

Etude et suivi de l'évolution saisonnière de la dynamique morphosédimentaire des doubles flèches de Fiherena

Ratsitohaina O.^{1*}, Raniriketra C.¹, Rifadhuddine H.O.A.S.¹, Razakamanana T.¹

1 Département des Sciences de la Terre

*Auteur correspondant : Ratsitohaina O., Tel.+261342990413, E-mail: razakamananat@yahoo.fr

Résumé-Les levés topographiques des profils de la plage effectués au niveau du milieu mésotidal à marée semi diurne, ont permis de caractériser l'évolution saisonnière/annuelle de la plage de Fiherena. Leurs extensions longitudinales sont sujettes d'importantes modifications. L'analyse de paramètre granulo-sédimentaire justifie le transit sédimentaire divergent vers le Sud pour La Batterie et vers le Nord pour Ambotsibotsika. La composante transversale des transports sédimentaires n'est cependant pas en accord avec l'observation de courants moyens à dominance longitudinale. Une dynamique de talus d'érosion est mise en évidence au niveau de la marée tidale. Par contre, une migration des barres s'observe le long du littoral pendant toute condition hydrodynamique. La phase de construction se produit au niveau du delta de marée pendant le flot et la destruction au moment du jusant. Tandis que les barres intertidales le long de la plage, les phases d'accrétions correspondent à de longues périodes de faible agitation durant la période calme qui entraîne toujours de migration vers le haut de la plage. A l'inverse, les phases de destruction résultent de l'augmentation rapide du niveau d'énergie des houles lors de la période de pluie, dont l'action érosive est modulée par le niveau tidal et la morphologie antécédente.

Le transit vers le haut de plage est très actif pendant la saison sèche au moment de marée basse pour former le cordon dunaire et les barkhanes. Par contre, le transit vers le bas par de jet de rive agit durant toute l'année. Leur amplitude est variable saisonnièrement, plus fort pendant la période de pluie que de la période sèche.

Mots clés: Fiherena, Double Flèche, Erosion/Sédimentation, Transit Sédimentaire, Granulométrie,

Abstract-Topographic surveys of the beach profiles carried out at the mesotidal mid-diurnal tide allowed characterization of the seasonal / annual evolution of the Fiherena beach. Their longitudinal extensions are subject to important modifications. The granulo-sedimentary parameter analysis justifies the sedimentary transit diverging towards the South for the Battery and towards the North for Ambotsibotsika. The transverse component of sediment transport is, however, not in agreement with the observation of longitudinally dominant mean currents. An erosion dynamics is evidenced in the tidal flow. On the other hand, a migration of the bars is observed along the coast line during any hydrodynamic condition. The construction phase occurs at the tidal delta during the flow and destruction at the ebb tide. While the intertidal bars along the beach, the accretion phases correspond to long periods of slow agitation during the calm period which always leads to migration up the beach. Conversely, the destruction phases result from the rapid increase in the energy level of swells during the rain period, whose erosive action is modulated by the tidal level and the antecedent morphology.

The transit up the beach is very active during the dry season at low tide to form the cordon dune and barchans. On the other hand, the downward transit by shore jet acts throughout the year. Their amplitude is seasonally variable, stronger during the rainy period than during the dry period.

Key words-Fiherena, Double arrow, Grain size, Erosion/Sedimentation, Sedimentary transit, Granulometry.

I- Introduction

Le littoral Sud-Ouest (Fig.1) a subi depuis le début des années quatre-vingt-dix de grands changements, liés à la forte sédimentation et des agressivités climatiques très importantes (Salomon, 2009 ; Ratsitohaina et al, 2007, CES, 2013). Certaines observations témoignent d'une mobilité généralisée qui classe le littoral sableux occidental de la Grande

Île comme de côte à un dynamisme exceptionnel en qualité de sédimentation côtière dont le delta de Fiherena fait partie (Salomon, 2009, Ratsitohaina, 2017, CES, 2013). Des analyses diachroniques faites sur une période de 30ans (CES, 2013) ont montré un taux important de sédimentation au niveau des plages avec une moyenne annuelle d'accrétion d'environ de 30 à 70 mètres linéaires par an. Récemment, les études concernant les plages des différents environnements tidaux ont largement amélioré la connaissance du comportement morphodynamique à moyen terme des barres sableuses (Dehouck, 2006; Ferrer, 2010 ; Shand et al., 1999; Ruessink and Terwindt, 2000; Ruessink et al., 2000 ; Stépanian et al, 2002)

L'origine de ces modifications est le comportement des agents hydrodynamiques dans l'ensemble du milieu littoral face aux apports sédimentaires venant des fleuves voisins (Gouriou, 2007 ; Stépanian et al, 2002 ; Dehouck, 2006; Ferrer, 2010).

Les actions météo-marines et le transport sédimentaire sont mutuellement dépendants et interagissent pour façonner la plage à des échelles du temps et d'espace varié (Chaibi, 2003 ; Stépanian et al, 2002).

L'objectif de cet article est d'analyser les variations morpho-sédimentaires afin d'aboutir à une vision globale du fonctionnement à moyen terme et de cibler les secteurs sensibles au dynamisme côtier (recul/avancée) du littoral de Toliara (échelles saisonnière et annuelle).

II- Description des sites

II-1- Rappel de la géomorphologie côtière

Le littoral de la baie de Toliara se caractérise par deux types de côtes : une côte sableuse très développée et une côte à mangrove très réduite (Fig.1). La côte sableuse constitue la double flèche de l'embouchure de Fiherena. Il s'étend du sud par : la flèche de La Batterie ou site 1 (S₁) de longueur de 4,8 km, la zone médiane par le delta ou Site 2 (S₂) 4 à 5 km environ et le Tombolo d'Ambotsibotsika ou Site 3 (S₃) vers le nord. Cette dernière est la flèche d'extension la plus longue de 14,5km (fig.1).

La plage de La Batterie est composée par la zone supratidale très développée. La partie intertidale mesure 150m environ qui se prolonge vers la zone subtidale. Ce dernier est composé par de complexe chenal. Celui-ci communique au fond marin par l'intermédiaire de la passe nord de profondeur de -12 à -18m (Fig. 1). A l'extrême nord, un delta de marée s'ouvre, périodiquement selon la variation de marée qui relie la passe et la lagune nord de la Batterie (fig. 1).

Ce delta de marée est à la fois, une zone d'évacuation du bras sud de Fiherena pendant la période de crue. Il reçoit aussi le balancement des marées qui alimente périodiquement la mangrove au nord pendant la période sèche. A cause des jeux de marées, des falaises d'érosion se forment périodiquement au niveau de l'embouchure du chenal. La falaise d'érosion de la marée basse se forme pendant le jusant et la falaise d'érosion de marée haute au cours du flot. Cette partie forme aussi un lobe d'accrétion qui se développe à la bouche de la passe nord (Salomon, 2009). Vers le large, les courbes isobathes sont serrées et sensiblement parallèles au rivage.

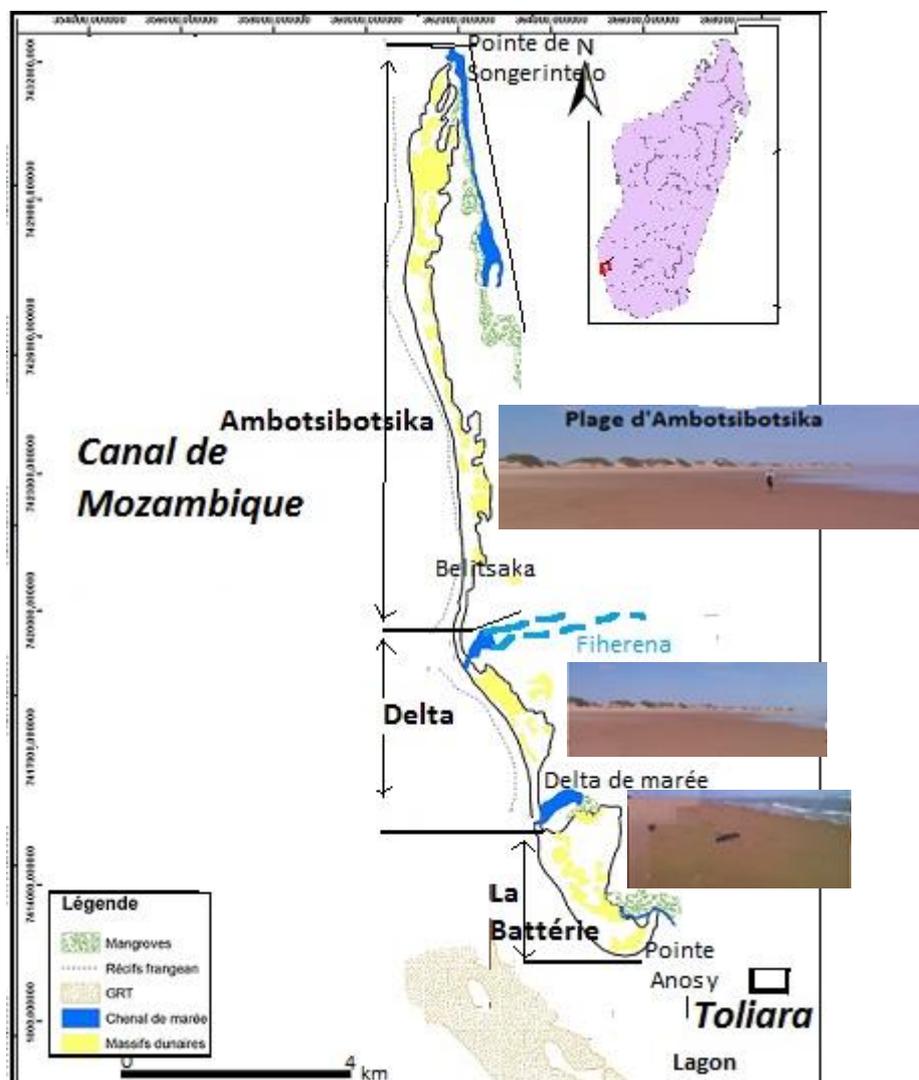


Figure1- Présentation et morphologie de la zone d'étude

Tandis que dans la partie médiane, se trouve entre l'embouchure au nord et le delta de marée et la passe au sud (Fig. 1). La zone supratidale est presque inexistante. Les cordons dunaires d'une hauteur variable de 10 à 12 m sont en contact direct avec la zone intertidale. Les cordons dunaires sont tapissés exclusivement par la végétation appelée « *Scaevola plumerie* » (Fig. 1). Le trait de côte devient la limite qui sépare ces deux formations grâce à l'absence de la zone supratidale. La zone intertidale se développe dans la largeur de 80 à 120 m avec une pente moyenne faible de 0.1 à 0.5%. La zone subtidale est large avec de trois cents mètres environs. Cette partie s'ouvre pendant la période de crue par l'intermédiaire du chenal de marée au sud et de l'embouchure de Fiherena au nord. Mais pendant la période sèche, ils sont continus avec la flèche nord par la formation de cordon de sable le reliant avec la pointe de Belitsaka. Son ouverture est assurée périodiquement suivant le balancement de marée sous forme de delta de flot et de jusant.

Sur la partie nord, de l'embouchure vers la pointe de Songerintelo, les trois unités de la plage sont presque existantes avec de cordons dunaires bien développés comme celle du delta (Fig. 1). Ce site est composé par :

- le principal cours d'eau de la baie y débouchant, à savoir, le fleuve Fiherena. Il transporte principalement de sable moyen et du sable fin pendant la période de crue et a un caractère d'oued pendant la période sèche. Des chenaux assurent l'échange d'eau entre des plusieurs zones de dépression dans l'arrière-pays et le canal de Mozambique. Il est constitué par l'intermédiaire de delta de marée de la pointe

Anosy à l'extrême sud, le delta sud devant la passe nord et le chenal nord sur la pointe de Songerintelo (Fig. 1) ;

- Le lagon au sud de la flèche, est composé des sédiments sableux ($D_{50} = 0,15 \text{ mm}$) (Ratsitohaina, 2007, CES, 2013) et atteint jusqu'à -13 m de profondeur, c'est la zone portuaire de Toliara avec plusieurs aménagements. Le lagon devient rocheux devant le grand récif (fig.1).

II-2- Paramètres climatiques et océanographiques

II-2-1 Vagues et houles

Le régime des vagues au large est dominé par une houle du sud-ouest avec une hauteur de $1,93 \text{ m}$. Une petite portion de vagues présente une direction sud-est dont 99% de l'ensemble étant inférieur à $4,53 \text{ m}$ (CES, 2013 ; Razafimandrato, 2009) (Fig. 2a). Cette dernière composante est constituée de vagues formées localement. Ces vagues qui sont généralement assez faibles et de courte période, varient selon les saisons (CES, 2013). Au niveau littoral, une diffraction des vagues est observée en face du delta grâce à la présence du Grand Récif de Toliara (GRT) et l'orientation de la houle un peu inclinée par rapport à la plage. Cette incidence entraîne une orientation de vagues de sens de l'aiguille d'une montre ou de sens Nord-Ouest et l'autre Sud-Ouest (Jeanson, 2009 ; CES, 2013).

II-2-2 Vents

Généralement, le régime du vent est de la Mousson du NNW : la saison de pluie (Déc-Mars) souffle à 14 m/s en moyenne et supérieure à 75 m/s pendant la période de cyclone. Les vents littoraux étaient caractéristiques de saison sèche sans pluie, avec un régime d'Alizé du SW très largement dominant (Fig. 2b). Les données en ligne du Centre National des Prévisions Environnementales ou CNPE (1996) au large nous indiquent des régimes du vent SE comme origine des champs de ces vents littoraux. La saison sèche est accompagnée souvent du vent du Sud de direction SSW (Avril-Novembre) à une vitesse moyenne de 18 à 20 m/s .

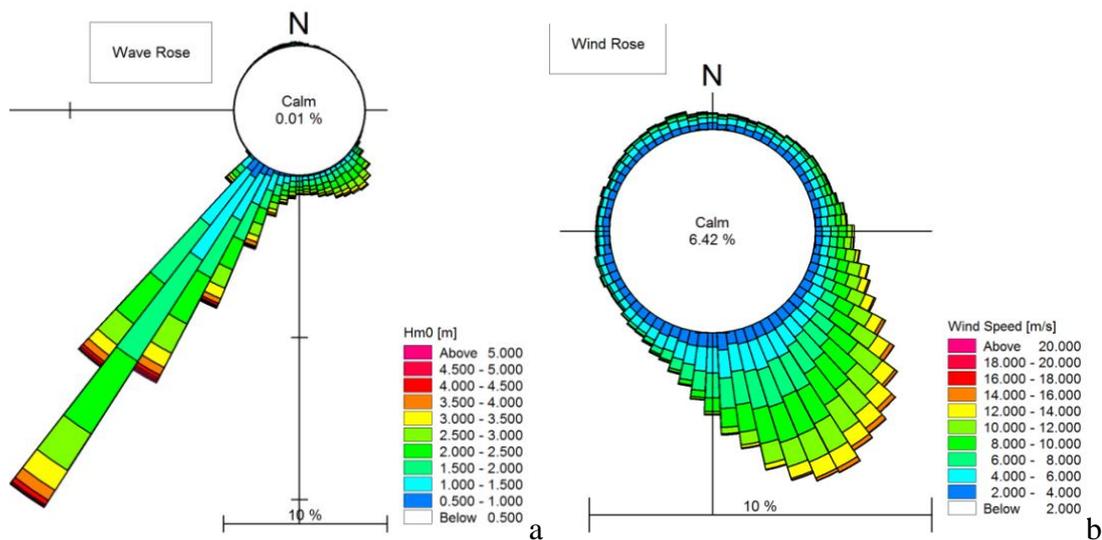


Figure 2-Paramètres météo-marins:**a**-régime des vagues et **b**-régime des vents marins selon le Centre National des Prévisions Environnementales ou CNPE (Lat: -24.00° , Long: 42.50°) pour la période de février 1997 à décembre 2010 (CES, 2013)

II-2-3 Courants et marées

Les marées sont mésotidales du type semi-diurne avec une alternance des mortes eaux consécutives de 14 jours environs. Le niveau moyen de la marée est de 2,10 m, un maximum de 3,6 m pendant la pleine mer de grandes vives eaux (PMGVE). Au niveau des chenaux, la vitesse de flot est plus forte que la vitesse de jusant. Par conséquent, l'entrée de l'eau est plus vite par rapport à leur sortie. Au moment de la marée haute, la vitesse de courant est encore plus forte comparée à celle de la marée basse.

III- Matériels et méthodes

III-1 Paramètres hydrodynamiques et Profil topographique

III-1-1 Acquisition des paramètres hydrodynamiques

Concernant la vitesse de courant au niveau des chenaux, les données sont obtenues à partir des plusieurs mesures de déplacement d'une manière cinématique simple en mettant un objet flottant, bien répertorié à un point de départ t_0 et point d'arrivé t_1 . On mesure la distance parcouru à un instant donné. Un simple calcul de la somme de valeur nous pouvons à déduire la vitesse moyenne de marée, les périodes et la hauteur des vagues.

III-1-2 Technique de mesure des profils

On propose une analyse topographique des profils des plages. Les mesures sont effectuées sur la zone intertidale. Les levés topographiques ont été effectués à partir de bas du profil vers la tête du profil fixe. Ces têtes ont été matérialisées par des clous topographiques (piquets ou troncs d'arbres) installés sur des points invariants de manière à les identifier (Fig. 3a),

L'appareil utilisé pour mesurer les profils est du matériel appelé « *un altimètre à niveau d'eau* » qui permet d'obtenir l'altitude avec des distances préétablis. Cette technique initiée par Pr Karl STATEGGER de l'Université de Christian-Albrechts, Kiel (RFA) en coopération avec le Département de Sciences de la Terre en 2004, est décrite et développée en 2007, pour mesurer les variations morphologiques de la plage par rapport à son état initial (Ratsitohaina, 2007).

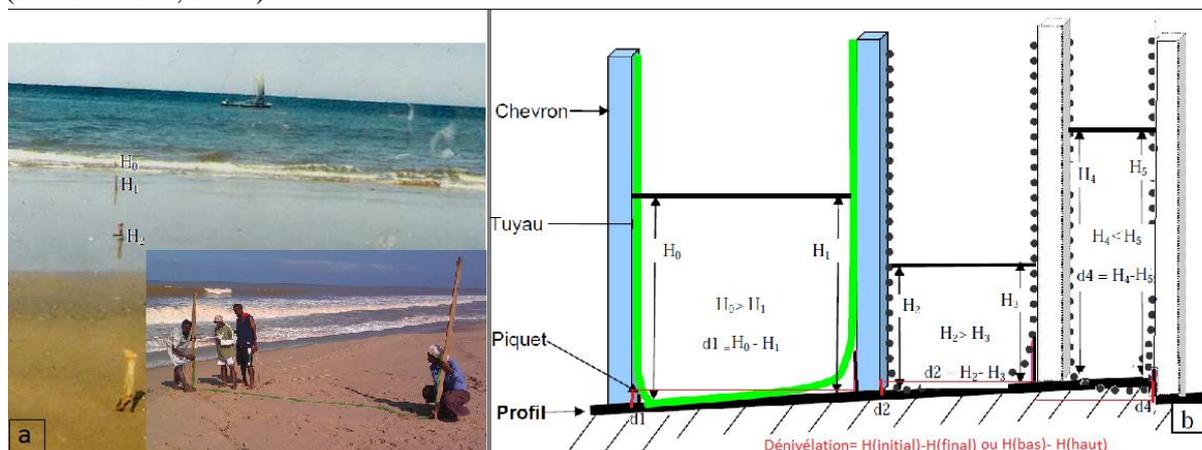


Figure 3- Configuration in situ des piquets et réalisation d'une mesure a- schéma de présentation des piquets et b-principe de mesure de variation topographique

Les outils sont composés par : une sorte des deux barres de bois (chevrons) graduées de $2 \times 4 \cdot 10^{-2} \times 10^{-2} \text{ m}$, un décimètre et d'un tuyau de $15 \times 2 \cdot 10^{-2} \times 2 \cdot 10^{-4} \text{ m}$. Un tuyau transparent rempli d'eau est posé dans un intervalle équidistant de deux piquets consécutifs suivant un profil à mesurer (fig. 3a, 3b). La mesure commence à partir de la base de plage jusqu'au sommet de la plage ou clous topographiques. On enregistre la hauteur d'eau à l'aide d'un tuyau à ces deux niveaux consécutifs. On enregistre en centimètre (cm) la variation d'altitude

sur terrain. Les deux barres et le tuyau sont déplacés perpendiculairement au trait de côte de bas en haut suivant l'intervalle fixé préalablement durant le suivi topographique (fig. 3b). La topographie du domaine intertidal a été définie par des mesures sur plusieurs points fixes et géo référencés par un GPS.

Ces points sont rattachés à une borne espacée longitudinalement de 500m pour le trait de côte pendant la première année de suivi (2010-2011). Les profils sont mesurés deux fois par mois correspondant à la BMVE (Basse Mer Vive Eau) pendant six mois consécutifs : saison sèche allant d'Octobre au Décembre de l'année 2010 et saison de pluie du Février à Avril 2011.

En réduisant l'intervalle à 300m tout le long du trait des côtes très sinueux (exemple : la Batterie et Delta) pour la deuxième année de suivi (2017), la mesure est faite avec une précision horizontale de 2mm (X, Y) et de 1,5 mm en vertical (Z). Une reprise de série de suivi en 2017 est réalisée pendant trois mois consécutifs de même jour, même heure par deux sites mais d'une maille plus serrée au niveau transversal et longitudinal. Le but est de contrôler, justifier et comparer les variations observées pendant la première année de suivi par chaque secteur les plus distincts.

- **Avantage de l'altimètre à niveau d'eau**

Cet appareil est plus efficace grâce :

- sa valeur moins coûteuse ;
- facile à déplacer et à pratiquer des mesures pour réaliser plusieurs suivis à la fois dans des nombreux sites à une condition hydrodynamique et climatique unique ;
- moins de risque pour l'erreur de l'enfoncement des piquets grâce à son poids moins léger à bouts carrés ;
- applicable à la variation topographique à très grande échelle de l'ordre centimétrique ;
- faciliter le suivi de levé topographique dans un terrain à surface très réduite et à forte pente (quelques mètres carrés) ;
- moins de risque à l'insécurité actuelle grâce à son apparence faible pour attirer le cambrioleur ou le saboteur.

III-1-3 Traitement des profils des plages

Après transfert des données sur un ordinateur, grâce au logiciel Geosys®, le traitement et l'exploitation sont réalisés avec Excel®.

Le cumul des dénivellations se calcule comme suit :

$$d'1 = 0 + d1 ; d'2 = d'1 + d2 ; d'3 = d'2 + d3 ; d'4 = d'3 + d4 ; d'5 = d'4 + d5 ; \dots ; d'n = d'n-1 + dn$$

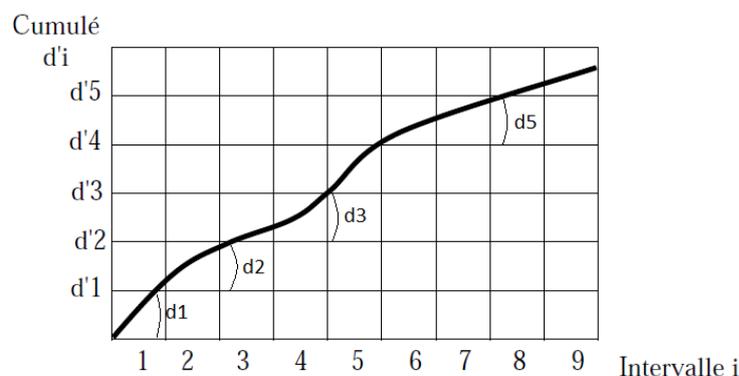


Figure 4- Diagramme des cumulés des dénivellations en fonction des intervalles

On transforme par différence des valeurs, les niveaux d'eau consécutifs du levé topographique par l'altimètre en séries de profils de plage. Pour présenter les profils, on procède à un traitement en Excel les séries des données en transportant à l'axe des coordonnées le cumul des dénivellations d'n et en abscisse les intervalles (i) de piquets (Fig.4). L'unité des mesures est convertie en mètre (m). La différence entre deux niveaux d'eaux consécutives mesurées à partir de deux piquets tenus verticalement sur de substrat donne les variations topographiques relatives de la plage. Prenons comme profil de référence, le profil du premier levé topographique.

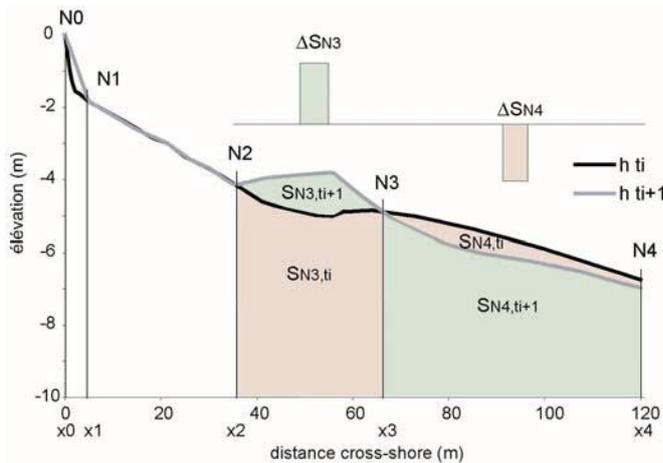
Les coordonnées de chaque profil, des cordons dunaires et des traits de côtes sont transportés dans le logiciel Surfer®, permettant d'aboutir aux représentations 2D et 3D de la topographie de la plage.

Deux méthodes quantitatives sont utilisées pour décrire l'évolution morphologique des plages (Dehouck, 2006 ; Ferrer, 2009 ; Muller et al. 2006):

- la méthode statistique standard décrivant la variabilité des profils à l'aide de paramètres simples (moyenne, écart-type),
- l'analyse volumétrique quantifiant les mouvements sédimentaires de la plage,

III-1-4 Calcul des changements volumétriques

Le mode de calcul se raisonne sur des surfaces verticales en mouvement entre deux profils à deux dates consécutives, assimilées à des volumes par mètre linéaire et de faire l'approche par le calcul les volumes sédimentaires déplacés (érosion, engraissement) (fig.5). (Dehouck, 2006).



$$S_{NJ,ti} = \int_{-10}^{h_j} dz \int_{x_j}^{x_{j+1}} dx$$

x_j et n_j sont les positions transversales du nœud ($N_j(x_j=0$ et x_{n_j} =longueur de la coupe). La soustraction des surfaces de date à date et à chaque nœud qui s'écrit :

$$\Delta S_{NJ,tl+1} = \int_{-10}^{h_{tl+1}} dz \int_{x_j}^{x_{j+1}} dx - \int_{-10}^{h_{tl}} dz \int_{x_j}^{x_{j+1}} dx$$

Figure 5- Méthode de calcul des volumes en mouvement et des bilans sédimentaires (Dehouck, 2006)

On obtient des bilans surfaciques nœud à nœud quantifiant les volumes relatifs érodés ou déposés (négatifs ou positifs) localement sur le profil (Fig. 5). Ces bilans nœud à nœud, sommés sur l'ensemble du profil, donnent un bilan volumique relatif ΔV_{ti+1} .

$$\frac{\Delta V_{ti+1}}{l_{ti+1}} = \Delta S_{ti+1} = \sum_1^n S_{NJ,ti+1}$$

l_{ti+1} S_{ti+1} $S_{NJ,ti+1}$

Le bilan volumique cumulé $\Sigma \Delta V_{ti+1}$ est la somme des bilans sédimentaires date à date sur la période du suivi morpho-sédimentaire (Dehouck, 2006). Le premier volume enregistré de chaque site a été utilisé comme référence pour le calcul de changement de volumet transversal (gain/perte) à chaque distance de 1mètre d'un profil considéré (Muller et al, 2006).

III-2 Prélèvement des sédiments et traitements des échantillons

Sur les plages, 2 échantillons par profil (haut et bas de plage) ont été prélevés superficiellement à l'épaisseur de 2cm environ de profondeur le long de la côte. Les prélèvements sont effectués au moment de chaque deuxième et troisième prise des levés topographiques. On a prélevé 32 échantillons pour la Batterie, 44 échantillons pour le delta et 64 échantillons pour la flèche d'Ambotsibotsika.

Concernant l'étude sédimentologique, l'analyse a été effectuée par des sables non décalcifiés. Les échantillons sont tamisés à sec sur une colonne de 16 tamis (série AFNOR). Le traitement des résultats des échantillons a été complètement réalisé au laboratoire de pétrologie et minéralogie du Département des Sciences de la Terre (DST) et l'Institut Halieutique et de Sciences Marines de Toliara (IHSM).

L'analyse granulométrique permet d'identifier les variations du matériel sableux sur l'ensemble du site observé d'une date à une autre. A partir de chaque fraction grossière supérieure à 63 μ m, les sédiments sont traités à l'aide d'un logiciel Gradistat pour avoir des différents paramètres granulométriques (médiane, écart-type, skewness ... ect).

IV- Résultats

IV-1 Vagues et marées

La mesure in situ des vagues au niveau de la Passe Nord du : 09/08/2017-10/08/2017 à 12h19 donne des vagues à une période moyenne de 8 à 9,5s, de hauteur 0.8 à 1m de direction SE. Tandis qu'au niveau du site Ambotsibotsika, les vagues ont des valeurs moyennes de $T_m=13,6s$, $H_m=1,5m$ de direction de NE sur la zone de déferlement vers 10h15 du 05/12/2017, 06/12/2017 et 07/12/2017 (Tab. 1).

Les courants des marées sont variables d'un endroit ou l'autre. La vitesse est plus forte au niveau du chenal du delta qu'au chenal sud ainsi que de la passe. En plus, la différence de vitesse entre le flot plus fort par rapport au jusant (Guilcher, 1979) est confirmée pendant notre mesure (Tab.1).

Tableau 1- Régime du courant de marée au niveau du chenal et la passe, mesuré pendant la campagne en marée haute vive eau (MHVE)

Position	Sortie de la passe nord	Chenal Nord (Songerintelo)	Chenal du delta ou delta de marée	Chenal d'Anosy
Flot (m/s)	0,144	0,765	1,84	0,82
Jusant (m/s)	0,104	0,655	1,34	0,22
Profondeur(m)(m)	18 \pm 3m	5 \pm 3m	2 \pm 1,5m	4 \pm 3m

IV-2 Evolution du profil transversal

Chaque profil illustre la dynamique de sable sous l'influence de différents paramètres hydrodynamiques. La configuration morphologique-type de la plage est finement décrite à partir des différents levés topographiques. La projection des coordonnées de chaque profil par de logiciel surfer en 2D et 3D facilite la vision globale de la zone intertidale. Ainsi, elle favorise aussi la mise en relief en toute dimension de la plage par rapport au trait des côtes. L'image représenté en 2D et 3D ici reflètent les réalités de diagramme en bloc du terrain pendant la période de prise des coordonnées. Pour faciliter l'observation, les profils sont

classifiés en 3 modes morphologiques des courbes selon les fluctuations de l'élévation autour du profil moyen (Fig.6) (Dehouck, 2009, Ferrer, 2010).

- Mode1 : Plage dissipative ou plage à pente douce
- Mode2 : Plage réflexive ou plage à pente raide
- Mode3 : Plage intermédiaire ou plage accidentée

Ces modes morphologiques représentent la dynamique du corps et de figures sédimentaires (barres, berme, croissants de plage) (Dehouck, 2009).

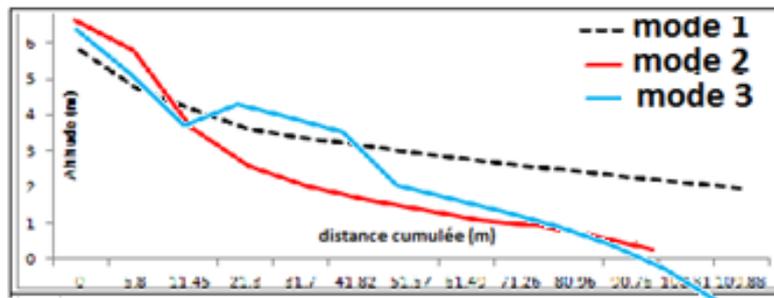


Figure 6- Exemple des modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils

L'observation des moyennes de chaque profil par saison nous permet aussi de voir l'ampleur de l'engraissement/érosion par chaque transect considéré (Fig.7). Plusieurs réponses morphologiques ont été obtenues, soit temporairement (saison, soit au cours de chaque variation de plusieurs cycles de marée).

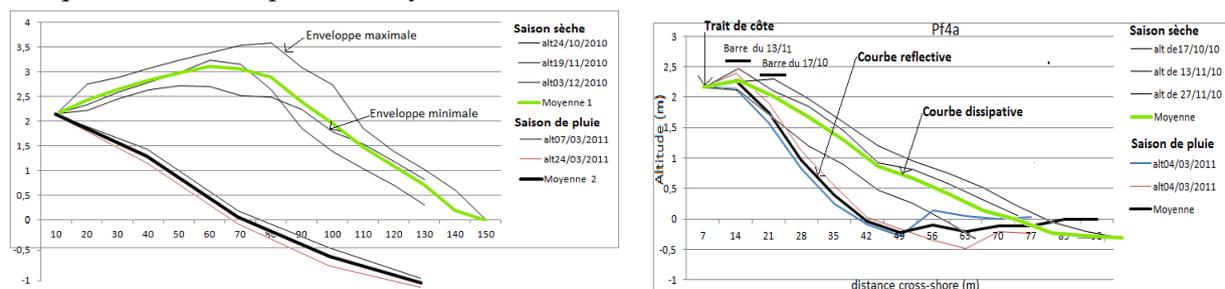
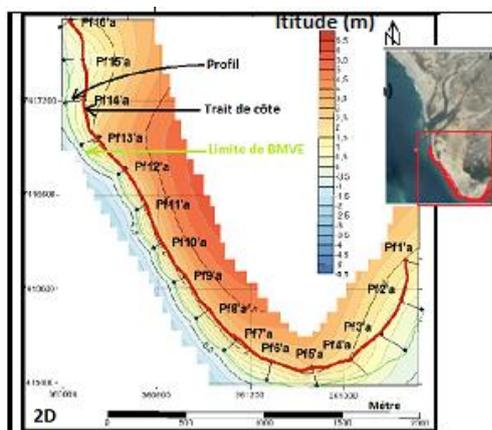


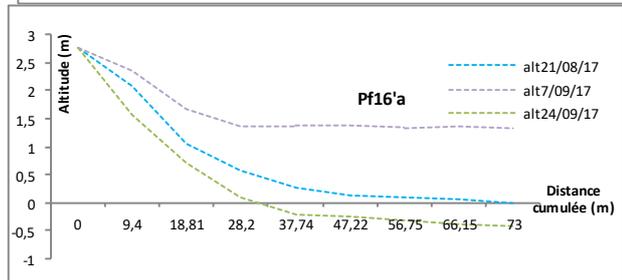
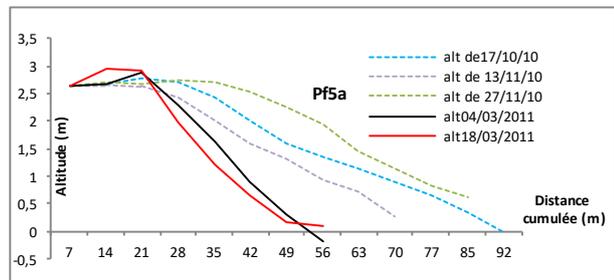
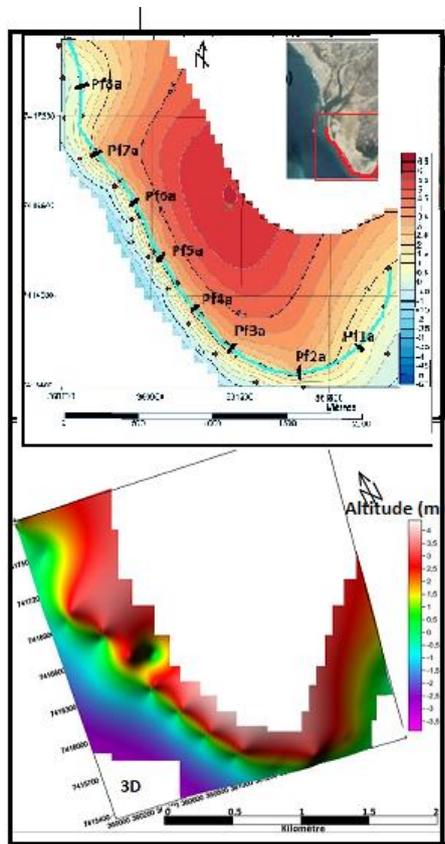
Figure 7-Présentation de profil moyen entre deux périodes et des enveloppes minimale et maximale des profils par saison

Un exemple type de creusement de bas vers le haut à partir de la zone subtidaletransforme la plage du type réflexive en donnant de forme concave (Fig. 7). Le déplacement des figures sédimentaires par rapport au trait de côtes (rapprochement ou éloignement des barres, bermes, dépression etc.) explique le dynamisme transversal du littoral.

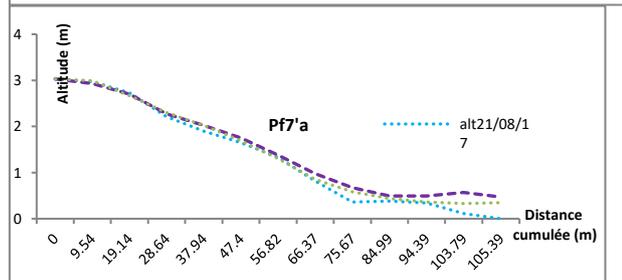
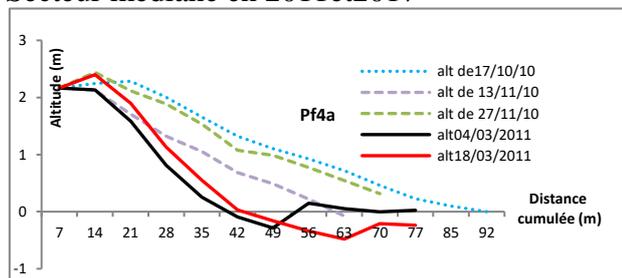
IV-1-1 Au niveau de La batterie (S1)



Secteur extrême Nord



Secteur médiane en 2011 et 2017



Courbe sur point C

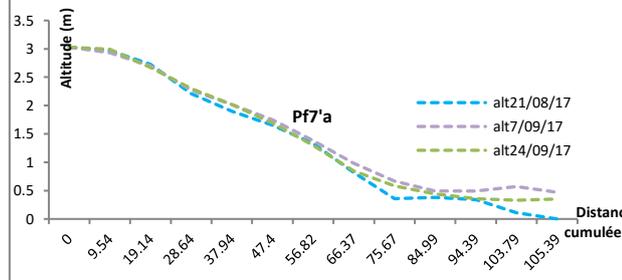
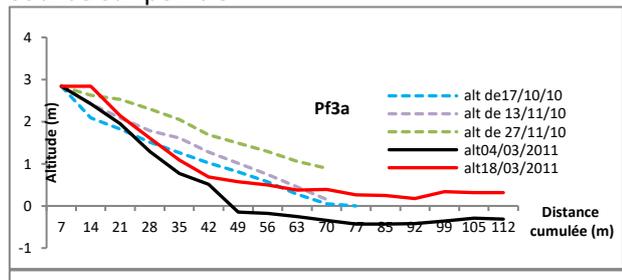


Figure 8- Localisation et projection en coordonné Lambert de profil du site La Batterie et les profils type par secteur : a et b- Projection en 2D des profils de plage, le trait de côte et les points des profils en 2011 en bas et 2017 en haut ; trait plein pour la saison de pluie et trait discontinu pour la période sèche ; c-Présentation en 3D de la plage La Batterie ; d- Profils types dans chaque secteurs de La Batterie durant la campagne 2010-2011 et 2017.

Selon les modes de variation des profils, la plage de la Batterie peut se regrouper en trois secteurs (Fig. 8) : premier secteur, c'est l'extrême nord, l'écart entre l'enveloppe maximale et l'enveloppe minimale pendant la période sèche est trop élevée. La variation maximale du profil est de -2.5m pour la valeur négative et de 0.9m pour la valeur positive. Ce sont les profils : Pf4, Pf5 et Pf6 en 2010 et Pf14, Pf15 et Pf16 en 2017 (Fig.8). Mais généralement, la pente de plage est un peu faible en mode 1 ou du type dissipative. Durant la période de pluie, la plage devient encore plus en pente pour changer à un autre type morphologique de plage. Des falaises d'érosion sont formées épisodiquement pendant le premier cycle de marée. La première microfalaise se trouve sur la ligne du trait de côte et la deuxième sur la ligne de la basse mer vive eau (BMVE) en face du chenal nord.

Le mode 2 montre une cyclicité dans le temps (Pf4a, Pf5a et Pf6a) : les coefficients temporels (fig.8) sont successivement positifs (17-10/2010, 13-11/2010, 27-11/2010) et négatifs (04-03/2011, 18-09/2011). Par conséquent, la partie basse de la plage est fortement érodée qui ramène la plage au type réfléchissant ou mode 2.

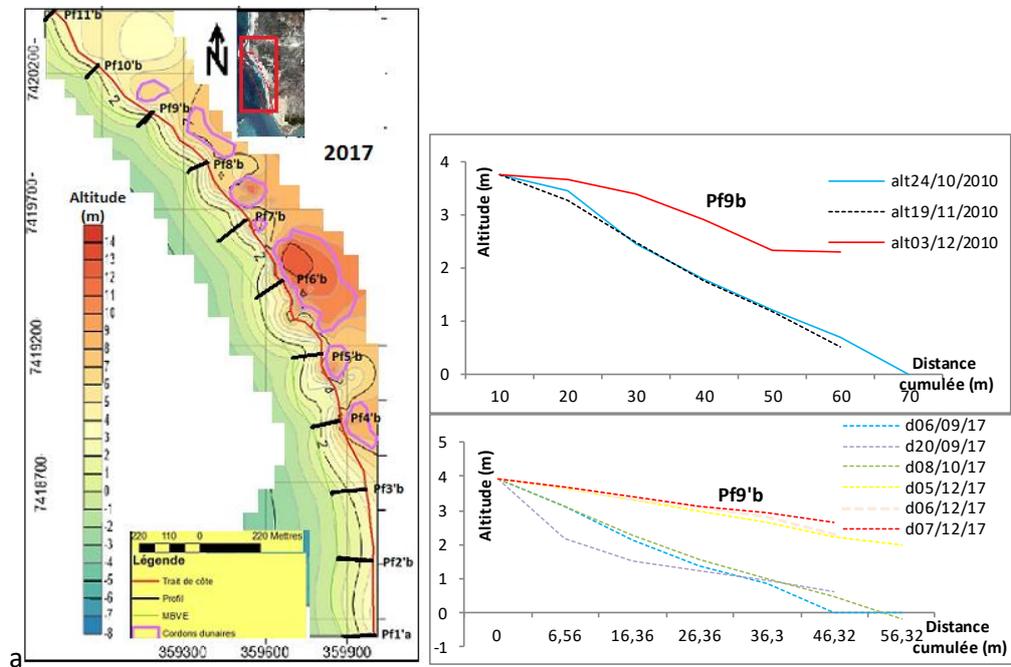
Deuxième secteur, la partie moyenne dont la variation maximale est un peu faible de l'ordre de moins de 1m. La mobilité de profil est modérée pendant la période sèche. La pente de plage est encore plus faible en mode 1 ou du type dissipatif par rapport au secteur 1. Mais, une légère inflexion de plage se trouve au niveau de la zone de basse mer vive eau puis devient plat vers la zone subtidale. La plage en concavité ou mode 2 est toujours maintenue en période de crue avec une formation de barre dans la zone subtidale.

Au niveau du troisième secteur, la variation de plage est plus en plus faible pendant la période sèche. En plus l'écart entre les deux saisons est moins faible de l'ordre de 0,3m. La plage est presque en mode 1 ou dissipative. Alors, le mode 1 occupe la majorité de la plage pendant la période sèche. C'est-à-dire, pendant la saison sèche, un remaniement se produit au niveau du haut de plage (Fig. 8). Spatialement, la réponse morphologique s'affaiblit au fur et à mesure qu'on se rapproche du lagon. La formation des structures accidentelles comme la falaise d'érosion ou phase intermédiaire en face du delta de marée justifie l'importance des diversités des forces hydrodynamiques : l'érosion du flot construit le talus au niveau du trait de côte et l'érosion de jusant construit le talus sur la limite de BMVE. Pendant la période de basse mer, le nouveau type dissipatif apparaît aux environs du delta de marée.

IV-1-2 Au niveau du delta (S₂)

Le schéma 3D (Fig.9b) illustre la configuration réelle montrant la coïncidence du trait de côte et le cordon dunaire dans la partie médiane du delta (Pf5b au Pf10b). Aux deux extrémités du delta (Pf1b à Pf4b et Pf11b), les cordons dunaires sont presque absents. La plage est prolongée par une langue de sables d'où les profils sont très dynamiques.

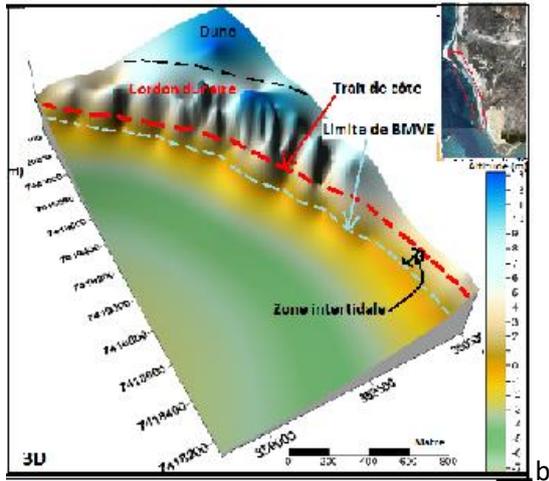
Extreme nord
c – profils réalisés



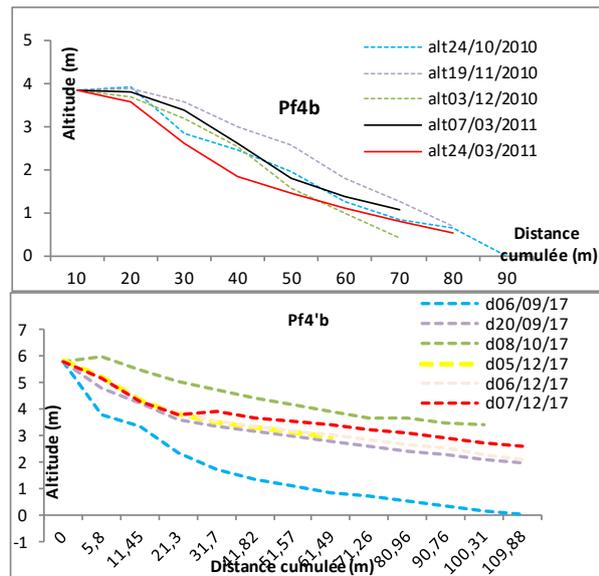
Pendant la première campagne (2010-2011), la variation maximum du profil est de -3,5m pour la valeur négatif (Pf1) et 4,6m pour la valeur positif (Pf11). Cette variation est limitée au niveau de deux extrémités sans cordon dunaire du site. Sur le milieu à cordon dunaire, la variation des plages est modérée de 0,4-0,7m. L'alternance entre mode 1 et mode 3 se fréquente pendant la période sèche dont la plage est presque dissipative. La pente de plage est généralement faible, accompagnée de déplacement de berme vers la partie subtidale. Pendant la saison de pluie la plage de la zone privée des cordons dunaire se transforme directement en mode 2 ou de plage réfléchive.

Une forme asymétrique très prononcée avec une face interne à pente forte remplace le profil du mode 3 en mode 2 pendant la période de pluie (Fig. 9c).

a



Milieu du delta



Extrême sud :

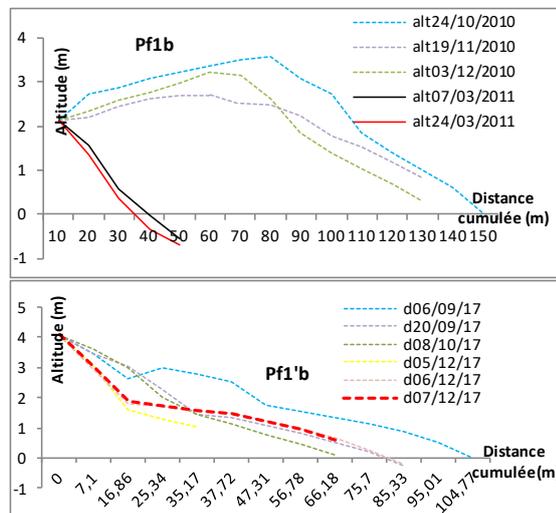


Figure 9- Localisation et projection en coordonnées Lambert des profils du site delta et les profils type par secteur : a- Projection en 2D des profils de plage, le trait de côte et les points des profils en 2011 et 2017 ; b-Présentation en 3D de la plage du delta ; c- Profils types dans chaque secteurs de plage du delta durant la campagne 2010-2011 et 2017 ; trait plein pour la saison de pluie et trait discontinu pour la période sèche, les points des profils en 2011 en bas et 2017 en haut

Pendant le deuxième suivi, au niveau de ces deux extrémités une dépression a été observée sur le trait de côte. Au contraire de la partie médiane, le trait de côte est soulevé tout de suite par un cordon dunaire jusqu'à 12m de hauteur (fig.9b).La variation maximum du profil est de -1,8m pour la valeur négatif (Pf4 et Pf9) et 2,8m pour la valeur positif (Pf8) vers le bas de la plage. Celle-ci traduit la dominance de l'engraissement au niveau de la plage. Une stabilité prolongée avec de profil dissipative domine l'extrémité nord.

IV-1-3 Au niveau d'Ambotsibotsika (S3)

La vision globale à partir des différents traits de côte a permis de déduire trois positions caractéristiques et répétitives sur la zone d'étude (Figure 10a, 10b), (1) : une position plus reculée qui se manifeste par la présence de la pente plus raide de la berme pouvant aller jusqu'à la construction de falaises d'érosion, (2) une position moyenne qui regroupe une majorité des levés, (3) une position plus avancée ou la grande corne de sinuosité qui correspond à la position optimale par beau temps. Chaque unité reculée et à avancée moyenne reprend leur rythme à toute distance de l'ordre kilométrique (1,5 à 2km). Des exemples illustratifs sont donnés :

- Périodiquement, un profil à pente faible (mode 1) s'observe encore le long du littoral de la partie nord pendant la saison sèche. Pendant la période de pluie, une érosion à partir du bas de plage favorise la mise en place de profil concave (mode 2) le long du littoral (Fig. 10c).
- La variabilité moyenne des bas de plages en générale est de -2,7m dans la partie reculée. Celle-ci diminue progressivement du -2,7m jusqu'à -0,5m à la corne (Pf3c au Pf7c). Une stabilité se trouve au profil 7 à profil 6 pendant les deux saisons qui devient presque nulle au Pf6c (Fig. 10c). Une deuxième reprise de variation négative maximum (-2,5m) à -0,4m est observable dans le Pf8c et la partie moyenne du deuxième rythme au Pf13c après une calme de Pf7c. Une même répétition comme le précédent, sur le même profil pf13 ; une stabilité remarquable se produit encore sur ce point et à partir du Pf14. Le même rythme se répète encore jusqu'à l'extrémité de la flèche. Cette évolution rythmique correspond avec la formation de la grande sinuosité ou « mégacusps » marquant l'allure générale du trait de côte Nord.

Par conséquent, le deuxième suivi se concentre uniquement sur un seul rythme du Pf1c au Pf7c, mais d'une maille très serrée et de période courte pour voir la variation en fonction de balancement de marée.

La plage de Belitsaka est de la forme dissipative comme la Batterie pendant la période de pluie (fig. 10). Une grande quantité de sable est remaniée vers la zone subtidale sur Pf1'c à Pf3'c, tout près de l'embouchure par laquelle la plage se transforme en falaise d'érosion (fig.10). Ce mécanisme est vérifié même lors des deux coups de marée seulement (06/12/2017- 07/12/2017) correspondant au dernier suivi du 2017 (Pf1, Pf2, Pf3 etc.).

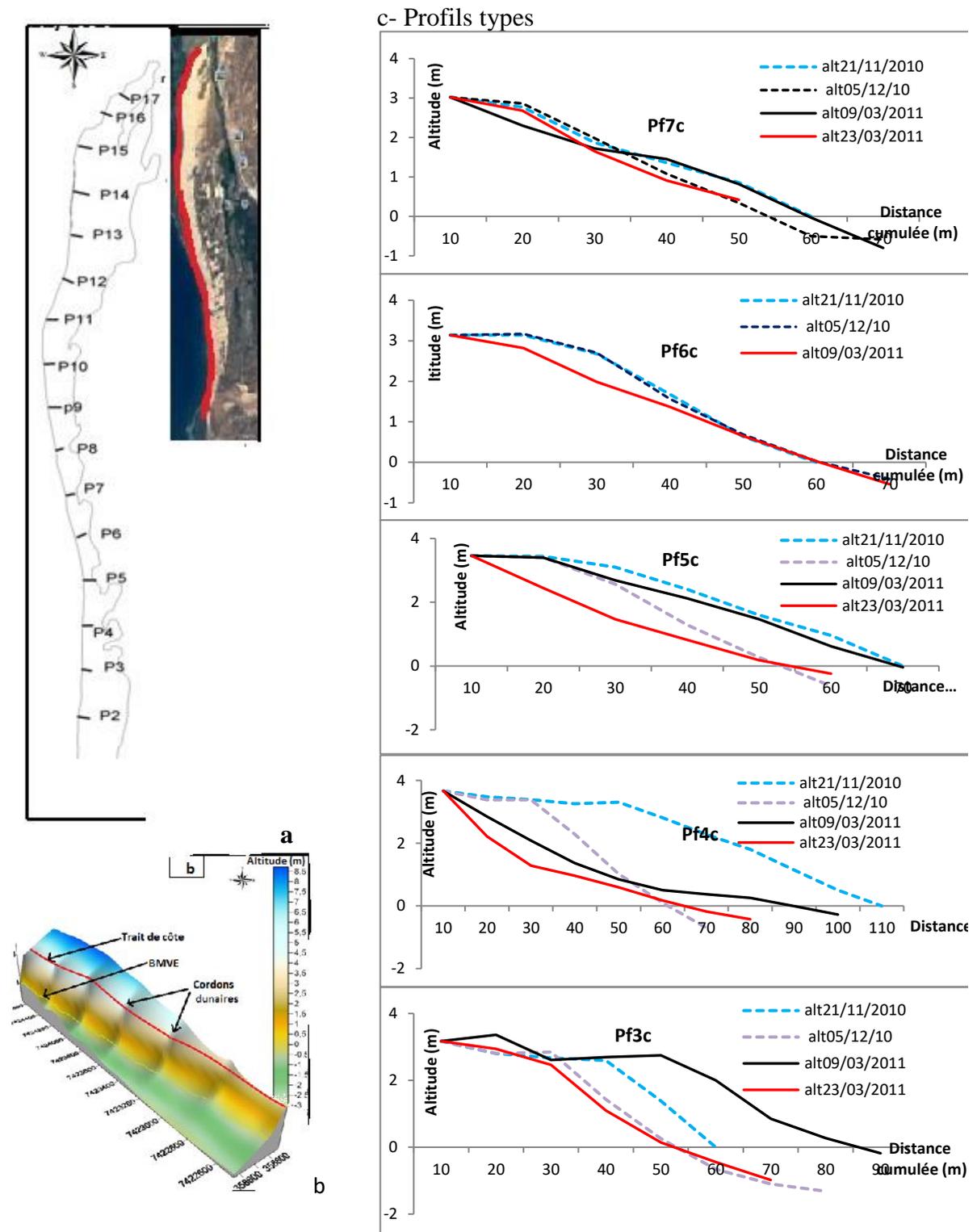


Figure 10-Localisation et projection en coordonnées Lambert de profil du site d'Ambotsibotsika et les profils type par secteur : a- Projection en 2D des profils de plage, le trait de côte et les points des profils en 2011 et 2017 ; b-Présentation en 3D de la plage; c- Profils types dans chaque secteur de plage d'Ambotsibotsika durant la campagne 2010-2011 en bas et 2017 en haut. Trait plein pour la saison de pluie et trait discontinu pour la période sèche

IV-2 Changement volumétrique et granulométrique de la plage

Pendant la saison de pluie, une forte érosion se produit à partir du bas de la plage (Fig.11). Les sédiments transportés sont déposés vers la zone subtidale. Les sédiments des plages de ces trois sites sont exclusivement de faciès sableux. La fraction inférieure au $63\mu\text{m}$ est presque nulle. L'ensemble est formé par des sables fins à moyen (médiane voisine de $150\mu\text{m}$). La granulométrie moyenne varie en générale de 125 à $350\mu\text{m}$.

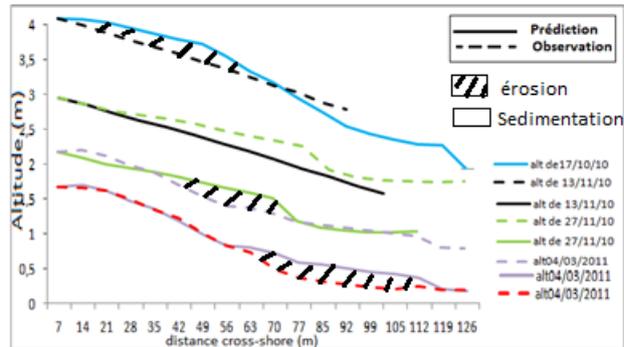


Figure 11 : Extrait des séquences de l'évolution de plage de la berme vers le bas de plage en vue de calculer l'unité volumétrique par profil de date en date

IV-2-1 Changement volumétrique de La batterie

Les volumes relatifs date en date sont de l'ordre de -20 à $+15\text{ m}^3/\text{ml}$ sur la période de suivi. Le bilan sédimentaire global sur la période de suivi est très variable ($+60$ à $-50\text{ m}^3/\text{ml}$) (fig.12a ; 12b). Pendant le premier suivi, une différence de bilan s'observe avec de valeurs largement négatives (-50 à $-5\text{ m}^3/\text{ml}$) (fig.12a) pendant la période sèche contre une valeur positive ($+5$ à $+50\text{ m}^3/\text{ml}$) pendant la période de pluie (fig.12a).

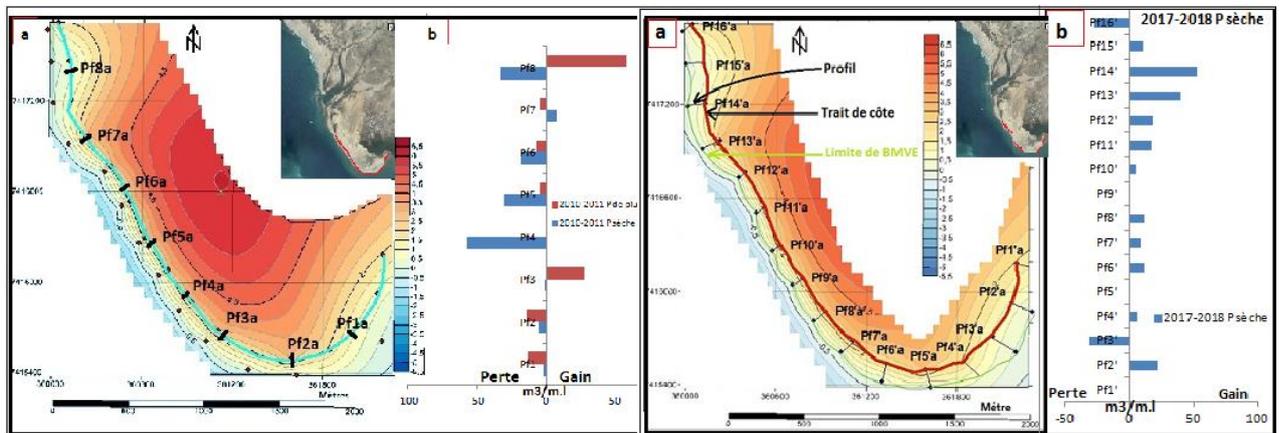


Figure 12 : Représentation de bilan volumétrique (m^3/ml) par année et par saison de la Batterie : a- bilan par profil de la période sèche et de pluie en 2010-2011 ; b- bilan en période sèche (2017)

Généralement en 2010-2011, l'érosion persiste pendant la période sèche. On remarque également que la partie nord du site est une zone sédimentaire très active suivant le rythme saisonnière avec une oscillation de $-50\text{ m}^3/\text{ml}$ pendant la période sèche (fig. 12a ; 12b) et $+60\text{ m}^3/\text{ml}$ pendant la période de pluie. Au cours de la fin de suivi, le site subit une variation d'une érosion en 2011 et d'une sédimentation en 2017. Le bilan sédimentaire augmente progressivement du sud vers le nord.

IV-2-2 Changement granulométrique de la plage de la Batterie.

Les sédiments sont en général composés des éléments diversifiés : grains fins, moyens et à la fois grossier. Le sable à l'extrémité de la flèche est modérément classé, tandis qu'au centre est mal trié. Ce qui est en face de l'entrée de la passe, le classement est modérément bien (fig. 13a). La majorité des courbes de fréquence des sédiments est bimodale avec des courbes cumulatives et d'une pente faible au niveau du Pf4 et Pf5 (Fig.13b).

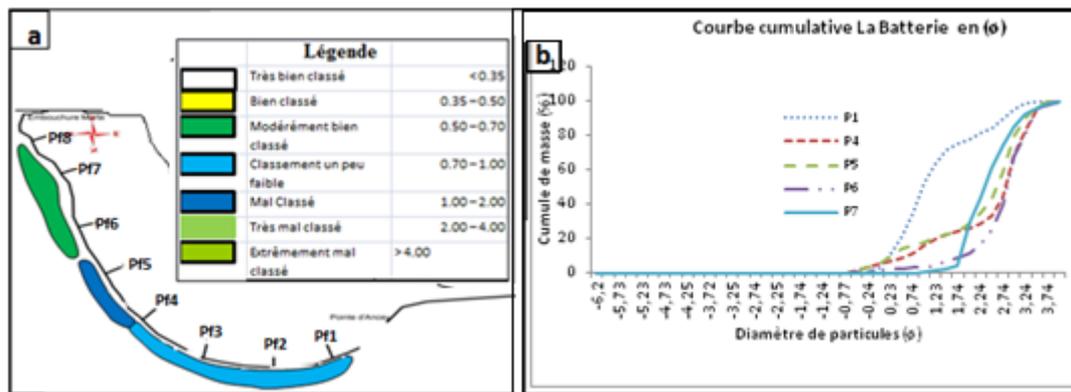


Figure 13-a-Évolution longitudinale du classement granulométrique ; b-Courbes granulométriques des sédiments superficiels de la plage de La Batterie

Les sédiments sont en général composés des éléments diversifiés : grains fins, moyens et à la fois grossier. Le sable à l'extrémité de la flèche est modérément classé, tandis qu'au centre est mal trié. Ce qui est en face de l'entrée de la passe, le classement est modérément bien (13a).

IV-2-3 Changement volumétrique du delta

Pendant la première année du suivi, un bilan négatif (-70m³/ml) en moyenne a subila plage du delta (Fig. 14b). Pourtant, une valeur exceptionnelle (-220m³/ml) se trouve à l'extrémité nord qui correspond à la zone active de la langue de sable du delta. L'absence de bilan sur ce même point est due par l'enlèvement total de la langue de sable. La flèche de sable se transforme en embouchure du delta (Fig.14.c).

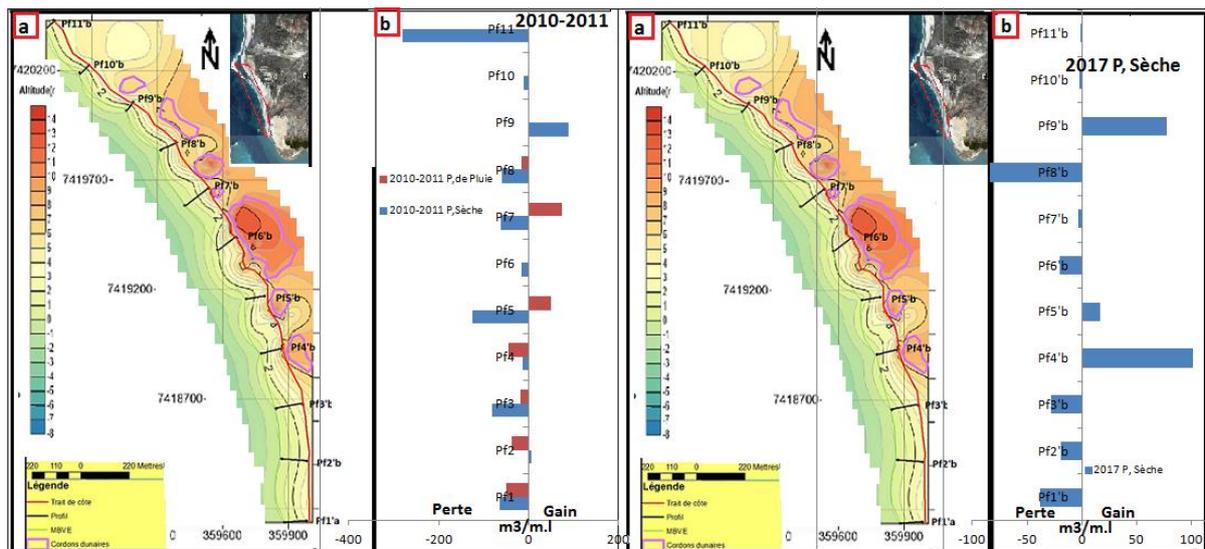


Figure 14- Représentation de bilan volumétrique en mètre cube par mètre linéaire par année et par période du Delta et Ambotsibotsika : b- bilan par profil de la période sèche et de pluie en 2010-2011 ; c- bilan en période sèche (2017)

IV-2-4 Changement granulométrique de la plage du delta

Les courbes cumulatives de la plage ont, généralement, la forme d'un S plus ou moins régulière (Fig. 15). Ceci témoigne un bon classement des sables et d'un stock sableux homogène.

La plupart des échantillons de la plage ont une moyenne comprise entre 150 à 350 μm . Les sédiments prélevés le long de la côte entre le delta de marée et le delta de Fiherena sont en général des sables moyens et à grains fins. Les sables sont à grains moyens du point de prélèvements Pf10b, Pf11b et Pf2b, Pf3b et Pf4b. Au niveau du point Pf7b, Pf8b et Pf9b les sédiments sont à grains fins (Fig. 15a ; fig.15b).

Au point de vue de triage granulométrique : les sédiments sont très bien classés au point Pf7b. Le classement devient de plus en plus mauvais de part et d'autre de ce point (Fig. 15b) en allant vers le delta nord et le delta sud.

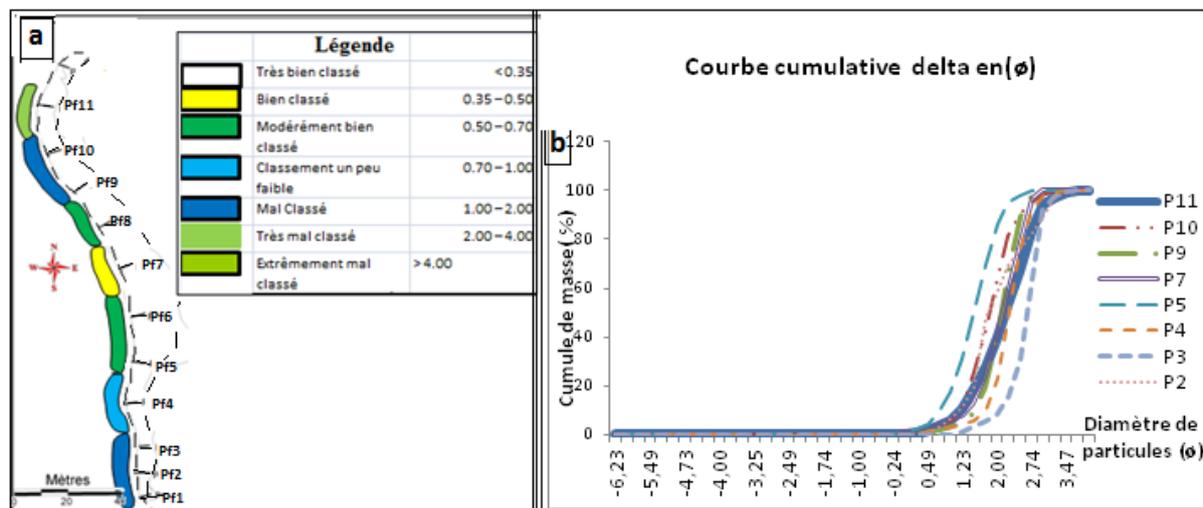


Figure 15-a-Evolution longitudinale de classement granulométrique ; **b-**Courbes granulométriques des sédiments superficiels de la plage du Delta

IV-2-5 Changement volumétrique d'Ambotsibotsika

La variation volumétrique est rythmée le long du littoral à forme sinuose. Une large érosion s'observe sur la partie reculée de la plage de $-200\text{m}^3/\text{ml}$ (Fig. 16). L'érosion diminue progressivement jusqu'à la valeur nulle dans l'avancée de la plage. Puis, il reprend encore d'une manière oscillatoire suivant le trait de côte vers une autre grande sinuosité suivante et ainsi de suite.

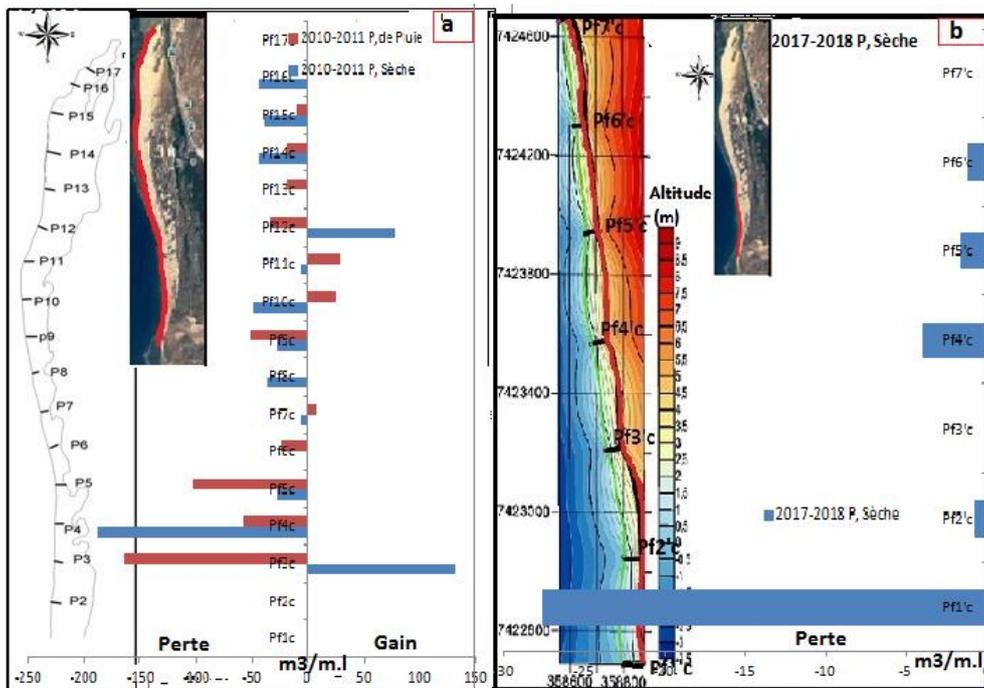


Figure 16 : Représentation de bilan volumétrique en mètre cube (m^3) par mètre linéaire (ml) par année et par période d'Ambotsibotsika : a- bilan par profil de la période sèche et de pluie en 2010-2011 ; b- bilan en période sèche (2017)

IV-2-6 Changement granulométrique de la plage d'Ambotsibotsika

Les sables sur cette longue plage sont très bien classés avec de grandes quantités de stock de sables homogènes. La majorité des échantillons varie entre 1,6 et 2,3 (fig. 17b). Ce sont donc des sables moyens en grande partie. Les sédiments prélevés du long de la côte, située entre Pf5 et Pf12 (fig. 17a) sont généralement des sables à grains moyens. Tandis qu'au point de prélèvements entre Pf14 à Pf17, c'est à dire à l'extrémité de la flèche, sont des sables fins. La grande tendance de tri granulométrique est du sens Sud vers Nord à grains moyen vers grains fins ou du classement moyen vers le bien classé. Les sédiments sont en grande partie, modérément bien classés vers les biens classés. Les courbes cumulatives sont plus régulières de la forme S (fig. 17b) que les courbes du delta.

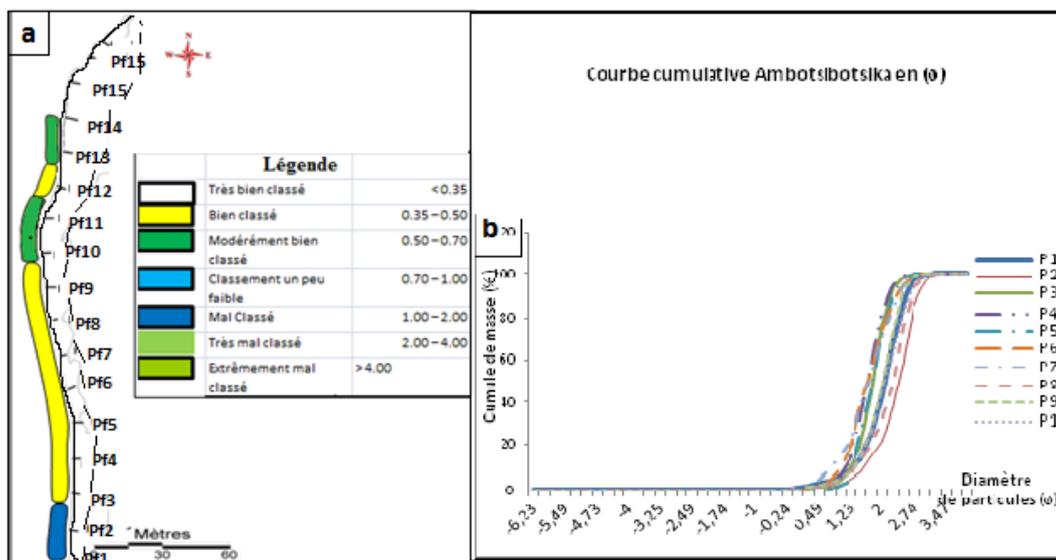


Figure 17–a-Evolution longitudinale de classement granulométrique ; b-Courbes granulométriques des sédiments superficiels de la plage de l'Ambotsibotsika

V- Discussion

La mobilité sédimentaire et la répartition granulométrique résultent des effets à la fois des houles observées, des courants de marée, des conditions éoliennes et de la superposition de ses facteurs. Leur action est toutefois différenciée dans le temps, en fonction des conditions météo-marines prévalences et dans l'espace, en fonction de la partie du profil considéré.

La marée est à l'origine de courants moyens, parallèles à la côte, ayant parfois une capacité de mise en mouvement longitudinal des sédiments en régime mésotidal et macrotidal et rarement au littoral à microtidal (Gouriou, 2007 ; Wright et al, 1982 ; Michel et al, 1999). Ce mouvement favorise la formation des barres en conditions de faible énergie de la houle. Les barres formées se trouvent au début sur le haut niveau de la plage d'une manière asymétrique (Gouriou, 2007 ; Dehouck, 2006).

Sur les trois sites étudiés, les houles aux larges de hauteur moyenne de 1,9m et de direction SW-NE frappent obliquement les côtes. Ils se transforment en vague sur les côtes en deux sens opposés: NE-NW dans la plage du delta-Ambotsibotsika et SE au niveau de la Batterie. Celle-ci se produit grâce à une diffraction des vagues autour de l'extrémité nord du Grand Récif (CES, 2013; Ratsitohaina, 2007) qui provoque une rotation horaire de l'orientation générale des vagues du côté abrité du récif (Jeanson, 2009) et à l'inverse de la direction résolument nord du transport sédimentaire le long du littoral (CES, 2013).

Le suivi de la variabilité temporelle de ces profils a révélé que cette zone est le siège d'une mobilité de stock sableux due aux transferts longitudinaux et transversaux induits par les actions météo-marines. Le jet de rive déplace la berme vers le bas de plage qui ramène le profil du type dissipatif. Le vent rase aussi la plage et la berme vers l'intérieur pour former aussi une dépression à la place de la berme pendant la saison sèche. Dans les plages à vent oblique ou quasi-parallèle au trait de côte, les vents de terre sont très efficaces pour l'alimentation de cordon littoral et l'érosion de la berme (Larue, 2009). Les vents de SE jouent un grand rôle dans l'alimentation du cordon du nord. Les sables fins enlevés par déflation à l'arrière plage sont transportés vers le NO et bloqués par le chenal de marée de Songerintelo.

Le couplage transfert latéral-courants de marée favorise aussi la mobilité accrue des sables (VanRijn, 1993). Les deux composantes longitudinale et transversale présentent quelques disparités en fonction des saisons et l'orientation de la plage, dont l'intensité est élevée pour la composante longitudinale que la composante transversale (Levoy et al, 1997). Et ainsi, la présence du canal au niveau de la passe génère les courants de marée (flot/jusant) et perturbe le triage granulométrique hérité par le transfert latéral dans cet endroit. Partout dans les sites, le flot est plus fort que le jusant (Guilcher, 1979). Par ailleurs, le système de chenaux de marée montre une grande ramification dans le lagon et les lagunes ; il contribue efficacement à l'ensablement et à l'envasement des sablières et alimente en partie les deltas tidaux par les courants de balancement des marées. En bordure des chenaux de premier et second ordre, la conséquence de cet engraissement rapide est l'accrétion verticale importante des levées qui se trouve émerger à marée basse à l'extrémité de ce deux flèches (fig. 2a et 2b). Une variation cyclique du profil s'observe aux niveaux de delta des marées au sud par formation de falaise d'érosion de marée basse vive eau pendant le jusant et de falaise d'érosion de haute mer vive eau pendant le flot. Les ordres de grandeurs des temps de construction et des vitesses de migration des talus d'érosion vers le haut de plage jusqu'à leur disparition sont en accord avec les études portant sur des deltas de marée de lagunes similaires soumises à des conditions comparables (Maanan, 2003). La construction commence à l'arrivée de la période de grande marée vive eau. La phase atteint leur maximum quand la marée est maximale. La réponse morphologique correspondante est la formation de la plage du type intermédiaire à talus d'érosion. Parallèlement à la tombée de la marée, la destruction reprend et le talus de bas de plage migre vers le haut à vitesse très forte de 1m/h, jusqu'à l'arrivée de nouvelle marée. La plage se transforme en type réfléchif (Wright & Short, 1984 ; Sunamura, 1988 ; Lippman & Holman, 1990) et ainsi le nouveau cycle recommence. Cette

évolution morphologique rythmique en condition de forte énergie est similaire à l'étude de plage d'Omaha Beach en condition de tempête (King et al, 1949 ; Levoy et al., 1998, Voulgaris et al., 1998, Stépanian et al. (2001), 2003). Leur différence est la formation de talus au lieu de barres sur la plage à barre unique (Ferrer, 2010, Wright & Short, 1984 ; Lippman & Holman, 1990). Les travaux de Maanan (2009) expliquent cette formation par les masses d'eau qui se jettent dans les lagunes et créent des courants de décharge vers la mer dont l'effet de chasse contribue, avec le va-et-vient des courants de marée au maintien des passes. Ces courants de charges renforcent les courants de jusant. Le premier représente le schéma d'érosion des sédiments de la plage en marée basse vers la zone subtidale pour former le lobe d'accrétion en face de la bouche du delta. Le deuxième représente l'arrachement dans le haut de la plage des sédiments en marée haute comme mécanisme de remplissage de la lagune (Maanan, 2003). Les différences des vitesses par chaque chenal est en relation avec la profondeur de leur embouchure et l'étendue d'eau. Si l'étendue est plus vaste, l'embouchure ou la passe est plus profonde et la vitesse de marée (flot/jusant) est faible. (Maanan, 2003). Sur le lagon ou lagune à faible étendue et de chenal moins profond, la vitesse est forte. L'influence des vagues est importante sur la façade océanique. Les courants de marées deviennent forts comme caractéristique du littoral à la plage mésotidale (Maanan, 2003). Par conséquent, la capacité de transport est élevée sur le delta sud. Dans ce cas, une séquence de sédimentation rythmique justifie le cycle de marnage.

Au nord, le transfert latéral, le vent et le courant sont de même direction qui accélère le transport sédimentaire d'une manière rythmique. Tandis qu'au sud, la variation transversale par jet de rive et en contradiction entre le vent et le courant pour le déplacement longitudinal perturbe la distribution du sédiment, d'où la présence de courbe bimodal et de sédiment mal trié.

La surface de l'estran peut être issue, non seulement, d'un transport sédimentaire parallèle au trait de côte par les courants de la dérive littorale (Nord vers Sud ou Sud vers Nord), mais aussi du transport *cross-shore* par les courants de marée sur le bas de plage et notamment les vents par saltation sur le haut de plage. Toutefois, les travaux récents de Coco et al (2007) mettent en avant la théorie de l'auto organisation dans la formation de structures rythmiques. La diversité des modes de transport rend difficile à la mise en évidence d'une liaison entre ces derniers (modes de transport) et les caractéristiques granulométriques.

La mobilité de sable est très remarquable pendant la période sèche sur le haut de la plage et pendant la période de pluie sur le bas de la plage. Le modèle de changement littoral de la baie de Toliara est basé surtout sur un caractère climatique «semi-aride» (9 mois/12 mois et insolation de 14h par jour qui persiste dans le milieu). D'où, l'assèchement rapide est presque permanent pour les sédiments qui les rendent faciles au transport éolien. Ainsi, la forme de haut de la plage est un facteur important dans le transport éolien des sédiments. En simplifiant, plus la plage est plane (type dissipatif) et sèche, plus la morphologie est linéaire, plus le vent peut déplacer le sable (Kaimal and Finnigan, 1994 ; Peterson *et al.* 2007). La taille de la plage et la dimension des grains (150 à 350µm) sont également un facteur important dans le transport (Davidson et al, 1990). Les parties protégées par les cordons dunaires, l'action éolienne est réduite surtout dans le centre du delta et la partie sud de l'Ambotsibotsika. Alors, dans la zone non protégée, une large plage en déflation favorise l'action éolienne pour la formation des barkhanes très dynamiques. La variation transversale par jet de rive pendant quelque cycle de marée (2,5 à 3,6m) ne suffit pas d'expliquer la variation morphologique du profil. L'action éolienne assure aussi la destruction de berme et le recul du trait de côte surtout sur le milieu sans cordon dunaire.

Malgré cela, l'évolution morphologique de la plage de La Batterie est complexe et rythmique par une alternance de conditions calmes, qui favorisent l'accrétion des barres et de périodes de forte énergie, lors des tempêtes de NW à SE, qui déstabilisent la morphologie antécédente. Et ainsi, pendant la période calme, un dynamisme contradictoire s'observe dans le site 1 :

- longitudinalement entre la dérive littorale NNW au SSE et le vent SSE au NNE,
- transversalement la migration vers le bas de la plage par le jet de « swash » et l'érosion éolienne du haut de la plage vers l'intérieur.

L'étude similaire est confirmée par Stépanian et al. (2001) que la migration est le résultat d'une redistribution locale des sédiments à l'échelle de la barre, du revers marin vers le talus orienté vers la dune, ce qui participe à l'augmentation de l'asymétrie des barres.

La présence de mauvais redressement de la courbe et l'irrégularité du triage de sédiments au niveau de La Batterie (S₁) évoquent la diversité de paramètre vent ethydrodynamique sur cet endroit. Ceci indique qu'il s'agit des sables mal classés dans un milieu moyennement agité. En marée haute du beau temps, les particules très fines sont évacuées en suspension vers la zone subtidale pour former de barre externe (Ferrer, 2010 ; Gouriou, 2007 ; Stépanian et al, 2002). Au moment de cyclone ou la hauteur de vague dépasse de 3m, les particules très fines sont évacuées vers les larges et le lagon. Le lagon est le siège d'une sédimentation fine (Masmoudi et al, 2005).

Les résultats obtenus par l'analyse granulométrique, l'étude morphologique et volumétrique des profils de la plage justifie aussi le vrai sens de la dérive littorale. Celle-ci est déjà confirmée par l'étirement de sens opposé de double flèche par leur extension de la pointe de Songerintelovers le nord et pointe d'Anosy vers le Sud. Cette hypothèse est confirmée aussi pendant l'analyse pluriannuelle (analyse diachronique). Ces deux tendances modélisent le remplissage par accrétion ou progradation de la baie de Ranobe au nord et la baie de Toliara (zone portuaire) au sud.

A partir des changements spatiaux des indices granulométriques des sédiments (le grain moyen, le classement et l'asymétrie), il est possible de décrire l'hétérogénéité des agents de forçage locaux et d'identifier le sens du transport épisodique de sédiments (Chaibi, 2003). Et la taille des grains diminue de l'embouchure morte vers la pointe d'Anosy. Les diamètres des sables présentent un affinement du Nord vers le Sud. Il s'agit d'un tri granulométrique du Nord vers le Sud effectué par les courants de dérive littorale dans la zone intertidale.

Conclusion

Dans la région de la Baie de Toliara, se développe un système de flèche dunaire montrant une variété d'éléments morphologiques en perpétuelle évolution et dynamique. Les principaux résultats peuvent se résumer comme suit:

- 1- La présence de deux flèches littorales divergentes est associée à une mer peu profonde sous un régime semi-diurne et de régime modéré de vagues montrant un axe de transit sédimentaire N vers S (La Batterie), S vers N (Ambotsibotsika) à partir d'un endroit bien déterminé. Cet endroit est identifié à la zone où la houle frappe perpendiculairement au trait de côtes du Pf7 (PN) du delta.
- 2- L'individualisation des différenciations des barres littorales est presque toutes les saisons. Le parallélisme entre les tris granulométriques du mauvais vers le bon, et le classement de grain du moyen vers le plus fins aux deux extrémités de ces deux flèches du même sens au développement de la flèche témoignent encore ce sens de transit sédimentaires et la dérive littorale par chaque site.
- 3- Du côté budget sédimentaire, les phénomènes érosifs sont caractérisés localement et sont engendrés par l'interaction de l'érosion éolienne à marée basse du beau temps. Les courants transversaux et longitudinaux de marée deviennent plus fort en marée haute vive eau ou en période de pluie et du cyclone contrairement modéré au beau temps et en marée basse morte eau. L'ensablement et l'envasement du lagon au sud et la baie du Ranobe au Nord représentent le facteur prépondérant. L'ensablement varie en fonction du temps et de l'espace. Le recul et l'avancée du trait de côte dépend de

l'équilibre entre la quantité des apports sédimentaires et les sédiments arrachés au niveau de la plage.

- 4- La mise en connaissance de ce modèle de transport et leur bilan approximatif nous permet de faire le suivi de l'évolution du littoral du sud-ouest en vue de faire avancer les idées sur la technique d'aménagement et la protection de notre côte.

REMERCIEMENTS

Cette étude a fait l'objet d'un soutien matériel du Laboratoire de Pétrologie et Minéralogie du Département des Sciences de la Terre et du Laboratoire de l'IHSM (Institut Halieutique et des Sciences Marines). Nous adressons nos sincères remerciements à ces institutions pour leur contribution à nos travaux ; les mêmes remerciements à Monsieur Heritiana Jean Fernando, assistant Géographe de l'Université de Toliara et l'équipe de DST pour le soutien indéfectible durant les premières campagnes de mesures et d'échantillonnage.

References bibliographiques

- Battistini R., (1970) - Les relations entre rivages et plate-forme continentale à Madagascar (Océan Indien). *Quaternaire*, vol. 12, p. 129-136.
- Besairie H., 1970. Précis de Géologie Malagasy, Annales géologiques Fasc.-36.
- CES, (2013). Draft Environmental and Social Impact Assessment. Coastal and Environmental Services report, Toliara Sands Project- Ranobe Madagascar. 109-181p.
- CES, (2013). Etude de Transport Sédimentaire. Coastal and Environmental Services report, Toliara Sands Project- Ranobe Madagascar. 45p.
- Chaibi M., (2003). Dynamique sédimentaire et morphogénèse actuelle du littoral d'El Jadida (Maroc), Univ. D'Aix-Marseille I, 237p.
- Coco G. and Murray, A. B. (2007). Patterns in the sand: From forcing templates to Self-organization. – *Geomorphology*, 91 (3-4): 271-290.
- Davidson-A. and Law, M.N. (1990). Seasonal patterns and control on sediment supply to coastal for dunes, Long Point, Lake Erie. - In Nordstrom, K.F., Psuty, N.P. and Carter, R.W.G. (Eds), *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley, Chichester, p.177-200.
- Dehouck, A. (2006). - Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère).- Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest, 221 p.
- Ferrer P., (2010). Morphodynamiques à multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique, Université de Perpignan Via Domitia, Thèse, 255p.
- Gouriou T., (2007). Evolution morphologique d'une plage sableuse Comparaison entre un site préservé et un site anthropisé Master 2 Recherche ENVOLH.UMR CNRS 5805 EPOC Université Bordeaux 1 131p.
- Guilcher A., (1979). Précis d'Hydrologie marine et Continental Masson, 389p. et nouredit.
- Jeanson M., (2009). Morphodynamique du littoral de Mayotte des processus au réseau de surveillance. Thèse de doctorat de Géographie physique. ULCO, UMR, CNRS
- Kaimal, J.C. and Finnigan, J.J. (1994). - *Atmospheric Boundary Layer Flows. Their Structure and Measurement*. - Oxford University Press, Oxford, 289 p.
- King, C.A.M., Williams, W.W., (1949). The formation and movement of sand bars by wave action. *Geogr. J.* 113, 70–85
- Komar, P.D. (1997). - *Beach processes and sedimentation*. - 2nd edition, Prentice Hall, New Jersey, 544 p.

- Larue J. P., Bouabdallah M. et Étienne, R. (2009). - Un littoral sableux en progradation : le lido entre Leucate et Port-la-Nouvelle (Aude, Golfe du Lion, France). Géodynamique des milieux naturels et de l'environnement. Université de Paris XII-Val de Marne, 94010 CRÉTEIL cedex.p 152-173.
- Levoy F., Monfort O. et Larsonneur C. (1997). Quantification des débits solides sur les plages macrotidales à l'aide de traceurs fluorescents application à la côte ouest du Cotentin, *Oceanol. Acta*; 20 (6), 811~822
- Levoy, F., Anthony, E., Barusseau, J.P., Howa, H., Tessier, B., (1998). Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. *C.R. Acad. Sci. Paris* 327, 811–818.
- Maanan M. (2003). Etude sédimentologique du remplissage de la lagune de Sidi Moussa (côte Atlantique Marocaine) caractérisations granulométrique, minéralogique et géochimique. Thèse de Doctorat en géologie : géosciences marines. 119p.
- Michel, D., Howa, H., 1999. Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal beach. *J. Coast. Res.* 15 (2), 428–437.
- Muller J., Raphael A.J., Wüst, P. and Hearty J., (2006). Sediment transport along an artificial Shoreline: “The strand”, Townsville, NE, Queensland, Australia. *Estuarine Coastal and Shelf science*, 66: pp-204-210
- Ratsitohaina O., (2007). Contribution à l'étude sédimentologie et minéralogie de la formation holocène de la Baie de Toliara (Madagascar). Mémoire de D.E.A, Département de Sciences de la Terre, Univ Toliara. 126 p.
- Razafimandrato R. (2009). Contribution à l'étude hydrologique et hydrogéologique du site Soalara vis-à-vis de l'exploitation minière de calcaire par le projet Ambatovy. Ecole Sup. Polytechnique, Département Hydrogéologique. Univ. Tananarive. 105p.
- Ruessink, B.G., Terwindt, J.H.J., (2000). The behaviour of nearshore bars on the time scale of years : a conceptual model. *Mar. Geol.* 163, 289–302.
- Ruessink, B.G., Van Enckevort, I.M.G., Kingston, K.S., Davidson, M.A., (2000). Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore barbehaviour. *Mar. Geol.* 169, 161-183.
- Stépanian A., Levoy F., (2002). Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale : l'exemple d'*Omaha beach* (Normandie, France). *Unité M2C, Morphodynamique continentale et côtière, UMR CNRS 6143, 24, rue des tilleuls, 14000 Caen, France.* *Oceanologica Acta* 26 (2003) 167–177
- Stépanian, A., Vlaswinkel, B., Levoy, F., Larsonneur, C., (2001). Sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach during accretion conditions. *Proceedings of the 4th International Conference of Coastal Dynamics.* ASCE, Lund, Sweden, pp. 1017–1027.
- Van Rijn LC: 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas, Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands, 673 p.
- Voulgaris, G., Simmonds, D., Michel, D., Howa, H., Collins, M.B., Huntley, D.A., (1998). Measuring and modelling sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach: an intercomparaison. *J. Coast. Res.* 14 (1), 300–315.
- Wright, L.D., Nielsen, P., Short, A.D., Green, M.O., (1982). Morphodynamics of a macrotidal beach. *Mar. Geol.* 50, 97–128.