unique) de l'estuaire du Mono, les écoulements d'étales de basse marée ont un débit de 185 m³/s et une vitesse moyenne de 0,53 m/s (Fig. 72a). En septembre 2009, les débits d'écoulements d'étales de basse marée et les courants résiduels ont redoublé d'ampleur aux embouchures (Figs. 73b, 73e et 71) : les deux Bouches du Roi évacuaient 570 m³ d'eau en mer par seconde (147 m³/s pour BR₂ et 425 m³/s pour BR₃) avec des vitesses moyennes respectives de 0,43 m/s et de 0,82 m/s. On comprend donc qu'aux embouchures, l'intensité des courants résiduels se renforce avec l'augmentation des débits d'écoulements.

Pendant la campagne du 29 février, un débit de 90 m³/s a été mesuré au travers de la section CD (Fig. 72b), un volume bien comparable aux valeurs du débit moyen de février du fleuve Mono à Athiémé (83 m³/s ; Fig. 70C). Les mesures du 27 septembre 2009 ont montré un écoulement de 429 m³/s au travers du transect KL (Fig. 73a). Cette valeur s'écarte du débit moyen de septembre (381 m³/s, Fig. 79C) calculé pour le fleuve Mono à Athiémé après la mise en service du barrage de Nangbéto. Il s'apparente plutôt au débit moyen de septembre d'avant la mise en eau du barrage (428 m³/s, fig. 70B). Ceci peut s'expliquer par le fait que les capacités des aires de stockages des retenues d'eau du barrage de Nangbéto étaient déjà dépassées avant la fin de la première quinzaine du mois de septembre 2009. Des alertes avaient d'ailleurs été données par la CEB (Communauté Electrique du Bénin) afin de prévenir

les populations riveraines des risques d'inondation. Les eaux de la partie supérieure du Mono étaient donc intégralement rejetées à l'aval du barrage, gonflant de ce fait les eaux aux embouchures de l'estuaire.

En fait, ces rapprochements entre les débits moyens mensuels du Mono à Athiémé et les valeurs relevées au travers des transects CD et KL du chenal lagunaire paraissent logiques car en réalité, la portion de l'estuaire située à l'Ouest de la *Bouche du Roi* est toujours dominée par les écoulements fluviaux du Mono alors que le prisme tidal alimente plus la partie de l'estuaire située à l'Est de l'embouchure.

En comparant les débits aux embouchures (185 m³/s en février 2008 et 570 m³/s en septembre 2009 ; Figs. 72a, 73b et 73e) à ceux fournis par le fleuve Mono (90 m³/s par le transect CD en février 2008 et 429 m³/s par le transect KL en septembre 2009 ; Figs. 72b et 73a), on s'aperçoit que les premiers sont toujours plus élevés. La différence est de toute évidence liée aux écoulements du fleuve Couffo et au prisme tidal accumulés en période de flot, dans le lac Ahémé et dans les différents marécages de l'estuaire. Il est aussi important de remarquer qu'en février, les débits moyens d'eau douce fournie par le Mono avoisinent les 50% de ceux écoulés en mer à la *Bouche du Roi*. En septembre, le Mono fournit un débit moyen d'eau douce qui correspond à 75% des débits mesurés aux embouchures. Les eaux douces du Mono représentent donc une part importante dans les écoulements d'étales de basse marée. Les variations des courants résiduels de basse marée seraient alors largement contrôlées par les débits des eaux douces du Mono.

Par ailleurs, les différentes sections du chenal principal de la lagune côtière drainent, vers les Bouches du Roi, des débits d'eau dont la somme ne correspond pas forcément à ceux écoulés en mer par les embouchures : par exemple, les sections CD et EF (Fig. 72b et 72c) de la lagune côtière drainent ensemble 162,52 m³/s vers l'embouchure de Djondji au niveau de laquelle un débit de 185,59 m³/s a été mesuré (transect AB, Fig. 72a). Tout ceci témoigne de la complexité des échanges d'eau qui s'entretiennent entre le chenal principal de la lagune côtière et le réseau de chenaux secondaires anastomosés qui lui est associé.

2.4.2.-Influence des débits fluviaux sur l'emplacement du point nodal de basse marée

Quelques mesures ponctuelles de salinité ont été effectuées en surface, dans la lagune côtière (au voisinage de l'embouchure) et en bordure de la mer, le 29 février 2008, pendant l'étales de basse mer (Fig. 77). Ces valeurs de salinité de surface assez faibles, même en bordure de mer, montrent que l'estuaire est bien à « à coin salé », malgré la taille des débits d'eau douce

fournie par le Mono durant cette période (au mois de février). Les mesures hydrodynamiques effectuées le même jour (le 29 février 2008) et à la même période de marée (étales de basse mer) montrent que l'apport d'eau douce du Mono est de l'ordre de 90 m³/s (Figs. 72b et 70), et qu'à l'embouchure (BR₂ ; Figs. 71 et 72a), les courants sont dirigés vers la mer, en toute profondeur. On conclut donc que le point nodal et le coin salé sont en mer (sans doute en bordure des côtes) et que les débits d'eau douce du mois de février, fournis essentiellement par le Mono, sont bien suffisants pour chasser le point nodal de l'estuaire, au moins à basse marée.

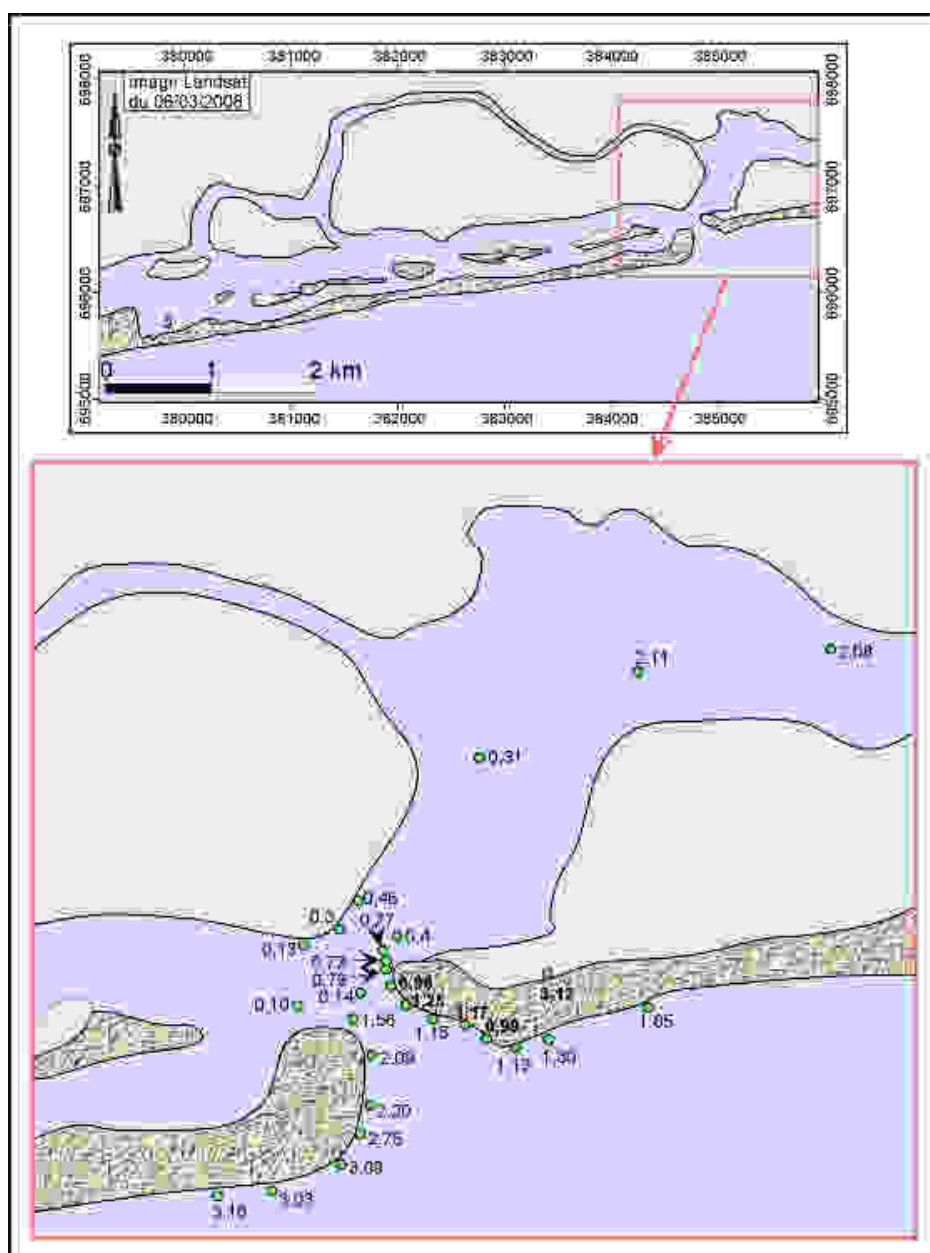


Fig. 77.- Salinités de surface (en %) des eaux à la Bouche du Roi le 29 février 2008, pendant l'étales de basse mer

En période de crue (notamment en septembre), le fleuve Mono fournit en moyenne un débit de 380 à 430 m³/s à l'estuaire (Figs. 70 et 73a). Les mesures hydrodynamiques des 26 et 27 septembre 2009 ont montré qu'à basse marée, les courants sont orientés vers la mer en toute profondeur. Il ne pouvait d'ailleurs en être autrement, car les données d'observations montrent que durant cette période, il est quasiment impossible au point nodal, même à haute marée, de migrer vers l'estuaire, vu la violence des courants du Mono (Photo 23). Autrement dit, avec des débits d'eau douce d'environ 400 m³/s dans l'estuaire, le point nodal et le coin salé seront repoussés en mer aussi bien à basse marée qu'à haute marée.

En mai, nous avons noté que la flèche sableuse à l'embouchure BR₂_09 s'est incurvée vers le chenal lagunaire alors que le débit moyen du Mono atteignait un minimum de l'ordre de 50 m³/s (Photo 16 ; Fig. 70C). En observant l'importance de la pénétration marine dans l'estuaire en cette période, on est tenté de dire que l'estuaire est devenu partiellement mélangé ou tout au moins, que le point nodal est situé dans l'estuaire aussi bien à haute marée qu'à basse marée (Photo 16). Une campagne de mesure de courant à basse marée de vives-eaux au mois de mai devrait permettre de confirmer la position du coin salé durant ces périodes.

En résumé, nous estimons que depuis la mise en service du barrage de Nangbéto, l'estuaire du Mono est du type estuaire à point nodal de densité. Lorsque les débits du Mono sont supérieurs ou égaux à 90 m³/s, les écoulements à l'embouchure sont suffisants pour repousser le point nodal en mer, au moins à basse marée. Ces conditions se réalisent donc durant environ 8 mois dans l'année, de juin/juillet à février. Lorsque les débits moyens mensuels du Mono tombent à des valeurs inférieures ou égales à 50 m³/s, le point nodal semble s'installer définitivement dans l'estuaire aussi bien à basse marée qu'à haute marée.

Avant la mise en service du barrage (Fig. 70A et 70B), l'estuaire fonctionnerait durant six à huit mois dans l'année (entre novembre et juin), soit dans un état « partiellement mélangé » avec un point nodal de densité constamment à l'intérieur de l'estuaire soit carrément dans un état « bien mélangé ». Durant les autres mois de l'année, l'estuaire serait « à coin salé » avec le point nodal en mer, au moins à basse marée.

2.4.3.-Influence de la phase descendante de marée sur la position du point nodal et l'intensité des courants résiduels

Les différentes phases déterminées dans les enregistrements du 08 décembre 2010 montrent l'influence de la marée descendante sur la variation des vitesses de courants résiduels à l'amont du point nodal (Figs. 74 à 76). En effet, avec la réduction du gradient hydraulique par

le flot, la vitesse des écoulements en direction de la mer ralentit et les eaux sont stockées dans l'estuaire. Au début du jusant, dès que l'accroissement de la pente hydraulique devient sensible, ce sont les eaux de surface qui affluent d'abord vers la mer : c'est la phase d'accélération de courant (phase 1 ; Figs. 74 et 75). Ensuite, avec l'abaissement progressive du niveau d'eau, le gradient hydraulique devient très marqué et les fortes vitesses de courants se propagent vers la profondeur : c'est la phase des pics de courants (phase 2 ; Figs. 74 et 75) durant laquelle le coin salé et le point nodal ont atteint leur position la plus avancée possible en mer. Dès que le "trop plein" (les eaux accumulées dans l'estuaire à haute marée) est suffisamment évacué en mer (phase 2), les vitesses des courants commencent par diminuer progressivement aussi bien en surface que près du fond : c'est la phase de décélération de courant (phase 3 ; Figs. 74 et 75). A la fin de cette phase, les vitesses de courants atteignent des valeurs qui resteront globalement constantes jusqu'au prochain flot : c'est l'étale de basse mer (phase 4 ; Figs. 74 et 75). La constance des vitesses d'étale de basse mer peut être aussi considérée comme l'expression de la constance des débits d'eaux douces fournies par le Mono et ses affluents. Comme pour toutes les autres phases (phases 1 à 4), les vitesses de courants résiduels d'étale de basse mer restent relativement plus élevées en surface que près du fond : c'est sans doute l'effet du gradient hydraulique et du frottement près du fond. Enfin, dans les enregistrements, même si le début du flot ne s'est pas encore fait sentir au niveau de la côte d'eau, il semble se traduire par la propagation des faibles vitesses de courant vers les eaux de surface (phase 5 ; Figs. 74 et 75).

Il faut aussi souligner que les variations des vitesses de courants permettent d'entrevoir que la marée venait de l'Ouest, ce qui semble être logique, du fait que le 8 décembre 2010, la lune était à mi-parcours entre les positions NL et PQ.

Les enregistrements n'ont pas couvert le revif. Ils nous auraient permis de noter aussi l'influence du flot sur les variations du courant résiduel et peut-être sur le mouvement du coin salé et du point nodal, même si ceux-ci subissent encore l'importante pression des débits fluviaux du mois de décembre.

3.- Conclusion

En somme, on retient qu'avant 1987, l'écoulement du fleuve Mono était temporaire et ne dure que six mois dans l'année. Après la mise en service du barrage de Nangbéto, l'écoulement du Mono est devenu permanent avec des débits non négligeables toute l'année.

Les résultats des différentes campagnes de mesures menées ont révélé l'extrême variabilité des débits d'écoulements et des intensités des courants à l'embouchure du Mono. Ces variations sont en rapport, d'une part avec les différentes périodes de la marée et d'autre part, avec les saisons hydrologiques du fleuve Mono.

Depuis la mise en service du barrage de Nangbéto, le fonctionnement hydrodynamique de l'estuaire du Mono montre un point nodal repoussé en mer, au moins à basse marée, de juin/juillet à mars. Durant les autres mois de l'année, le point nodal semble s'installer dans l'estuaire aussi bien à haute marée qu'à basse marée.

Avant la mise en service du barrage, au vu des variations des débits du fleuve Mono (Fig. 70), il est aisé de dire que l'estuaire fonctionnerait durant six ou sept mois dans l'année (entre novembre et juin), soit dans un état « partiellement mélangé » avec un point nodal constamment à l'intérieur de l'estuaire soit carrément dans un état « bien mélangé ». Durant les autres mois, l'estuaire serait « à coin salé » avec le point nodal en mer, au moins à basse marée.

III.- MODELE CONCEPTUEL DE LA DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE DES PLAGES AU VOISINAGE DE LA BOUCHE DU ROI

1.- Introduction

Dans cette rubrique, nous proposerons un modèle conceptuel traduisant la dynamique hydrosédimentaire des plages adjacentes à la *Bouche du Roi*, avant et après la mise en service du barrage de Nangbéto. Nous nous baserons sur tous les renseignements tirés des analyses précédemment effectuées sur la morphodynamique des plages et l'hydrodynamisme au voisinage de cette embouchure. Le modèle proposé est basé sur les constats ci-dessous.

Des constats au sein d'une embouchure d'estuaire microtidal à dominance de houle

- 1.- Les estuaires microtidaux, « bien mélangés » et à dominance de houle sont rares dans la nature : ils sont souvent rapidement transformés en lagunes isolées.
- 2.- Lorsque la *Bouche du Roi* est tenue en permanence sous l'autorité de la mer (point nodal de densité constamment situé dans l'estuaire), l'édification de la flèche sableuse s'estompe (recourbement d'extrémité de flèche) et l'embouchure a tendance à se fermer (formation de lagune isolée ; Photo 27A) ;
- 3.- Quand les débits fluviaux suffisent pour repousser le coin salé en bordure de la mer, au moins durant une partie de la marée (à basse marée), la flèche sableuse s'édifie à l'amont de la *Bouche du Roi* avec une vitesse impressionnante (photos 27B et 27C) ;
- 4.- Lorsque les débits fluviaux sont susceptibles de repousser le coin salé constamment au large, aussi bien à haute marée qu'à basse marée, l'édification de la flèche sableuse s'estompe et l'embouchure est égoullée (Photo 27D).

.... aux hypothèses sur l'édification des flèches sableuses d'embouchures d'estuaires microtidaux à dominance de houle

- 1.- L'édification de la flèche sableuse semble se produire lorsque le coin salé est régulièrement repoussé en bordure de la côte, au moins à basse marée, sous l'influence des débits fluviaux. Nous estimons alors qu'il existe un débit fluvial critique Df_{c1} du fleuve Mono (voisin de son débit moyen du mois de mai $50 \text{ m}^3/\text{s}$) en deçà duquel le coin salé est toujours situé dans l'estuaire, aussi bien à haute marée qu'à basse marée. L'élongation de la flèche sableuse s'estompe en conséquence et l'estuaire tend à se fermer, sous l'influence de la dérive littorale : l'extrémité de la flèche s'incurve vers la lagune (crochet extraflèche) et peu à peu, la

lagune est isolée (fermée) si le débit fluvial demeure toujours voisin de Df_{c1} . Aussi, existerait-il un autre débit critique Df_{c2} du fleuve Mono (proche de son débit de crue ; $380 \text{ m}^3/\text{s}$) à partir duquel le coin salé est repoussé en mer, de façon permanente (à basse marée et à haute marée). L'édification de la flèche sableuse est alors inhibée sous l'influence du fleuve qui repousse les eaux marines plus au large.

2.- Lorsque le coin salé est repoussé en bordure de la côte, l'édification de la flèche sableuse serait liée à un courant né de l'interaction entre le courant résiduel de surface et le courant de dérive (le courant côtier le plus dominant dans la mobilisation des sédiments le long de la côte).

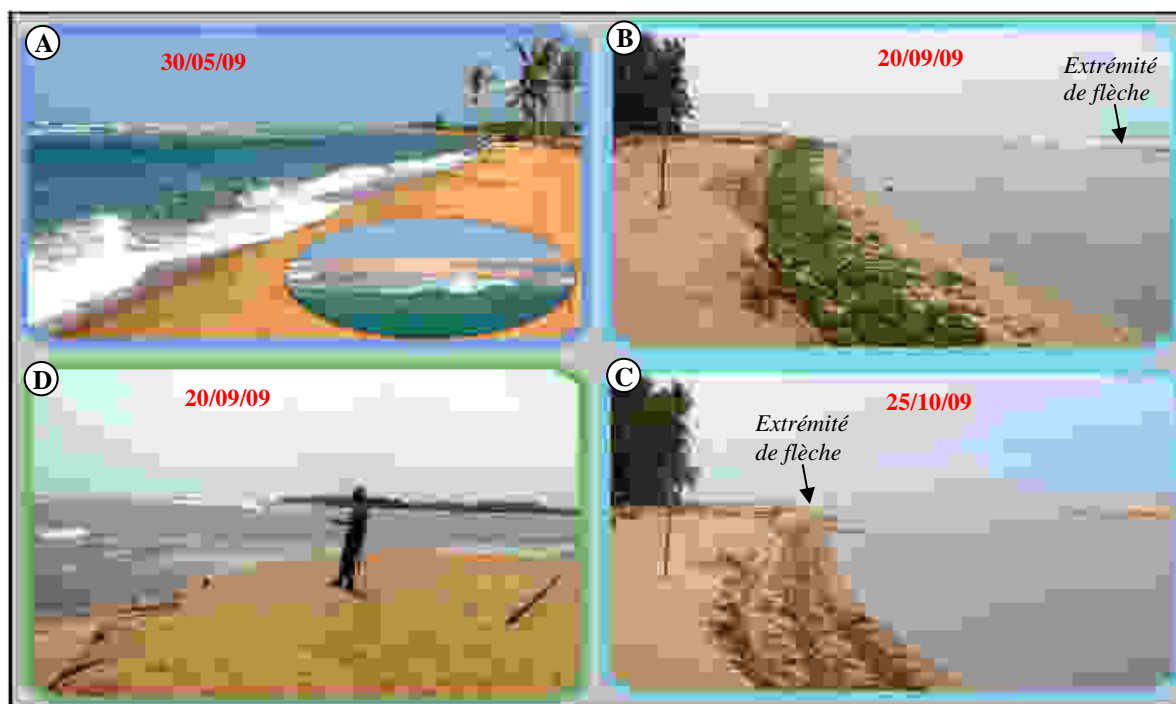


Photo 27.- Quelques illustrations de comportements de la flèche sableuse suivant l'importance du débit fluvial

2.-Formalisation des hypothèses : conceptualisation de modèle

La figure ci-dessous fait l'inventaire des courants dominants près de la côte, lorsque le coin salé est repoussé hors de l'estuaire. Elle permet d'examiner les cas de figures (stades) qui découlent des rapports de forces entre les courants en présence.

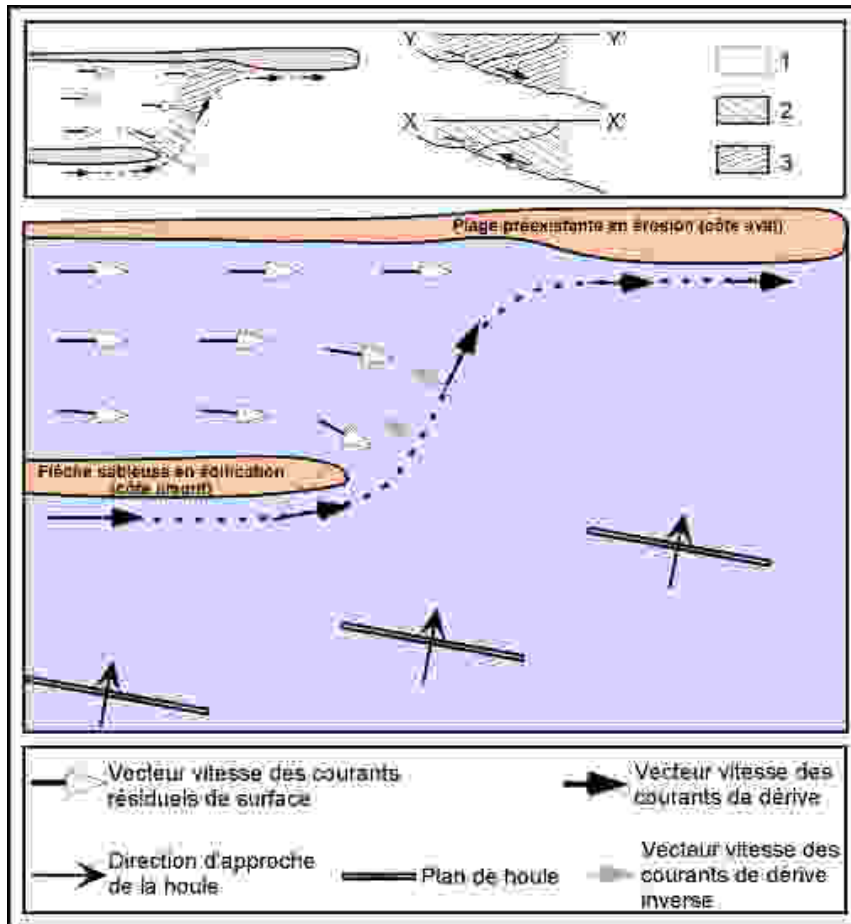


Fig. 78.- Schéma récapitulant les forces majeures en présence au niveau de l'embouchure d'un estuaire microtidal à dominance de houle, lorsque le point nodal est rejeté hors de l'estuaire

Le coin salé et le point nodal constitueraient une zone floue située au débouché de l'estuaire en mer et limitée par les extrémités des vecteurs vitesses de courants résiduels. Cette zone est désignée sous le nom de carrefour hydrosédimentaire (1) : Au niveau de ce carrefour, le courant résiduel de fond est nul et le courant de dérive (dû au déferlement des vagues) devient le principal courant de fond qui interagit avec le courant résiduel de surface. En conséquence, le carrefour hydrologique est subdivisé en :

- (2) : Secteur amont au niveau duquel les courants résiduels de surface affrontent, par diffraction, les courants littoraux (dérive littorale). Le courant résultant est appelé ici courant différentiel. Sa nature et son intensité conditionnent la dynamique de la côte amont ;
- (3) : Secteur aval au niveau duquel les courants résiduels de surface renforcent l'action des courants de dérive. La plage aval est alors exposée à un courant désigné ici par courant sommatif qui résulte du renforcement des courants de dérive par les courants résiduels de surface.

Ce sont les caractéristiques de ces deux secteurs (amont et aval du carrefour hydrosédimentaire) qui sont traduites par les coupes X-X' (coupe transversale dans le secteur amont) et Y-Y' (coupe transversale dans le secteur aval).

Au débouché de l'estuaire, il peut apparaître un courant de dérive inverse sous l'effet de la diffraction de la houle qui pénètre dans l'embouchure. Mais ce courant reste relativement faible tant que le coin salé est hors de l'estuaire car l'énergie de la houle diffractée sera vite amortie.

Cette figure distingue un carrefour hydrosédimentaire comprenant un secteur amont-dérive (extrémité amont-dérive de l'embouchure) où les courants résiduels (V_f) s'opposent à ceux de la dérive littorale (V_m) et un secteur aval-dérive (extrémité aval-dérive de l'embouchure) au sein duquel les courants résiduels (V_f) tendent à s'orienter dans le même sens que ceux de la dérive littorale (V_m). En conséquence, les processus hydro-sédimentaires au niveau de ce carrefour hydrosédimentaire dépendront d'une part, des *caractéristiques granulométriques des sédiments présents*, puis d'autre part, de *l'importance des courants résiduels et de ceux de la dérive littorale*.

A l'extrémité aval-dérive de l'embouchure, nous considérons que les interactions entre courants résiduel et de dérive engendreront un courant encore plus compétent dans l'opération du transport de sédiments vers l'est. Il s'agit donc du *courant sommatif* que nous exprimons par la somme des courants résiduel et de dérive littorale (V_f+V_m).

A l'extrémité amont-dérive de la *Bouche du Roi*, les courants V_m et V_f tendent à s'opposer. Des interactions entre ces deux courants résultera un courant que nous considérons comme étant la différence entre la dérive littorale et le courant résiduel (V_m-V_f) : c'est le *courant différentiel*.

Trois cas de figures peuvent s'observer en fonction de la nature et de l'intensité du courant différentiel. En effet, lorsqu'il positif et supérieur ou égal à la vitesse de début d'entraînement des sédiments, le courant différentiel sera favorable au by-passing sédimentaire de l'extrémité amont-dérive vers l'extrémité aval-dérive de l'embouchure ; la dérive des sédiments ne sera donc pas perturbée et l'extrémité de la plage aval ne souffrira guère de phénomènes d'érosion. Par contre, s'il est négatif et supérieur ou égal à la vitesse de début d'entraînement des sédiments, le courant différentiel déviara le stock sédimentaire de la dérive littorale vers le large. En condition d'embouchure sub-orthogonale au trait de côte, les phénomènes d'érosion seront intenses à l'extrémité de la plage aval, car les sédiments seront rejetés plus loin dans les eaux marines (Fig. 54, stades II à III). Si l'axe de l'embouchure est tangent au trait de côte, les sédiments apportés par le fleuve seront directement livrés à la côte aval et les phénomènes d'érosion y seront atténués (Photo 22). Enfin, qu'il soit positif ou négatif, si le courant différentiel est inférieur à la vitesse de début d'entraînement des sédiments, ceux-ci s'accumuleront à l'extrémité amont de l'embouchure où une flèche sableuse pourra ainsi s'édifier et s'allonger dans le sens de la dérive littorale. L'embouchure de l'estuaire sera alors contrainte à une migration et l'extrémité de la plage aval deviendra une zone source pour la dérive littorale.

Puisque l'existence d'un courant différentiel est conditionnée par la présence du point nodal de densité dans les eaux marines côtières, nous définissons quatre stades d'évolution de l'estuaire en fonction des débits d'eau douce dont dépendent les mouvements du point nodal :

- *le stade marin* : les débits du Mono sont trop faibles et le point nodal de densité s'installe en permanence dans l'estuaire (à basse marée et haute à marée). La structure saline de l'estuaire peut même devenir homogène (estuaire bien mélangé). Les courants différentiels ne pourront donc pas exister, car la houle et la marée pénétreront plus énergiquement dans l'estuaire en y apportant des sédiments qui tendront à obturer son embouchure ;

- *le stade intermédiaire* : à ce stade, les débits d'eau douce sont à peine suffisants, à basse marée, pour contraindre le point nodal à rester juste à l'entrée de l'embouchure. A haute marée, le point nodal s'installe pleinement dans l'estuaire. Les interactions entre courants résiduel et de dérive sont donc à peine naissantes à basse marée ;

- *le stade fluvio-marin* : le point nodal de densité s'installe dans l'estuaire à haute marée et est franchement repoussé en mer à basse marée. A l'extrémité amont de l'embouchure, les interactions entre courants résiduel et de dérive apparaîtront régulièrement à basse marée et engendreront un courant différentiel ;

- *le stade fluvial* : le point nodal de densité est constamment bloqué en mer (à basse marée comme à haute marée). Dans ce cas, les interactions entre courants résiduel et de dérive se produiront de façon continue et il en résultera un courant différentiel à l'extrémité amont de l'embouchure.

En s'appuyant sur les observations et mesures de terrains, nous pouvons fixer les débits d'eau douce du début du stade fluvio-marin à 80 m³/s et ceux du début du stade fluvial à 200 m³/s. Nous considérerons également que l'estuaire fonctionnera aux stades intermédiaire à marin à partir de débits du Mono inférieurs à 80 m³/s.

3.- Recherche des variables du modèle

Pour expérimenter ce modèle, nous avons besoin de disposer des :

- intensités moyennes mensuelles des courants de dérive ;
- vitesses de début d'entraînement des sables au voisinage de l'embouchure ;
- intensités moyennes mensuelles des courants résiduels près de l'embouchure, lorsque le point nodal est repoussé en mer.

Les vitesses moyennes mensuelles des courants de dérive ont été estimées dans le chapitre 4, à partir des données de vent, en utilisant la *PM spectrum theory* (Pierson et Moskowitz, 1964) puis les formules de Le Roux (2007) et de Kaczmarek et al (2005). Il reste alors à déterminer, d'une part, les vitesses de début d'entraînement des sédiments au voisinage de l'embouchure et d'autre part, les intensités moyennes mensuelles des courants résiduels à l'amont du point nodal, près de l'embouchure.

3.1.- Vitesses de début d'entraînement des sédiments au voisinage de la Bouche du Roi

La formule de la vitesse U de début d'entraînement des matériaux mobiles sous l'action de la houle a été établie par Goddet (1959). D'après celui-ci, cette vitesse est fonction d'une part, du diamètre D (cm) et de la densité sous eau ρ du matériau mis en mouvement par la houle puis d'autre part, de la période T (s) de la houle. Elle s'exprime donc comme suit :

$$U = 27 \rho^{2/3} D^{1/4} T^{3/8}$$

Les périodes de houle les plus fréquentes sur le littoral du Bénin sont comprises entre 11 et 12 secondes (Rossi, 1989). Les sédiments qui forment les plages béninoises sont constitués presque exclusivement de quartz. En se basant sur ces caractéristiques, on obtient avec la formule de Goddet (1959), les vitesses de début d'entraînement des sédiments présentées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 13.- Valeurs des vitesses de début d'entraînement des particules de quartz en fonction de la granulométrie

TYPE DE SABLES	SABLES FINS	SABLES MOYENS	SABLES GROSSIERS
VITESSE DE DEBUT D'ENTRAINEMENT (m/s)	0,33 - 0,40	0,41 - 0,60	0,61- 0,86

Du point de vue granulométrique, les sédiments de plage au niveau de la *Bouche du Roi*, comme d'ailleurs ceux de l'ensemble des plages béninoises, sont constitués de 50% à plus de 90% de grains moyens (Fig. 67) Les vitesses de référence considérées pour le début d'entraînement de ces sables sont alors comprises entre 0,41 et 0,60 m/s.

3.2.- Valeurs approchées des intensités moyennes mensuelles des courants résiduels d'étale de jusant près de la Bouche du Roi, avant et après la mise en eau du barrage de Nangbéto

Il ne nous a pas été possible d'organiser mensuellement des campagnes de mesure de courants à la *Bouche du Roi*. Nous avons donc choisi de travailler avec des valeurs approchées. Pour disposer de ces valeurs, nous avons postulé que les courants résiduels d'étale de jusant à

l'amont du point nodal sont proportionnels aux débits fluviaux, comme nous avons pu le remarquer au niveau des enregistrements de la figure 74 (voir Fig. 75, phase 4).

Nous disposons des vitesses de courants résiduels mesurés près de la *Bouche du Roi* aux étales de jusant, en février et en septembre, pendant que le point nodal était rejeté en mer :

- le 29 février 2008, l'unique débouché du système en mer était l'embouchure de Djondji (BR₂). Un écoulement de 185 m³/s y était mesuré avec un courant résiduel de 0,53 m/s d'intensité. La part du Mono dans les écoulements était de l'ordre de 80 à 90 m³/s (transect CD, Fig. 72b ; Fig. 70C).

- les mesures effectuées en septembre 2009 montrent un écoulement de 429 m³/s à l'embouchure d'Avlo (BR₃) avec un courant moyen de 0,82 m/s puis un écoulement de 147 m³/s à l'embouchure de Djondji (BR₂) avec un courant moyen de 0,43 m/s. Pendant ce temps, la fourniture en eau douce du Mono était évaluée à 429 m³/s (transect KL, Fig. 73a ; Fig. 70B). La contribution du Mono pourrait être aussi de l'ordre de 380 m³/s si le barrage jouait encore son rôle d'écrêteur de crue (Fig. 70C). En supposant qu'au moment de cette mesure de septembre, l'ensemble des eaux du système s'écoulait vers la mer par une seule embouchure (comme c'était le cas pour la campagne du 29 février 2008), les courants moyens mesurés devraient être au moins de l'ordre de 1 m/s.

De tout ce qui précède, dans le contexte d'une embouchure unique pour le système estuarien en étude, nous pouvons, dans une première approximation, considérer qu'aux étales de basse mer et lorsque le point nodal est hors de l'estuaire, les variations d'intensité des courants résiduels à l'embouchure sont proportionnels à celles des débits fluviaux du Mono aussi bien avant qu'après le barrage de Nangbéto (Fig. 79).

Ces valeurs approchées, quoique moins précises, représentent des ordres de grandeurs d'intensités moyennes que peuvent avoir les courants résiduels d'étales de basse mer, lorsque le point nodal est rejeté hors de l'estuaire.

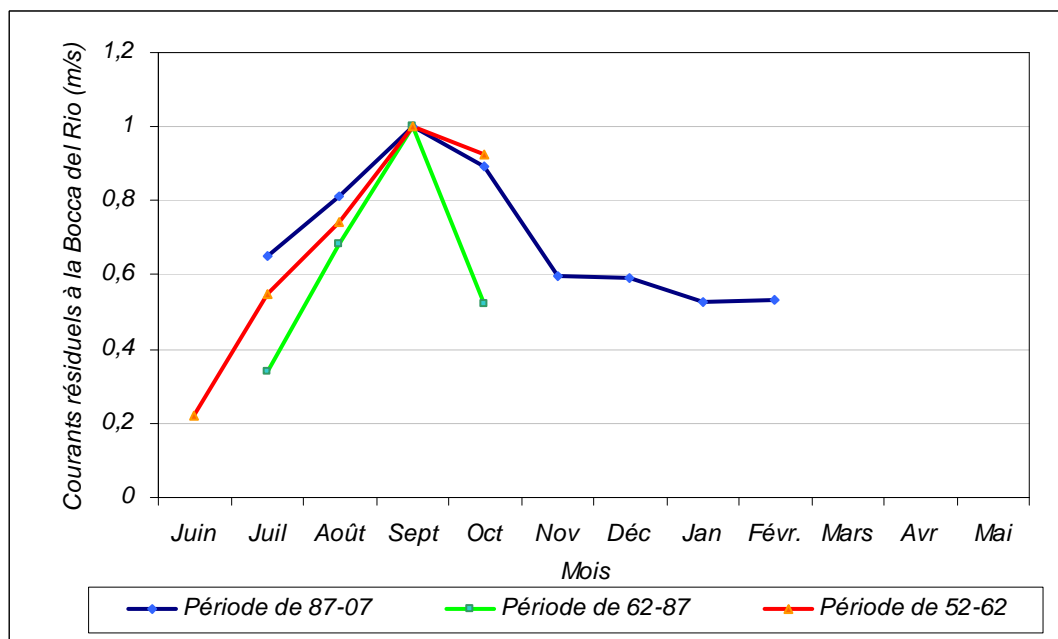


Fig. 79.- Estimation des intensités de courants résiduels d'étales de jusant à la Bouche du Roi, durant les périodes très venteuse, venteuse et moins venteuse, lorsque le point nodal est rejeté hors de l'estuaire

4.- Application au fonctionnement de la Bouche du Roi avant et après le barrage de Nangbéto

4.1.- Fonctionnement de l'embouchure après la mise en service du barrage

4.1.1.- Analyse de l'évolution des débits fluviaux et des courants différentiels

La période de 1987 à nos jours correspond à celle du fonctionnement du barrage de Nangbéto : c'est la période moins venteuse (période III) au cours de laquelle quatre stades peuvent être distingués dans le fonctionnement de l'estuaire (tableau 14) :

- les deux premiers stades (de mars à juin) au cours desquels les débits d'eau douce sont incapables ou à peine capables de repousser le point nodal hors de l'estuaire, à basse marée : ce sont les *stades intermédiaire* et *marin*. Les courants différentiels sont considérés comme inexistantes sur la côte ;
- le troisième stade (de novembre à février, puis en juillet) pendant lequel les débits d'eau douce sont supérieurs à 80 m³/s, mais inférieurs à 200 m³/s : c'est le stade *fluvio-marin*. Durant ces mois, les courants différentiels sont positifs ou négatifs avec des vitesses inférieures à celle du début d'entraînement des sables moyens ;

- le quatrième stade (d'août à octobre) durant lequel les débits du Mono atteignent leur paroxysme bloquant ainsi le point nodal en mer, de façon permanente : c'est le *stade fluvial* avec des courants différentiels négatifs. A partir de septembre, les intensités de ces courants deviennent suffisantes pour remobiliser les sables moyens ;

Tableau 14.- Valeurs moyennes mensuelles des débits du Mono et celles des différents courants près de la Bouche du Roi lorsque le point nodal est situé hors de l'estuaire (période d'après la mise en service du barrage de Nangbéto)

Mois	V_m (m/s)	V_f (m/s)	V_{dif} ($V_m - V_f$)	Débits du Mono (m ³ /s)	Stades de fonctionnement de l'estuaire
M	0,60	Pas ou très peu d'interactions entre courant résiduel dérive littoral ; le point nodal étant quasiment situé dans l'estuaire		68,18	<u>Stades intermédiaire et marin</u>
A	0,55			60,98	
M	0,48			55,39	
J	0,51			67,24	
Jl	0,63	0,65	-0,02	157,90	<u>Stade fluvio-marin</u>
A	0,65	0,81	-0,16	261,35	<u>Stade fluvial</u>
S	0,59	1,00	-0,41	380,99	
O	0,47	0,89	-0,42	313,87	
N	0,44	0,60	-0,16	124,11	<u>Stade fluvio-marin</u>
D	0,40	0,59	-0,19	119,84	
J	0,44	0,53	-0,09	81,34	
F	0,54	0,53	+0,00	82,71	

Légende : Courant de dérive (V_m) ; Courant résiduel (V_f) ; Courant différentiel (V_{dif})

4.1.2.-Commentaire

Mars à juin

Les débits fluviaux baissent d'intensité. A basse marée, le point nodal s'installe carrément dans l'estuaire ou bien il est à peine repoussé à l'entrée de l'embouchure. En conséquence, les interactions entre courants résiduels et de dérive sont à peine naissantes (en mars et juin) ou carrément inexistantes (mai). En mars et juin, le by-passing des sédiments s'effectue avec une plus ou moins bonne fluidité et les phénomènes d'édification de flèche sableuse sont fortement atténués à l'extrémité amont de l'embouchure. L'extrémité de la plage aval évolue dans un contexte d'érosion beaucoup moins alarmant. En mai, les débits du Mono atteignent leurs minima et l'hydrodynamique du bas estuaire est pleinement contrôlée par les courants de houle et de marée. Tout en assurant la dérive littorale avec une plus grande efficacité, les courants de houle provoquent l'accumulation de sédiments à l'entrée de la *Bouche du Roi*, engendrant ainsi son isolement par recourbement de l'extrémité de la plage amont. La côte aval évolue ainsi dans un contexte d'équilibre dynamique.

Juin à juillet

Durant cette période, les débits fluviaux s'améliorent nettement dans l'estuaire. Ils sont désormais capables d'expulser le coin salé hors de l'estuaire, au moins à basse marée. En conséquence :

- au niveau de l'extrémité amont de la *Bouche du Roi*, la dérive littorale et les courants résiduels s'affrontent et les courants différentiels résultants apparaissent insuffisants pour assurer la remise en mouvement des sédiments. Les apports solides du Mono et surtout ceux en transit vers l'Est (drainés par la dérive littorale) sont alors déposés. Ils forment une accumulation de sédiments qui s'exhausse progressivement et finit par émerger au-dessus de l'eau sous forme d'une langue sableuse (flèche) qui prolonge l'extrémité de la côte amont vers l'Est ;
- à l'extrémité aval de l'embouchure, la dérive littorale est renforcée par les courants résiduels dépourvus d'apports sédimentaires substantiels (l'essentiel étant bloqué à l'extrémité amont). En conséquence, celle-ci devient plus violente et déclenche d'intenses phénomènes d'érosion au sein de la plage aval transformée de ce fait, en une zone source de sédiments.

Le résultat de cette dynamique hydrosédimentaire est l'élongation de la côte amont et l'érosion de la côte aval.

Août

En août, sous l'influence des précipitations de la grande saison des pluies de l'hinterland, les débits d'eau douce et les courants résiduels de surface se renforcent dans l'estuaire et sont désormais capables de chasser le point nodal en mer, de façon permanente. Le niveau des eaux monte dans l'estuaire et la section du chenal principal s'élargit. Parallèlement, les vagues acquièrent leur puissance maximale, sous l'effet des phénomènes d'upwelling. A l'extrémité amont de la *Bouche du Roi*, les interactions entre courants résiduel et de dérive entraînent le dépôt des sédiments, car le courant différentiel (négatif) est encore insuffisant pour assurer la remise en mouvement des sédiments et leur expulsion vers le large. En conséquence, durant le mois d'août, on assiste à l'élongation de la flèche sableuse à l'extrémité de la plage amont pendant que la côte aval évolue dans un contexte d'érosion ou d'équilibre dynamique suivant l'orientation de l'axe de l'embouchure : avec une embouchure tangente au rivage, les profils de plages sont adoucis à l'extrémité de la plage aval, en raison de l'importance de la charge

sédimentaire fluviale qui est directement fournie à cette plage ; en contexte d'embouchure sub-orthogonale au trait de côte, l'érosion est plus sévère au niveau de la plage aval.

Septembre à octobre

Durant les mois de septembre et octobre, à la faveur de la crue du fleuve Mono, les débits fluviaux atteignent leur paroxysme. Sur la côte, durant cette période, les courants de dérive diminuent d'intensité alors que les courants résiduels entretenus par les débits fluviaux se raffermissent. En conséquence, à l'extrémité amont de l'embouchure, les courants différentiels négatifs repoussent les sédiments loin dans les eaux marines côtières et le panache de turbidité y est très développé (Photos 20, 22 et 23). Lorsque la *Bouche du Roi* est tangente au rivage, ces sédiments regagnent assez rapidement la côte aval pour y atténuer les phénomènes d'érosion (Photo 22). Par contre, lorsque l'embouchure est orthogonale au trait de côte, les sédiments expulsés en mer regagnent plus lentement la côte à l'aval de l'embouchure. Dans ce cas, les dégâts (rupture de bancs de plage et création d'embouchures circonstancielles) sur la plage aval sont importants, du fait des érosions renforcées par les phénomènes de *spillover* (Fig. 54, stade III ; Fig. 60, stage X).

A l'amont-dérive de l'embouchure, on assiste à l'arrêt de l'élongation de la flèche sableuse qui subit une digestion partielle de son extrémité, par suite de la montée du niveau des eaux (Fig. 60, stades II et III).

novembre à décembre

D'octobre à novembre, la vigueur des débits fluviaux est atténuée dans l'estuaire. La dynamique sédimentaire à la *Bouche du Roi* devient alors comparable à celle de la période d'août avec reprise d'élongation de la côte amont et d'érosion de la côte aval. Le bilan des forces hydrauliques restent franchement à la faveur des courants résiduels (courants différentiels négatifs) et les eaux douces fluviales, par leur turbidité, demeurent encore remarquables dans les eaux marines côtières. Durant ces deux mois, comme d'ailleurs au cours du mois d'août aussi, la vitesse d'élongation de la flèche sableuse devrait être moins rapide que celle des mois de juillet et de janvier à février.

janvier à février

Durant cette période, même si les débits fluviaux baissent notablement dans l'estuaire, leur énergie est encore bien suffisante pour expulser le coin salé hors de l'estuaire, à basse marée.

Le modèle montre que la dynamique hydrosédimentaire à la *Bouche du Roi* est comparable à celle du mois de juillet, avec une forte accélération du rythme de migration de l'embouchure.

4.1.3.- Conclusion

Depuis la mise en service du barrage de Nangbéto, la dynamique hydrosédimentaire au niveau de la *Bouche du Roi* se traduit par des phénomènes d'édification de flèche sableuse, à des vitesses très rapides, durant une période de 6 mois. Au cours de cette période, la *Bouche du Roi* est assujettie à une migration et la côte aval soumise à une érosion de proche en proche (Fig. 80). Cette phase d'édification de flèche est ralentie durant 6 autres mois, de mars à juin et de septembre à octobre (Fig. 80).

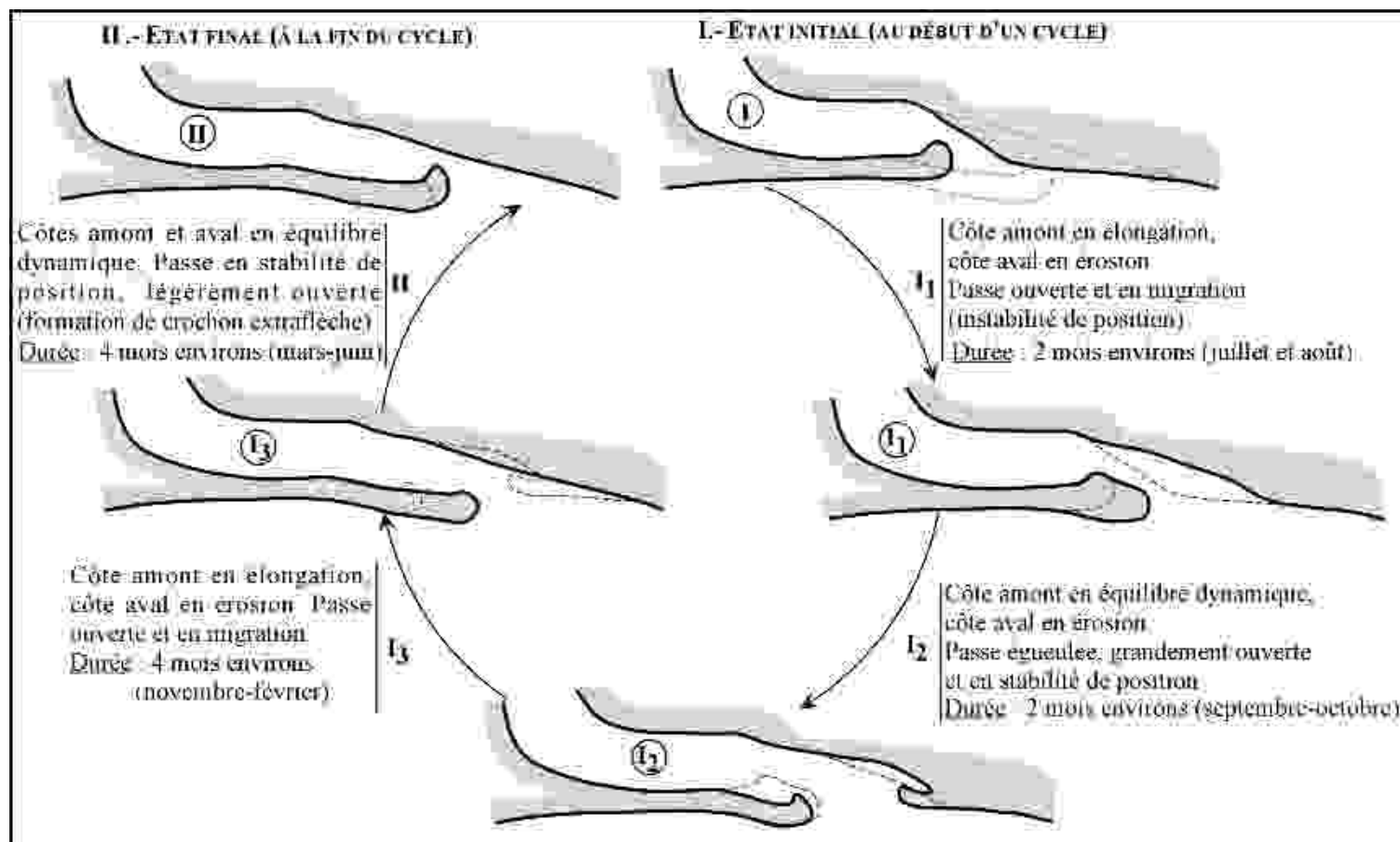


Fig. 80.- Phases d'évolution de la Bocca del Rio au cours d'un cycle annuel, après la mise en eau du barrage de Nangbéto

Les tiretets en noir matérialisent le rivage à l'état précédent. A partir d'un état initial **I**, l'embouchure est conduite progressivement vers les états **I₁**, **I₂** et **I₃** grâce aux stades fluvio-marin et fluvial puis vers l'état final **II** grâce aux stades intermédiaire et marin. L'état de début d'un cycle (**I**) est différent de l'état de fin de cycle (**II**) qui est caractérisé par une côte amont plus allongée (flèche) et une côte aval érodée. C'est ce que traduit les tiretets rouges qui montrent la configuration de l'état final (**II**) par rapport à l'état initial (**I**).

Par ailleurs, le chenal lagunaire de l'estuaire s'allonge dans le sens de la dérive littorale en s'élargissant sous l'effet de l'érosion de la plage aval. Le système s'engage dans un cycle suivant avec ce nouvel état initial **II**. Au bout de plusieurs cycles, la plage est littéralement érodée sous l'action conjuguée de la houle et des courants résiduels.

4.2.- Fonctionnement de l'embouchure avant la mise en service du barrage (1952 à 1987)

4.2.1.- Analyse de l'évolution des débits fluviaux et des courants différentiels

Les débits du Mono et les courants différentiels aux extrémités amont-dérive de la *Bouche du Roi* ont été présentés dans les tableaux ci-dessous, pour les deux périodes d'agitation (1952-1962 ; 1962-1987) qui correspondent à l'époque d'avant la mise en eau du barrage de Nangbéto.

L'évolution des débits mensuels du Mono permet de distinguer, pour chacune des périodes d'agitations I et II, quatre stades de fonctionnement de l'estuaire (tableaux 15 et 16) :

- les deux premiers stades (de novembre à mai/juin) au cours desquels le point nodal est quasiment en permanence à l'intérieur de l'estuaire : ce sont les *stades intermédiaire et marin* ;
- le troisième stade (en juin ou juillet) durant lequel le point nodal est repoussé en mer, au moins à basse marée : c'est *le stade fluvio-marin*. Les courants différentiels sont positifs et leurs vitesses correspondent à la vitesse de début d'entraînement des sables moyens à fins ;
- le quatrième stade (d'août à octobre) pendant lequel le point nodal est maintenu en mer, de façon permanente : c'est *le stade fluvial*. Les courants différentiels sont marins ou fluviaux, mais leurs vitesses sont globalement inférieures à la vitesse de début d'entraînement des sédiments.

Tableau 15.- Valeurs moyennes mensuelles des débits du Mono et celles des différents courants près de la Bouche du Roi lorsque le point nodal est situé hors de l'estuaire (période I d'avant la mise en service du barrage de Nangbéto)

Mois	V_m (m/s)	V_f (m/s)	V_{dif} ($V_m - V_f$)	Débits du Mono (m ³ /s)	Stades de fonctionnement de l'estuaire
N	0,57	Pas ou très peu d'interactions entre courant résiduel dérive littoral ; le point nodal étant quasiment situé dans l'estuaire		75,18	<u>Stade intermédiaire</u>
D	0,52			17,92	
J	0,58			3,02	
F	0,69			1,98	
M	0,69			3,88	
A	0,63			3,89	
M	0,58			11,28	
J	0,65	0,22	+0,43	88,13	<u>Stade fluvio-marin</u>
Jl	0,88	0,55	+0,33	203,69	<u>Stade fluvial</u>
A	0,88	0,74	+0,14	270,24	
S	0,89	1,00	-0,11	360,37	
O	0,64	0,92	-0,29	334,02	

Légende : Courant de dérive (V_m) ; Courant résiduel (V_f) ; Courant différentiel (V_{dif})

Tableau 16.- Valeurs moyennes mensuelles des débits du Mono et celles des différents courants près de la Bouche du Roi lorsque le point nodal est situé hors de l'estuaire (période II d'avant la mise en service du barrage de Nangbéto)

Mois	V_m (m/s)	V_f (m/s)	V_{dif} ($V_m - V_f$)	Débits du Mono (m ³ /s)	Stades de fonctionnement de l'estuaire
N	0,48	Pas ou très peu d'interactions entre courant résiduel dérive littoral ; le point nodal étant quasiment situé dans l'estuaire		54,36	<u>Stade marin</u>
D	0,44			10,69	
J	0,45			2,78	
F	0,60			1,54	
M	0,63			1,41	
A	0,60			4,32	
M	0,50			7,02	
J	0,54			35,80	
Jl	0,73	0,34	+0,39	149,02	<u>Stade fluvio-marin</u>
A	0,73	0,68	+0,05	301,50	<u>Stade fluvial</u>
S	0,70	1,00	-0,30	427,89	
O	0,55	0,52	-0,03	227,78	

Légende : Courant de dérive (V_m) ; Courant résiduel (V_f) ; Courant différentiel (V_{dif})

4.2.2.- Commentaire

décembre à mai

Avec l'installation de la grande saison sèche, les courants du Mono diminuent de façon drastique dans l'estuaire puis finissent par y devenir insensibles (Tableaux 15 et 16). Le point nodal s'installe constamment dans l'estuaire (en novembre) et les eaux de l'estuaire pourraient même être du type « bien mélangées » (entre décembre et mai). La dynamique sédimentaire à la *Bouche du Roi* est donc quasiment contrôlée par les courants de marée et de houle qui y pénètrent profondément et provoquent l'accumulation des sables. La section de la *Bouche du Roi* diminue considérablement. Parfois l'embouchure peut même être entièrement bouchée (souvent, entre février et mars), sous l'effet de l'intensification de l'ensablement d'embouchure par la dérive littorale.

juin-juillet

Au mois de juin, les débits fluviaux deviennent sensibles à l'embouchure, sous l'effet des précipitations de la grande saison des pluies. Ils y prennent progressivement de l'ampleur puis deviennent suffisants (surtout en juillet) pour expulser le point nodal hors de l'estuaire, au moins à basse marée. Les accumulations de sédiments qui obstruaient l'embouchure sont alors dégagées et la *Bouche du Roi*, désormais plus ouverte sur la mer, favorise l'interaction entre les courants résiduels et de dérive littorale. A l'extrémité amont de l'embouchure, les courants différentiels positifs résultants de cette interaction peuvent être considérés comme

encore suffisants pour remobiliser le stock sédimentaire fluvial qu'ils ajoutent au budget sédimentaire de la dérive littorale pour alimenter la côte aval (processus de by-pass sédimentaire). La *Bouche du Roi* adopte donc une relative stabilité de position et les plages adjacentes seront en équilibre dynamique, la dérive littorale n'étant pas notablement perturbée : c'est la phase d'*élargissement de section d'embouchure*.

Août à octobre

A partir du mois d'août, les courants du Mono deviennent violents dans le chenal lagunaire. Ils atteignent leur paroxysme en septembre (pour la période de 1962-1987) ou en octobre (pour la période de 1952-1962). Le coin salé et le point nodal sont alors en permanence maintenus hors de l'estuaire. Les plages aux extrémités amont et aval de l'embouchure sont submergées et la section de la *Bouche du Roi* s'élargit davantage. Parallèlement, les vagues acquièrent leur puissance maximale, sous l'effet du phénomène d'upwelling.

En débouchant en mer, les courants résiduels sont contrés à l'extrémité amont de la *Bouche du Roi*. Les courants différentiels qui en résultent sont très faibles pour assurer l'entraînement de la charge sédimentaire notamment en août et septembre (pour la période I) et durant août et octobre (pour la période II). Cette charge se dépose alors et forme une accumulation sableuse exposée au vannage sous l'effet des turbulences. Durant les mois d'octobre (pour la période I) et de septembre (pour la période II), l'intensité de ces courants différentiels laisse penser à un vannage plus intense avec d'importants panaches de turbidité en mer.

Si l'axe de la *Bouche du Roi* est tangent au rivage, les phénomènes d'érosion de plage aval seront moins alarmants, du fait de l'importance de la charge sédimentaire fluviale apportée par les courants résiduels. En contexte d'embouchure sub-orthogonale au trait de côte, l'érosion sera plus sévère au niveau de la plage aval.

En somme, entre août et octobre, la dynamique sédimentaire au niveau de la *Bouche du Roi* et des plages adjacentes est comparable à celle des mois de juillet-août et de novembre-décembre de la période après la mise en service du barrage. Il en résulte donc une migration de l'embouchure vers l'Est sur une distance qui peut être estimée à environs 150 m.

Malgré le fait que le coin salé soit maintenu en permanence hors de l'estuaire, grâce aux débits du Mono, le modèle montre que les phénomènes d'édification de flèche sableuse ont été possibles à l'extrémité amont de la *Bouche du Roi*, du fait de la faiblesse des courants différentiels. En raison du niveau élevé des eaux (crue du fleuve Mono) en cette période, la flèche édifiée restera submergée. Avec la baisse du niveau des eaux fluviales dès octobre,

celle-ci s'exhaussera et formera une accumulation sableuse à topographie plus basse facilement destructible lors des périodes de crue suivantes.

Octobre à novembre

D'octobre à novembre, les courants du Mono baissent de façon drastique à l'embouchure, de même que les débits solides fluviaux. Les courants de dérive reprennent le contrôle de la dynamique sédimentaire et déclenche le rétrécissement de la section de l'embouchure : c'est la phase de *régularisation du rivage*.

4.2.3.- Conclusion

En somme, avant la mise en service du barrage de Nangbéto, la *Bouche du Roi* est tenue sous l'autorité de la mer durant au moins six mois (décembre à mai) dans l'année. La dynamique hydro-sédimentaire est alors presque exclusivement sous le contrôle des courants marins côtiers (houle et marée) qui pénètrent profondément dans l'estuaire, provoquant l'obturation de l'embouchure. Les côtes amont et aval de l'embouchure sont en équilibre et l'embouchure est faiblement ouverte ou parfois fermée (Fig. 81). Entre juin et juillet, avec l'augmentation des débits fluviaux, la *Bouche du Roi* s'élargit et sa dynamique passe sous le contrôle des courants résiduels et de dérive qui assurent le by-passing des sédiments et l'équilibre dynamique des côtes adjacentes (Fig. 81). Entre août et octobre, avec la crue du Mono, la dérive des sédiments est perturbée et la *Bouche du Roi* devient instable aussi bien du point de vue de sa géométrie que de celui de sa position : la côte amont s'allonge en une flèche sableuse et la côte aval s'érode (Fig. 81). A partir de novembre, avec la diminution drastique des débits du fleuve Mono, les courants de dérive rétablissent le transport sédimentaire littoral et régularisent les côtes amont et aval, rétrécissant ainsi la section de l'embouchure (Fig. 81).

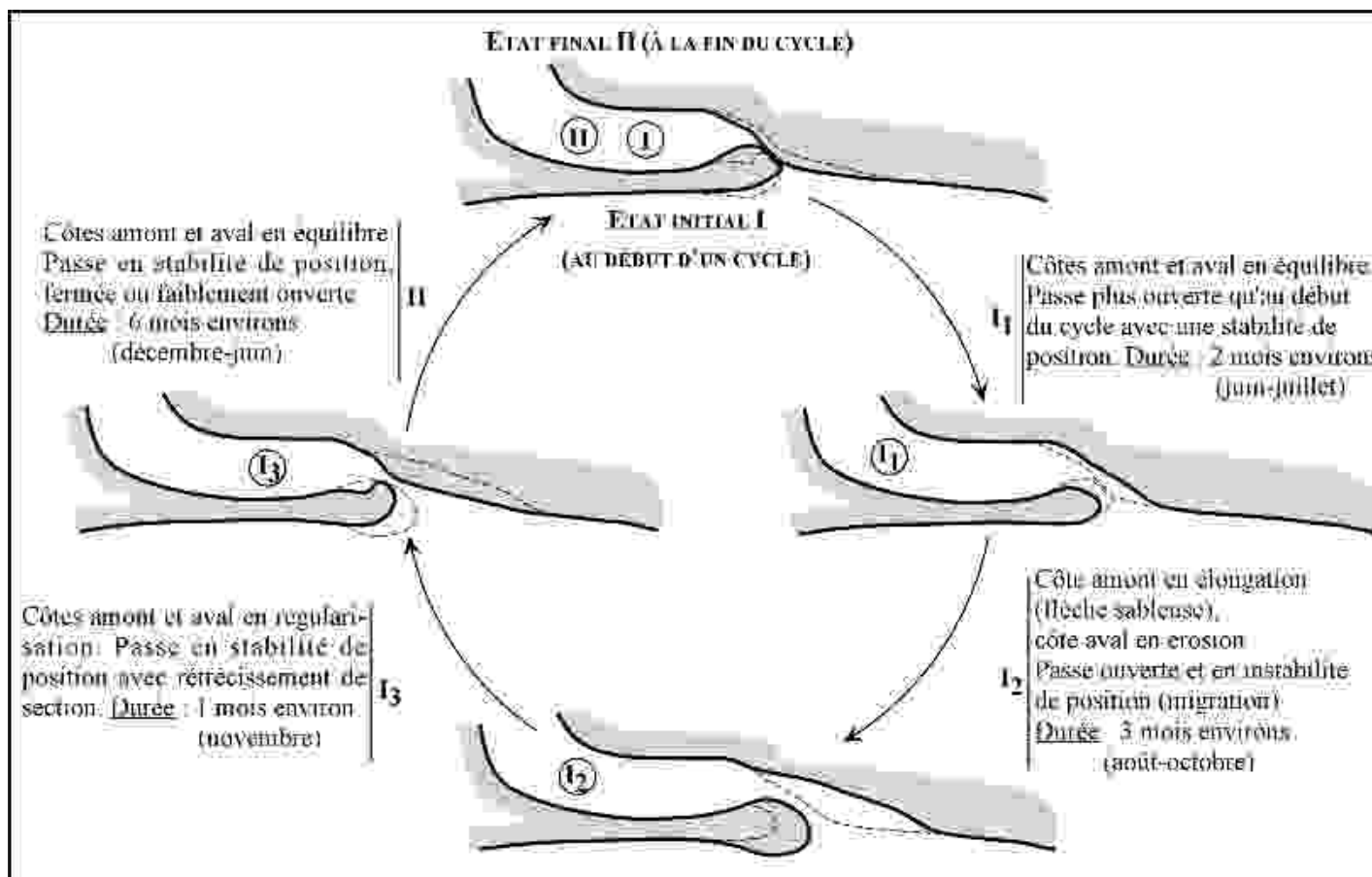


Fig. 81.- Phases d'évolution de la Bocca del Rio au cours d'un cycle annuel, avant la mise en eau du barrage de Nangbéto. Au niveau de chaque état du système, les lignes en tiretets matérialisent le rivage à l'état précédent. A partir d'un état initial I, l'embouchure est conduite progressivement vers les états I₁, I₂, grâce aux stades fluvio-marin et fluvial puis aux états I₃ et II grâce aux stades intermédiaire et marin. Ici, l'état initial I (de début d'un cycle) est globalement retrouvé à la fin du cycle (état I = état II). Après plusieurs cycles, malgré les modifications permanentes de sa géométrie, l'embouchure adopte globalement une stabilité de position.

5.- Conclusion sur la dynamique hydrosédimentaire au voisinage de la *Bouche du Roi* avant et après la mise en service du barrage de Nangbéto

Au terme de cette modélisation conceptuelle, on comprend aisément qu'avant la mise en service du barrage de Nangbéto, la mobilité de la *Bouche du Roi* est associée à des phénomènes d'édification de flèche et d'érosion de plage aval qui se produisent uniquement lors des périodes de crue du Mono. Ces phénomènes ne durent donc que deux à trois mois dans l'année ; au-delà, l'équilibre des côtes adjacentes est rétabli et la section de l'embouchure se rétrécit (Fig. 81). C'est sans doute ce qui justifie la quasi-stabilité de position de la *Bouche du Roi* avant la construction du barrage de Nangbéto, celle-ci étant toujours située en face de l'île de Kouéta.

Depuis la mise en service du barrage, la *Bouche du Roi* connaît une migration permanente sur plus de la moitié de l'année, sous l'effet du nouveau régime hydrologique du fleuve Mono à l'aval de Nangbéto (Fig. 80).

La modification de l'hydrodynamisme du fleuve Mono est donc clairement accusée, la charge sédimentaire bloquée par le barrage ayant très peu de conséquence sur la stabilité des plages. Face à cette instabilité permanente et surtout devant l'ampleur des dégâts occasionnés, il y a lieu de s'interroger sur la forme d'aménagement qui pourrait servir de solution de mitigation.

6.- Proposition de solution de mitigation

Certes, le barrage de Nangbéto produit, depuis 1987, de l'énergie électrique indispensable au développement économique des populations béninoises, mais il s'avère obligatoire d'en payer un prix à la nature, afin de sauvegarder l'ensemble de la côte béninoise.

Devra-t-on avoir recours aux solutions d'ingénierie côtière pour une certaine stabilisation de cette embouchure ? Les solutions dures d'ingénierie côtières ne sont pas toujours sans conséquences néfastes. D'ailleurs, au niveau de l'ensemble des côtes du golfe de Guinée, l'aval-dérive des ouvrages de défenses est souvent caractérisé par des dégâts parfois plus catastrophiques.

Puisqu'il est impossible de revenir aux conditions naturelles de l'estuaire sans arrêter le fonctionnement du barrage, nous estimons qu'il faut se contenter de la solution la plus souple qui est celle des pratiques d'ouvertures artificielles à l'amont, à chaque fois que la migration de l'embouchure devient menaçante pour les installations socio-économiques. Nous pensons donc qu'il est obligatoire de déplacer les populations de Hokouè et de Docloboé et de pratiquer des ouvertures mécaniques périodiques tous les 7 ans.

IV.- GENERALISATION DU MODELE DE DYNAMIQUE DES PLAGES ADJACENTES A LA BOUCHE DU ROI

Les climats tropicaux humides sont caractérisés par de fortes précipitations (rarement inférieures à 1000 mm et pouvant atteindre 4000 m) très concentrées autour d'un seul pic pluviométrique. Les fleuves soumis à ce régime climatique connaissent de très fortes amplitudes de variation de débit : étiage quasi-nul, crue catastrophique.

Lorsque les estuaires de tels fleuves sont inféodés aux littoraux microtidaux à dominance de houle, leurs embouchures subissent la sévérité des courants de dérive littorale. La dynamique hydro-sédimentaire des plages au voisinage de telles embouchures dépend de la position du point nodal de densité. En se basant d'une part sur l'importance des débits fluviaux et d'autre part sur l'existence ou non de courants différentiels côtiers, on peut définir deux phases par lesquels ces estuaires sont susceptibles de passer au cours de leur cycle annuel : la phase de stabilité de position et celle de l'instabilité de position (Fig. 82).

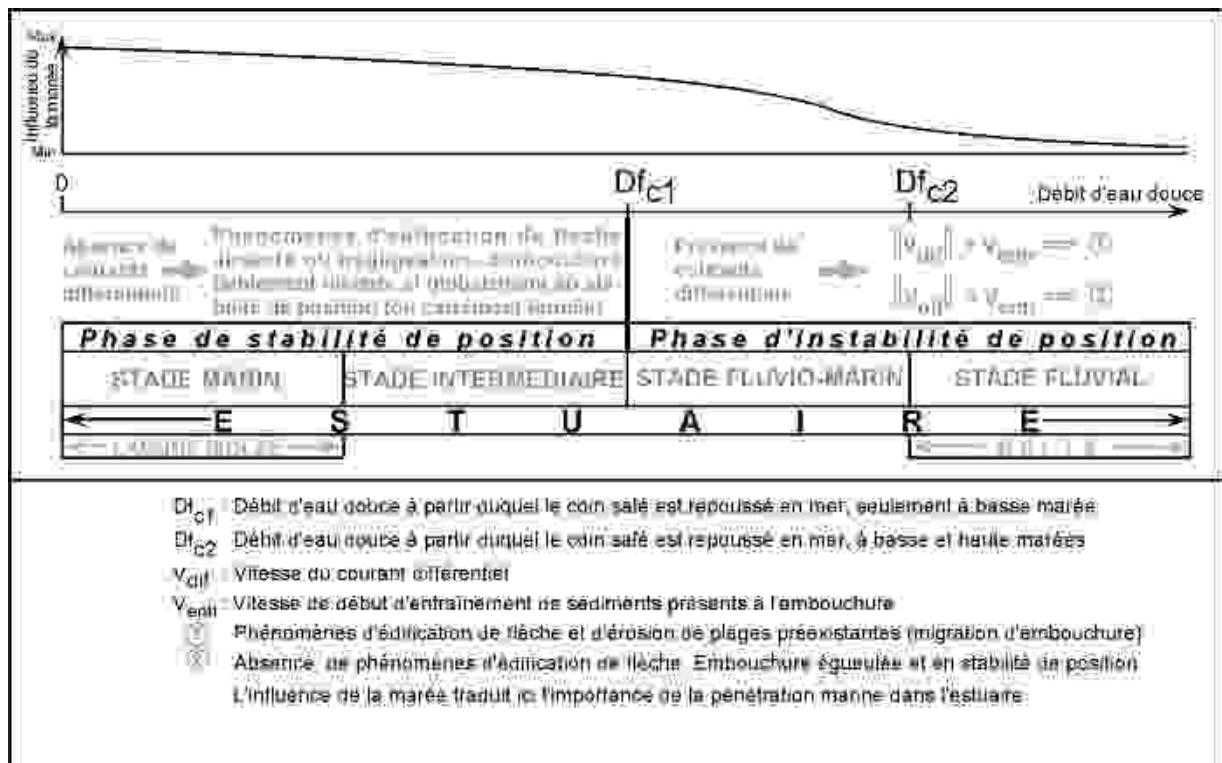


Fig. 82.- Graphique traduisant la dynamique hydrosédimentaire au voisinage de l'embouchure d'un estuaire microtidal à dominance de houle

Les courants différentiels résultent des interactions entre courants résiduels de surface (courants estuariens) et ceux de dérive littorale. Ils sont présents sur la côte lorsque les débits fluviaux sont suffisants pour repousser le point nodal en mer, au moins à basse marée. L'importance de ces courants est donc déterminée par les forçages climatiques, météo-

marines et anthropiques : les conditions météo-marines déterminent la rigueur des courants de dérive tandis que la variabilité et l'importance des débits du cours d'eau tributaire sont définies par la pluviométrie et/ou les activités anthropiques (réalisation de barrages, dragage ou autres aménagements sur le cours d'eau).

1.- La phase de stabilité de position

L'estuaire se trouve dans la phase de stabilité de position lorsque son fonctionnement hydrodynamique correspond aux régimes marin ou intermédiaire.

1.1.- Le régime marin

Le courant différentiel n'existe pas sur la côte, le coin salé étant installé en permanence à l'intérieur de l'estuaire. Ce stade est sous la commande des courants marins côtiers (courants de marée et la dérive littorale) qui demeurent prédominants dans la section de l'embouchure. Grâce aux sédiments qu'ils mobilisent, ces courants provoquent le rétrécissement de la gorge de l'embouchure et peuvent même conduire à sa fermeture ; ce qui peut ainsi entraîner la formation de lagune isolée de l'agitation de vagues. Les côtes amont et aval ne souffrent pas de perturbations érosives notables.

1.2.- Le stade intermédiaire

A ce stade, les débits d'eau douce fluviale atteignent un minimum susceptible de repousser le point nodal très près de l'embouchure, à basse marée. Ils favorisent ainsi la naissance de timides interactions entre courants de dérive et courants estuariens. Toutefois, à l'extrémité amont-dérive de l'embouchure, les courants de dérive restent encore capables d'assurer les processus de by-pass des sédiments vers la côte aval. Les phénomènes d'édification de flèche sont donc négligeables et l'estuaire adopte donc une relative stabilité de position.

2.- La phase d'instabilité de position

Au cours de cette phase, l'estuaire fonctionne au stade fluvio-marin ou au stade fluvial. Le point nodal est donc très présent en mer et la vitesse des courants différentiels engendrés à l'extrémité amont-dérive de l'embouchure peut être inférieure ou supérieure à la vitesse de début d'entraînement des sédiments.

- Si la vitesse du courant différentiel est suffisamment faible pour assurer la remobilisation des sédiments en transit, ces derniers se déposent et forment une langue sableuse qui s'éloigne dans le sens de la dérive littorale (développement de flèche), engageant ainsi l'embouchure dans une migration. Il en résulte alors une érosion catastrophique à l'aval par suite de la sous

saturation de la dérive littorale en sédiments. Cette érosion se propage le long de la côte aval, engloutissant de proche en proche, les plages préexistantes, au rythme de la migration de l'embouchure.

- Si l'intensité des courants résiduels est largement supérieure à la vitesse de début d'entraînement des sédiments, ces derniers sont expulsés au large pour y former un delta, dégageant ainsi l'embouchure et empêchant des phénomènes d'édification de flèche. L'embouchure est alors égueulée et adopte une stabilité de position. La côte aval évolue dans un contexte d'érosion dont la violence dépend de l'orientation de l'embouchure par rapport au rivage : si l'axe de l'embouchure est tangent au rivage, les phénomènes d'érosion de plage aval sont moins alarmants, du fait de l'importance de la charge sédimentaire fluviale fournie à la côte aval ; en contexte d'embouchure sub-orthogonale au trait de côte, l'érosion la plage aval est plus sévère.

3.- Remarque

Pour un estuaire à dominance de houle, le régime fluvial avec expulsion de sédiments au large est nécessairement temporaire. Si ce régime devient permanent, l'estuaire se transforme en un delta. Dans ce cas, des ruptures en des points fragiles peuvent occasionner un écoulement fluvial plus direct en mer.

Par ailleurs, il faut noter que lorsqu'un delta perd sa compétence en domaine littoral à dominance de houle, il deviendra un estuaire à embouchure instable (instabilité de position). En effet, dans un contexte de perte de compétence, les courants fluviaux faiblissent ; les courants différentiels peuvent donc ne plus être capables d'expulser franchement les sédiments au large pour dégager l'embouchure deltaïque. Dans ce cas, une flèche apparaît à l'extrémité amont-dérive de l'embouchure. Celle-ci s'allonge dans le sens de la dérive littorale et plonge l'embouchure dans une migration permanente. C'est sans doute la situation qui a conduit à l'édification de la flèche d'Ada sur la côte amont du delta de la Volta entre 1987 et 1991 (Blivi, 1993). C'est aussi la même situation de perte de compétence qui aurait plongé l'embouchure du fleuve Sénégal dans cette mobilité permanente qu'elle connaît depuis plus de trois siècles avec l'élongation permanente de la langue de Barbarie (Barusseau *et al.*, 1998 ; Diara, 1999).

De tout ce qui précède, nous estimons que la définition des deltas modernes doit se baser sur leur fonctionnement actuel et dépasser les considérations de leurs évolutions holocènes. Si les conditions pluviométriques et météo-marines avaient permis à certains fleuves d'édifier à leur embouchure des deltas en domaine marin côtier, aujourd'hui, elles ne permettent plus

nécessairement une dynamique hydro-sédimentaire identique à celle de l'Holocène. Par ailleurs, les deltas et estuaires modernes sont fortement soumis aux influences anthropiques (construction de barrage, dragage, ...) qui modifient sensiblement leur fonctionnement hydrodynamique : un delta holocène peut donc devenir un estuaire moderne !

V.- CONCLUSION

Au terme de ce chapitre, on note clairement que le régime hydrologique modifié par le barrage de Nangbéto a provoqué de nombreux bouleversements dans l'environnement de l'estuaire du Mono. En effet, aux perturbations d'ordre écologique occasionnées par la dulcification des eaux de l'estuaire (Rossi et Antoine, 1990), il faudra désormais ajouter les dégâts incommensurables dûs aux phénomènes d'édification permanente de flèche sableuse et d'érosion de proche en proche des plages préexistantes.

***SYNTHESE, CONCLUSION GENERALE
ET PERSPECTIVES***

Les principaux résultats obtenus peuvent être présentés suivant les trois objectifs visés au début de ce travail.

✚ L'évolution géologique de l'estuaire : elle a été décrite à partir de l'histoire paléogéographique quaternaire de l'ensemble du milieu littoral béninois. Les analyses permettent d'affirmer que le fleuve Mono existe bien avant la fin du Pléistocène et que la portion de sa vallée, établie aux dépens du domaine des plateaux, s'est régulièrement transformée en ria au cours des deux derniers maxima transgressifs. Autrement dit, l'estuaire du Mono a été ennoyé aussi bien à l'Inchirien qu'à l'Holocène. Les marques géomorphologiques de ces dernières oscillations marines quaternaires se traduisent par trois générations de cordons littoraux qui ont joué ou qui jouent encore le rôle de plage barrière à l'estuaire.

- Les cordons de sables jaunes : ils ont servi de barrière à l'estuaire après la phase d'incursion marine inchirienne. Ils ont été entièrement jaunés au cours de l'importante baisse du niveau marin ogolien et ne subsistent actuellement au sein de l'estuaire que sous forme de buttes reliques au Sud de Comè ;
- Les cordons de sables gris : ils représentent les marques géomorphologiques du maximum transgressif holocène. Ils ont joué le rôle de cordons barrières après la phase de l'ennoyage holocène de l'estuaire et se trouvent aujourd'hui dans un état de remaniement très poussé, sous l'effet des crues saisonnières du Bas-Mono ;
- Les cordons de sables gris-brun ont été mis en place à la faveur des dernières pulsations suivant le maximum transgressif holocène. Ce sont les cordons barrières actuelles qui permettent à l'estuaire d'être abrité des agitations de la houle. Depuis 1987, la dynamique de ces plages est sujette à de profonds bouleversements, sous l'effet de la migration de l'embouchure de l'estuaire (*Bouche du Roi*).

✚ Evolution des conditions de houles : Dans la recherche des causes des perturbations notées depuis 1987 dans la dynamique des cordons barrières de l'estuaire du Mono, nous avons analysé dans un premier temps, à partir des données de vents, l'évolution des conditions de houles qui rythment la dynamique de l'ensemble des plages du littoral béninois. Les analyses ont montré, pour les vitesses moyennes mensuelles de vents, deux paliers de décroissance (ruptures) qui se traduisent par deux phases d'atténuation des amplitudes moyennes mensuelles de houles. Trois périodes d'agitations ont donc été distinguées :

- la période très venteuse, de 1956 à 1962, avec des amplitudes moyennes mensuelles de houles variant entre 0,4 et 2 m ;

- la période venteuse (1962 à 1984) durant laquelle les amplitudes moyennes mensuelles de houles oscillent entre 0,3 et 1,4 m ;
- la période moins venteuse qui court depuis 1984 et caractérisée par des amplitudes moyennes mensuelles de houles variant entre 0,25 et 1,2 m.

✚ Dynamique des cordons barrières de l'estuaire du Mono : elle a été étudiée en nous basant sur l'exploitation des images satellitaires et des données de terrains. Les résultats obtenus peuvent être regroupés autour de trois points :

- Evolution de la *Bouche du Roi* et morphodynamique de ses plages adjacentes, avant et après la mise en service du barrage de Nangbéto : les analyses révèlent que la *Bouche du Roi* a toujours été caractérisée par l'édification de flèche sableuse à l'amont-dérive et la destruction des plages préexistantes à l'aval-dérive, que ce soit avant ou après la construction du barrage. Néanmoins, avant la mise en service du barrage, la *Bouche du Roi* évoluait suivant des phases d'ouverture et de fermeture, sous la double commande de la dérive littorale et de l'hydrodynamisme naturel du Mono. La principale modification introduite par le barrage est donc la persistance de l'ouverture de l'embouchure. Les phénomènes d'édification de flèche à l'amont-dérive puis d'érosion de plage à l'aval-dérive qui caractérisaient la *Bouche du Roi* avant le barrage, sont donc de ce fait devenus permanents. Au sujet de la fourniture de sédiments pour l'accrétion de la flèche sableuse, nous sommes parvenu à la conclusion que celle-ci est essentiellement imputable, non pas à l'apport du fleuve Mono, mais à la charge sédimentaire mobilisée depuis l'Ouest par la dérive littorale.

- Eléments d'analyse de la morphodynamique des plages adjacentes à la *Bouche du Roi* : Il a été montré dans ce travail que la *Bouche du Roi* représente une frontière latérale mobile entre deux cellules sédimentaires et que son fonctionnement définit un système de flèche-crique, un couple d'unités morphodynamiques identifiables aux poulies-musoirs des embouchures d'estuaires à dominance de houle et de marée. Le corps de la flèche qui s'édifie à l'amont-dérive de la *Bouche du Roi* comprend trois parties considérées comme typiques des flèches d'embouchure d'estuaire microtidal à dominance de houle :

- le pédoncule de la flèche : c'est la base de la flèche. Il est plus épais et se forme lorsque l'axe de l'embouchure est encore sub-perpendiculaire au rivage. Il est souvent découpé en crochons intraflèches ou crochons pédonculaires. Les crochons intraflèches sont des unités morphologiques découpées au sein du pédoncule par des forts courants fluviaux, lorsque l'axe de l'embouchure est normal au trait de côte. Les dépressions situées entre ces crochons (dépressions intercrochons) représentent les marques de l'interruption de la croissance du

pédoncule par le courant fluvial. Elles forment des dépressions lagunaires relativement profondes qui se comblent progressivement au fur et à mesure qu'elles sont alimentées en eau et en sédiments. Les crochons intraflèches restent identifiables sur le corps de la flèche tout le temps nécessaire pour le comblement des dépressions intercrochons ;

- le tronc de la flèche : très filiforme, il commence à s'édifier dès que l'axe de l'embouchure devient tangent au trait de côte. Il est parsemé de crochons extraflèches qui sont les témoins de l'accrétion de la flèche et qui marquent surtout les événements successifs d'affaiblissement de courants fluviaux. Les crochons extraflèches sont donc des recourbures du corps de la flèche qui empiètent sur le tracé du chenal lagunaire, et qui se forment lorsque les courants fluviaux y deviennent trop faibles. Ils tendent à obturer l'embouchure. Les dépressions intercrochons sont peu développées ou quasi-inexistantes ;

- l'extrémité de la flèche : c'est la partie terminale du corps de la flèche. En fonction de la force du courant fluvial, l'extrémité de la flèche est droite ou recourbée vers le chenal lagunaire, sous forme de crochet distal. Le crochet distal est soit un crochet intraflèche (si c'est le pédoncule de la flèche qui est en cours d'édification) soit un crochet extraflèche (si c'est le tronc de la flèche qui est en cours d'édification).

Le couple flèche-crique migre le long de la côte, déterminant ainsi le rythme du déplacement de l'embouchure. Sa dynamique est influencée par plusieurs facteurs dont notamment l'angle d'orientation de l'embouchure par rapport au rivage. En conséquence :

- lorsque la *Bouche du Roi* est sub-orthogonale au rivage, la flèche édifée est très large (pédoncule) et sa vitesse d'élongation est ralentie de façon très notable (entre 100 et 200 m/an en moyenne). Sur la plage aval, la crique montre une grande extension et comprend des embouchures circonstanciées, du fait de la perturbation du by-passing des sédiments drainés par la dérive littorale ;

- lorsque la *Bouche du Roi* est tangente au rivage, la flèche édifée est filiforme (tronc de flèche) et sa vitesse d'élongation est très rapide (700 m/an en moyenne). La crique développée sur la plage aval est moins étendue et ne comporte généralement pas d'embouchures circonstanciées.

L'hydrodynamisme et la dynamique hydrosédimentaire des plages au voisinage de la *Bouche du Roi* : Du point de vue hydrodynamique, les campagnes de mesures ont montré l'extrême variabilité des débits d'écoulements et des intensités des courants à la *Bouche du Roi*. Ces variations sont en rapport, d'une part avec les différentes périodes de la marée et d'autre part, avec les saisons hydrologiques du fleuve Mono. Aussi, a-t-il été noté qu'après la mise en

service du barrage de Nangbéto, le fonctionnement hydrodynamique de l'estuaire du Mono montre un point nodal régulièrement repoussé en mer, au moins à basse marée, de juin/juillet à mars. Durant les autres mois de l'année, le point nodal semble s'installer dans l'estuaire aussi bien à haute marée qu'à basse marée. En conséquence, après la mise en service du barrage, l'estuaire du Mono est caractérisé sur près des 5/6 de l'année, par circulation résiduelle générée par une stratification saline du type « coin salé ».

Avant la mise en service du barrage, au vu des variations des débits moyens du fleuve Mono dans l'estuaire, il a été aisé de considérer que l'estuaire fonctionnerait durant six ou sept mois dans l'année (entre novembre et juin), soit dans un état « partiellement mélangé » avec un point nodal constamment à l'intérieur de l'estuaire soit carrément dans un état « bien mélangé ». Durant les autres mois, l'estuaire serait « à coin salé » avec le point nodal en mer, au moins à basse marée.

Au sujet des processus hydrosédimentaires qui favorisent la dynamique des cordons barrières, il a été montré que l'édification de la flèche sableuse se produit lorsque l'estuaire est du type coin salé avec le point nodal repoussé en bordure de la mer, au moins à basse marée. A l'amont-dérive de la *Bouche du Roi*, la genèse de la flèche procède alors par immobilisation du budget sédimentaire mobilisé par la dérive littorale. Le mécanisme hydrodynamique de cette immobilisation est sous la dépendance des interactions qui s'opèrent entre les courants estuariennes et ceux de la dérive littorale.

Avant la mise en service du barrage de Nangbéto, les processus hydrosédimentaires favorables à l'édification de la flèche sableuse se produisent uniquement en période des crues du Mono et ne durent que trois mois (août-octobre). En dehors de cette période, la *Bouche du Roi* est tenue sous l'influence de la mer. Sa section se réduit considérablement (et peut même se fermer) et l'équilibre des côtes est rétabli ; ce qui justifie la quasi-stabilité de position de la *Bouche du Roi* en face de l'île de Kouéta.

Depuis la mise en service du barrage, les processus hydrosédimentaires qui favorisent le développement de la flèche sableuse durent 8 mois au cours desquels la *Bouche du Roi* est assujettie à une mobilité qui contraint la plage préexistante à une érosion de proche en proche. Cette phase persistante d'élongation de flèche et de migration de crique est ponctuée de deux brèves phases (d'une durée totale de 4 mois) au cours desquelles l'édification de la flèche sableuse est entravée.

En somme, cette étude a permis d'analyser l'évolution quaternaire et la dynamique actuelle des cordons barrières de l'estuaire du Mono. L'évolution quaternaire montre des cycles de construction et destruction de cordons barrières, aux rythmes des variations du niveau marin. La dynamique actuelle des cordons barrières se traduit par la morphogenèse d'un système de flèche-crique ; une morphogenèse fortement influencée, non seulement par les caractéristiques de la houle, mais aussi par l'importance des débits fluviaux et l'inclinaison de l'embouchure par rapport au trait de côte. A l'état naturel, en raison du caractère temporaire de l'écoulement du Mono, la morphodynamique du couple flèche-crique était limitée dans l'espace et dans le temps. Mais depuis 1987, cette morphodynamique est devenue persistante, du fait de la permanence des écoulements du Mono sous l'effet du barrage de Nangbéto.

Au terme de ce travail, nous nous sommes aperçu que l'environnement de la *Bouche du Roi* représente un Laboratoire Naturel idéal pour l'étude des cordons barrières d'estuaires microtidaux à dominance de houle et qu'en réalité, rien n'a pu être fait devant l'immensité du chantier à explorer.

D'abord, les connaissances sur le fonctionnement intérieur même de cet estuaire restent encore sommaires ou hypothétiques :

- la dynamique hydrologique intérieure : les états de mélanges des eaux et les types de courants estuariens engendrés méritent d'être mieux appréhendés à partir de campagnes de mesures régulières sur cycle annuel, la portée de la marée dynamique et saline, en fonction des saisons hydrologiques fluviales et des périodes de marée, l'évolution de la qualité physico-chimique des eaux, etc. sont autant de caractéristiques qu'il faudra mieux cerner ;
- la dynamique sédimentaire intérieure (nature et répartition des sédiments) de l'estuaire : elle a été étudiée par Oyédé (1983 et 1991) et mérite d'être réactualisée ;

Ensuite, la dynamique des cordons barrières de l'estuaire (le thème central même du présent travail) est loin d'être complètement fouillée : la maîtrise de cette dynamique reste encore à affiner : des mesures *in situ* sur les caractéristiques saisonnières de la houle, le volume sédimentaire réel mobilisé par la dérive littorale ; la charge sédimentaire annuelle, voire saisonnière apportée par le fleuve Mono, le volume de sédiments immobilisé par la flèche, la quantité de sédiments emportée dans la zone de la crique... autant de données qui pourraient permettre de connaître davantage sur la dynamique des cordons barrières de cet estuaire.

Par ailleurs, en raison de la quasi-persistance des nuages au-dessus de l'estuaire, l'inexistence d'images satellitaires entre avril et septembre de chaque année compromet l'étude détaillée de

la morphodynamique des cordons barrières. Prochainement, nous pensons compléter les images Landsat par des données de suivis bihebdomadaires d'avril à septembre, afin de mieux suivre la dynamique des plages au cours de ce troisième épisode de migration.

Enfin, à l'avenir, nous souhaiterions voir naître des partenariats institutionnels formels entre le Département des Sciences de la Terre, la Direction de l'Hydraulique, le CRHOB (Centre de Recherches Halieutiques et Océanographiques du Bénin) et l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement). Ceci permettra de réunir, au sein d'une équipe plus élargie, du matériel nécessaire à l'amélioration des connaissances sur ce milieu estuarien.

BIBLIOGRAPHIE

- Adjakidjè, V. (1984).- Contribution à l'étude botanique des savanes guinéennes en République Populaire du Bénin. Thèse de 3ème cycle, Université de Bordeaux III, 245p.
- Adjoussi P. (2008).- Analyse de vulnérabilité des paysages de la zone côtière de la Volta au Mono à l'élévation du niveau marin. Thèse de doctorat. Univ. de Lomé. Version provisoire. 386p + annexes.
- Agassounon L. C. (2002).- Evolution pédo-sédimentaire du géosystème margino-littoral de l'Ouémé-Sô au cours de l'Holocène (Bénin- Afrique de l'Ouest). Thèse de Doctorat en Science de la terre et de l'environnement. 425p.
- Agbani K. Marielle A. (2000) Dynamique fluvio-lacustre et impacts environnementaux dans le Sud-Ouest du Bénin (Afrique de l'Ouest). DEA en Gestion de l'Environnement. EDP/UAC (République du Bénin). 61p.
- Ago E. E. (2005).- Analyse des risques d'inondation du barrage hydroélectrique de Nangbéto au Togo et au Bénin. Travail de fin d'étude pour l'obtention du DES-IU, Orientation Climatorisque. Laboratoire de Géographie physique. Univ de Liège - Belgique. 63p.
- Agrawal J.D., Deo M.C. (2002).- On-line wave prediction. *Marine Structures* 15, 57-74.
- AGRHYMET (2008).- Conditions globalement sèches en avril, installation progressive et hétérogène de l'hivernage en mai dans les régions soudaniennes du Sahel. Bulletin mensuel n° M02/08, CR/AGRHYMET. 16p.
- Akoègninou A. (1984).- Contribution à l'étude des îlots de forêts denses humides semi-décidues en République Populaire du Bénin. Thèse de 3ème cycle, Université de Bordeaux III, 250p.
- Akoègninou, A., 2004. Recherches botaniques et écologiques sur les forêts actuelles du Bénin. Thèse d'Etat. UFR, Biosciences, Abidjan, 326p.
- Aldridge J.N. (1997).- Hydrodynamics model predictions of tidal asymetry and observed sediment transport path in Morecambe Bay. *Estuarine and Coastal Shelf Science*, 44, 39-56.
- Aliou Mamadou Dia (2000).- Ecoulements et inondations dans l'estuaire du fleuve Sénégal : le cas de la ville côtière de saint Louis. DEA de Géographie, Chaire UNESCO/UCAD, Université Cheik Anta Diop. 65p.
- Allard J., Bertin X., Chaumillon E., Pouget F. (2008).- Sand spit rhythmic development: a potential record of wave climate variations of Arçay spit, western coast of France. *Marine Geology*, 253, 107-131
- Allard Jonathan (2008).- Enregistrements des changements environnementaux dans les sédiments littoraux : cas des Pertuis Charentais et du Bassin d'Arcachon. Thèse de Doctorat de Géologie marine de l'Université de la Rochelle, France. 279p.
- Allen G. P. et Posamentier H. W. (1993).- Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *J. Sediment. Petrol.*, 63: 378-391.
- Allen G.P. (1972).- Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. Thèse d'état, Université Bordeaux I, 338 p.
- Allen G.P., Salomon J.C., Bassoullet 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.
- Amat Jean-Paul, Dorize Lucien, Le Cœur Charles (2008).- Eléments de Géographie physique. Ed. Bréal, 464p.
- Andreas E. L., Wang S. (2007).- Predicting significant wave height off the northeast coast of the United States. *Ocean Engineering* 34, 1328-1335

- Anthony E. J. (1990).- Environnement, géomorphologie, et dynamique sédimentaire des côtes alluviales de la Sierra Léone, Afrique de l'Ouest. *Revue de géographie du Laboratoire d'Analyse Spatiale, Raoul Blanchard*. n° 27 et 28. UFR Espaces et Cultures. Université de Sophia Antipolis. 189p.
- Anthony E. J., Lang J. and Oyédé L. M. (1996).- sedimentation in tropical, microtidal, wave dominated coastal-plain estuary. *Sedimentology*. 43, 665-675.
- Anthony E.J. and Blivi A.B. (1999).- Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. *Marine Geology*, 158, 161-176
- Anthony E. J., Oyédé L. M., Lang J. (2002).- Sedimentation in a fluvial infilling, barrier-bound estuary on a wave-dominated, microtidal coast : the Ouémé River estuary, Benin, west Africa. *Sedimentology*, n° 49, 1095-1112.
- Anthony Edward J. (2004).- Sediment dynamics and morphological stability of estuarine mangrove swamps in Sherbro Bay, West Africa. *Marine Geology* 208: 207- 224
- Anthony E. J. (2009). Shore Processes and their Paleoenvironmental Applications. Developments in *Marine Geology*, 4, 519p.
- Ashton and Murray (2006).- High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits and capes. *Journal of Geophysical Research*, 111, p.422 (F04, 011)
- Assémien P., Filleron J. C., Martin L., Tastet J.-P. (1970).- Le Quaternaire de la zone littoral de la Côte d'Ivoire. Ass. Sénégal. et Quatern. afr., Bull. Liaison, Sénégal, n° 25, 65-78
- Aubry A. (2010).- Processus hydrodynamiques et bilans morpho-sédimentaires d'un littoral macrotidal en accrétion : étude in situ et par télédétection spatiale. Application aux Hemmes de Marck, Nord-Pas de Calais. Thèse de doctorat de l'Université du Littoral Côte d'Opale, France. 313p + Annexes
- Avoine J. (1981).- L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse 3ème cycle, Caen, 236 p.
- Avoine J., Dubrulle L. et Larssonneur C. (1986).- La dynamique sédimentaire dans les estuaires de la baie de seine – conséquences sur l'environnement. *Colloques sur La Baie de Seine (GRECO-MANCHE) - Université de Caen, 24-26 avril 1985. Actes n° 4: 183-192*
- Baize D., Girard M.-C. (2009).- Référentiel pédologique 2008. Association française pour l'étude du Sol. Ed. Quae, France. 480p.
- Bagnold R. A. (1963).- Mechanisms of marine sedimentation. In M. N. HILL (eds.), *The sea*, vol. 3, Wiley-Interscience, New York, 507-528.
- Bakhtyar R., Ghaheri A., Yeganeh-Bakhtiary A., Baldock T.E. (2009).- Longshore sediment transport estimation using a fuzzy inference system. *Applied Ocean Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.apor.2008.12.001>
- Ballouche A., Akoegninou A. Neumann K., Salzmann U., Sowunmi M. A. (2001).- Le Projet "Dahomey Gap" : une contribution à l'histoire de la végétation au Sud-Bénin et au Sud-Ouest du Nigeria. *Berichte des Sonderforschungsbereichs 268, Band 14, Frankfurt a.M.2000 : 237-251.*
- Balouin Yann (2001).- Les embouchures mésotidales (tidal inlets) et leur relation avec les littoraux adjacents - Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal. Thèse de Doctorat de Geologie Marine-Océanographie de l'Université Bordeaux I. 291p+Annexes
- Barusseau J. Paul, Bâ Mariline, Descamps Cyr, Diop E. Salif, Diouf Bachir, Kane Alioune, Saos Jean Luc, and Soumaré A. (1998).- Morphological and sedimentological

- changes in the Senegal River estuary after the construction of the Diama dam. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 26, n° 2 : 317-326
- BCEOM (1974).- Extension du port de Cotonou. 1^{ère} phase. Etudes préliminaires. Ministère de l'Équipement et des Transports et Direction de l'Hydraulique. Rapport dactylographié, non publié.
- Beaudet O., Michel P., Nahon D., Oliva P., Riser J. & Ruellan A. (1976).- Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes du Sahara occidental. *Rev. Géol. Phys. Géol. Dyn.*(2), vol. XVIII, fasc.2-3, pp. 157-174.
- Benaouda Abdelkader (2008).- Dynamique saisonnière des sédiments en suspension dans l'estuaire de la Gironde : modélisation opérationnelle de la réponse aux forçages hydrodynamiques. Thèse de physique de l'environnement de l'Université Bordeaux 1. 245 p. + annexes.
- Bertin Xavier (2005).- Morphodynamique séculaire, architecture interne et modélisation d'un système baie/embouchure tidale : le pertuis de Maumusson et la baie de Marennes-Oléron. Thèse de géologie, Université de La Rochelle, 197 p.
- Bertin Xavier, Castelle Bruno, Chaumillon Eric, Butel Rémi, Quique Robin (2008).- Longshore transport estimation and inter-annual variability at a high-energy dissipative beach: St. Trojan beach, SW Oléron Island, France. *Continental Shelf Research* 28 : 1316- 1332.
- Bertin Xavier, Chaumillon Éric (2005).- Apports de la modélisation sur bathymétries historiques dans la compréhension des évolutions des bancs de sable estuariens. *Comptes Rendus de Geoscience* 337, 1375-1383.
- Bessoles B., Trompette R. (1982).- Géologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine : "zone mobile d'Afrique centrale et zone mobile soudanaise". Mém. B.R.G.M., n°92, 386p.
- Blivi A. B. (1993).- Géomorphologie et dynamique actuelle du golfe du Bénin. Thèse doct., Univ. Bordeaux 3, 458 p.
- Blivi A.B. & Adjoussi P. (2004).- La cinématique du trait de côte au Togo vue par télédétection. *Geo-Eco-Trop*, 28, 1-2. Résumé.
- Blivi A.B. (2000).- Effet du barrage de Nangbéto sur l'évolution du trait de côte : une analyse prévisionnelle sédimentologique. *J. Rech. Sci.Univ. Bénin - Togo*, 4(1). p. 29-41.
- Blivi A.B. (2001).- Vulnérabilité de la Côte Togolaise à l'élévation du niveau marin : une analyse de prévision et d'impact. *Le tricentenaire d'Aneho et du pays guin*. Chap. 40, p. 643-660
- Blivi Adoté, Anthony J. Edward and Oyédé Lucien M. (2002).- Sand barrier development in the bight of Benin. *Ocean and Coastal Management*, 45, 185-200.
- Blivi A.B. (2006).- Sensibilités des milieux marin et côtier aux effets induits par la construction d'un ouvrage industriel dans un environnement peu complexe. Mosaïque, *Revue interafricaine de philosophie, littérature et sciences humaines* n° 005 & 006. Résumé.
- Blivi Adoté (1998).- Quelques aspects du beach-rock dans le golfe du Bénin : le cas du Togo. *Revue Cames*, 00(B). p. 43-56.
- Boko M. (1975).- La plaine côtière du Dahomey à l'Ouest de Cotonou. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle de Géographie Tropicale. Université de Dijon. 225 p.
- Bokonon-Ganta E. (1987).- Les climats de la région du Golfe du Bénin (Afrique de l'Ouest). Université de Paris IV-Sorbonne, 248p. (Thèse 3^e cycle).

- Boon J.D. (1975).- Tidal discharge asymetry in a salt marsh drainage system. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 20, p. 71-80.
- Bottema M., van Vledder G. Ph. (2009).- A ten-year data set for fetch- and depth-limited wave growth. *Coastal Engineering*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.01.012>
- Bouws E., Gunther H. and Vincent C. L. (1985).- Similarity of the wind spectrum in finite-depth water. Part I – Spectral form. *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, n° C3, 1524-1530
- Boyd, R., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80: 139-150.
- Bressolier Catherine (1979).- Evolution de la pointe de la Coubre de 1973 à 1977. Colloques sur les côtes atlantiques d'Europe, évolution, aménagement, protection-Brest, France, 15-16 mai 1979. Actes de Colloques n° 9 : 29-34.
- Buisson A. (1987).- Situation climatique en 1986 durant la grande saison sèche au Gabon. *Veille climatique*, n°16, Févr. 1987. ORSTOM. 10p
- Cacchione D. A. and Drake D. E. (1990).- Shelf sediment transport: an overview with applications to the northern California continental shelf. *The Sea. Ocean Engineering Science*. New York, Wiley. 9: 729-773.
- Capo Sylvain (2006).- Hydrodynamique et dynamique sédimentaire en milieu tropical de mangrove, Observations et modélisation de l'estuaire du Konkouré, République de Guinée. Thèse de Géologie Marine-Océanographie de l'Université Bordeaux 1, 202 p + Annexes
- Capo Sylvain, Bujan Stéphane, Parisot Jean-Paul, Senechal Nadia, Gouriou Thomas (2008).- Evolution morphodynamique d'une plage du littoral Aquitain ; la plage du Truc Vert en Gironde, France. JNGCGC, Université Sophia Antipolis, 14-16 Octobre 2008. Poster.
- Carter, D. J. T. (1982).- Prediction of wave height and period for a constant wind velocity using the JONSWAP results. *Ocean Eng.* 9 : 17-33.
- Castaing, P. (1981).- Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes - Cas de la Gironde. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Bordeaux I, 530 p.
- Castros Vaisseau et Durand Vaisseau (1998).- Les impacts de la dynamique hydrologique fluvio-marine sur la géomorphologie littorale de l'embouchure du fleuve Mono au Bénin. Rapport de fin d'étude. Ecole navale et Université Nationale du Bénin. 49p.
- Certain R., Barusseau J-P. 2002.- Contrôles météo-marins et géologiques du bilan sédimentaire des prismes littoraux sableux – Conséquences en matière d'aménagement. *In érosion littorale en Méditerranée Occidentale*. CIESM Workshop Series. 18: 25-29
- Chappell J. & B. G. Thom (1978).- Termination of Last Interglacial episode and the Wilson Antarctic surge hypothesis. *Nature*, 272 : 809-810.
- Chateauneuf J.J., Faure H. & Lezine A.M. (1986).- Facteurs contrôlant la genèse et la distribution des tourbes du littoral ouest-africain. *Doc. Bur. Rech. Géol. Min.* n° 110 : 77-91.
- Chidi A. and Abe J. (2002).- Introduction to Physical Oceanographic Processes in the Gulf of Guinea. GEF's Large Marine Ecosystem Project for the Gulf of Guinea. Editions CEDA, Cotonou, Benin.151p.
- Citeau J., Gouriou Y., Lahuec J.P. et Guillot B. (1984).- Quelques commentaires sur les déplacements saisonniers de la zone de convergence en Atlantique intertropical. ORSTOM, 4p
- Citeau J., Guillot B. et Thépenier R.M. (1983).- La surveillance des grands événements climatiques à partir d'observations satellitaires. ORSTOM. 17p

- Cohen O., Dolique F., Anthony E. J., Héquette A. (2002).- L'approche morphodynamique en géomorphologie littorale. In. *Le Littoral : Regards, Pratiques et Savoirs*. éd. Rue d'ULM. 191-211
- Collins I.A. (1970).- Probability of breaking wave characteristics. *Proc. 12th Conf. Coastal Engr.* ASCE, 399-414
- Cooper J.A.G. (2001).- Geomorphological variability among microtidal estuaries from the wave-dominated South African coast. *Geomorphology* 40 : 99-122.
- Coyne M.A., Fletcher C. H., Richmond B.M. (1999).- Mapping coastal erosion hazard areas in Hawaii : Observations and errors. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 28: 171-198
- Dalrymple R. W., Zaitlin B. A., Boyd R. (1992).- Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentology Petrology*. Vol. 62, n° 6. 1130-1146.
- Dalrymple Robert W., Choi Kyungsik (2007).- Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81: 135-174.
- Davies J.L. (1976).- Beach and nearshore sedimentation, R.A., Davies and R.L. ethington (eds). *Society of economic paleontologist and Mineralogist*, special publication 24: 187p.
- de Coëtlogon G., Janicot S. et Lazar A. (2009).- Variabilité intrasaisonnière des interactions océan- atmosphère dans le golfe de Guinée entre mars et août. LATMOS-IPSL & LOCEAN-IPSL. Univ. Pierre-et-Marie-Curie. 10p.
- De Groot (R.), Wilson (M.A.), Boumans (R.M.J.), « A typology for the classification, description and evaluation of ecosystem function, goods and services », *Ecological Economics* 41, pp. 393-408
- Delibrias G. (1986). Le niveau de la mer au Congo pendant le dernier interstade. Dakar, Symposium INQUA/ASEQUA : "Changements globaux en Afrique". Résumé, 101-103.
- Deloffre Julien (2005).- La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux Processus, quantification et modélisation de l'échelle semi-diurne à l'échelle annuelle. Thèse de doctorat de Dynamique sédimentaire estuarienne et côtière de l'Université de Rouen. 237p
- Demolon Albert (1948).- Dynamique du sol. 4^e édition. Dunod, Paris. 414p.
- Deo M.C., Jha A., Chaphekar A.S., Ravikant K. (2001).- Neural networks for wave forecasting. *Ocean Engineering* 28, 889-898.
- Desmazes Franck (2001).- Etude relative à la caractérisation et la répartition des barres sableuses pré-littorales : étude de cas. Annexe technique, 77p.
- DH (1990).- Fiche technique d'exécution du forage hydraulique BID-INV-FR2 à Djrègbé. Direction de l'Hydraulique. République du Bénin, 1p.
- Diara Mariline (1999).- Formation et évolution fini-holocènes et dynamique actuelle du delta Saloum - Gambie (Sénégal - Afrique de l'ouest) : Géomorphologie, stratigraphie, sédimentologie et dynamique sédimentaire. Thèse de doctorat d'Océanologie-Geologie de l'Université de Perpignan. 153p.
- Diara Mariline, Barousseau Jean Paul (2006).- Late Holocene evolution of the Salum-Gambia Double Delta (Senegal). *GEO-ECO-MARINA, Coastal Zones and Deltas*, 12, 17-28.

- Dobroniak C., Anthony E. (2001).- Transferts sédimentaires au sein d'un estuaire d'aménagement, Rapport du programme INTERREG II kent-Nord-Pas-de-Calais (1999-2001), 19-35.
- Dominiak S. et Terray P. (2005).- Les températures de surface de l'océan indien et l'oscillation australe : une nouvelle perspective. *Journées de Climatologie – Dijon 17-19 mars 2005. Actes, 113-126.*
- DST (2009).- Etude exploratoire de gisement de sable fossile à Gbokpa sur la rive sud de la lagune de Porto-Novo : analyse des coupes des sondages réalisés. Rapport d'étude, Département des Sciences de la terre (FAST/UAC), 23p.
- Dyer Keith (1995).- Sediment transport processes in estuaries. In G. M. E. Perillo (Ed.), *Geomorphology and sedimentology of estaries. Developments in Sedimentology*, 53, 423-449.
- Dyer, K.R. (1986).- Coastal and estuarine sediment dynamics. Eds John Wiley and Sons. 342p.
- Evans, O.F., 1942. The origin of spits, bars and related structures. *J. of Geology*. 50, 846-865.
- Escoffier F.F. (1940).- The stability of tidal inlets. *Shore and Beach* 8-4: 111-114.
- Fairbridge R.W. (1980).- The estuary : its definition and chemical role. In : *Chemistry and biochemistry of estuary*. E.O.I. Cato (Ed.), John Wiley and Sons, Chichester, 1-35.
- Faure H., Elouard P. (1967).- Schéma des variations du niveau de l'océan atlantique sur la côte de l'ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans, C.R. Acad. Sci. Paris, t. 265, pp. 784-787.
- Faure H., Giresse P. (1986).- Climat : Océan-Continent. Compte rendu de séminaire sur « Evolution du climat intertropical de l'Ouest Africain au Quaternaire » In *Géodynamique* 1 (1). 69-76.
- Faye Ibrahima B. ND. (2010).- Dynamique du trait de côte sur les littoraux sableux de la Mauritanie à la Guinée-Bissau (Afrique de l'Ouest) : Approches régionale et locale par photointerprétation, traitement d'images et analyse de cartes anciennes. Thèse de Géographie de l'Université de Bretagne Occidentale. 296p + Annexes.
- Feistel R., Hagen E., Grant K (2003).- Climatic changes in the subtropical Southeast Atlantic: the St. Helena Island Climate Index (1893-1999). *Progress in oceanography*. 59, 321-327.
- FitzGerald D.M., Buynevich I.V., Davis Jr. R.A., Fenster M.S. (2002).- New England tidal inlets with special reference to riverine-associated inlet systems. *Geomorphology* 48, 179-208.
- FitzGerald D.M., Kraus N.C. and Hands E.B. (2000).- Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets. *Coastal Engineering*. Technical Note US Army Corps of Engineers ERDC/CHL CETN-IV- 30. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.
- Fitzgerald, D.M., Knight, J., 2005. High resolution morphodynamics and sedimentary evolution of estuaries. *Springer*, Dordrecht, 364 p.
- Folk R. L., Ward W. C. (1957).- Brazers rivers bar : a study in the signifiacnce of grain-size parameters. *Journal of Sedimentology Pretrology*. 27, 3-26.
- Fortunato, A.B., Oliveira, A., Baptista, A.M., 1999. On the effect of tidal flats on the hydrodynamics of the Tagus estuary. *Oceanologica Acta* ,22, Issue 1, 1-14.
- Galichon, P. (1984).- Hydrodynamique sédimentaire des flèches littorales sableuses: cas de la pointe d'Arçay (Vendée). *Thèse de doctorat*, Université de Paris Sud. 223 p.

- Gasse F., Chalié F., Vincens A., Williams M. A. J., Williamson D. (2008).- Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30,000 to 10,000 years ago reconstructed from terrestrial and near-shore proxy data. *Quaternary Science Reviews*, 27, 2316–2340.
- Germain P. (1975).- Contribution à la connaissance quaternaire récent du littoral dahoméen. *Bull. ASEQUA, Sénégal*, n° 44-45, 33-45.
- Giresse P. (1978). Le contrôle climatique de la sédimentation marine et continentale en Afrique centrale atlantique à la fin du Quaternaire : problème de corrélation. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 23, 57-77
- Giresse P. (1981). L'environnement structural et sédimentaire à la fin du Quaternaire : une synthèse. *Océanis*, 7, fasc. 4, 7, 373-380
- Giresse P. (1986).- Sédimentations quaternaires du littoral, du plateau continental et des grands fonds de la marge congolaise en relation avec les événements paléoclimatiques du Bassin du Congo. Compte rendu de séminaire sur « Evolution du climat intertropical de l'Ouest Africain au Quaternaire » In *Géodynamique* 1 (1). 69-76.
- Giresse P., Malounguila Nganga et Moguedet G. (1990).- La succession des paléoenvironnements quaternaires des plate-formes continentales du sud du Gabon et du Congo. du Cabinda et du Zaïre (Pléistocène supérieur et Holocène). In *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale*. Paris, ORSTOM. Didactiques, 106-109.
- Goda Y. (1985).- Numerical examination of several statistical parameters of sea waves. *Rept. Port and harbor Res. Inst.*, Vol. 24, n° 4, 65-102.
- Goda Y. (1976).- On wave group. *Proc. BOSS'76*. Vol.1, pp 115-128.
- Goddet J. (1959).- Etude du début d'entraînement des matériaux mobiles sous l'action de la houle. Communication faite à la société Hydrotechnique de France, le 18 juin 1959. "La Houille Blanche", n°2, mars-avril 1980.
- Gorskhov G. P. (1963).- La sismicité de l'Afrique. In *Enquête sur les ressources naturelles du continent africain*. UNESCO, 45-61
- Guézennec Loïc, Romaña Louis-Alexandre, Goujon Roland, Meyer Robert (1999).- Seine-Aval : un estuaire et ses problèmes. Fascicule du Programme scientifique Seine-Aval. Ifremer (éd.), 29p
- Guilcher A. (1959). La région côtière du Bas-Dahomey occidental. *Bull. Instr. Fr. Afr. Noire, Sénégal*, t. XVI, sér. B, n° 34, 357-424
- Guilcher A. (1978). Observations comparatives sur un complexe littoral de la côte africaine. *Noroi, Poitiers*, n° 100, 551-556.
- Günaydin K. (2008).- The estimation of monthly mean significant wave heights by using artificial neural network and regression methods. *Ocean Engineering* 35, 1406–1415
- Hagen E., Agenbag J. J., Feistel R. (2005).- The winter St. Helena climate index and extreme Benguela upwelling. *Journal of Marine Systems*, 57, 219-230.
- Hardman-Mountford N.J., Richardson A.J., Agenbag J.J., Hagen E., Nykjaer L., Shillington F.A., Villacastin C. (2003).- Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models *Progress in Oceanography* 59, 181–221.
- Harris, P.T., Pattiartchi, C.B., Cole, A.R. and Keene, J.B., 1992. Evolution of subtidal sandbanks in Moreton Bay, Eastern Australia. *Marine Geology*, 103: 225-247.
- Hasselmann K., Barnett T., Bouws E., Carlson H., Cartwright D., Enke K., Ewing J., Gienapp H., Hasselmann D., Kruseman P., Meerburg A., Müller P., Olbers D.,

- Richter K., Sell W. et Walden H. (1973).- Measurements of windwave growth and swell decay during the joint North Sea wave project (Jonswap). *Dtsch. Hydrogr. Z.* 12.
- Honeycutt. M.G. and Krantz D.E. (2003).- Influence of the geological framework on spatial variability in longterm shoreline change, Cape Henlopen to Rehoboth Beach, Delaware. *J. of Coast. Res.* 38, 147-167.
- Houessou A. (1974).- Etude des formations détritiques de l'Ouest du bassin sédimentaire côtier du Dahomey. Thèse du 3^è cycle. Univ. Sci. Tech. de Lille, n° 468, 138p.
- Houessou A. et Lang J. (1979).- La terre de barre dans le Bénin méridional (Afrique occidentale). *Bull. ASEQUA*, n° 56-57, 49-59.
- IRB (1987).- Etude de la cartographie géologique et prospection minière de reconnaissance au Sud du 9^è parallèle. Rapport FED-OBEMINES. 80p.
- Janicot S. (2009).- A comparison of Indian and African monsoon variability at different time scales. *Comptes Rendus Géoscience* : <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2009.02.002>. 16p.
- Kaczmarek Leszek M., Ostrowski Rafal, Pruszek Zbigniew, Rozynski Grzegorz (2005).- Selected problems of sediment transport and morphodynamics of a multi-bar nearshore zone. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 62 : 415-425.
- Kaki C., Oyede L. M., Yessoufou S. (2001). - Dynamique sédimentaire et environnement côtier du littoral béninois à l'Est de l'embouchure du fleuve Mono. *J. Rech. Sci. Univ. Bénin (Togo)*, 2001, 5(2), 247-261.
- Komar P.D. (1998).- *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J. 543 pp.
- Komar P.D., Gaughan M.K. (1973).- Airy wave theories and breaker height prediction. *Proc. 13th Coastal Engineering Conf.* ASCEM, pp. 405-418.
- Kraus, N.C., 1999. Analytical model of spit evolution at inlets. *Proceedings of Coastal Sediments 1999*, ASCE, 1739- 1754.
- LABOGEM (2008).- Fiche technique d'exécution du sondage carotté SC1 pour les travaux de réalisation de l'échangeur de Houéyiho au Bénin. Société COLAS-Bénin, 1p.
- LACKNER & Partners (1983).- Etude de l'ensablement de l'accès au port de Lomé. Rapport d'étude, Bremen, Ministère de l'Equipement, Lomé.
- Lafite Robert, Deloffre Julien, Verney Romaric (2004).- Construction d'un indice de qualité physique d'un estuaire. Programme Seine-Aval 2, Université de Rouen. 28 p.
- Lafite Robert, Deloffre Julien, Verney Romaric, Lebot Sophie (2005).- Indices morphodynamiques. Programme Seine-Aval 2, Université de Rouen. 21 p.
- Lang J., Paradis G. (1984).- Le Quaternaire margino-littoral béninois (Afrique de l'Ouest). Synthèse des datations au carbone 14. *Paleoecology of Africa*. Ed. J. A. Coetze et E. M. Van Zinderen Baker-A.A. Balkema Publ., 16, 65-67. Rotterdam, Pays-Bas.
- Lang J., Paradis G. et Oyédé L.M. (1988). - Le domaine margino-littoral du Bénin (Golfe de Guinée Afrique de l'Ouest) : âge holocène et mise en place des sables jaunes. *Journal of African Earth Sciences*, vol 7, n° 5-6, 829-833
- Lang J., Paradis G. (1977).- Un exemple d'environnement sédimentaire biodétritique, non carbonaté, marin et continental holocène, en climat tropical : le domaine margino-littoral du Bénin (ex-Dahomey). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.* (2), vol. XIX, fasc. 3, 295-312.
- Lanzoni, S. Seminara, G. (2002).- Long term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels. *Journal of Geophysical Research*, 107, C1

- Lass H. U., Mohrholz V. (2008).- On the interaction between the subtropical gyre and the Subtropical Cell on the shelf of the SE Atlantic *Journal of Marine Systems*, 74, 1-43
- LCHF (1984).- Projet Erosion Littorale du Togo. Rapport d'étude et propositions d'aménagement, 80p. Université de Lomé
- Le Bourdieu P. (1958).- Contribution à l'étude géomorphologique du bassin sédimentaire et des régions littorales de la Côte d'Ivoire. *Etudes éburnéennes*, 7, 96p
- 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 Pierre, Jacinto Ricardo Silva (2001).- Courants, vagues et marées : les mouvements de l'eau. Programme Seine-Aval (ISBN 2-84433-028-2), Ifremer, 32p.
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoulet, P. et Bacher, C. (2000).- Characterisation of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 20,1433-1459.
- Lejeune A. (2005).- Hydraulique maritime. Notes de cours sur les houles. Laboratoire d'Hydro-mécanique, Université de Liège. 58p
- Le Roux J.P. (2007a).- A simple method to determine breaker height and depth for different deepwater wave height/length ratios and sea floor slopes. *Coastal Engineering* 54, 271-277.
- Le Roux J.P. (2007b).- A function to determine wavelength from deep into shallow water based on the length of the cnoidal wave at breaking, *Coastal Engineering* 54, 770-774
- Le Roux J.P. (2009).- Characteristics of developing waves as a function of atmospheric conditions, water properties, fetch and duration. *Coastal Engineering* 56, 479-483
- Lebigre J.-M., Peyrot B., Caratini C., Delibrias G. (1990).- Mise en évidence d'une paléomangrove du Pléistocène supérieur à Libreville (Gabon). In *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale*. Paris, ORSTOM. Coll., Didactiques, 100-105
- Lesueur Patrick, Lesourd Sandric (1999).- Sables, chenaux, vasières... : dynamique des sédiments et évolution morphologique. Programme Seine-Aval (ISBN 2-84433-028-2), Ifremer, 38 p
- Lévy A. (1971). Eaux saumâtres et milieux margino-littoraux. *Rev. Géogr. phys., géol. dynam.* XIII (III), 269-278.
- Lin W., Sanford L. P., Suttles S. E. (2002).- Wave measurement and modeling in Chesapeake Bay. *Continental Shelf Research* 22, 2673-2686
- Marion Claire (2007).- Processus de sédimentation fine en domaine estuarien macrotidal : approche trans-disciplinaire et multi-échelle ; application à l'estuaire de l'Authie, Nord de la France. Thèse de Doctorat de Géographie physique de l'Université du Littoral Côte d'Opale. 293p + Annexes.
- Martin L. (1969).- Le Quaternaire sous-marin : datations de deux tourbes quaternaires du plateau continental ivoirien. C. R. Acad. Sc. Paris, Tome 269, 1925-1927.
- Martin L. (1972).- Variations du niveau de la mer et du climat en côte d'ivoire depuis 25000 ans. Cah. ORSTOM, sér. Géol., vol. IV, n° 2, 93-103.
- Maspataud A. (2011).- Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal. Thèse de Doctorat de l'Université du Littoral Côte d'Opale soutenue le 10 février 2011. Version provisoire.

- Mc Master R. L., LA Chance T. P. et Asharf A. (1970).- Continental shelf geomorphologic features of Portuguese Guinea, Guinea and Sierra Leone (West Africa). *Marine geology*, 9, 203-264.
- Meistrell, F.J., 1966. The spit-platform concept: laboratory observation of spit development. Unpublished M.S. In: Schwartz, M.L. (Ed.), *Spits and bars. Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson and Ross*, 1972, pp. 224-284.
- Mitsuyasu H. (1972).- The one-dimensional wave spectra at limited fetch. *Proc. 13th coastal Engr. Conf.*, Vol. 1, 289-306
- Mondjannagni, A., 1969. Contribution à l'étude des paysages végétaux du Bas-Dahomey. *Annales de l'Université d'Abidjan*, sér. G, 1. 191 p.
- Monteillet J. (1986).- Evolution quaternaire d'un écosystème fluvio-marin tropical de marge passive : environnements sédimentaires et paléoécologie du delta et de la basse vallée du Sénégal depuis environ 100 000 ans. Thèse Univ. Perpignan, 264p.
- Moore L. J., Griggs G.B. (2002).- Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology*, vol. 181, n°1-3, p. 265 - 283.
- Morales J.A., Borrego J., Jiménez I., Monterde J., Gil N. (2001).- Morphostratigraphy of an ebb-tidal delta system associated with a large spit in the Piedras Estuary mouth (Huelva Coast, Southwestern Spain). *Marine Geology* 172 : 225-241.
- Munk W. H. (1949).- The solitary wave theory and its application to surf problems. *Annals New York Acad. Sci.*, Vol. 51, pp 376-423.
- NEDECO (1975).- Etude des causes de l'érosion sur les côtes de la République Togolaise. Phase 1, Pays-Bas. 294p.
- Nichols M. et Allen G. (1981).- Suspended sediment transport in coastal lagoons and estuaries. In: Coastal lagoon research - Present and future, *UNESCO Technical Papers in Marine Science*, no 33: 27 - 80.
- Nielsen. L.H., Johannessen P.N. (2001).- Accretionary, forced regressive shoreface sands of the Holocene-Recent Skagen Odde spit complex, Denmark – a possible outcrop analogue to fault-attached shoreface sandstone reservoirs. From *Sedimentary Offshore Norway – Palaeozoic to Recent* edited by O.J. Martinsen and T. Dreyer. *NPF Special Publication* 10, pp. 457-472, Published by *Elsevier Science B.V.*, Amsterdam. © Norwegian Petroleum Society (NPF).
- Ollerhead Jeff, Davidson-Arnott Robin G.D. (1995).- The evolution of Buctouche Spit, New Brunswick, Canada. *Marine Geology* 124 : 215-236.
- Osmaston H. A., Harrison S. P. (2005).- The Late Quaternary glaciation of Africa: A regional synthesis *Quaternary International (INQUA)*, 138-139, 32-54
- Otvos Ervin G. (2000).- Beach ridges-definitions and significance. *Geomorphology* 32, 83-108.
- Oyédé L. M. (1983).- Un exemple de sédimentation biodétritique quaternaire dans le domaine margino-littoral (Bénin-Afrique de l'Ouest). Thèse de 3^{ème} cycle, 171 p. Université Nationale du Bénin et Université de Dijon.
- Oyédé L. M. (1991).- Dynamique sédimentaire actuelle et messages enregistrés dans les séquences quaternaires et néogène du domaine margino-littorale du Bénin (Afrique de l'Ouest). Thèse Doctorat nouveau régime, Université de Bourgogne et Université Nationale du Bénin, 302 p.
- Oyédé L.M., Kaki C. (1998).- Quinze mois d'observations et de relevés de paramètres physico-chimiques sur le littoral et la lagune côtière du Bénin (Mars 1996 - Mai

- 1997) : Dynamique sédimentaire et environnement. Rapport interne, FAST, Université Nationale du Bénin, 61p.
- Oyédé L. M., Tossou G. M., Kaki C. & Laïbi. R. A. & LANG J. (2006).- Phénomènes enregistrables, milieu enregistreur et messages enregistrés : application aux séquences biosédimentaires du quaternaire récent dans le géosystème margino-littoral dans le bassin côtier béninois (Afrique de l'Ouest). *Africa Geoscience Review*, Vol. 13, n°3, pp. 371-380
- Oyédé L. M., Kaki C. et Laïbi R. A. (2007).- Environnement sédimentaire, morphologie et faciès du lac Ahémé dans le complexe lagunaire sud-ouest béninois (Bénin, Afrique de l'Ouest). *Annales des Sciences Agronomiques du Bénin*. Vol. 9(1). pp.75-98.
- Paradis G. (1977).- Observation sur l'Holocène récent du Sud-Bénin (ex-Dahomey) ; *Add Sénégal Et. Quatern. Afr. Bull. Liaison Sénégal*. n° 51, 49-73.
- Paradis G. (1980).- Un cas particulier de zones dénudées dans les mangroves d'Afrique de l'Ouest: celles dues à l'extraction de sel. *Bull. Mus. natn. Hist. nat.*, 4^e série., n° 3, 227-261.
- Park J.Y., Wells J.T. (2007).- Spit growth and downdrift erosion: results of longshore transport modelling and morphologic analysis at the Cape Lookout cusped foreland. *J. Coastal. Res.* 23 (3), 553-568.
- Pereira J.-J. (1978).- Le Crétacé dans le bassin sédimentaire côtier du Bénin (Afrique de l'Ouest. 6^e réun. Ann. Sci. terre. Orsay. p.305
- Perillo Gerardo M.E, Perez Daniel E., Piccolo M. Cintia, Palma Elbio D., Cuadrado Diana G. (2005).- Geomorphologic and physical characteristics of a human impacted estuary: Quequén Grande River Estuary, Argentina. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 62 : 301-312.
- Petersen Dorthe, Deigaard Rolf, Fredsøe Jørgen (2008).- Modelling the morphology of sandy spits. *Coastal Engineering* 55 : 671-684.
- Peyrot B. et Lebigre J.-M. (1994).- Corrélation d'un niveau tourbeux à une ligne de rivage éémien sur la côte gabonaise. in Maire R., Pomel S. et Salomon J.-N. (1994).- Enregistreurs et indicateurs de l'environnement en zone tropicale. Éd. Presse Universitaire de Bordeaux, France. 492p.
- Peyrot B., Clist B. et Oslisly R. (1990).- Le gisement des "Sablières de Libreville" : Etude géomorphologique et archéologique d'un site préhistorique sur le rivage de l'estuaire du Gabon. *L'Anthropologiste*. 93, 4. 483-498.
- Pierson W. J. and Moskowitz L. (1964).- "A proposed spectral form for fully-developed Wind sea based on the similarity law of S. A. Kitaigorodskii". *Journal of Geophysical Research*, vol. 69, pp 5181-5203.
- Pliya J. (1976).- La pêche continentale et maritime dans le Sud-Ouest de la République Populaire du Bénin. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle de Géographie Appliquée. Univ. Paris X – Nanterre. 308 p.
- PNUD (1987).- Étude de l'impact du barrage de Nangbéto sur la basse vallée de l'estuaire du Mono. Rapport d'étude de l'Université du Bénin et du Laboratoire Central d'hydraulique de France (Ministère du Plan et de l'Industrie). 81 p., dactylographié.
- PNUE (2007).- Rapport national sur l'environnement marin et côtier du Togo. 64p
- Potsma, H. (1961).- Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden Sea. *Netherlands Journal of Sea Research*, 1, 148- 190
- Pritchard D. (1955).- Estuarine circulation patterns. *Proceeding ASCE*, v. 81, p. 1-11.

- Pritchard D.W. (1967).- What is an estuary? Physical viewpoint. *Estuaries: American Association for Advancement of Science* Ed. Lauff G.H., Washington, CD. Pub. 83: 3-5.
- Prudencio E. H., Singh B. André P. (2002).- Vulnérabilité de la zone côtière du Bénin à un rehaussement relatif du niveau marin : état de la question et préconisations. *Annales de Géographie*, n° 623, 25-40.
- Rabier J. (1978).- Etude sédimentologique de la lagune de Porto-Novo (R. P. du Bénin). Thèse de doctorat de 3^e cycle, Université de Bordeaux I et UNB. 142p.
- Rattana Pitikon W. (2008).- Verification of significant wave representation method. *Ocean Engineering* 35, 1259-1270
- Raynal Olivier, Bouchette Frédéric, Certain Raphaël, Séranne Michel, Dezileau Laurent, Sabatier Pierre, Lofi Johanna, Xuan Hy Anna Bui, Briquet Louis, Pezard Philippe, Tessier Bernadette (2009).- Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamics of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of Lions, France). *Marine Geology* 264, 242-257.
- Reinson G.E. (1992).- Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, St. John's*, 179-194.
- Riggs S.R., Cleary W.J., Snyder S.W. (1995).- Influence of inherited geologic framework upon barrier beach morphology and shoreface dynamics. *Mar.Geol.* 126, 213-234.
- Robin M. (2002).- Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique. In. *Le Littoral : Regards, Pratiques et Savoirs*. éd. Rue d'ULM . 95-115
- Robin Nicolas (2007).- Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : étude comparative entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte Ouest du Cotentin (Manche). Rapport de Synthèse pour le site Internet du Conservatoire du Littoral à St Pierre et Miquelon. 26p
- Ronday F. (2005).- Dynamique des basses couches de l'atmosphère et interactions air-mer. Notes de cours, Master en Gestion des Risques Naturels, année académique 2004-2005. Université de Liège, 103p.
- Rossi G. (1987).- Un Exemple d'utilisation d'une défense naturelle contre l'érosion littorale : le grès de plage. Inédit
- Rossi G. (1989).- L'Erosion du littoral dans le Golfe du Bénin : un exemple de perturbation d'un équilibre morphodynamique. *Zeitschrift für Geomorphologie: Supplementbände*, 73, 139-165.
- Rossi G. et Antoine P. (1990).- Impacts hydrologiques et sédimentologiques d'un grand barrage : l'exemple de Nangbéto (Togo-Bénin). *Revue de géomorphologie dynamique*. Tome XXXIX. 63-77.
- Rossi G., Baritse L., Blivi A.B. (1991).- Du modèle à la nature : l'exemple de la côte Togolaise. Inédit.
- Rossi G., Blivi A.B. (1995).- Les conséquences des aménagements hydrauliques de la vallée du Mono (Togo-Bénin). Saura-t-on gérer l'avenir ? *Les Cahiers d'outre-mer*, 192. p. 435-452
- Roy P. S., Williams R. J., Jones A. R., Yassini I., Gibbs P. J., Coates B., West R. J., Scanes P. R., Hudson J. P. and Nichol S. (2001).- Structure and Function of South-east Australian Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53, 351-384.
- Ryan D., Heap A., Radge L., Heggie D., 2003. Conceptual models of Australia's estuaries and coastal waterways. Report Geoscience Australia Record 2003/09, 135p.

- Sanchez, M.A., Grovel, A., 1994. Dynamique des matériaux cohésifs dans l'estuaire de la Loire. *Journal de la Recherche Océanographique*, 9, p. 196-201.
- Schwartz M.L. (eds.) (1972). Spits and Bars. *Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, PA*, 452p.
- Schwartz, M.L. (1982).- The encyclopedia of beaches and coastal environments, Stroudsburg, Penn.: *Hutchinson Ross Pub. Co.*, 960 pp.
- Scott J. R. (1965).- A sea spectrum for model tests and long-term ship prediction. *Jour. Ship Res.* Vol. 9, 145-152.
- Sebastiao P., Soares C. G., Booij N. (2000).- Wave hindcasting off the coast of Portugal *Coastal Engineering* 40, 411-425.
- Seck Mouhamat (2004).- Inondation à l'embouchure du fleuve Sénégal: hydraulique fluviale et aménagements. Mémoire de DESS, Ecole Inter Etats des Ingénieurs de l'Équipement Rural de Burkina Faso. 70 p.
- SHOM (1962).- *Carte bathymétrique des plates-formes continentales du Bénin et du Togo en format A3.*
- Simeoni U. Fontolan G., Tessari U., Corbau C. (2007). Domains of spit evolution in the Goro area, Po Delta, Italy. *Geomorphology* 86, 332-348
- Simmons H.B. (1955).- Some effect of uplet discharge on estuarine hydraulics. *Proceeding Soc. Civ. Engin.*, 81, p. 1-20.
- Sitarz J.A. (1960).- Côtes africaines : Etude des profils d'équilibre de plage. Trav. Centre d'Étude et de Recherche en Océanographie, T3, fasc. 4, pp.43-62.
- Slansky M. (1962). - Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. Mémoire du Bureau des Recherches Géologiques et Minières n° 11, 270p.
- SOGREAH (1992).- Barrage d'Adjarala (Togo-Benin). Etudes d'impacts hydrauliques et sédimentologiques. Rapport d'Études. Université de Bordeaux III, 105p.
- Speer, P.E., Aubrey, P.E. (1985).- A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I: Observations *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21, Issue 2, 185-205
- Stéphan P. (2008).- Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible, Thèse de doctorat de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, 558 p.
- Tapsoba D. (1997).- Caractérisation événementielle des régimes pluviométriques ouest africains et de leur récent changement. *Thèse de Doctorat.* Univ.Paris-XI (Orsay). 100p.
- Tastet J.-P. (1979).- Environnement sédimentaire et structuraux quaternaires du littoral du Golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Togo, Bénin). Thèse d'Etat, Univ de Bordeaux. 621. Vol. I : 181p et Vol.II : 125 Figs.
- Tastet, J.-P. (1977). - Les formations sédimentaires, Quaternaire à Actuelles du littoral du Togo et de la République Populaire du Bénin. Supplément au Bulletin AFEQ, n° 50, 155-167.
- Thieler E.R., Ergul A., Martin D., Thompson, M. (2004) Tutorial for the Digital shoreline analysis system (DSAS) version 2.2.1. Extension for ArcView. USGS / PEROTSYSTEMS, 30 p.
- Toffi D.M. (1991).- Ressources climatiques et activités salicoles sur le littoral occidental du Bénin. Mémoire de DEA. Centre de recherches de Climatologie Tropicale. Univ. de Bourgne. 167 p.

- Toffi Mathias (2008).- La variabilité climatique, l'homme et la dynamique des écosystèmes côtiers du Bénin. Thèse de doctorat, Université d'Abomey-Calavi, Bénin. 378p.
- Tossou M. G. (2002).- Recherche palynologique sur la végétation holocène du sud-Bénin. Thèse de doctorat unique, Université de Lomé, 133 p.
- US Army (2003).- Coastal Engineering Manual Meteorology and Wave Climate. Engineer Manual 111021100. US Army Corps of Engineers, Washington, DC (Chapter II-2).
- Verstraete J. M. (1989).- Le niveau de la mer le long des côtes de l'Afrique de l'Ouest. Sér. Doc. COMARAF, UNESCO,4 : 5-43.
- Volkoff, B. (1976). Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin. ORSTOM, Paris, Inédit.
- Walker M. (2005).- Quaternary Dating Methods. *Wiley*, 286 pp.
- Weggel J.R. (1972).- Maximum breaker height. *J. Waterw. Harbors Coastal Eng. Div.* 98, 529-548.
- Wolanski E. (2006).- The evolution time scale of macro-tidal estuaries: example from the Pacific Rim. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 66, 544-549.
- Woolf D. K. (2005).-Parametrization of gas transfer velocities and sea-state-dependent wave breaking. *Tellus*, 57B, 87-94.
- Zamani A., Solomatine D., Azimian A., Heemink A. (2008).- Learning from data for wind-wave forecasting. *Ocean Engineering* 35, 953-962.
- Zevounou C. (1992).- Géologie, quelques questions de biostratigraphie et de phosphatogénèse du bassin sédimentaire côtier du Bénin, Thèse Ph.D. en Géologie à l'Université de l'Amitié des Peuples de Moscou, 204 p

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1.- Définition hydrologique et géologique d'un estuaire (Dalrymple *et al.*, 1992, complété)
- Fig. 2.- Schéma du mode de mélange des eaux douces et des eaux salées selon la classification de Pritchard, 1955 (Deloffre, 2005)
- Fig.3.- Importance relative de l'influence des forçages marins et fluviaux au sein des différentes zones d'un estuaire à dominance de marée (A) et faciès sédimentaires résultants (B et C), d'après Dalrymple *et al.*, 1992
- Fig.4.- Importance relative de l'influence des forçages marins et fluviaux au sein des différentes zones d'un estuaire à dominance de houle (A) et faciès sédimentaires résultants (B et C), d'après Dalrymple *et al.*, 1992
- Fig. 5.- Représentation de la circulation résiduelle au sein des estuaires « à coin salé » et des estuaires « partiellement mélangés » (Dyer, 1986 *in* Capo, 2006)
- Fig. 6.- Evolution géologique d'un estuaire à dominance de houle (Roy *et al.*, 2001)
- Fig. 7.- Définition des unités morphologiques caractéristiques d'une flèche littorale associée à une embouchure fluviale (Allard, 2008)
- Fig.8.- Situation du littoral du Bénin dans le golfe du Bénin (C) en Afrique de l'Ouest (B)
- Fig. 9.- Coupe transversale schématique montrant les différentes unités spatiales constitutives de la zone littorale
- Fig. 10.- Histogramme montrant la décroissance pluviométrique Est-Ouest sur le littoral du Bénin (Toffi, 2008)
- Fig. 11.- Variation annuelle des hauteurs mensuelles des précipitations sur le littoral du Bénin : exemple de Grand-Popo et de Porto-Novu (Toffi, 2008).
- Fig. 12.- Variation des minima, des moyennes et des maxima de températures à Cotonou (Oyédé, 1991)
- Fig. 13.- Zonation climatique et géomorphologie des bassins côtiers du Bénin et du Togo.
- Fig. 14.- Variation annuelle des débits moyens mensuels du fleuve Ouémé (Rabier, 1978) à Hétin-Sota et ceux du fleuve Mono à Athiémé (avant 1987 ; Ago, 2005, modifié)
- Fig. 15.- Carte géologique du bassin sédimentaire côtier du Bénin (IRB, 1987)
- Fig. 16.- Carte montrant la géomorphologie la géologie et le cadre structural de la zone littorale du Bénin
- Fig. 17.- Grands traits des faciès sédimentaires de la plage sous marine et du plateau continental béninois (BCEOM, 1974)
- Fig. 18.- Profil de l'estran et de la *shoreface* à Cotonou et à Ouidah (Sitarz, 1960 ; complété)
- Fig. 19.- Géomorphologie de l'estuaire du Mono (Anthony *et al.*, 1996, modifié et complété)
- Fig. 20.- Débits moyens mensuels du Mono à Athiémé avant et après la mise en service du barrage hydroélectrique de Nangbéto (Ago, 2005)
- Fig. 21.- Echelonnement des diamètres moyens des sables le long du fleuve Mono (Rossi *et* Antoine, 1990)

- Fig. 22.- Carte des lithofaciès du lac Ahémé (Oyéde, 1983)
- Fig. 23.- Impression des vagues dans un fetch (a) et accroissement de l'amplitude de la houle avec le fetch, dans le cas d'une mer complètement développée (b). In Lejeune, 2005.
- Fig. 24.- Mise en évidence de la ligne instantanée de rivage sur l'image Landsat du 09/11/99
- Fig. 25.- Illustration du principe de calcul du DSAS
- Fig. 26.- Coupes des sondages montrant les dépôts surincombant aux sables jaunes
- Fig. 27.- Coupes de forages montrant les formations sous-jacentes aux sables jaunes
- Fig. 28.- Coupes de forages réalisés dans des dépressions lagunaires et dans les cordons holocènes de sables gris ou gris-brun
- Fig. 29.- Courbes de variation de niveau marin sur les côtes ouest africaines au Quaternaire récent : (A) d'après Chateaufort *et al.* (1986) puis (B) d'après Délibrias (1986)
- Fig. 29C.- Détail des variations du niveau marin durant les 7000 dernières années établi à partir de divers travaux en Afrique de l'Ouest (Anthony, 1990)
- Fig. 30.- Coupes stratigraphiques montrant la position de tourbes d'anciennes mangroves datées au ^{14}C et rencontrées dans deux littoraux d'Afrique de l'Ouest, à des altitudes variant entre 9 et 14 m en dessous du niveau marin actuel
- Fig. 31a.- Esquisse de l'évolution paléogéographique du Quaternaire récent du littoral du Bénin (Planches A et B)
- Fig. 31b.- Evolution géologique de l'estuaire du Mono au Quaternaire récent
- Fig. 32.- Les moteurs de la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest
- Fig. 33.- Quelques aspects de la circulation océanique/atmosphérique en Afrique (Gasse *et al.*, 2008, complété)
- Fig. 34.- Carte de variation mensuelle des températures de surface océanique de l'Atlantique Sud (Hardman-Mountford *et al.*, 2003)
- Fig. 35.- Les différentes masses d'eau de l'Atlantique Sud entre janvier et mars (été austral)
- Fig. 36.- Variation annuelle des vitesses moyennes mensuelles de vents sur le littoral du Bénin à Cotonou (moyenne sur 50 ans, de 1955 à 2005)
- Fig. 37.- Courbes et histogramme de fréquences des vents dominants sur le littoral béninois
- Fig. 38.- Analyse statistique des vitesses moyennes mensuelle des vents sur le littoral du Bénin
- Fig. 39.- Vitesses moyennes mensuelles des vents des périodes très venteuse (période I en bleu), venteuse (période II en rose) et moins venteuse (période III en jaune)
- Fig. 40.- Moyennes mensuelles des hauteurs significatives et maximales des houles correspondant aux trois périodes de vents définies sur le littoral de Cotonou au Bénin.
- Fig. 41.- Moyennes mensuelles des hauteurs significatives et maximales des vagues déferlantes correspondant aux trois périodes de vents définies sur le littoral de Cotonou au Bénin.

- Fig. 42.- Moyennes mensuelles des intensités significatives et maximales de courants de dérive correspondant aux trois périodes de vents définies sur le littoral de Cotonou au Bénin
- Fig. 43.- Variations des intensités de courants de dérive mesurées entre la barre et l'estran à Cotonou, du 05 janvier au 05 février 1956 (Sitarz, 1960)
- Fig. 44.- Caractéristiques climatiques et unités géomorphologiques du domaine estuarien du Mono-Couffo
- Fig. 45.- Evolution de la Bouche du Roi et Dynamique morphologique de ses plages adjacentes avant la mise en service du barrage de Nangbéto
- Fig. 46.- Evolution de la Bouche du Roi et dynamique morphologique de ses plages adjacentes au cours du premier épisode de migration
- Fig. 47a.- Evolution de la Bouche du Roi et dynamique morphologique de ses plages adjacentes entre novembre 1999 et septembre 2001
- Fig. 47b.- Evolution de la Bouche du Roi et dynamique morphologique de ses plages adjacentes entre septembre 2001 et novembre 2009
- Fig. 48.- Evolutions du rivage le long des plages adjacentes à la Bouche du Roi, avant la construction du barrage de Nangbéto
- Fig. 49.- Evolutions du rivage au cours des deux épisodes de migration de la Bouche du Roi après la construction du barrage de Nangbéto
- Fig. 50.- Bilan des évolutions du rivage au cours des deux épisodes de migration de la Bouche du Roi après la construction du barrage de Nangbéto
- Fig. 51.- Illustration du fonctionnement des cellules sédimentaires (A) et réponses des plages face à la mobilité d'une frontière latérale (embouchure) entre deux cellules sédimentaires (B)
- Fig. 52.- Projection de l'évolution du rivage au voisinage de la Bouche du Roi, sur une période de 25 ans, de 1987 à 2012 (SOGREAH, 1992 in Blivi, 2000)
- Fig. 53.- Morphologie de la Bouche du Roi et de ses plages adjacentes en octobre 2002
- Fig. 54.- Détails de la morphodynamique des plages adjacentes à la Bouche du Roi, de novembre 1999 à novembre 2002, au cours du deuxième épisode de migration (Planches A et B)
- Fig. 55.- Schéma explicatif du mode de migration de la Bouche du Roi lorsque celle-ci est sub-orthogonale au trait de côte
- Fig. 56.- Evolution morphologique de la Bouche du Roi et des plages adjacentes entre juillet et novembre 2006
- Fig. 57.- Morphologie de la Bouche du Roi et des plages adjacentes en janvier 2009
- Fig. 58.- Morphologie de la Bouche du Roi et des plages adjacentes en décembre 2009
- Fig. 59.- Schéma expliquant le mode de formation des crochets pédonculaires (intraflèches)
- Fig. 60.- Détails de la morphodynamique des plages adjacentes à la Bouche du Roi, de mai 2009 à décembre 2010, au cours du troisième épisode de migration (Planches A et B)

- Fig. 61.- Flèche sableuse d'une embouchure d'estuaire microtidal à dominance de houle : différentes parties constitutives et modifications apportées par son développement dans la morphologie des plages préexistantes
- Fig. 62.- Morphologie de l'extrémité de la plage amont de BR_{3_10}
- Fig. 63.- Morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3_10}
- Fig. 64.- Morphologie de l'extrémité de la plage amont de BR_{3c2_10}
- Fig. 65.- Morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3c2_10}
- Fig. 66.- Morphologie de l'extrémité de la plage aval de BR_{3c2_10}
- Fig. 67.- Histogrammes de distribution granulométrique des sables des extrémités de côte amont et aval de la Bouche du Roi
- Fig. 68.- Histogrammes de distribution granulométrique des sables des secteurs de plages amont et aval éloignés de la zone d'influence de la Bouche du Roi
- Fig. 69.- Courbes granulométriques des sables des extrémités de côte amont et aval de la Bouche du Roi (A) et celles des secteurs de plages amont et aval éloignés de la zone d'influence d'embouchure (B)
- Fig. 70.- Evolution des moyennes de débits moyens mensuels du fleuve Mono durant les différents épisodes distingués dans l'évolution des vents et des houles
- Fig. 71.- Localisation des transects de mesures des courants de jusant des 29/02/08 et 26-27/09/09
- Fig.72a.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section AB, en février 2008 (voir Fig. 71 pour la localisation)
- Fig.72b.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section CD, en février 2008 (voir Fig. 71 pour la localisation)
- Fig.72c.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section EF, en février 2008 (voir Fig. 71 pour la localisation).
- Fig.73a.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section KL, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation).
- Fig.73b.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section MN, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation)
- Fig.73c.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section GH, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation)
- Fig.73d.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section OP, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation)
- Fig.73e.- Bathymétrie et variation des courants au travers de la section IJ, en septembre 2009 (voir Fig. 71 pour la localisation)
- Fig. 74.- Evolution temporelle des vitesses et directions des courants mesurées le 08/12/10, à l'entrée de BR_{3_10}, dans 9 cellules d'eau (bins) de 2,03 m d'épaisseur, entre le surface et le fond.
- Fig. 75.- Variation temporelle de la moyenne des intensités de courants mesurées le 08 décembre 2010 à la Bouche du Roi (BR_{3_10}).

- Fig. 76.- Directions des écoulements mesurées le 08 décembre 2010 à la Bouche du Roi (BR_{3_10})
- Fig. 77.- Salinités de surface (en %) des eaux à la Bouche du Roi le 29 février 2008, pendant l'étale de basse mer
- Fig. 78.- Schéma récapitulatif des forces majeures en présence au niveau de l'embouchure d'un estuaire microtidal à dominance de houle, lorsque le point nodal est rejeté hors de l'estuaire
- Fig. 79.- Estimation des intensités de courants résiduels de jusant à l'amont du point nodal, près de la Bouche du Roi, durant les périodes très venteuse, venteuse et moins venteuse
- Fig. 80.- Phases d'évolution de la Bocca del Rio au cours d'un cycle annuel, après la mise en eau du barrage de Nangbéto
- Fig. 81.- Phases d'évolution de la Bocca del Rio au cours d'un cycle annuel, avant la mise en eau du barrage de Nangbéto
- Fig. 82.- Graphique traduisant la dynamique hydrosédimentaire au voisinage de l'embouchure d'un estuaire microtidal à dominance de houle

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

- Photo 1.- Photographies de quelques flèches littorales en rade de Brest en France (*in* [Stéphan, 2008](#))
- Photo 2.- Images montrant les opérations de sondage de recherche de sable fossile dans la localité de Boué à Porto-Novo
- Photo 3a.- Sondage des niveaux inférieurs des sables jaunes dans la carrière de Ouidah
- Photo 3b.- Un front de taille dans la carrière de Ouidah montrant les points de prélèvements des sables jaunes et les échantillons conditionnés pour la datation OSL
- Photo 4.- Cliché montrant l'étuve (1), la balance (2), la tamiseuse (3) et la colonne de tamis (4) utilisées pour les analyses granulométriques
- Photo 5.- Mesure de la pente de l'estran au moyen du clinomètre
- Photo 6.- Quelques images de la mission du 03/ au 13/12/2010 montrant les différentes composantes du DGPS utilisé pour les mesures topographiques
- Photo 7.- Quelques images des campagnes de février 2008 et de septembre 2009 au cours desquelles l'ADCP a été utilisé en station mobile
- Photo 8.- Quelques images de la mission du 03/ au 13/12/2010 au cours de laquelle l'ADCP a été utilisé en station fixe
- Photo 9.- Profil pédologique des sols du cordon médian à Nazoumè : sol pauvre en colloïdes organiques (carrière Naz₁)
- Photo 10.- Profil pédologique des sols du cordon médian à Nazoumè : sol riche en colloïdes organiques (carrière Naz₂)
- Photo 11.- Profil pédologique des sols du cordon interne à Ouidah (carrière Wda)
- Photo 12.- Coupe montrant l'épaisseur de l'horizon ferrique des sables jaunes à Ouidah (carrière Wda)
- Photo 13.- Quelques éléments morphologiques témoin du premier épisode de migration
- Photo 14.- Photographies (prises regard vers l'Ouest) montrant l'érosion et la rupture des bancs de reliques de plage à Docloboé
- Photo 15.- Photographie (prise regard face à l'Ouest) montrant la position de la Bouche du Roi en face du village de Docloboé en août 2007 et les méfaits de l'érosion
- Photo 16.- Photographie (prise regard face à l'Ouest) montrant le recourbement de la flèche sableuse
- Photo 17.- Photographies (prises regard face à l'Est) montrant les falaises d'érosion apparues dans le profil de la plage aval entre janvier et mai 2009
- Photo 18.- Photographies montrant l'état de la côte aval avec la reprise de l'élongation de la flèche sableuse
- Photo 19.- Photographie (prise regard face à l'Ouest) montrant l'élongation de la flèche sableuse avec l'accroissement des débits du fleuve Mono

- Photo 20.- Photographies (prises regard face à l'Ouest) montrant l'adoucissement de la côte aval
- Photo 21.- Photographies montrant les opérations d'ouverture d'embouchure de la BR_{3_09} à Avlo
- Photo 22.- Photographies (prises regard face à l'Ouest) montrant l'environnement de la Bouche du Roi en période de pointe de crue du fleuve Mono
- Photo 23.- Photographie montrant l'embouchure BR_{3_09} d'Avlo, trois semaines après son ouverture
- Photo 24.- Photographies montrant l'inflexion de l'extrémité de la flèche sableuse et l'attaque érosive du platier sableux de la côte aval
- Photo 25.- Photographies (prises regard face à l'Ouest) montrant la Bouche du Roi (BR₉₉₋₀₉) fermée à Djondji
- Photo 26.- Phénomènes de washover caractéristiques des périodes de pic des vents d'été (février à avril ; photo à gauche) et d'hiver (juillet à septembre ; photo à droite)
- Photo 27.- Quelques illustrations de comportements de la flèche sableuse suivant de l'importance du débit fluvial

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1.- Nature et granulométrie des sédiments des fonds du chenal Aho et du lac Ahémé (Oyédé, 1991)
- Tableau 2.- Proportions des minéraux lourds des sédiments des fonds du chenal Aho et du lac Ahémé (Oyédé, 1991)
- Tableau 3.- Nature et granulométrie des sédiments carottés en bordure de la lagune côtière (Oyédé, 1991)
- Tableau 4.- Proportions des minéraux lourds des sédiments carottés en bordure de la lagune côtière (Oyédé, 1991)
- Tableau 5.- Présentation des différentes images Landsat exploitées
- Tableau 6.- Précisions des lignes de rivage extraites des images satellitaires
- Tableau 7.- Deux différents cadres chronostratigraphiques synthétiques pour les dépôts quaternaires (récent) des littoraux du golfe de Guinée
- Tableau 8.- Synthèse de la chronologie et des amplitudes des variations eustatiques du Quaternaire récent
- Tableau 9.- Cadre chronostratigraphique des dépôts quaternaires (récent) du littoral béninois
- Tableau 10.- Fréquence mensuelle des vents dominants sur le littoral du Bénin
- Tableau 11.- Fréquence des vents des secteurs S-SW (vents d'été) et W-SW (vents d'hiver) correspondant aux périodes très venteuse (période I), venteuse (période II) et moins venteuse (période III)
- Tableau 12.- Dates des images exploitées, dates des lignes de rivages extraites et positions de la Bouche du Roi
- Tableau 13.- Valeurs des vitesses de début d'entraînement des particules de quartz en fonction de la granulométrie
- Tableau 14.- Valeurs moyennes mensuelles des différents courants à la Bouche du Roi lorsque le point nodal est situé hors de l'estuaire (période d'après la mise en service du barrage de Nangbéto)
- Tableau 15.- Valeurs moyennes mensuelles des différents courants à la Bouche du Roi lorsque le point nodal est situé hors de l'estuaire (période I d'avant la mise en service du barrage de Nangbéto)
- Tableau 16.- Valeurs moyennes mensuelles des différents courants à la Bouche du Roi lorsque le point nodal est situé hors de l'estuaire (période II d'avant la mise en service du barrage de Nangbéto)

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	i
SOMMAIRE	iv
RESUME	v
ABSTRACT	vi
INTRODUCTION GENERALE	1
PARTIE I : GENERALITES – MILIEU D’ETUDE – MATERIELS ET METHODES	5
<u>Chapitre 1 : GENERALITES SUR LES ESTUAIRES</u>	6
I.- INTRODUCTION.....	6
II.- LES ESTUAIRES : DEFINITION, CLASSIFICATION ET FONCTIONNEMENT HYDROSEDIMENTAIRE	6
1.- Définition et caractéristiques des estuaires	6
2.- Classification des estuaires	10
3.- Fonctionnement hydro-sédimentaire des estuaires	12
3.1.- <i>Circulation des eaux</i>	12
3.2.- <i>Dynamique des sédiments</i>	17
III.- LES ESTUAIRES A DOMINANCE DE HOULE.....	19
1.- Evolution géologique	19
2.- Caractéristiques des embouchures d’estuaires à dominance de houle	20
3.- Les flèches littorales : description et mode de formation	22
3.1.- <i>Définition et caractérisation</i>	22
3.2.- <i>Les agents de la dynamique morphosédimentaire d’une flèche littorale</i> . 3.3.- <i>Les lois régissant la dynamique morphosédimentaire d’une flèche littorale</i>	23
littorale	25
IV.- CONCLUSION	28
<u>Chapitre 2 : PRESENTATION DU MILIEU D’ETUDE</u>	29
I.- INTRODUCTION	29
II.- DESCRIPTION DE LA ZONE LITTORALE DU BENIN	31
1.- Définition et délimitation	31
2.- Conditions climatiques et facteurs d’hydrologie dans le milieu littoral du Bénin	32
2.1.- <i>Climat du milieu littoral béninois</i>	32
2.2.- <i>Facteurs de la dynamique hydrologique</i>	35
3.- Géomorphologie et géologie du milieu littoral et de l’hinterland	39

3.1.- Géomorphologie et géologie de l'arrière-pays.....	39
3.2.- Ensembles géomorphologiques et géologiques du milieu littoral.....	42
4.- Végétation littorale et relations avec les unités géomorphologiques.....	48
III.- CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES DE L'ESTUAIRE DU MONO.....	50
1.- Introduction	50
2.- Dynamique hydrologique de l'estuaire	50
3.- Faciès sédimentaires de l'estuaire	53
3.1.- Caractères morphologiques et faciès sédimentaires du lit du fleuve <i>Mono</i>	53
3.2.- Description des sédiments des différents compartiments de l'estuaire...	55
IV.- CONCLUSION	59
Chapitre 3 : MATERIELS ET METHODES	60
I.- ESQUISSE DE LA PALEOGEOGRAPHIE QUATERNAIRE DE L'ESTUAIRE DU MONO	60
II.- ANALYSE DE L'EVOLUTION DES CARACTERISTIQUES DES VENTS, DES HOULES ET DES COURANTS DE DERIVE	64
1.- Données exploitées	64
2.- Analyse statistique des données de vents	65
3.- Détermination des hauteurs moyennes mensuelles des houles significatives.	66
4.- Détermination des moyennes mensuelles des hauteurs de vagues déferlantes	69
5.- Détermination des moyennes mensuelles des courants de dérive littorale.....	70
III.- ETUDE DE LA MIGRATION DE LA BOUCHE DU ROI, LA DYNAMIQUE DES PLAGES IMPLIQUEES ET LES FACTEURS MIS EN CAUSE	71
1.- Prélèvement et analyse granulométrique d'échantillons de sédiments	71
2.- Réalisation des profils de plage et des modèles numériques de terrain	72
3.- Mesures de courants au voisinage de la Bocca del Rio	74
3.1.- Utilisation de l'ADCP en station mobile.....	74
3.2.- Utilisation de l'ADCP en station fixe	75
4.- Traitement et analyse de données iconographiques	76
5.- Estimations de la marge d'erreur	80
PARTIE II. : RESULTATS	83
Chapitre 4 : EVOLUTION GEOLOGIQUE DE L'ESTUAIRE DU MONO, EN RELATION AVEC LA PALEOGEOGRAPHIE QUATERNAIRE DU MILIEU LITTORAL BENINOIS	84
I.- INTRODUCTION	84
II.- ANALYSE DES TRAITES PEDOLOGIQUES DES CORDONS LITTORAUX ET DETERMINATION D'UN INTERVALLE D'ÂGE POUR LES SABLES JAUNES..	85
1.- Caractéristiques pédologiques et constituants minéralogiques des cordons sableux du littoral Béninois	85
1.1.- Les sols du cordon médian et ceux du cordon externe	86

1.2.- <i>Les sols du cordon interne</i>	88
2.- Nature lithologique et âge des dépôts délimitant le mur et le toit des sables jaunes	90
2.1.- <i>Dépôts surincombant les sables jaunes</i>	90
2.2.- <i>Les dépôts sous-jacents aux sables jaunes</i>	91
2.3.- <i>Cas des dépôts des dépressions lagunaires de Djonou et de Porto-Novo</i>	92
3.- Discussions	94
4.- Conclusion	98
III.- ANALYSE CRITIQUE DES RESULTATS DE TRAVAUX EXISTANT SUR LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN INCHIRIEN EN AFRIQUE DE L'OUEST ...	99
IV.- HISTOIRE PALEOGEOGRAPHIE QUATERNAIRE (RECENT) DU LITTORAL BENINOIS ET EVOLUTION GEOLOGIQUE DE L'ESTUAIRE DU MONO.....	104
V.- CONCLUSION	111
<u>Chapitre 5 : EVOLUTION DU REGIME DES VENTS ET DES CONDITIONS DE HOULES SUR LE LITTORAL BENINOIS</u>	112
I.- INTRODUCTION	112
II.- LES MOTEURS DE LA DYNAMIQUE CLIMATIQUE	112
1/ La circulation atmosphérique	112
2.- Circulation océanique de surface et phénomènes d'upwelling	116
3.- Variation saisonnière des températures de surface (SST) de l'océan atlantique sud	116
III.- EVOLUTION DES CARACTERISTIQUES DES VENTS SUR LE LITTORAL DU BENIN	119
1. Variations des vitesses moyennes mensuelles	119
2.- Variations de fréquences des directions de vents dominants	120
3.- Discussion	122
4.- Synthèse	124
IV.- ANALYSE DE L'EVOLUTION INTERANNUELLE DES DONNEES DE VENTS ET ESTIMATION DES CARACTERISTIQUES DE LA HOULE SUR LE LITTORAL BENINOIS	125
1.- Détection de rupture dans la série chronologique des vitesses de vents	125
2.- Détermination des hauteurs de houle et vagues puis du courant de dérive..	128
2.1.- <i>Hauteurs des houles au large</i>	128
2.2.- <i>Les hauteurs des vagues à la côte</i>	129
2.3.- <i>Les courants de dérive</i>	130
V.- CONCLUSION	133
<u>Chapitre 6 : APPORT DES SERIES D'IMAGES LANDSAT DANS L'ETUDE DE LA DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DE LA BOUCHE DU ROI ET DE SES PLAGES ADJACENTES AVANT ET APRES LA CONSTRUCTION DU BARRAGE DE NANGBETO</u>	134
I.- INTRODUCTION	136

II.- RESULTATS	137
1.- Dynamique de l'embouchure de l'estuaire du Mono	137
1.1.- Avant le barrage de Nangbéto.....	137
1.2.- Après la construction du barrage de Nangbéto.....	142
2.- Réponses de la ligne de rivage face à la migration de la Bouche du Roi....	147
III.- DISCUSSION	149
IV.- CONCLUSION	157
Chapitre 7 : ELEMENTS D'ANALYSE DE L'EVOLUTION DE LA BOUCHE DU ROI ET DE LA MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES ADJACENTES..	158
I.- INTRODUCTION	158
II.- ANALYSE DES DONNÉES D'OBSERVATIONS SUR L'ÉVOLUTION DE LA BOUCHE DU ROI ET LA DYNAMIQUE MORPHOLOGIQUE DES PLAGES ADJACENTES	159
1.-Au cours du deuxième épisode de migration après le barrage.....	159
1.1.- De 1999 à 2002.....	159
1.2.- De 2002 à 2009.....	166
1.3.- Analyse comparée de la morphodynamique des plages entre la période de 2002-2009 et celle de 1999-2002	177
2.- Au cours du troisième épisode de migration après le barrage de Nangbéto..	181
3.- Synthèse sur l'analyse des données d'observations.....	185
III.- ANALYSE DES DONNÉES DE MESURES SUR LA MORPHOLOGIE DES PLAGES ET LA GRANULOMÉTRIE DES SÉDIMENTS	188
1.- Sur la morphologie des plages	188
1.1.- Morphologie des extrémités de plages, de part et d'autre de BR3_10....	188
1.2.- Morphologie des extrémités de plages, de part et d'autre de BR3c2_10..	192
1.3.- Synthèse sur la morphologie des extrémités des plages amont et aval de la Bouche du Roi	194
2.- Granulométrie des sédiments des côtes amont et aval de la Bouche du Roi..	195
2.1.- Analyse des histogrammes de fréquence et des courbes cumulatives...	195
2.2.- Synthèse sur la granulométrie des sédiments des plages adjacentes de la Bouche du Roi	199
IV.- CONCLUSION	199
Chapitre 8 : HYDRODYNAMISME ET DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE DES PLAGES AU VOISINAGE DE LA BOUCHE DU ROI.....	200
I.- INTRODUCTION	200
II.- ETUDE DE L'HYDRODYNAMISME A L'EMBOUCHURE DE L'ESTUAIRE DU MONO-COUFFO	200
1.- Analyse des variations temporelles des débits moyens mensuels du fleuve Mono	200
2.- Analyse et interprétation des données de débits et de courants mesurés au voisinage de la Bouche du Roi	201
2.1.- Hypothèse admise sur les états de mélange des eaux (stratification) dans l'estuaire du Mono-Couffo	202

2.2.- analyse des débits d'écoulements et des courants résiduels d'étale de jusant mesurés au voisinage de la Bouche du Roi aux mois de février 2008 et de septembre 2009.....	203
2.3.- Analyse de l'influence de la marée sur la variation des courants résiduels au niveau de la Bouche du Roi.....	211
2.4.- Discussion	214
3.- Conclusion.....	218
III.- MODELE CONCEPTUEL DE LA DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE DES PLAGES AU VOISINAGE DE LA BOUCHE DU ROI.....	220
1.- Introduction	221
2.-Formalisation des hypothèses : conceptualisation de modèle	222
3.- Recherche des variables du modèle	224
3.1.- Vitesses de début d'entraînement des sédiments au voisinage de la Bouche du Roi	225
3.2.- Valeurs approchées des intensités moyennes mensuelles des courants résiduels d'étale de jusant près de la Bouche du Roi, avant et après la mise en eau du barrage de Nangbéto.....	225
4.- Application au fonctionnement de la Bouche du Roi avant et après le barrage de Nangbéto	227
4.1.- Fonctionnement de l'embouchure après la mise en service du barrage.....	227
4.2.- Fonctionnement de l'embouchure avant la mise en service du barrage (1952 à 1987)	233
5.- Conclusion sur la dynamique hydrosédimentaire au voisinage de la Bouche du Roi avant et après la mise en service du barrage de Nangbéto	236
6.- Proposition de solution de mitigation.....	236
IV.- GENERALISATION DU MODELE DE DYNAMIQUE DES PLAGES ADJACENTES A LA BOUCHE DU ROI	239
1.- La phase de stabilité de position	240
1.1.- Le régime marin	240
1.2.- Le stade intermédiaire	240
2.- La phase d'instabilité de position	240
3.- Remarque	241
V.- CONCLUSION	242
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	243
BIBLIOGRAPHIE	250
LISTE DES FIGURES	265
LISTE DES PHOTOGRAPHIES	270
LISTE DES TABLEAUX	272
ANNEXES	278

ANNEXES

ANNEXE 1 : Modèles conceptuels d'évolution des embouchures tidales

ANNEXE 2 : Carte bathymétrique des plates-formes continentales du Bénin et du Togo (SHOM, 1962)

ANNEXE 3 : Détail sur l'étude statistique des vents

ANNEXE 4 : Principe de stabilité d'Escoffier

ANNEXE 5 : Quelques profils de plages amont et aval levés au moyen du clinomètre.

ANNEXE 1 : Modèles conceptuels d'évolution des embouchures tidales

FitzGerald et al. (2000) proposent, à partir d'un travail de synthèse, 6 modèles conceptuels décrivant l'évolution, par étapes, d'une embouchure tidale (Bertin, 2008) :

Modèle 1 : migration et rupture de la flèche sableuse (figure 1)

La Flèche sableuse qui se développe au niveau de la côte amont est alimentée par dérive littorale et croît vers la côte aval, réduisant la section de l'embouchure. En accord avec le principe de stabilité d'Escoffier (1940) et la relation d'O'Brien (1931, 1969), l'augmentation des vitesses des courants associée à cette diminution de section entraîne l'érosion de la côte aval et donc la migration de l'embouchure dans le sens de la dérive littorale. La vitesse de migration de la passe dépend de l'intensité de la dérive littorale, des courants de marée, mais aussi de la profondeur du chenal. Les embouchures profondes ont en effet tendance à être stabilisées dans des incisions du substratum ou de sédiments semi indurés, ralentissant ou empêchant totalement leur migration. Les débordements qui ont lieu pendant les tempêtes accompagnées de surcote (*washovers*) vont ensuite générer une brèche en amont dans la flèche. En raison de sa position plus favorable d'un point de vue hydraulique, cette embouchure primitive va capter la majeure partie du prisme tidal, ce qui va accentuer son développement et condamner progressivement l'ancienne embouchure. Globalement, il y a donc transfert d'une quantité importante de sédiments vers la côte aval.

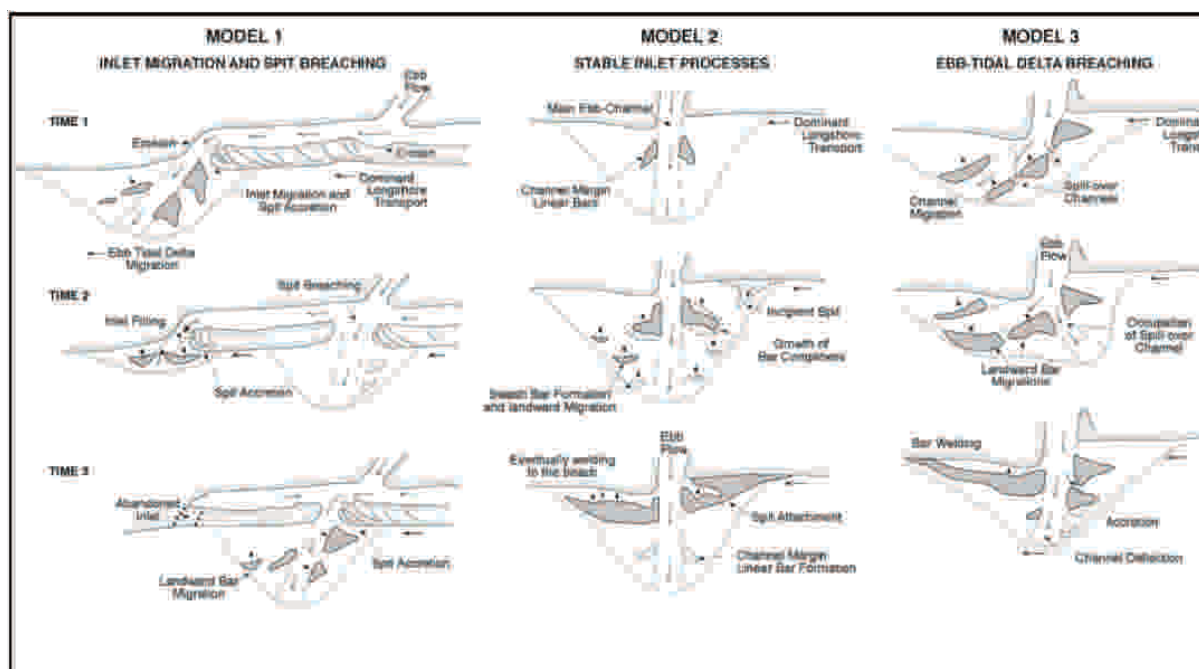


Fig. 1.- Modèles conceptuels d'évolution des embouchures tidales (FitzGerald et al., 2000 ; modèles 1 à 3)

Modèle 2 : embouchure stable (figure 1)

Une embouchure tidale stable est une embouchure dont la position du chenal principal et du delta de jusant est stable. Cette stabilité est souvent expliquée par un ancrage du chenal dans un substratum résistant à l'érosion (Morton et Donaldson, 1973 ; Bertin et al, 2003, 2004). Le bypass des sédiments s'effectue grâce au développement de barres sableuses dans le delta de jusant migrant vers la côte sous l'action de la houle et s'attachant au littoral aval, ce qui produit une progradation locale de la ligne de rivage.

Les volumes de sédiment mis en jeu augmentent avec les dimensions de l'embouchure et le temps nécessaire à la formation et à la migration de ces barres est de 4 à 10 ans.

Modèle 3 : rupture du delta de jusant (figure 1)

L'évolution de type « rupture du delta de jusant » a lieu au niveau des embouchures tidales dont la gorge du chenal est stable mais dont toute la partie océanique migre de façon cyclique dans le sens de la dérive littorale. L'accumulation de sable sur la partie amont du delta de jusant provoque la réorientation du chenal vers l'aval jusqu'à ce que son efficacité hydraulique devienne moins bonne. Cette configuration provoque en général une érosion importante de la plage aval (Oertel, 1988 ; Michel et Howa, 1997 ;

Bertin et al, 2004). Une brèche dans le delta de jusant peut alors s'ouvrir, soit de façon progressive (6 à 12 mois), soit à l'issue d'une tempête où la surcote génère de forts courants de flot. Un chenal permettant un accès plus direct à l'océan va se développer tandis que l'ancien chenal va progressivement être abandonné. Cette nouvelle configuration entraîne la migration de barres de déferlement vers la côte aval, qui pourront, à terme, s'attacher au littoral. L'ensemble de cette évolution prend en général 5 à 10 ans.

Modèle 4 : migration de la partie distale du chenal (figure 2)

Ce mécanisme est très proche de celui décrit dans le modèle 3 (rupture du delta de jusant), mais n'intéresse que la partie océanique distale du chenal. L'accumulation de sable sur la partie amont du delta de jusant va provoquer la déviation de la partie distale du chenal, formant un méandre qui peut parfois atteindre un angle droit. Cette nouvelle configuration est peu efficace d'un point de vue hydraulique et favorise la formation d'un nouveau chenal, plus direct, lors de marées de vive eau. Comme dans le cas du modèle 3, l'ancien chenal est abandonné tandis qu'une quantité plus faible de sédiments va migrer à la côte sous forme de barres de déferlement. Ce type d'évolution, dont la durée est plus courte que dans le cas du modèle 3, peut s'insérer au sein d'un épisode de rupture complète du delta de jusant (modèle 3).

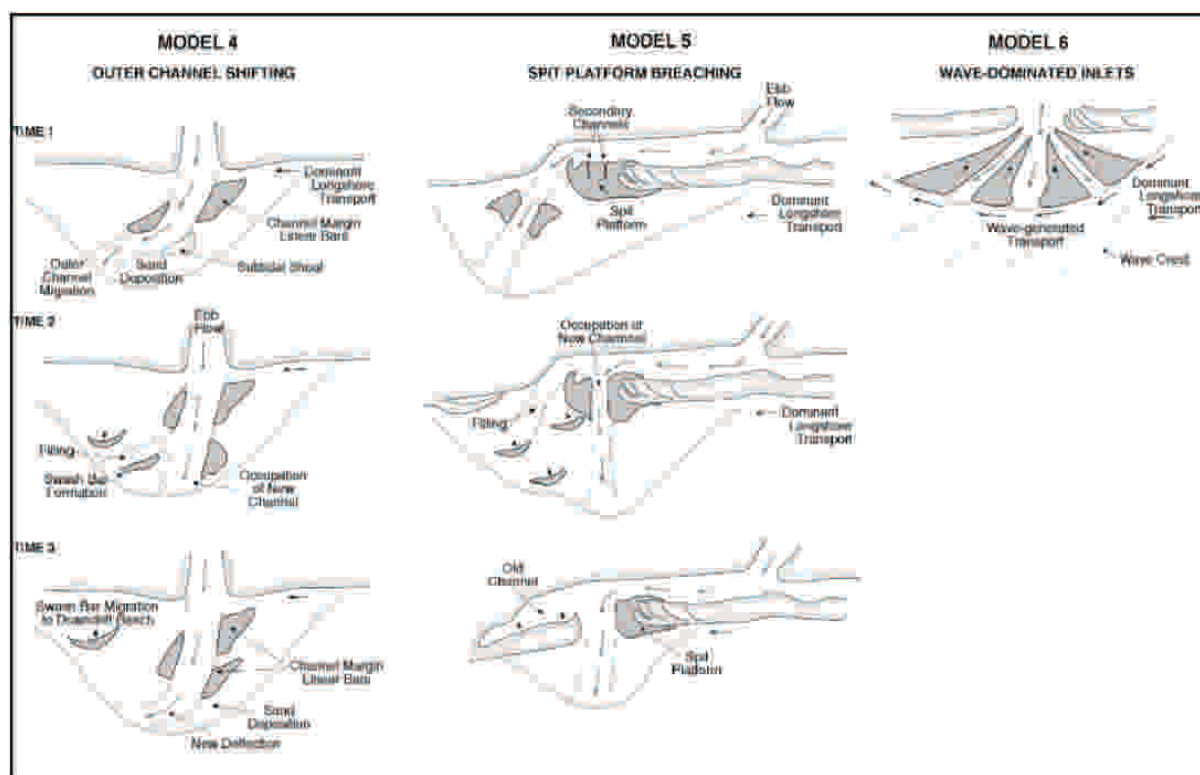


Figure 2. Modèles conceptuels d'évolution des embouchures tidales (FitzGerald et al., 2000 ; modèles 4 à 6)

Modèle 5 : rupture de la flèche de la plate-forme (figure 2)

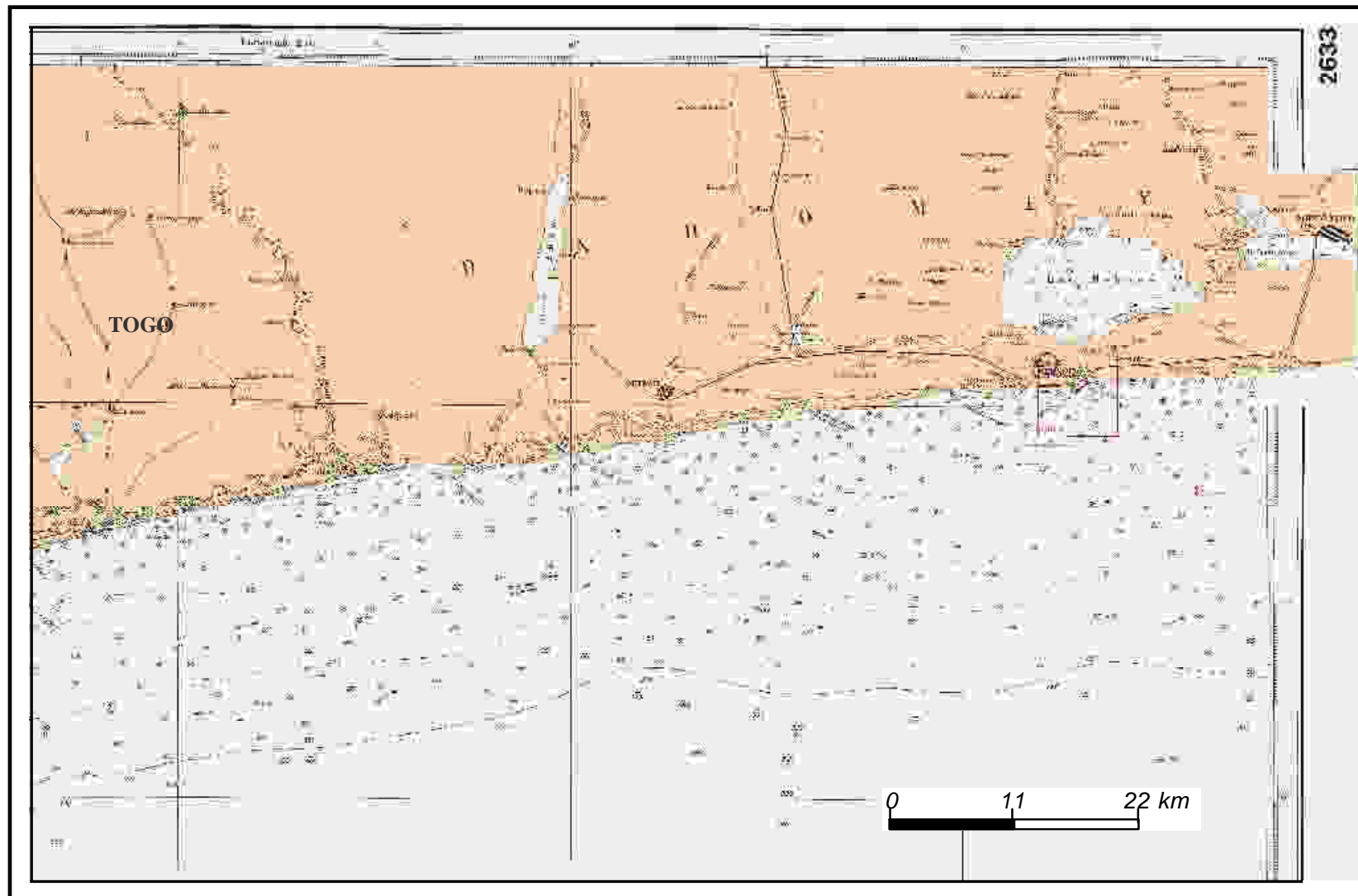
La plupart des embouchures qui migrent présente une forte asymétrie, de par la présence d'une plate-forme de déferlement intertidale (*swash platform*) étendue (100-1000 m), située dans le prolongement de la flèche amont. Cette plate-forme développe une topographie complexe, comprenant des chenaux secondaires peu profonds, des barres de déferlement, des rides et mégarides. La progradation de cette plate-forme dans le sens de la dérive littorale va diminuer l'efficacité du chenal principal d'un point de vue hydraulique et favoriser le développement des chenaux secondaires dans la plate-forme, en particulier pendant les périodes de vive-eau et/ou surcote pendant lesquelles son immersion est maximale. La rupture totale de la plate-forme et la relocalisation du chenal principal dure en général 1 à 2 ans, tandis que le cycle d'évolution complet dure 4 à 8 ans. Ce type d'évolution permet le transfert de quantités très importantes de sédiments vers la côte aval, comprenant la partie détachée de l'ancienne plate-forme et la quasi totalité de l'ancien delta de jusant.

Modèle 6 : embouchure dominée par la houle (figure 2)

Ce type d'embouchure est caractérisé par un très faible développement du delta de jusant, parcouru par un ou plusieurs chenaux de marée peu profonds (< 6 m). Cette restriction du delta de jusant à proximité de l'embouchure traduit l'action dominante de la houle, qui

transporte le sable vers la côte. La morphologie de ce type d'embouchure est décrite en détail par Hubbart et al, (1979) et Hayes (1975, 1979). La faible profondeur des bancs du delta de jusant, combinée à sa faible proéminence vers le large et à sa morphologie étirée parallèlement à la côte, permet le transport du sable par dérive littorale à la périphérie du delta de jusant. Le transfert de sédiments de la côte amont vers la côte aval s'effectue donc ici de façon continue, ce qui constitue une différence majeure avec les autres embouchures tidales (modèles 1 à 5) où ce transfert est assuré par la migration épisodique de barres.

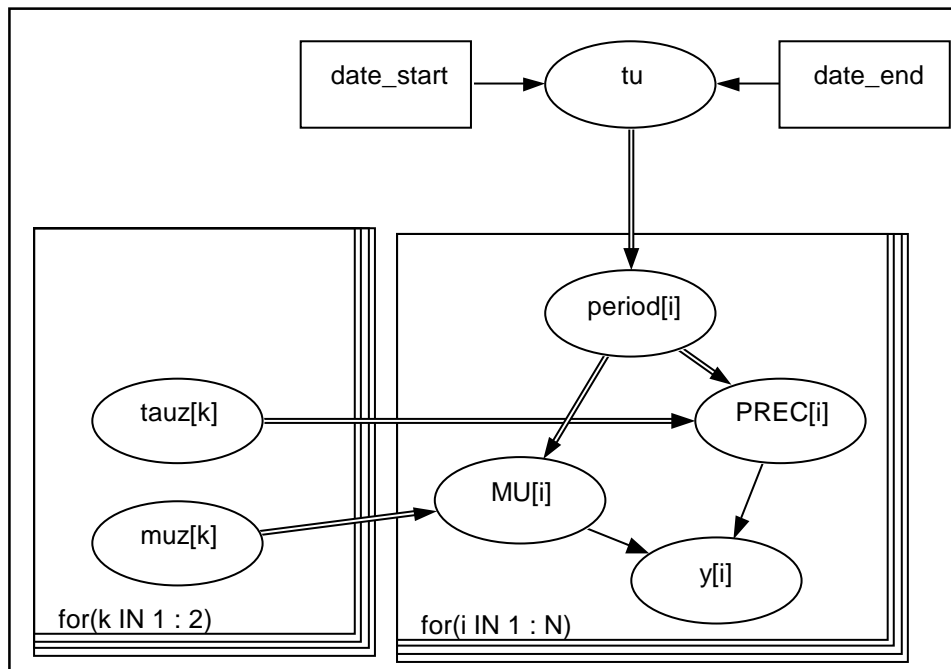
ANNEXE 2



Carte bathymétrique des plates-formes continentales du Bénin et du Togo (SHOM, 1962)

ANNEXE 3 : Détail sur l'étude statistique des vents

a) Graphique de la programmation sur WinBUGS14



- La date de rupture est tu .
- $y[i]$ est l'ensemble des valeurs des observations y_i .
- muz est la moyenne :
 - $muz[1]$, la moyenne sur la première période ($period[1]$),
 - $muz[2]$, la moyenne sur la deuxième période ($period[2]$).
- $tauz$ la précision.
 - $tauz[1]$ la précision sur la première période ($period[1]$),
 - $tauz[2]$ la précision sur la deuxième période ($period[2]$).

b) Les grandes lignes des équations utilisées

En admettant l'hypothèse iid et de normalité, l'existence d'une rupture suppose l'existence de deux familles d'observations toutes générées par des lois normales de moyennes et/ou de variances différentes. Les observations de chaque famille suivent alors une loi normale de moyenne muz et de variance $varz$ et fluctuent en conséquence aléatoirement autour d'un niveau moyen muz avec un bruit blanc ε . Soit :

$$\forall i, y_i = muz + \varepsilon_i \text{ avec } \varepsilon_i \sim N(0, varz) \Rightarrow y_i \sim N(muz, varz)$$

En considérant tu comme date de rupture et n le nombre d'observations :

- la première famille $\{y_{i_{tu}}\}$ avant la rupture est générée par une loi normale de moyenne $muz[1]$ et de variance $varz[1]$ (ou de précision $tauz[1] = \frac{1}{varz[1]}$) Soit $y_{i_{tu}} \sim N(muz[1], varz[1])$,
- la deuxième génération $\{y_{i_{n-tu}}\}$ après la rupture est régie par une autre loi normale de moyenne $muz[2]$ et de variance $varz[2]$ (ou de précision $tauz[2] = \frac{1}{varz[2]}$) Soit $y_{i_{n-tu}} \sim N(muz[2], varz[2])$.

ANNEXE 3 (suite 1)

Expression de la vraisemblance

La vraisemblance L_{tu} avant la rupture s'écrit :

$$L_{tu} \propto \frac{1}{\text{varz}[1]^{tu/2}} \exp\left(-\frac{tu}{2\text{varz}[1]} \left[s_{tu}^2 + (\text{muz}[1] - \bar{y}_{tu})^2 \right] \right)$$

La vraisemblance L_{n-tu} après la rupture est :

$$L_{n-tu} \propto \frac{1}{\text{varz}[2]^{(n-tu)/2}} \exp\left(-\frac{n-tu}{2\text{varz}[2]} \left[s_{n-tu}^2 + (\text{muz}[2] - \bar{y}_{n-tu})^2 \right] \right)$$

La vraisemblance totale sur les deux périodes (avant et après rupture)

$$L_n \propto \frac{1}{\text{varz}[1]^{tu/2}} \frac{1}{\text{varz}[2]^{(n-tu)/2}} \exp\left(-\frac{tu}{2\text{varz}[1]} \left[s_{tu}^2 + (\text{muz}[1] - \bar{y}_{tu})^2 \right] - \frac{n-tu}{2\text{varz}[2]} \left[s_{n-tu}^2 + (\text{muz}[2] - \bar{y}_{n-tu})^2 \right] \right) \text{ N.B. :}$$

- \bar{y}_{tu} et \bar{y}_{n-tu} sont les moyennes empiriques respectives des observations avant et après la rupture,
- s_{tu}^2 et s_{n-tu}^2 sont les variances empiriques respectives des observations avant et après la rupture,

Expression du prior

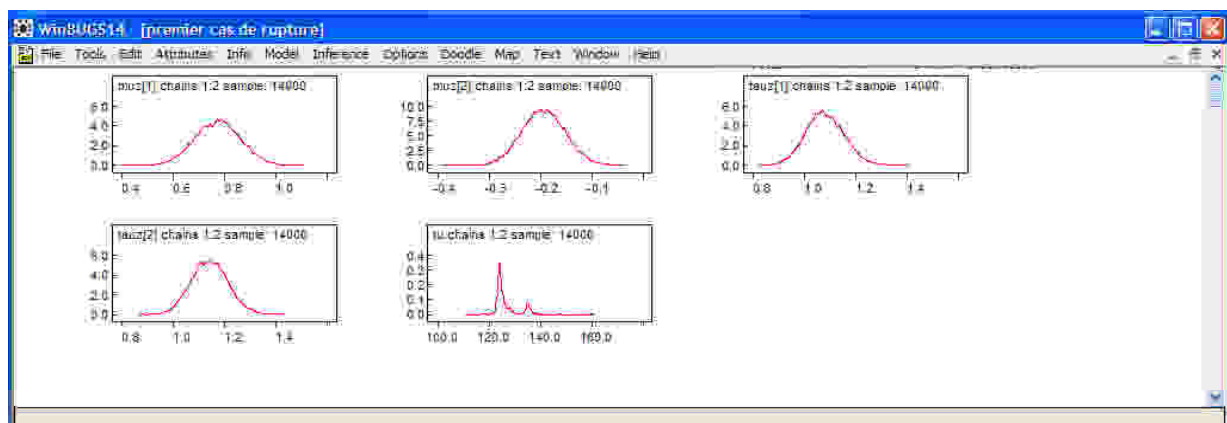
Le prior se présente sous la forme d'un vecteur à quatre composantes et sa distribution peut s'écrire comme suit :

$$[\theta] = [\text{muz}[1], \text{varz}[1], \text{muz}[2], \text{varz}[2], tu]$$

c) Quelques détails sur les résultats

Première rupture

Les densités de distribution des moyennes ($\text{muz}[1]$, $\text{muz}[2]$) et des précisions ($\text{tauz}[1]$, $\text{tauz}[2]$) des deux lois normales pouvant générées les deux familles d'observations identifiées, de même que la densité de probabilité de la date de rupture tu sont présentées sur le tableau ci-après.



Densités de distributions des paramètres caractéristiques de la première rupture

ANNEXE 3 (suite 2)

Les intervalles de distributions des moyennes $\mu_{uz}[1]$ et $\mu_{uz}[2]$ montrent que ces deux moyennes sont très significativement différentes. C'est ce que confirment les percentiles du tableau ci-après qui montrent que l'intervalle de crédibilité à 95% des deux moyennes sont distincts.

node	mean	sd	MC error	2.5%	median	97.5%	start	sample
$\mu_{uz}[1]$	0.7723	0.68794	8.571E-4	0.6614	0.7721	0.9451	3001	14000
$\mu_{uz}[2]$	-0.1928	0.64224	9.847E-4	-0.276	-0.1944	-0.1113	3001	14000
$\tau_{auz}[1]$	1.079	0.67441	8.884E-4	0.9382	1.078	1.228	3001	14000
$\tau_{auz}[2]$	1.141	0.07153	8.279E-4	1.007	1.14	1.288	3001	14000
τ_u	128.4	4.312	0.1414	122.6	124.8	138.2	3001	14000

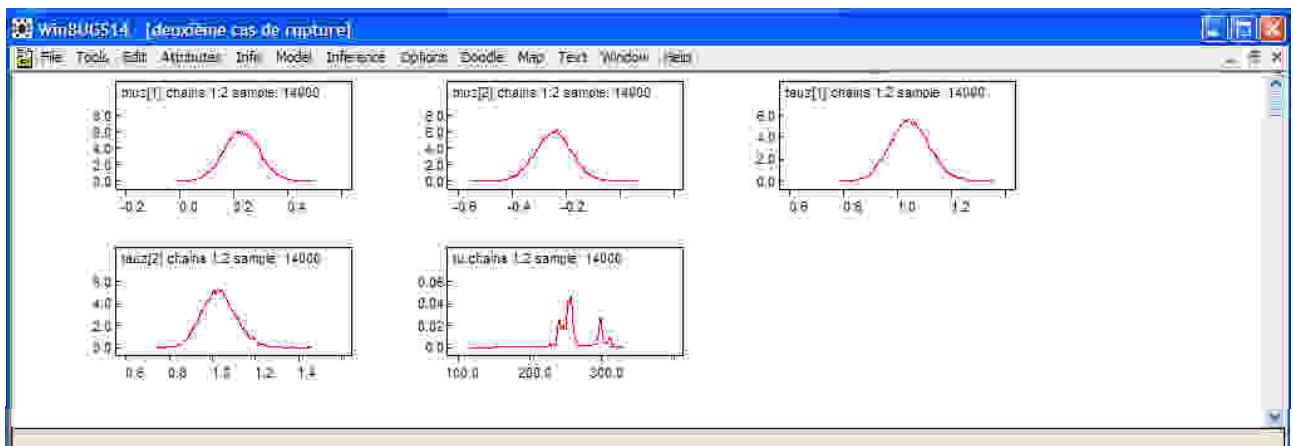
Quelques valeurs caractéristiques des paramètres relatifs à la première rupture

Les percentiles relatifs aux intervalles de distribution des précisions ($\tau_{auz}[1], \tau_{auz}[2]$) montre que l'intervalle de crédibilité à 50% de ces deux précisions chevauchent.

Puisqu'au moins les deux moyennes des deux lois normales sont significativement différentes, cette rupture est bien significative en octobre 1962.

Deuxième rupture

Le développement fait pour la première rupture est valable pour la deuxième et les deux tableaux ci-après confirment l'existence d'une rupture en avril 1984.



Densités de distributions des paramètres caractéristiques de la deuxième rupture

ANNEXE 3 (fin)

node	mean	sd	MC error: 2.5%	median	97.5%	start	sample
mu2[1]	0.2289	0.06575	9.27E-4	0.1011	0.2279	0.3689	3001 14000
mu2[2]	-0.2469	0.06731	9.14E-4	-0.3699	-0.2462	-0.1199	3001 14000
tau2[1]	1.045	0.07239	7.73E-4	0.9105	1.043	1.192	3001 14000
tau2[2]	1.03	0.07918	8.63E-4	0.8959	1.029	1.192	3001 14000
lu	262.5	25.23	0.73	225.2	256.1	111.3	3001 14000

Quelques valeurs caractéristiques des paramètres relatifs à la deuxième rupture

d) Paramètres caractéristiques de la distribution des observations de vents

Moyenne	Médiane	Mode	Asymétrie	Aplatissement
4,446032	4,000000	4.000000	0,879676	1,495905

ANNEXE 4 : Résultats de datation OSL



Quartz Optical Dating Report

12th August, 2011

Ouidah Site, Benin

Abstract: Optical luminescence dating (OSL) at the small single aliquot (2 mm in diameter) was applied to coarse quartz grains extracted from three samples taken from the Ouidah site, Benin. Whilst all samples responded acceptably to OSL measurement, analysis of sample replicates indicated all samples had appreciable palaeodose scatters which are taken to indicate partial bleaching prior to burial or post-depositional disturbance. Whilst efforts have been made to mitigate the effects of this and ages have been calculated, results for these samples should be treated with some caution. Best estimates of burial age of OD-1, -2, -3 are 2.59 ± 0.17 ka, 4.41 ± 0.35 ka, and 9.47 ± 0.50 ka, respectively, concordant with their stratigraphy.

1. Introduction: Three samples in stainless tubing from Ouidah site, Benin were submitted for OSL dating by Dr. Edward Anthony. All luminescence work was carried out at the Sheffield Centre for International Drylands Research (SCIDR) luminescence laboratory. The samples are assumed not to have been exposed to sunlight during sampling or transportation to the laboratory. Upon arrival, each sample was allocated a Sheffield laboratory number (Table 1). This report provides a brief summary of the procedures employed and results obtained for samples. In order to derive an optically stimulated luminescence (OSL) age both the palaeodose (D_e - the amount of absorbed dose since the sample was buried) and the dose rate (the estimated radiation flux for the sedimentary bodies) have to be determined. Aitken (1998) gives a detailed explanation of both these parameters. To calculate an age, the palaeodose (expressed in Grays) is divided by the annual dose rate (Grays/yr). An inherent assumption in these age calculations is that the sediment was fully reset or 'bleached' by exposure to sunlight during the last transport event or whilst *in situ* prior to burial and that no post-depositional sediment disturbance has occurred. As part of this investigation, efforts have been taken to establish if these sediments have been bleached prior to burial or disturbed by, for example, bioturbation. As the OSL signal measured at the small single aliquot level of measurement is an average of 2000 grains the true distribution of D_e values may be masked. This is of particular significance in heterogeneously dosed samples (e.g. poorly reset/bleached) in which grains with a high D_e signal will dominate the signal at the expense of grains containing a true burial D_e . The D_e of grains recently exhumed and bleached due to bioturbation (referred to as zero-dosed grains) are also masked at the single aliquot level. Measurement of the accumulated dose from small aliquot (c. 100 grains) minimizes this problem. Initial OSL measurement of the normal aliquot (c. 2000 grains) suggested all samples possibly had highly heterogeneously dosed grains. All samples thus underwent small aliquot measurement.

Table 1. Sample descriptive data.

Lab No.	Field Reference	Latitude (N)	Longitude (W)	Altitude (m)	Sampling Depth (cm below surface)
Ouidah, Benin					
Shfd11036	OD-1	6.361	2.112	8	50
Shfd11037	OD-2	6.361	2.112	8	100
Shfd11038	OD-3	6.361	2.112	8	150

2. Dose Rate Analysis: Naturally occurring potassium (K), thorium (Th), rubidium (Rb) and uranium (U) are the main contributors of dose to sedimentary quartz. The concentrations of these elements were determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP) at SGS laboratories Ontario Canada (Table 2). Elemental concentrations were converted to annual dose rates using data from Adamiec and Aitken (1998), Marsh et al. (2002), and Aitken (1998). This took into account attenuation factors relating to sediment grain sizes used, density and palaeomoisture. It has been assumed that the samples formed part of a thick homogeneous unit with no gamma contribution (other than from cosmogenic sources) being received by the samples from other unsampled sedimentary units. Attenuation of dose by moisture used the present-day moisture values as measured in the laboratory, with a 5 % error to incorporate seasonal and longer-term fluctuations in moisture that the samples may have endured since burial (Table 2). The contribution to dose rates from cosmic sources was calculated using the expression published in Prescott and Hutton (1994; Table 2).

The dose rates calculated are based on analyses of the sediment sampled at the present day. This assumption is only valid if no movement and/or reprecipitation of the four key elements has taken place since sediment burial and the adjacent sediments to those sampled had similar dose rates. Further analysis would have to be undertaken to establish whether the latter is true and if radioactive disequilibrium is present in the dose rate.

Table 2. Summary of results .Dosimetry related data.

Lab Code	U (PPM)	Th (PPM)	Rb (PPM)	K (%)	D _{cosmic} + (Gy/ka)	Moisture (%)	Dose rate [†] (Gy/ka)
Ouidah, Benin							
Shfd11036	0.78	2.4	10	0.2	0.183 0.009	3.8	0.725 0.028
Shfd11037	0.74	2.9	10	0.2	0.170 0.009	4.8	0.731 0.029
Shfd11038	0.99	2.9	10.4	0.2	± 0.159 0.008	5.8	0.769±0.031

+ Cosmic dose is calculated as a linear decay curve at depths below 50 cm. Above this depth, errors in calculation may lead to an under-estimation of the cosmic dose contribution.

† Total Dose is attenuated for grain size, density and moisture.

Palaeodose Determination: The samples were prepared under subdued red lighting following the procedure to extract and clean quartz outlined in Bateman and Catt (1996). Prepared aliquots of the samples were taken from within a size range of 180-215 m. All samples then underwent measurement either at the small aliquot level. For the single aliquot measurements, prepared quartz was mounted onto 2 mm diameter disks for measurement. The purity of the quartz extract was checked using infrared stimulated luminescence and minimal feldspar contamination was seen. All OSL measurements were carried out using an upgraded DA-20 Risø luminescence reader fitted with blue LEDs for stimulation. OSL was measured through a Hoya-340 filter in placed in front of the photomultiplier tube. Samples were dosed using a calibrated ⁹⁰Sr/⁹⁰Y beta source. All samples were analysed using the single aliquot regenerative (SAR) approach (Murray and Wintle 2000, 2003), in which an interpolative growth curve is constructed using data derived from repeated measurements of a single aliquot which has been given various laboratory irradiations (Figure 1a and 1b). The last irradiation dose replicated the first to check if sensitivity changes cause by repeated measurement of the same aliquot had been correctly monitored and corrected for by the SAR protocol. All aliquots where the ratio of first and last dose point exceeded 10% of unity were excluded from further analysis. The most appropriate preheat

temperature for each sample was derived experimentally using a dose recovery test with a range of preheat temperatures (after Murray and Wintle, 2003). As Figure 2 shows the 240 °C for 10 s preheat recovers the 10 Gy dose within errors and has recycling ratios within 10%.

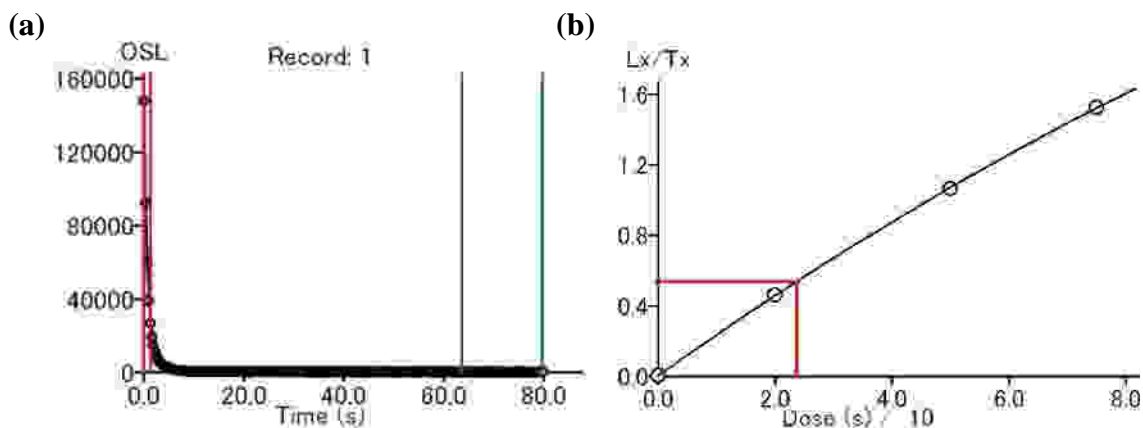


Figure 1: Examples of single aliquot OSL data (a) OSL decay of naturally acquired signal for sample Shfd11036; (b) Single aliquot SAR growth curve for sample Shfd11036. Note red lines in (a) indicate block of data used as OSL signal and green lines indicate block of data used as OSL background. Red lines in (b) indicate where naturally acquired OSL signal intercepts with SAR growth curve (and associated uncertainties) from which the naturally acquired dose can be calculated.

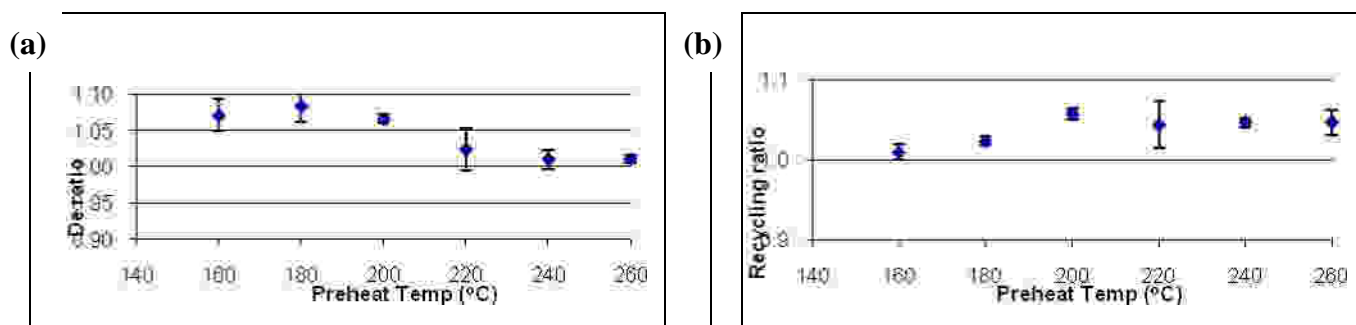


Figure 2. Results of Dose recovery test on Shfd11036 used to determine appropriate preheat for SAR protocol. (a) Results of different preheat temperatures in recovering a ~10 Gy beta radiation dose; (b) recycling ratio of different preheats.

4. Sedimentary bleaching behaviour: The effects of incomplete bleaching of the sediment during the last period of transport or exposure *in situ* can be profound. Typically, poorly bleached sediments retain a significant level of residual signal from previous phases of sedimentary cycling, leading to inherent inaccuracies in the calculation of a palaeodose value. By plotting the replicate data for each sample as a probability density function some assessment of whether older or younger material has been included in the sample measurements can be made (Figure 3). In principle a well bleached unpost-depositionally disturbed sample should have replicate palaeodose (D_e) data which is normally distributed and highly reproducible (See Bateman *et al.* 2003, Fig 3; Bateman *et al.* 2007a). Where post-depositional disturbance or incomplete bleaching prior to sample burial has occurred skewing of this distribution may occur and/or replicate reproducibility may be lower (Bateman *et al.* 2007a; Bateman *et al.* 2007b). In the case of poorly bleached material skewing should be evident with a high D_e tail (e.g. Olley *et al.* 2004).

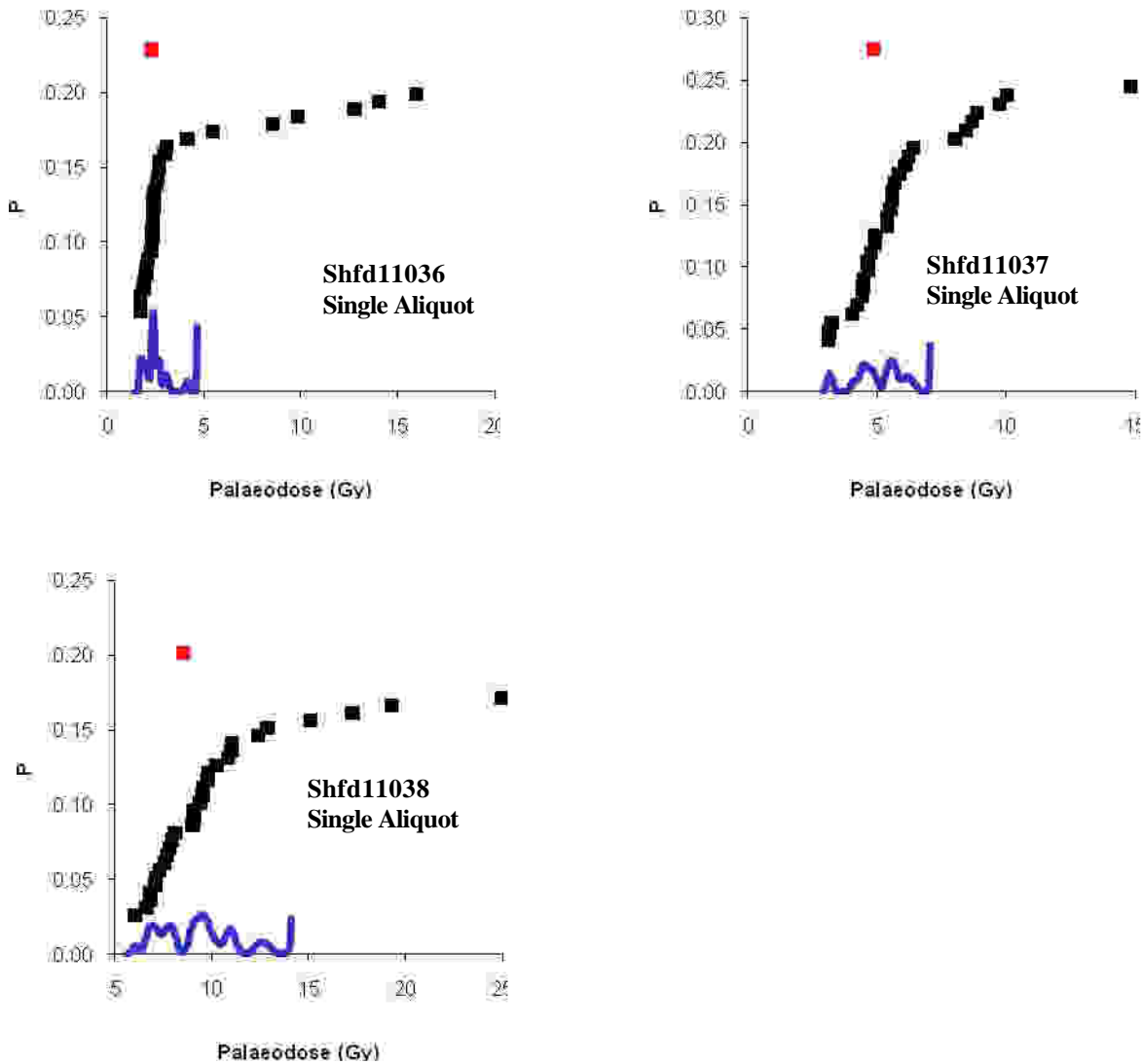


Figure 3: Examples of combined probability density functions for single aliquot showing degree of inter-aliquot scatter. Also plotted are individual grain De (black) and the unweighted mean De (red).

As Figure 3 and Table 3 (see also appendix) shows, De distributions for the samples are generally broad. These samples had high OD and have multiple modes of De value. This is taken to indicate that the deposits had undergone some bioturbation since deposition or include unbleached grains. If it is assumed that the small aliquot measurements result in the true distributions of De, in order to try and overcome incorporating disturbed/antecedent De signals and try to isolate a burial OSL ages, the De values were statistically analysed using the finite mixture model (Roberts *et al.* 2000). This model attempts to extract the different multiple components contained within the De distributions. Results from this (excluding any component representing less than 10% of data as per Bateman *et al.* 2010) are shown in Table 4. For disturbed samples it has been argued that the dominant peak (that incorporating the results of the most number of grains) relates to the true burial age and other minor peaks represent either post-depositional disturbance or incomplete bleaching (Bateman *et al.* 2007a,b). The indistinct nature of many of the De components displayed for these samples makes such assumptions difficult to apply. As such ages for all De's found within the samples have been calculated along with the relative proportion of the data found within each De component (Table 4). Whilst ages

have been calculated this uncertainty should be borne in mind and appropriate caution used when using the ages for site interpretation.

Table 3. Summary Single Aliquot Palaeodose (De) data.

Lab Code	Field Ref.	Depth (cm)	Aliquots measured	Usable Aliquots	OD* (%)	Skewness
Ouidah, Benin						
Shfd11036	OD-1	50	30	30	65	3.59
Shfd11037	OD-2	100	30	30	35	2.20
Shfd11038	OD-3	150	30	30	33	2.47

* OD (over-dispersion) is a function which indicates the level of data falling outside a normal distribution which would be expected for well-bleached undisturbed sediment.

Table 4. Results of Finite Mixture modelling of the single aliquot De data to extract multiple components for each sample. Youngest De and age derived from it highlighted in bold.

Lab Code	Field Ref.	Depth (cm)	FMM component ^a	De (Gy)	Proportion of aliquots (%)	Dose rate † (Gy/ka)	Age (ka)
Ouidah, Benin							
Shfd11036	OD-1	50	1	1.88 0.10	25	0.725 0.028	2.59 0.17
			2	2.48 0.08	52	0.725 0.028	3.42 0.17
			5	14.18 0.83	10	0.725 0.028	19.57 1.38
Shfd11037	OD-2	100	1	3.22 0.22	11	0.731 0.029	4.41 0.35
			2	5.13 0.12	66	0.731 0.029	7.02 0.32
			3	8.93 0.37	20	0.731 0.029	12.22 0.70
Shfd11038	OD-3	150	1	7.28 0.25	41	0.769 0.031	9.47 0.50
			2	10.18 0.32	46	0.769 0.031	13.24 0.68
			3	18.85 0.96	13	0.769 0.031	24.5 1.59

^a only component representing more than 10% of De data are reported.

† Total Dose is attenuated for grain size, density and moisture.

5 Age Calculation and Conclusions: Ages are quoted in ka from the present day (2011) and are presented with one sigma confidence intervals which incorporate systematic uncertainties with the dosimetry data, uncertainties with the palaeomoisture content and errors associated with the De determination. Table 4 shows the final OSL age estimates. Aliquot data for each sample are included in appendix 1. The data presented showed many of the samples had appreciable De scatter (due to bioturbation, beta heterogeneity and/or partial bleaching), whilst efforts have been made to mitigate the impact of this, ages may still incorporate a partial bleach or post-depositional disturbance signature and should be treated with due caution. Ages presented in Table 4 should be viewed in alongside site stratigraphy and sedimentological evidence that might provide information of depositional and post-depositional contexts within which the OSL results could be interpreted. Shfd11036 is skewed and partial bleaching is more likely. The youngest component is thus most likely to account for the scattered De values. It is however, hard to decide what caused the De distribution of other samples. Here, the youngest component is adopted assuming the partial bleaching

was the main cause, but it is still possible that the dominant components (i.e., FMM component 2 for Shfd11037 and 11038) corresponds to the true age as the youngest component represents grains coming from the upper layer due to pedoturbation. The best estimates of ages for the Ouidah site are, 2.59 ± 0.17 ka (Shfd11036), 4.41 ± 0.35 ka (Shfd11037), and 9.47 ± 0.50 ka (Shfd11038), in descending order. There would appear to be some concordance of these OSL ages with the stratigraphy of the site although the validity of the OSL ages should be further tested with the single grain OSL dating, and other independent age evidences, including radiocarbon dates.

Dr Toru Tamura
Prof Mark D. Bateman

6. References:

- ADAMIEC G. and AITKEN MJ.** (1998). Dose-rate conversion factors update. *Ancient TL* **16**: 37-50
- AITKEN, M. J.** (1998). *An Introduction to Optical Dating: The dating of Quaternary sediments by the use of Photo-Stimulated Luminescence*. Oxford Science Publication.
- BATEMAN, M.D., BOULTER, C.H. AND MURTON J.B.** (2010). The source of D_e variability in periglacial sand wedges: depositional processes v. measurement issues. *Quaternary Geochronology (in press)*.
- BATEMAN, M.D., BOULTER, C.H., CARR, A.S., FREDERICK, C.D., PETER, D., WILDER, M.** (2007a). Detecting Post-depositional sediment disturbance in sandy deposits using optical luminescence. *Quaternary Geochronology* **2**, 57-64.
- BATEMAN, M.D., BOULTER, C.H., CARR, A.S., FREDERICK, C.D., PETER, D. AND WILDER, M.** (2007b). Preserving the palaeoenvironmental record in Drylands: Bioturbation and its significance for luminescence derived chronologies. *Sediment Geology*, **195**, 5-19.
- BATEMAN, M.D., FREDERICK, C.D., JAISWAL, M.K. AND SINGHVI, A.K.** (2003). Investigations into the potential effects of pedoturbation on luminescence dating. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 1169-1176.
- BATEMAN, M.D. & CATT, J.A.** (1996). An absolute chronology for the raised beach deposits at Sewerby, E. Yorkshire, UK. *Journal of Quaternary Science*, **11**, 389-395.
- GALBRAITH, R.F. and GREEN, P.F.** (1990). Estimating the component ages in a finite mixture. *Radiation Measurements*, **17**, 197-206.
- MARSH RE, PRESTWICH WV, RINK WJ, BRENNAN BJ.** (2002). Monte Carlo determinations of the beta dose rate to tooth enamel. *Radiation Measurements* **35**: 609-616
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G.** (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* **32**, 57-73.
- MURRAY AS, WINTLE AG.** (2003). The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements* **37**: 377-381.
- OLLEY, J.M., PIETSCH T., ROBERTS, R.G.** (2004). Optical dating of Holocene sediments from a variety of geomorphic settings using single grains of quartz. *Geomorphology* **60**, 337-358.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T.** (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, **2/3**, 497-500.
- ROBERTS, R.G. GALBRAITH, R.F., YOSHIDA, H., LASLETT, G.M. & OLLEY, J.M.** (2000). Distinguishing dose populations in sediment mixtures: a test of single-grain optical dating procedures using mixtures of laboratory-dosed quartz. *Radiation Measurements* **32**, 459-465.

Appendix 1

Single aliquot data and plots for the Ouidah site, Benin.

Sample specific data including:-

- list of De's derived from aliquots
- calculated statics for De distribution (Skewness, kurtosis and sorting)
- calculated means based on a range of statistical models including Finite Mixture Modelling (FMM)
- histogram plot of distribution of De within a sample
- probability density plot (curve) with ranked De data (black points) and probability mean (uppermost red point).

Field Code: OD-3
 Lab Code: Shfd11036
 Aliquot Size: small (2mm)

Site: Ouidah, Benin

Aliquot	Palaedose (Gy)	error
1	2.688	0.032
2	2.334	0.032
3	2.063	0.032
4	1.992	0.032
5	1.878	0.032
6	2.402	0.038
7	1.730	0.032
8	2.960	0.038
9	1.719	0.038
10	2.355	0.032
11	2.391	0.032
12	3.085	0.045
13	12.761	0.055
14	2.299	0.038
15	2.981	0.032
16	2.685	0.032
17	2.607	0.032
18	1.890	0.032
19	14.013	0.064
20	6.835	0.045
21	2.036	0.032
22	1.766	0.038
23	4.132	0.038
24	8.560	0.064
25	2.334	0.032
26	2.265	0.030
27	2.413	0.032
28	15.971	0.140
29	2.368	0.032
30	5.441	0.038

De (Gy)	All Data	Minus Outliers
Skewness	3.58	-0.00
Kurtosis	3.22	-0.38
Median	2.40	2.33
Sorting	0.71	0.09

De (Gy)	error	
Minimum	1.71	0.04
Maximum	15.97	0.14
N	30	

Unweighted	
	Minus Outliers
Mean (Gy)	2.30
SD	0.38
SE	0.07
N	23

Weighted	
	Minus Outliers
Mean (Gy)	2.28
SD	0.34
SE	0.07
N	23

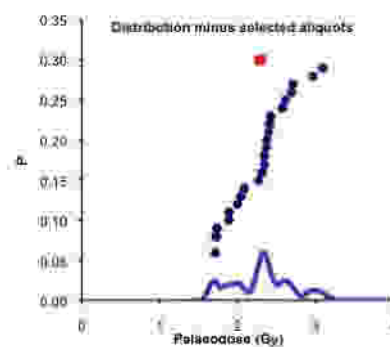
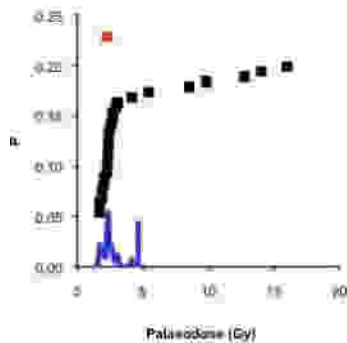
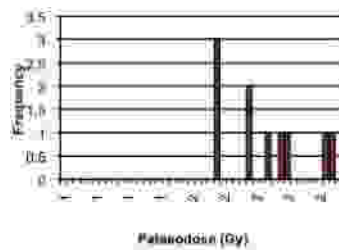
Central Age Model	
	Minus Outliers
Mean (Gy)	2.27
SD	0.08
OD (all dat)	16.18%
N	23

Single Population?

at 0.05	no	no
at 0.01	no	no
at 0.001	no	no

Probability	
	Minus Outliers
Mean (Gy)	2.29
SD	0.29
SE	0.06
N	23

Finite Mixture Modelling			
Component	Mean De (Gy)	Error	Proportion
1	1.88	0.096068	0.246
2	2.48	0.077376	0.521
3	4.74	0.33554	0.0667
4	8.18	0.660042	0.0668
5	16.18	0.825278	0.0880



Field Code: OD02
 Lab Code: Shfd11037
 Aliquot Size: small (2mm)

Site: Ouidah, Benin

Aliquot	Palaeodose (Gy)	error
1	3.142	0.038
2	5.521	0.055
3	5.862	0.055
4	4.052	0.032
5	6.420	0.038
6	4.644	0.038
7	5.692	0.038
8	3.601	0.055
9	5.396	0.038
10	6.101	0.038
11	8.697	0.038
12	4.489	0.038
13	5.396	0.038
14	9.744	0.055
15	4.417	0.045
16	8.435	0.045
17	5.601	0.032
18	4.223	0.038
19	8.037	0.085
20	4.940	0.045
21	8.868	0.064
22	6.215	0.038
23	4.644	0.045
24	3.244	0.038
25	3.119	0.045
26	4.451	0.045
27	4.770	0.038
28	14.321	0.085
29	4.906	0.045
30	10.029	0.129

	All Data	Minus Outliers
File Name		
Skewness	2.20	-0.15
Kurtosis	4.06	1.02
Median	5.48	4.92
Sorting	0.34	0.15

	De (Gy)	error
Minimum	3.12	0.05
Maximum	14.82	0.09
N	30	

Unweighted		
	All Data	Minus Outliers
Mean (Gy)	6.05	5.04
SD	2.56	1.13
SE	0.46	0.21
N	30	24

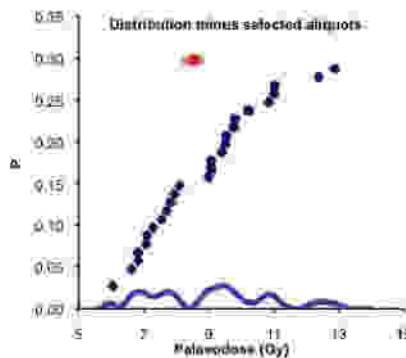
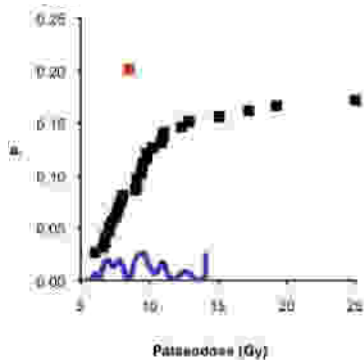
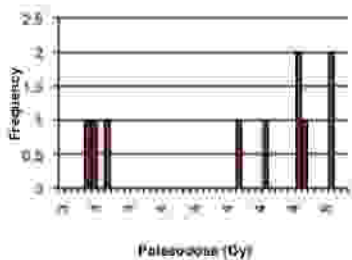
Weighted		
	All Data	Minus Outliers
Mean (Gy)	5.45	4.92
SD	1.79	0.99
SE	0.33	0.20
N	30	24

Central Age Model		
	All Data	Minus Outliers
Mean (Gy)	5.65	4.81
SD	0.37	0.23
OD (all dat)	95.40%	27.41%
N	30	24

Single Population?		
at 0.05	no	no
at 0.01	no	no
at 0.001	no	no

Probability		
	All Data	Minus Outliers
Mean (Gy)	4.67	4.87
SD	0.30	0.08
SE	0.16	0.17
N	30	24

Finite Mixture Modelling				
Component	Mean De (Gy)	Error	Proportion	
1	3.22	0.22379	0.1063	
2	5.1321	0.12009114	0.6997	
3	8.93	0.372381	0.2006	
4	14.82	1.486446	0.0333	
5				



Field Code: DD3
 Lab Code: Shfd11037
 Aliquot Size: small (2mm)

Site: Ouidah, Benin

Aliquot	Paleodose (Gy)	error
1	17.246	0.118
2	10.222	0.107
3	6.045	0.075
4	9.801	0.085
5	7.809	0.075
6	7.946	0.064
7	7.547	0.055
8	11.008	0.085
9	9.073	0.107
10	12.374	0.064
11	6.819	0.055
12	9.391	0.085
13	7.895	0.075
14	12.863	0.085
15	8.094	0.045
16	15.106	0.185
17	9.505	0.085
18	7.103	0.085
19	9.073	0.096
20	9.539	0.085
21	8.993	0.064
22	9.767	0.096
23	19.272	0.107
24	10.837	0.055
25	7.058	0.038
26	24.998	0.151
27	6.625	0.045
28	7.285	0.045
29	11.030	0.096
30	6.819	0.075

De (Gy)	All Data	Minus Outliers
Skewness	2.47	-0.14
Kurtosis	4.68	-0.43
Median	9.23	9.03
Sorting	0.31	0.17

De (Gy)	error	
Minimum	6.04	0.07
Maximum	25.00	0.15
N	30	

Unweighted		
	All Data	Minus Outliers
Mean (Gy)	10.23	8.86
SD	4.17	1.81
SE	0.76	0.33
N	30	26

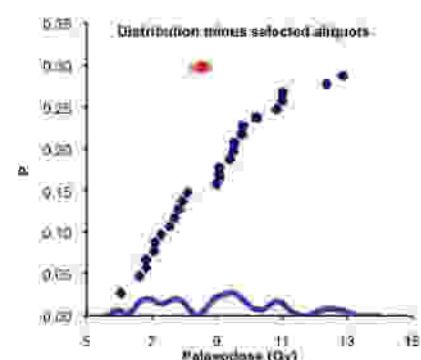
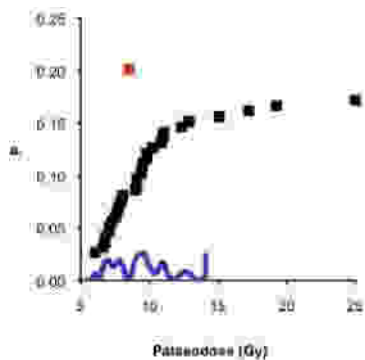
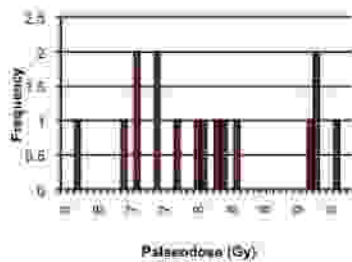
Weighted		
	All Data	Minus Outliers
Mean (Gy)	8.76	8.35
SD	2.72	1.72
SE	0.50	0.34
N	30	26

Central Age Model		
	All Data	Minus Outliers
Mean (Gy)	9.63	8.69
SD	0.58	0.34
DD (all dat)	32.81%	16.79%
N	30	26

Single Population?		
at 0.05	no	no
at 0.01	no	no
at 0.001	no	no

Probability		
	All Data	Minus Outliers
Mean (Gy)	8.52	8.62
SD	1.45	1.46
SE	0.27	0.29
N	30	26

Finite Mixture Modelling			
Component	Mean De (Gy)	Error	Proportion
1	7.26	0.248248	0.4101
2	10.18	0.31558	0.457
3	18.85	0.963235	0.1328
4			
5			



ANNEXE 5 : Principe de stabilité d'Escoffier (in Balouin, 2001)

Le principe de stabilité, également appelé courbe de fermeture, a été présenté par Escoffier en 1940, qui propose un diagramme (Figure 1) dans lequel la vitesse maximale des courants dans l'embouchure V_{max} est représentée en fonction de la section minimale de l'embouchure sous le niveau moyen de la mer (Mean Sea Level) A_c . Le calcul de cette courbe de fermeture peut se faire en utilisant les méthodes de Brown (1928) ou de Keulegan (1951) résumées et comparées par Escoffier (1977).

Quand la section mouillée est proche de zéro, la vitesse maximale est également proche de zéro, par augmentation de la friction dans l'embouchure (inversement proportionnelle à la section) (Van de Kreeke, 1992). Si la section mouillée est peu importante, son augmentation induit une augmentation de la vitesse maximale, car la croissance du prisme de marée est alors prédominante (De Vriend, 1996). Pour des sections mouillées importantes, la vitesse maximale décroît quand la section mouillée augmente. Ceci résulte du fait que le prisme tidal atteint son maximum, et le même débit s'écoulant dans une embouchure de plus en plus large induit une diminution des vitesses des courants.

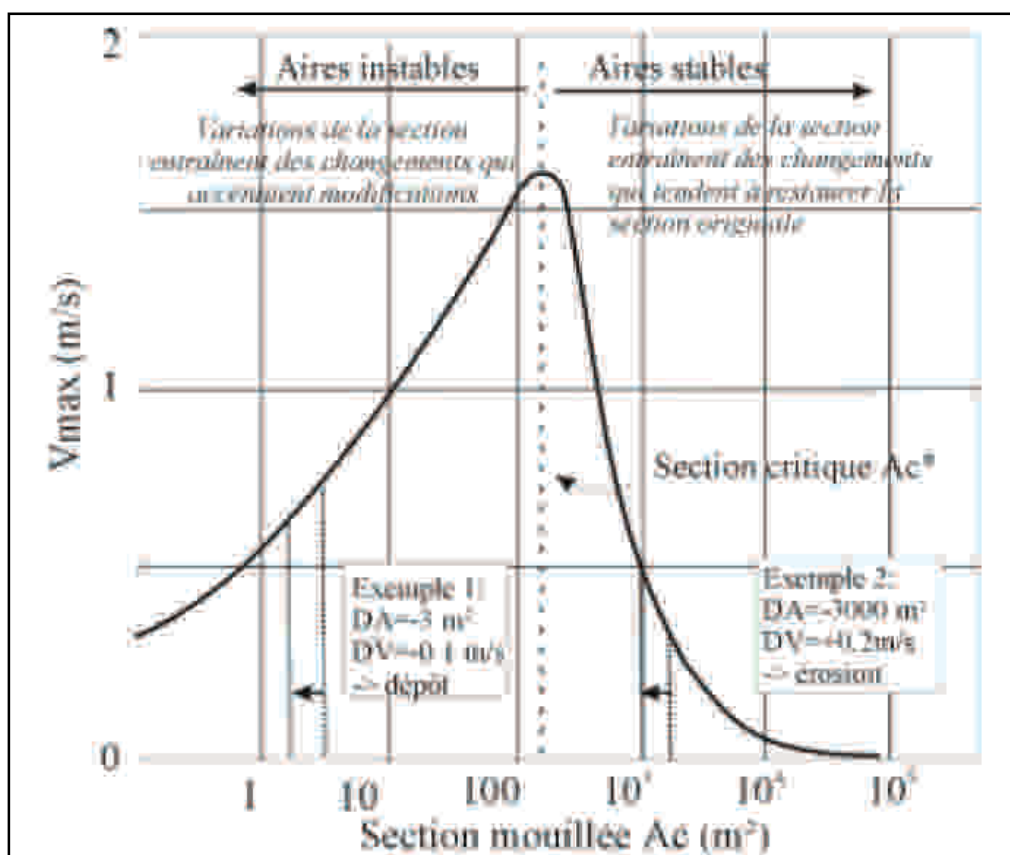


Figure 1.- Principe de stabilité d'Escoffier (1940), modifié.

La courbe de fermeture présente un pic de vitesse qui correspond à une section mouillée critique. Escoffier définit ensuite la vitesse d'équilibre V_{eq} d'une embouchure comme étant la vitesse pour laquelle le transport sédimentaire est juste suffisant pour expulser le sédiment hors de l'embouchure, qui dépend de l'apport sédimentaire, des propriétés des sédiments, du régime de houle et du marnage. En considérant une base de données d'embouchures (8 aux USA, 6 en Hollande et 1 au Danemark), Bruun (1966) remarque que la vitesse d'équilibre est la même et est à peu près 1 m/s ($\pm 15\%$).

Lorsque l'on représente la droite $V_{max} = V_{eq}$, cette droite coupe la courbe de fermeture en deux points correspondant aux sections A_u et A_s qui sont les sections d'équilibre, ou selon Escoffier (1940), les sections pour lesquelles l'embouchure a une taille stationnaire (figure 2). Quand la section A est plus grande que A_s , la vitesse est plus faible que V_{eq} , et le transport sédimentaire est inférieur à celui requis pour maintenir un taux nul de dépôt/érosion dans l'embouchure. La section mouillée va alors décroître jusqu'à la valeur A_s .

De même, pour $A_u < A < A_s$, la capacité de transport est plus importante, et le sédiment est expulsé du chenal jusqu'à ce que la section atteigne la valeur A_s .

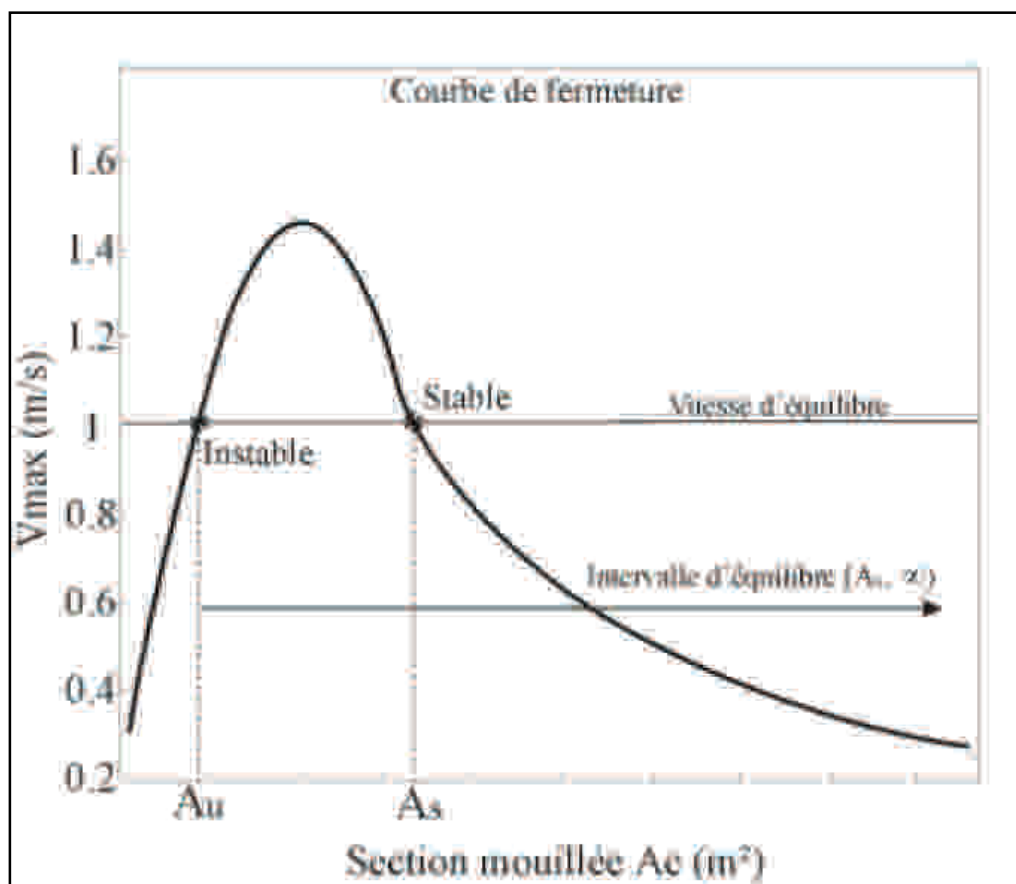


Fig. 2.- Courbe de fermeture montrant les conditions d'équilibre stable (A_s) et instable (A_u), modifié d'après Escoffier (1940) et Van de Kreeke (1985)

En suivant le même raisonnement, lorsque $A < A_u$, la capacité de transport diminue et la section diminue jusqu'à ce que l'embouchure se ferme. Quand la section est égale à A_u , l'embouchure est donc dite en équilibre instable, alors que pour $A = A_s$, l'embouchure est en équilibre stable.

Suivant ce concept, une embouchure sera donc stable lorsque sa section est dans l'intervalle d'équilibre, c'est-à-dire de A_u à l'infini (Van de Kreeke, 1992).

ANNEXE 6 : Quelques profils d'estran de plages amont et aval levés au moyen de clinomètres, le 02 août 2008

Des profils de plage ont été réalisés au travers des cordons amont et aval de la *Bouche du Roi*, le 02 août 2008, suivant les points situés sur la figure 1. Les valeurs de pente utilisées pour réaliser ces profils ont été mesurées au moyen d'un clinomètre.

Au niveau du cordon amont (flèche sableuse en couleur brun-clair ; Fig. 1), les profils nord-sud ont été levés depuis Avlo (profil A) jusqu'à Docloboé (profil M) où se situait la *Bouche du Roi* en cette période. Ces profils montrent que l'estran présente un profil dissipateur dans l'ensemble, avec des pentes d'équilibre variant entre 17 et 20% (Fig. 2). Des pentes d'estran plus faibles, de l'ordre de 12 à 13% ont mesurées à l'extrémité de la flèche (profils L et M ; Fig. 2) et au niveau d'un croissant de plage (profil D ; Fig. 2). Aussi, certains points de la flèche présentent-ils un profil réfléchissant avec des pentes très abruptes (Profils E et I ; Fig. 2).

A l'extrémité de la plage aval, l'estran est d'abord relativement adouci dans le secteur correspondant au coude de l'embouchure (Profil I : 11% à la base, et 16% vers le sommet ; Fig. 3). A l'Est immédiat de ce coude, l'estran montre une partie supérieure à pente très abrupte raccordée à une partie inférieure dont la pente varie entre 12 et 20% (Fig. 3). En somme, la plage aval est caractérisée par un profil réfléchissant.

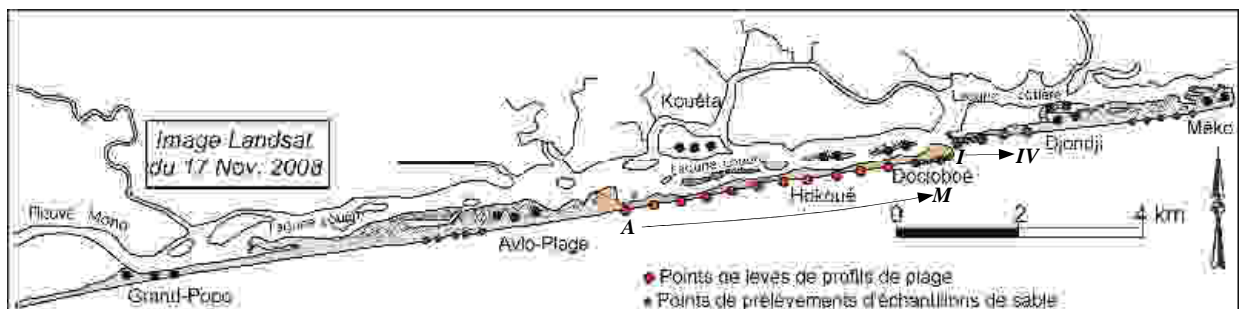


Fig. 1.- Localisation des points de levés de profils de plage le 02 août 2008.

ANNEXE 6 (suite et fin)

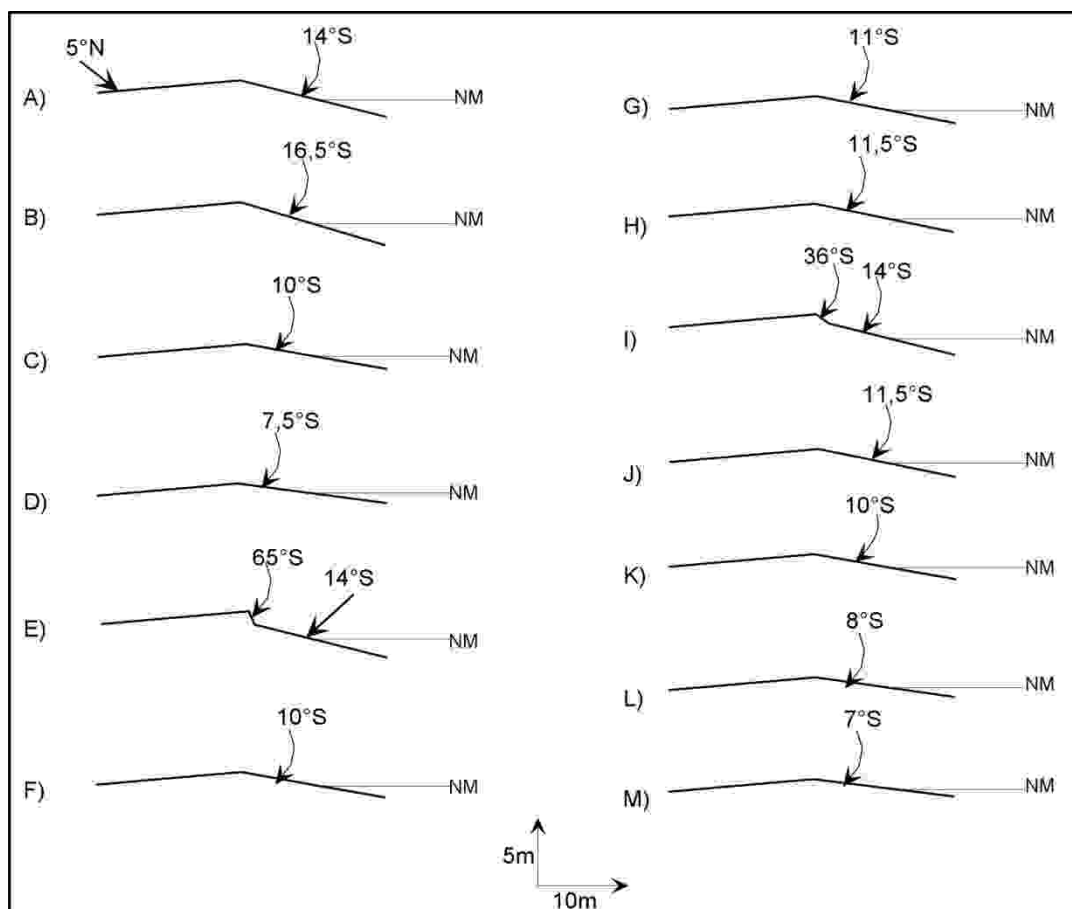


Fig. 2.- Profils de la plage amont de la Bouche du Roi levés le 02 août 2008, à l'aide d'un clinomètre

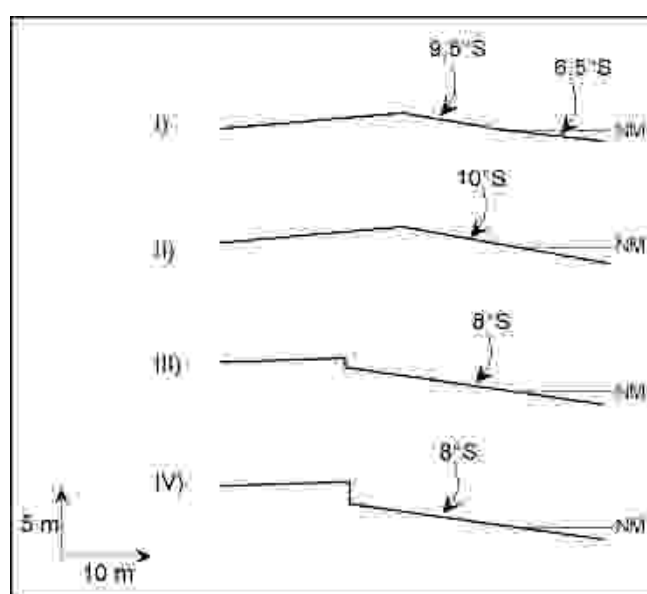


Fig. 3.- Profils de la plage aval de la Bouche du Roi levés le 02 août 2008, à l'aide d'un clinomètre