

Processus morphodynamiques et sédimentaires dans les mangroves en érosion de Mayotte, océan Indien

Matthieu Jeanson, Franck Dolique et Edward J. Anthony

Volume 18, numéro 2, septembre 2018

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1059923ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Université du Québec à Montréal
Éditions en environnement VertigO

ISSN

1492-8442 (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Jeanson, M., Dolique, F. & Anthony, E. J. (2018). Processus morphodynamiques et sédimentaires dans les mangroves en érosion de Mayotte, océan Indien. *VertigO*, 18(2).

Résumé de l'article

L'île de Mayotte est caractérisée par un littoral très diversifié comprenant de nombreuses mangroves à l'intérieur d'un vaste complexe récifo-lagonaire. Plusieurs de ces mangroves sont en forte régression avec des implications géomorphologiques significatives. Des expérimentations de terrain ont été conduites pour quantifier les changements morphologiques et pour comprendre les processus hydro-sédimentaires en action. Les mesures hydrodynamiques ont montré le rôle majeur de la répartition des mangroves sur l'atténuation de l'énergie des vagues. Dans les secteurs végétalisés, l'atténuation de l'énergie des vagues atteint plus de 90 % contre 35 % dans les secteurs dénués de palétuviers. Les observations morphologiques ont montré que l'érosion et le remaniement des sédiments sablo-vaseux des mangroves assurent le développement de placages et de barres sableuses sur l'estran. Ces sédiments sableux migrent progressivement vers le haut de l'estran, ce qui conduit à l'aggradation des cordons sableux localisés en arrière des mangroves. L'élévation continue des cordons sableux mène à l'enfouissement des systèmes racinaires et à l'asphyxie puis à la mort des palétuviers. Cette étude met en lumière le rôle de la mangrove qui va exercer un contrôle significatif sur l'activation des processus géomorphologiques et la sédimentation intertidale. Ces processus reflètent parfaitement la notion d'ajustements biogéomorphologiques inhérente à ces systèmes.



Processus morphodynamiques et sédimentaires dans les mangroves en érosion de Mayotte, océan Indien

Matthieu Jeanson, Franck Dolique et Edward J. Anthony

Introduction

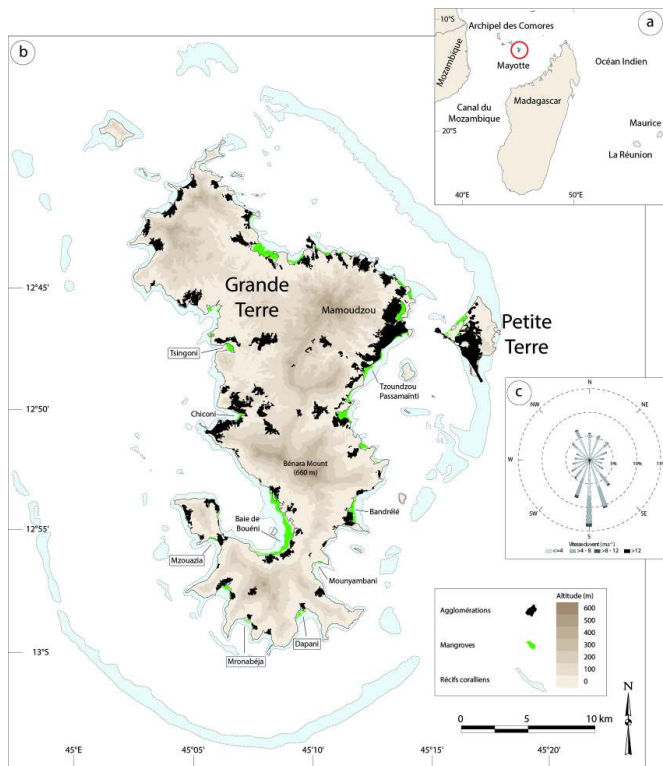
- 1 Les mangroves sont des écosystèmes communs des côtes vaseuses tropicales et subtropicales. Très menacées et en régression à travers le monde (Giri et al., 2011; FAO, 2007), elles sont pourtant la source de nombreux bénéfices aussi bien pour les écosystèmes adjacents que pour les populations et leurs activités économiques (Lee et al., 2014; Barbier et al., 2011; Nagelkerken et al., 2008; Munby et al., 2004). Les mangroves jouent également un rôle essentiel dans les processus hydro-sédimentaires des zones littorales. En dissipant une partie de l'énergie hydrodynamique des courants et des vagues, les mangroves favorisent le dépôt et l'accumulation des sédiments fins (Horstman et al., 2014; Adame et al., 2010; Van Santen et al., 2007; Quartel et al., 2007; Mazda et al., 2006). Ce piégeage des sédiments par les mangroves est essentiel, par exemple, pour les récifs coralliens adjacents, plusieurs études ayant montré le lien entre la quantité, le taux de sédimentation et le temps de résidence des sédiments fins et les dégradations des récifs coralliens (Golbuu et al., 2008; Victor et al., 2006; Fabricius, 2005). En amortissant une partie plus ou moins conséquente de l'énergie des vagues incidentes, les mangroves contribuent également à protéger efficacement le rivage de l'érosion et des événements exceptionnels à très hautes énergies (Zhang et al., 2012; Anthony et Gratiot, 2012; Yanagisawa et al., 2009; Mazda et al., 1997, 2002). Le principal facteur impliqué dans la dissipation des courants et des houles, et donc à la sédimentation subséquente, est la friction produite par les troncs, les racines, pneumatophores et les animaux colonisant des parties aériennes des arbres, qui s'ajoute à la friction créée par les caractéristiques du substrat de la mangrove (Mazda et al., 2007). La résistance engendrée par la mangrove à la circulation des masses d'eau sera donc dépendante de sa composition et de son architecture (espèces, densité, largeur, topographie) (Bao, 2011; Vo-Luong et Massel,

2008; Mazda et al., 2007; Massel et al., 1999). Au cours des dernières décennies, de nombreuses mangroves de Mayotte, particulièrement au sud et à l'ouest de l'île, montrent une régression de leur surface (Jeanson et al., 2014b). L'objectif de cet article est de mieux comprendre les processus géomorphologiques en action dans les mangroves de Mayotte et plus particulièrement de déterminer les implications hydro-sédimentaires résultantes de la régression des mangroves. Cette connaissance est primordiale, autant pour la compréhension des interactions biogéomorphologiques mangrove/sédiments que pour la gestion et la restauration de ces milieux côtiers.

Site d'étude

- 2 Mayotte est localisée approximativement à 13° de latitude Sud et à 45° de longitude Est, à 300 km au nord-ouest de Madagascar et à 450 km du continent africain au nord du canal du Mozambique (Figure 1a). D'une superficie de 374 km², Mayotte est composée de deux îles principales, Grande Terre et Petite Terre, et d'une trentaine d'îlots d'origine volcanique ou corallienne éparpillés dans le lagon. Île haute volcanique, Mayotte est ceinturée par un réseau de récifs coralliens remarquables avec, notamment, un récif barrière presque continu de 157 km de circonférence (Figure 1b). Cette barrière récifale délimite entre elle et le littoral un des lagons les plus étendus de l'océan Indien, d'une superficie de près de 1500 km², large de 3 à 15 km. Le contexte volcanique et tropical de Mayotte, ainsi que la présence d'un vaste système récifo-lagonaire, offrent une grande diversité morphologique des côtes (De La Torre et Aubie, 2003). Le linéaire côtier, particulièrement découpé, s'étend sur une longueur totale de près de 265 km et est composé majoritairement de falaises, intercalées de nombreuses plages de poche et de baies sablo-vaseuses au fond desquelles se sont établies de petites mangroves.
- 3 Mayotte est soumise à un climat tropical humide marqué par deux saisons, l'une chaude et pluvieuse, l'autre plus fraîche et sèche. Les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 1500 mm. Les gradients de pression entre la Zone de convergence intertropicale et les anticyclones dans l'océan Indien génèrent, respectivement, des vents de mousson chauds et humides de secteur nord à nord-ouest durant l'été austral (novembre à avril) et des alizés frais et secs provenant des secteurs sud à sud-est au cours de l'hiver austral (mai à octobre) (Figure 1c). Ces conditions météorologiques se répercutent directement sur le régime hydrodynamique lagonaire, lequel est caractérisé par un climat de vagues très contrasté. Les vagues proviennent du nord durant l'été austral et du sud au cours de l'hiver. Mayotte est soumise à un régime de marée semi-diurne et le marnage, en période de vives-eaux moyennes, est d'environ 3,2 m (Jeanson, 2009).

Figure 1. (a) Localisation de Mayotte dans l'Océan Indien, (b) carte simplifiée de l'île, (c) rose des vents/(a) Mayotte Island in the Indian Ocean, (b) simplified map of the island, (c) wind rose.



Source : 1951–2007 données de la station Météo-France de Pamandzi. Modifié à partir de Jeanson et al., 2014a/1951–2007 data at Pamadzi station from Météo-France. Modified from Jeanson et al., 2014a.

- 4 Les mangroves étudiées dans ce travail (Figure 2a) ont toutes la caractéristique d'être en régression sur la période 1950-2011, de l'ordre de 2 % pour la mangrove de Tsingoni, 25 % à Mzouazia et près de 50 % pour les mangroves de Mronabéja et Dapani, correspondant à plusieurs dizaines de mètres de recul (Jeanson et al., 2014b). Ces mangroves se situent au fond de petites baies sablo-vaseuses plus ou moins profondes et ouvertes sur le lagon. La mangrove de Tsingoni (Figure 2a.1) se développe principalement en arrière d'un cordon sableux transversal à la baie et comporte les 7 espèces de palétuviers présentes à Mayotte, mais la mangrove de Tsingoni se distingue par la présence de formations très denses à *Ceriops tagal*. Le cordon sableux est en grande partie végétalisé par *Heritiera littoralis*, *Hibiscus tiliaceus*, *Thespesia populnea* ainsi que des palétuviers ensablés (*Avicennia*, *Rhizophora*, *Ceriops*). Les mangroves de Mzouazia (Figure 2a.2), Mronabéja (Figure 2a.3) et Dapani (Figure 2a.4) se situent au sud de Mayotte (Figure 1b). Seules trois espèces de palétuviers se rencontrent dans ces mangroves en 2016. À Mzouazia et Dapani, les peuplements, relativement denses, sont larges de 30-100 m avec *Sonneratia alba* en position externe, suivie d'une formation à *Rhizophora mucronata* en position interne avec *Avicennia marina* de plus en plus présent vers le haut de l'estran. Directement en arrière de ces formations se trouvent des cordons sableux colonisés par une végétation diversifiée telle que *Thespesia populnea*, *Hibiscus tiliaceus*, *Ipomoea pes-caprae*. À Dapani, un tanne est présent en arrière du cordon sableux, cette zone, peu végétalisée et au sol sursalé, est colonisée par des petits *Avicennia marina* clairsemés. La mangrove de Mronabéja est constituée d'une formation à faible densité de *Sonneratia alba* et d'*Avicennia*

marina disséminés sur 70 à 140 de largeur en avant du cordon sableux. La plupart de ces palétuviers semblent être anciens, certains sont sénescents et quelques-uns sont morts.

Méthodes

- 5 Des profils topographiques ont été réalisés au cours de plusieurs campagnes de suivi réparties irrégulièrement entre février 2005 et janvier 2016 (Tableau 1a). Ces mesures ont été effectuées à l'aide de stations totales haute résolution Leica TC407 ou Pentax W800 qui présentent une erreur instrumentale de $\pm 0,003$ m en distance et en élévation et $\pm 0,0015^\circ$ en direction. Chaque profil a été raccordé au système d'altitude local de Mayotte (IGN 1950). Une marge d'erreur de 0,05 m, couvrant les mesures sur le terrain ainsi que les erreurs et incertitudes d'interpolation, a été appliquée lors du traitement des données brutes. Cette marge d'erreur a été calculée par ajustement linéaire à la suite d'une série de tests (réitérations d'un même profil par différents opérateurs) réalisée en février 2007. Une centaine d'échantillons sédimentaires ont été collectés dans les mangroves et analysés en laboratoire afin de déterminer leur granulométrie à l'aide d'un granulomètre laser Coulter. Les minéraux lourds ont été séparés des fractions plus légères en utilisant la technique classique de séparation au bromoforme et la composition de ces premiers a été déterminée suite à des observations au microscope électronique à balayage.

Tableau 1. Résumé des campagnes de mesures topographiques (a) et des instruments hydrodynamiques déployés (b)/ Summary of topographic surveys (a) and deployed hydrodynamic instruments (b).

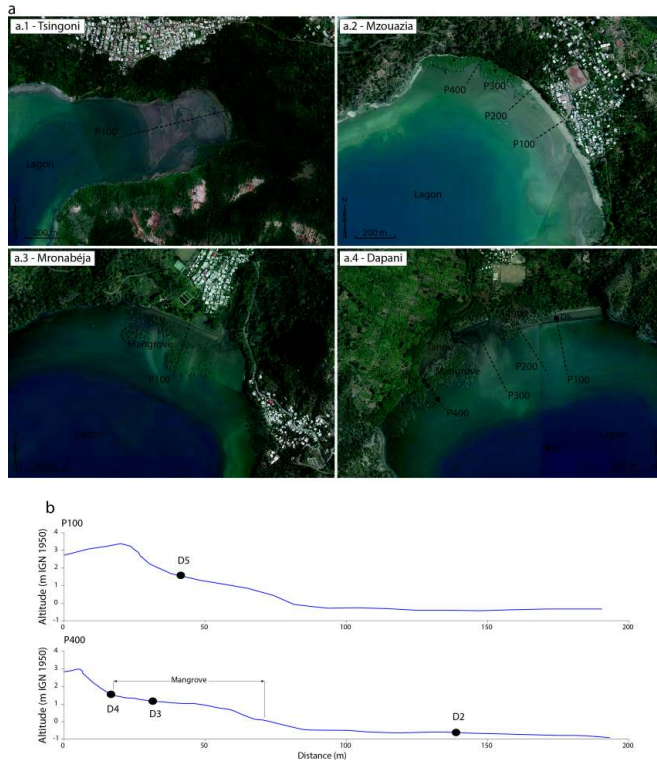
(a) Mesures topographiques	Tsingoni	Dapani	Mronabéja	Mzouazia
Février 2005	1 profil	3 profils	1 profil	3 profils
Septembre 2005	-	3 profils	1 profil	3 profils
Février 2006	-	3 profils	1 profil	3 profils
Février 2007	-	3 profils	1 profil	3 profils
Juin 2007	-	4 profils	1 profil	3 profils
Février 2008	1 profil	4 profils	1 profil	4 profils
Novembre 2013	1 profil	4 profils	1 profil	4 profils
Janvier 2016	1 profil	3 profils	-	3 profils

(b) Mesures hydrodynamiques	Instrument	Altitude	Départ des mesures	Fin de mesures
D1 – Baie de Dapani (12°58'50.81"S – 45°09'50.81"E)	ADCP	-6,25 (IGN 1950)	17/06/2007 15h00	21/06/2007 13h00
D2 – Front de mangrove (P400) (12°58'45.39"S – 45°09'31.83"E)	Midas DWR	-0,71 m (IGN 1950)	17/06/2007 12h00	18/06/2007 12h00

D3 – Mangrove interne (P400) (12°58'43.14"S – 45°09'30.07"E)	ADV	1,18 m (IGN 1950)	17/06/2007 12h00	19/06/2007 09h00
D4 – Arrière mangrove (P400) (12°58'42.33"S – 45°09'29.53"E)	Midas DWR	1,35 m (IGN 1950)	17/06/2007 12h00	19/06/2007 21h00
D5 – Plage (P100) (12°58'32.74"S – 45°09'52.12"E)	Midas DWR	1,37 m (IGN 1950)	18/06/2007 16h00	19/06/2007 21h00

- 6 Une campagne de mesures avec 5 houlographes a été réalisée dans la zone de la mangrove de Dapani du 17 au 19 juin 2007 pour caractériser l'influence de la structuration de la mangrove sur les processus hydrodynamiques (Tableau 1b). Un ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) a été mouillé dans la baie de Dapani à une profondeur moyenne de -6,25 m (instrument D1, Figure 2a.4) pour enregistrer les houles incidentes. Dans un premier temps, trois appareils de mesure D2, D3 et D4 (Figure 2a.4) ont été placés sur l'estran le long du profil cross-shore (P400) respectivement en avant, à l'intérieur et en arrière de la mangrove dans le but de mesurer l'atténuation des houles par la mangrove le long de la radiale instrumentée (Figure 2b). La mangrove, large d'une cinquantaine de mètres, est constituée d'un peuplement à *Rhizophora mucronata* parsemée de quelques *Avicennia marina*. Cette formation est marquée par un front d'érosion actif sur sa bordure lagonaire. Après 2 marées d'enregistrement, l'appareil situé sur le point de mesures D2 a été déplacé vers la position D5 au niveau du profil P100 sur la partie de l'estran dénuée de mangrove (Figure 2a.4). L'instrument de mesure a été positionné sur le haut de l'estran marqué par un cordon sableux à une altitude équivalente à celle de l'appareil D4 en arrière de la mangrove (Figure 2b). L'objectif était d'estimer pour chaque secteur (avec et sans mangrove), les valeurs de la hauteur significative de la houle et les niveaux d'énergie.
- 7 Les instruments ont enregistré la pression induite par la marée et les vagues sur une durée d'enregistrement (*burst*) de 9 minutes toutes les 15 minutes avec une fréquence d'acquisition de 2 Hz. Ce choix a été privilégié afin d'obtenir un compromis entre un spectre assez grand pour être représentatif, mais suffisamment court pour assurer un bon degré de stationnarité dans cet environnement mésotidal. Les caractéristiques des vagues (hauteur significative, H_s ; période pic, T_p) ont été obtenues à partir d'analyses spectrales par transformées de Fourier (FFT) à partir des données issues du capteur de pression.

Figure 2. (a) Photographies aériennes des mangroves étudiées (IGN, 2011) et localisation des profils topographiques (a.1) Tsingoni, (a.2) Mzouazia, (a.3) Mronabéja et (a.4) Dapani, (b) profils instrumentés lors du déploiement hydrodynamique à Dapani/ (a) Aerial photograph of studied mangroves (IGN, 2011) and location of topographic profiles (a.1) Tsingoni, (a.2) Mzouazia, (a.3) Mronabéja and (a.4) Dapani, (b) transects surveyed and instrument location points during hydrodynamic experiments in Dapani.



Résultats

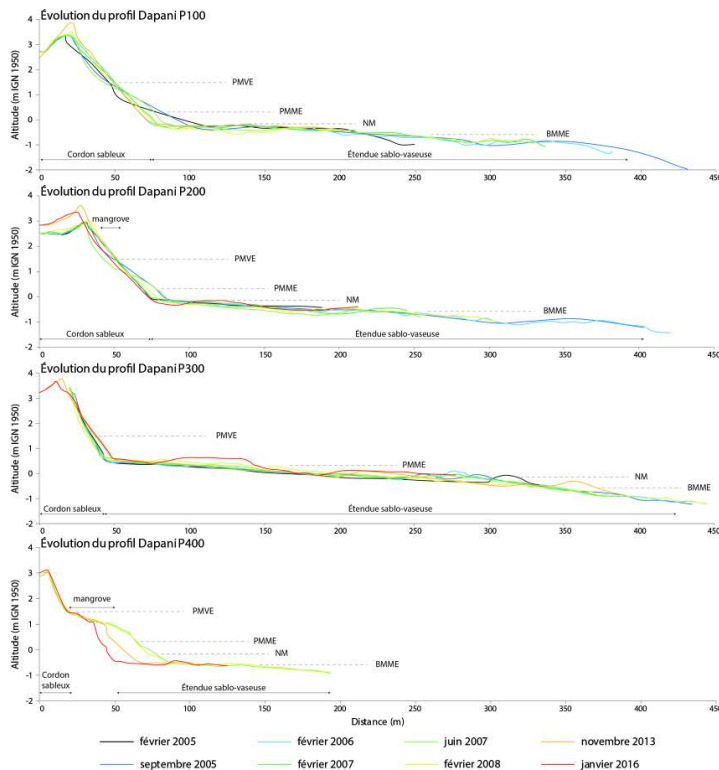
Mangrove de Dapani

Profils topographiques

- 8 Les profils P100 et P200 (Figure 3) montrent des caractéristiques communes avec une partie inférieure du profil constituée par une étendue sablo-vaseuse ($D_{50} = 3,65-2,32 \Phi$) en pente douce vers le lagon ($0,2^\circ$) et un cordon sableux ($D_{50} = 2,32-1,32 \Phi$) plus pentu (4°) se développant sur le haut estran. De petites barres sableuses ($D_{50} = 1,70-1,29 \Phi$) de faible amplitude (0,10 à 0,30 m de hauteur) se développent sur la partie inférieure de l'estran. Quelques palétuviers sénescents et aux racines ensablées sont présents sur le haut du profil P200 sur la période d'observation. Plusieurs changements morphologiques ont affecté ces profils au cours des différents levés, les plus importants sont visibles sur le haut de l'estran où l'on observe une élévation de la crête du cordon sableux est constatée au niveau de ces profils, passant de 3,35 à 3,85 m pour le profil P100 et de 3,00 à 3,30 m au niveau du profil P200 de février 2005 à janvier 2016. Une aggradation, de 0,35 m, est également discernable en arrière de la crête du cordon au niveau du profil P200. Sur l'estran sablo-vaseux, des variations topographiques latérales et verticales sont également observables. Le profil P300 est constitué d'un cordon sableux ($D_{50} = 2,06 \Phi$)

pentu (7°) et d'un bas estran sablo-vaseux ($D_{50} = 3,60-3,01 \Phi$) à pente douce ($0,3^\circ$) où se développent des barres sableuses ($D_{50} = 1,88 \Phi$). Les changements morphologiques constatés entre 2005 et 2016 montrent un mouvement *cross-shore* des barres en direction du haut estran. Au cours de la période, la crête du cordon sableux a légèrement reculé (7 m) et montre, comme pour les profils P100 et P200, une augmentation de son altitude passant de 3,25 m en 2005 à 3,65 en 2016. Au niveau du profil P400, les changements morphologiques sont principalement visibles au niveau de la mangrove marquée par une érosion importante et un recul d'une trentaine de mètres de son front externe entre 2008 et 2016. En avant de la mangrove, sur le bas de l'estran, la formation et le déplacement d'une barre sableuse ($D_{50} = 1,82 \Phi$) de 0,2 m de hauteur sont visibles. Enfin, en arrière de la mangrove, le cordon sableux ($D_{50} = 2,35-1,78 \Phi$), moins élevé (3,10 m, pente de $6,5^\circ$) que sur les autres profils, montre une légère aggradation d'une dizaine de centimètres.

Figure 3. Évolution des profils topographiques dans le système plage/mangrove de Dapani entre février 2005 et janvier 2016/ Topographic changes of the Dapani beach/mangrove system between February 2005 and January 2016.



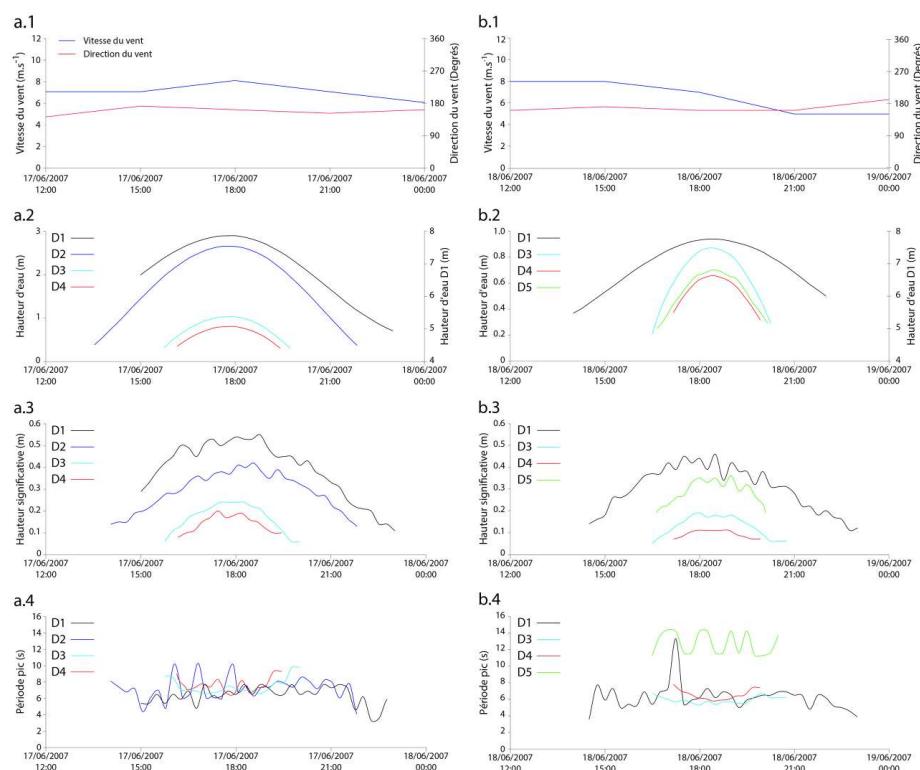
PMVE =Pleine mer de vive-eau, PMME =Pleine mer de morte-eau, NM =Niveau moyen, BMME =Basse mer de morte-eau./ PMVE =mean high water spring tide level, PMME =mean high water neap tide level, NM =mean sea level, BMME =Mean low water neap tide level.

Conditions hydrodynamiques

- 9 Deux courtes expérimentations ont été réalisées dans le but de mesurer la variabilité des paramètres hydrodynamiques dans la mangrove de Dapani. Ces expérimentations ont été conduites en juin 2007 au cours de la saison des alizés, lorsque les conditions météorologiques sont les plus agitées dans cette partie de l'île de Mayotte (Jeanson et al., 2013). Au cours de l'expérimentation 1 (Figure 4a), les alizés ont été relativement modérés avec des vitesses de $6 \text{ à } 8 \text{ m.s}^{-1}$ et avec une direction S à SSE (Figure 4a.1). Durant le cycle de marée

(Figure 4a.2), la hauteur significative de la houle au large (instrument D1) est de l'ordre de 0,50-0,55 m à marée haute (Figure 4a.3). Les valeurs de H_s diminuent progressivement vers la côte avec des valeurs de 0,40 m, 0,25 m et 0,20 m respectivement au point de mesure D2, D3 et D4. Les périodes pics varient entre 5 et 10 s (Figure 4a.4). Pour l'expérimentation 2, résumée dans la figure 4 b, la vitesse des alizés fluctue a variée entre 5 et 8 $m.s^{-1}$ pour une direction S (Figure 4b.1). Au cours du cycle tidal (Figure 4b.2), les valeurs des hauteurs significatives de la houle, à marée haute, varient entre 0,45 m pour le capteur D1 à 0,10 m pour le capteur D4 (Figure 4b.3). Les périodes pics montrent des valeurs comprises entre 5 à 8 s pour les capteurs D1, D3 et D4, alors que pour le capteur D5, les périodes pics sont plus élevées, de l'ordre de 12-14 s (Figure 4b.4).

Figure 4. Synthèse des conditions hydrodynamiques observées dans la mangrove de Dapani durant (a) l'expérimentation 1 réalisée du 17/06/2007 12h00 au 18/06/2017 00h00 et (b) l'expérimentation 2 réalisée du 18/06/2007 12h00 au 19/06/2007 00h00/ Winds and burst-averaged water depth and wave parameter gradients across the mangrove of Dapani during (a) experiment 1 from 17/06/2007 12h00 to 18/06/2017 00h00 and (b) experiment 2 from 18/06/2007 12h00 to 19/06/2007 00h00.



Vitesse et direction des vents (a.1 et b.1), hauteur d'eau (a.2 et b.2), hauteur significative des vagues (a.3 et b.3) et période pic (a.4 et b.4). / Wind speed and direction (a.1 et b.1), water level (a.2 et b.2), significant wave height (a.3 et b.3) et peak period (a.4 et b.4).

Mangrove de Tsingoni

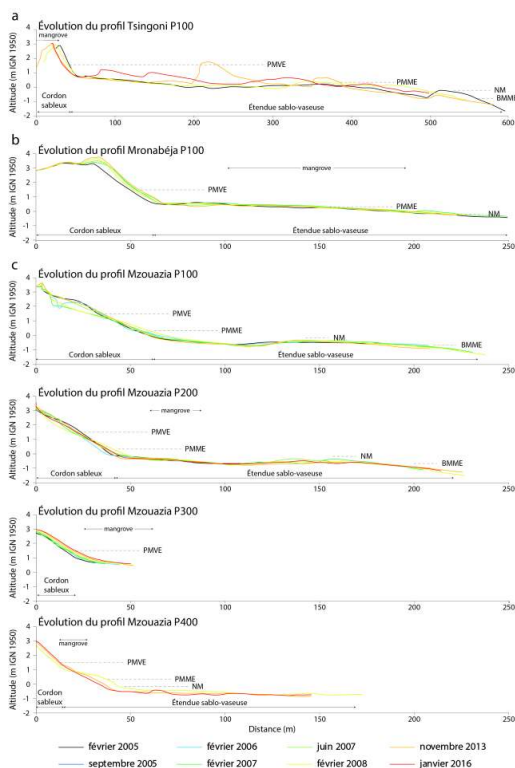
- 10 La partie inférieure du profil de l'estran de cette baie très encaissée est constituée d'une longue étendue sablo-vaseuse ($D_{50} = 3,68-2,34 \Phi$) en pente douce ($0,2^\circ$) avec de larges barres sableuses ($D_{50} = 1,80 \Phi$) qui se développent à sa surface. Le haut de l'estran est caractérisé par un cordon sableux ($D_{50} = 2,00-1,80 \Phi$) qui culmine à environ 3 m avec une pente de l'ordre de $4,5^\circ$. Ce cordon présente une contre-pente marquée et il est colonisé

en partie par des palétuviers. Les changements morphologiques survenus entre février 2005 et janvier 2016 sont importants sur l'ensemble du profil (Figure 5a). Sur la partie inférieure de la zone intertidale, les variations d'altitude sont à mettre en relation avec d'importants mouvements des barres sableuses. Sur la partie supérieure de l'estran, les observations montrent une dynamique régressive du cordon sableux, de l'ordre d'une quinzaine de mètres sur la période d'observation, dans la mangrove.

Mangrove de Mronabéja

- 11 Le profil topographique suivi se situe au centre de la baie de Mronabéja. La partie inférieure de l'estran est constituée d'une étendue sablo-vaseuse ($D_{50} = 3,41 \Phi$), en pente douce ($0,3^\circ$), colonisée par une mangrove peu dense à *Sonneratia alba* et *Avicennia marina*. Le haut estran est marqué d'un cordon sableux massif ($D_{50} = 1,95 \Phi$) et nettement plus pentu ($5,5^\circ$). Quelques petites barres de faible amplitude (0,1 à 0,2 m de hauteur) se développent sur la partie inférieure de l'estran, en avant et à l'intérieur de la mangrove. Les changements morphologiques survenus au cours des différents levés (entre février 2005 et novembre 2013) ont principalement affecté le cordon sableux (Figure 5b). Sur ce dernier, les variations d'altitude montrent une aggradation générale de cette section du profil (0,50 m en moyenne); l'élévation maximale de la crête du cordon sableux passe de 3,25 m à 3,75 m d'altitude. De plus faibles variations sont également visibles sur la partie inférieure de l'estran et au sein de la mangrove. Elles sont à mettre en relation avec le mouvement *cross-shore* des petites barres sableuses.

Figure 5. Évolution des profils topographiques dans les mangroves de Tsingoni (a), Mronabéja (b) et Mzouazia (c) entre février 2005 et janvier 2016/ Profile changes of Tsingoni (a), Mronabéja (b) and Mzouazia (c) mangroves between February 2005 and January 2016.



Mangrove de Mzouazia

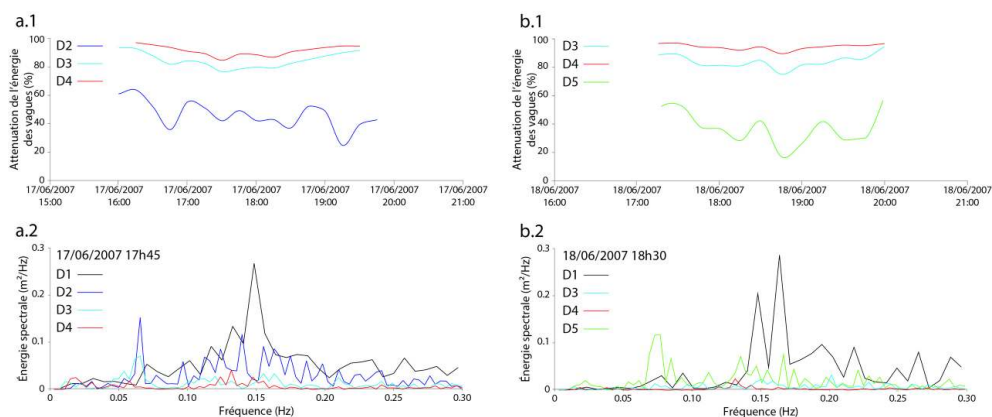
- 12 Les profils P100 et P200 (figure 5c) montrent une morphologie similaire avec une partie inférieure du profil formée par une étendue sablo-vaseuse ($D_{50} = 2,81-2,29 \Phi$) en pente douce vers le lagon ($0,1^\circ$) alors que le haut estran est occupé par un cordon sableux ($D_{50} = 2,17-1,92 \Phi$) culminant à près de 3,5 m avec une pente de l'ordre de $4,5^\circ$. Une large barre bien marquée (d'environ 0,5 m de hauteur) se développe sur la partie inférieure de l'estran. Les levés montrent des variations topographiques au niveau du cordon sableux alors que sur la partie inférieure de l'estran, seuls quelques ajustements sont constatés au niveau de la barre. Le profil P300 est constitué d'un cordon sableux ($D_{50} = 1,65 \Phi$) d'une altitude maximale de 3 m avec une pente de 4° . Au pied de ce cordon, la mangrove se développe et les racines des palétuviers (*Rhizophora mucronata*, *Avicennia marina* dans cette partie de la mangrove) sont ensablées. Sur cette partie du profil, la pente est également plus faible et les sédiments plus fins ($D_{50} = 2,81 \Phi$). Entre 2005 et 2016, le profil montre une aggradation assez importante avec une élévation progressive de 0,3 m sur le haut du cordon et de 0,20 m au pied de celui-ci. Enfin, au niveau du profil P400, une érosion importante de la mangrove est visible avec un recul d'une dizaine de mètres entre 2008 et 2016. En parallèle, en arrière de la mangrove, le cordon sableux de ce secteur montre une aggradation d'une trentaine de centimètres.

Discussion

- 13 Les mesures hydrodynamiques réalisées dans le secteur côtier de Dapani permettent de montrer le rôle de la végétation des mangroves sur l'atténuation des vagues. En effet, au cours de l'expérimentation 1, les valeurs de la hauteur significative de la houle diminuent progressivement vers la côte (Figure 4a). La réduction d'énergie (δE), calculée à partir de l'équation de Lugo-Fernandez et al. (1998), entre D1 et D4 oscille entre 84 % et 95 % (Figure 6a.1). La réduction de l'énergie des vagues est comprise entre 72 et 93 % lors de leur propagation à travers la mangrove du point de mesure D2 situé en avant de la mangrove à celui en arrière D4. L'analyse des spectres d'énergie de la houle à marée haute confirme ces observations (Figure 6a.2) et montre une dissipation progressive de l'énergie particulièrement marquée pour les fréquences liées aux vagues dites de mer du vent ($f > 0,125$ Hz). Pour l'expérimentation 2, l'analyse des données montre que la hauteur significative de la houle atteignant le cordon sableux est nettement plus faible dans le secteur à mangrove (Profil P400, capteur D4) que dans le secteur qui en est dépourvu (profil P100, capteur D5) (Figure 4 b), les deux capteurs ayant une profondeur similaire (Tableau 1). La réduction d'énergie de la houle oscille entre 89 et 97 % entre les appareils D1 et D4 (profil avec mangrove) alors que l'atténuation de l'énergie est plus faible, en moyenne de l'ordre de 35 % (entre 16 à 54 %) entre les instruments D1 et D5 (profil sans mangrove) (Figure 6b.1). L'analyse des spectres des houles pour cette seconde expérimentation montre également cette différence de réduction d'énergie (Figure 6b.2). On peut également remarquer que le spectre des houles au point de mesure D5 enregistre un pic d'énergie à la fréquence 0,07 Hz ($T = 14$ s) en raison des processus de réflexion sur le cordon sableux et au jeu de l'interférence des ondes de retour avec les vagues incidentes. Ces courtes expérimentations montrent clairement le rôle des palétuviers sur l'amortissement des vagues incidentes et la dissipation de leur énergie. Dans le secteur à

mangrove, l'atténuation des vagues est produite par la résistance engendrée par les interactions entre le mouvement oscillatoire des vagues et les structures des palétuviers (feuilles, troncs, racines...), ainsi que par la friction du fond sédimentaire liée au profil (pente, morphologie) de l'estran. Dans le secteur dénué de mangrove, l'atténuation des vagues n'est engendrée que par la friction du fond sédimentaire et la pente du profil de plage (Vo-Luong et Massel, 2008; Quartel et al., 2007; Mazda et al., 2006; Massel et al. 1999). Les cordons sableux situés à l'arrière des formations végétales de la mangrove vont donc être exposés à une plus faible quantité d'énergie que ceux qui ne sont pas bordés de mangrove. L'ajustement sédimentaire étant sous l'influence des paramètres hydrodynamiques, les caractéristiques morphologiques des cordons sableux vont être en conséquence sous l'influence directe de l'organisation des mangroves adjacentes. Ceci est bien visible à travers les relevés topographiques, les cordons sableux situés en arrière des formations végétales ont une altitude plus faible que ceux non précédés de végétation. C'est le cas notamment à Mzouazia et Dapani où l'élévation de la crête des cordons atteint 3 m en présence de mangroves et plus de 3,5 m pour les profils non protégés (Figures 3 et 5c).

Figure 6. Atténuation de l'énergie des vagues et exemple de spectre fréquentiel durant (a) l'expérimentation 1 et (b) l'expérimentation 2/ Wave attenuation in the mangrove of Dapani and examples of typical frequency spectra during (a) experiment 1 and (b) experiment 2.



- 14 Les mangroves étudiées sont également marquées par une diminution de la largeur de leurs formations végétales. Pour Dapani, cette réduction de largeur atteint 15 m au niveau du profil P200 et 40 m pour le profil P400. À Mronabéja, la largeur de la mangrove a diminué de 20 m. Enfin, à Mzouazia, la mangrove a reculé de 60 m au niveau du profil P300 et 30 m pour le profil P400 (Tableau 2). Cette régression des mangroves va avoir pour conséquence une modification des processus hydro-sédimentaires. En premier lieu, la perte de surface des mangroves induit une fragilisation des dépôts sablo-vaseux auparavant fixés par le système racinaire des palétuviers et qui peuvent être facilement arrachés et érodés (Besset et al., 2016; Adame et al., 2010; Furukawa et Wolanski, 1996). La diminution de la largeur des mangroves va également entraîner une baisse de la capacité de ces dernières à atténuer l'énergie des vagues. En effet, il apparaît clairement que la largeur des mangroves joue un rôle déterminant dans la réduction de l'énergie des vagues (Phan et al., 2015; Horstman et al., 2014; McIvor et al., 2012; Bao, 2011; Mazda et al., 2006). Comme la largeur des franges de mangroves a diminué entre 2005 et 2016 (Tableau 2), il est probable que l'énergie des vagues, à l'arrière des mangroves, soit plus importante en 2016 qu'en 2005. En réaction, une des conséquences semble être l'augmentation de

l'altitude des cordons sableux, qui peut être associée un recul de la crête de ces derniers vers l'intérieur des terres. Ceci est bien visible pour l'ensemble des secteurs à mangroves étudiés (Figures 3 et 5, Tableau 2) avec un gain de plusieurs dizaines de cm en altitude (Mronabéja, Dapani, Mzouazia) ou un recul de plusieurs mètres de la crête du cordon (Tsingoni, Dapani P200 et P300) conjointement à la diminution des surfaces et de la largeur de ces mangroves. Les observations sur le terrain montrent que ces phénomènes sont liés à des processus d'*overwash*. En effet, des épandages en forme d'éventails, longs de plusieurs mètres et épais de quelques dizaines de centimètres, sont visibles en arrière de la crête des cordons (Figure 7a). Ils sont constitués de sables avec une forte proportion, supérieure à 50 %, de minéraux lourds (ilménite, titanomagnétite, amphibole, feldspath et pyroxène). Leur formation résulte des processus de déferlement et de débordement des vagues lors de conditions de forte énergie (renforcement des alizés; tempêtes) et quand l'élévation tidale est suffisante pour permettre aux masses d'eau du jet de rive et aux sédiments de passer au-dessus de la crête du cordon (Figure 7b).

Tableau 2. Évolution de l'élévation des cordons sableux et de la largeur des mangroves associées entre 2005 et 2016/ Evolution of the beach ridge elevations and the width of associated mangroves between 2005 and 2016.

		Altitude de la crête du cordon sableux (m IGN 1950)		Largeur de la mangrove en avant du cordon (m)	
		2005	2016	2005	2016
Dapani	P100	3,35	3,85	-	-
	P200	3,00	3,30	30	15
	P300	3,25	3,65	-	-
	P400 ^a	3,00	3,10	70	30
Mronabéja	P100 ^b	3,25	3,75	100	80
Mzouazia	P100	3,00	3,05	-	-
	P200	3,10	3,15	20	20
	P300	2,70	3,00	90	30
	P400 ^c	2,75	3,00	45	15
Tsingoni	P100	2,85	3,05	-	-

^a DAPANI P400 : 2007-2016; ^b MRONABÉJA P100 : 2005-2013 ; ^c MZOUAZIA P400 : 2008-2016

- 15 Parallèlement, un second phénomène est observable au niveau des cordons sableux, il s'agit de l'enfouissement des racines des palétuviers localisés en arrière des mangroves et au pied de ces cordons (Figure 7c). C'est notamment le cas dans les mangroves de Mzouazia (P300, P400) et Dapani (P200 et P400). Dans la mangrove de Tsingoni, l'ensablement des palétuviers se produit en arrière du cordon sableux qui recule en sein

des peuplements par *overwash*. Cet enfouissement se manifeste par une accumulation de sable plutôt grossier avec une proportion plus ou moins importante de fragments coquilliers, voire coralliens, à Mzouazia. Une conséquence de cet enfouissement, clairement visible sur le terrain, est le mauvais état ou le dépérissement des palétuviers dont les racines sont recouvertes par le sable. Ce dépérissement serait principalement lié à l'asphyxie des palétuviers dont le système racinaire est essentiel pour les échanges respiratoires (Ellison, 1998). L'origine de ces apports sableux est certainement double. La première source est liée à l'érosion et au remaniement *in situ* du substrat sablo-vaseux (Figure 7d) qui contribue directement et fortement à la régression de la mangrove, car le manque de particules fines va fragiliser l'encrage des racines de palétuviers qui s'en servent pour se fixer. Les sédiments fins sont évacués et dispersés vers le lagon par les courants tidaux, contribuant à l'envasement des récifs coralliens dans les baies concernées (Nicet et al., 2012) alors que les sables sont remobilisés sur l'estran par les vagues comme le suggère la présence de placages sableux, de quelques mètres de longueur et d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, à proximité des fronts d'érosion (Figure 7e). La seconde origine de ces sédiments sableux, qui est difficile à quantifier à Mayotte en l'état actuel des connaissances, est probablement terrigène en raison de l'érosion des versants de l'île résultant des effets combinés de la déforestation et des mauvaises pratiques agricoles ainsi que des travaux d'aménagement de l'île (urbanisation, infrastructure) (Thomassin et al., 2011; Masse et al., 1989).

- 16 Ces apports sableux, qu'ils soient issus du substrat des mangroves ou d'origine terrigène, ont tendance à s'organiser, sur le bas de l'estran, en barres sableuses (Figure 7f). Bien visibles à marée basse, ces barres peuvent être de faible amplitude comme à Mronabéja (environ 0,2 m) ou former de plus grandes structures, longues de plusieurs dizaines de mètres et hautes de plus de 0,5 m (jusqu'à 1,5 m à Tsingoni). Le suivi topographique montre que certaines de ces barres sont mobiles et migrent en direction du haut de l'estran et des cordons sableux, c'est le cas notamment à Dapani et Tsingoni (Figure 4 et 5a). En revanche, à Mzouazia, la localisation des barres apparaît relativement stable (Figure 5c). Les processus responsables des changements morphologiques des barres sont probablement liés à l'action des vagues (déferlement, *swash*) et à leur migration sur l'estran au cours du cycle de marée dans ce type d'environnement à marnage mésotidal (Masselink et al., 2006). Cependant, la compréhension totale de la dynamique de ces barres nécessite des investigations plus détaillées notamment sur leurs influences sédimentaires et/ou hydrodynamiques sur l'évolution des mangroves de Mayotte. À noter, que l'on observe également ce système de barres sableuses en avant d'autres mangroves en érosion de Mayotte sur la période 1950-2011 (Jeanson et al., 2014 b) comme à Chiconi, Tzoundzou-Passamaïnti, Bandrélé, ou dans la baie de Bouéni (Figure 1).

Figure 7. Photographies montrant les différents processus morphodynamiques/ Photographs showing different geomorphic processes.

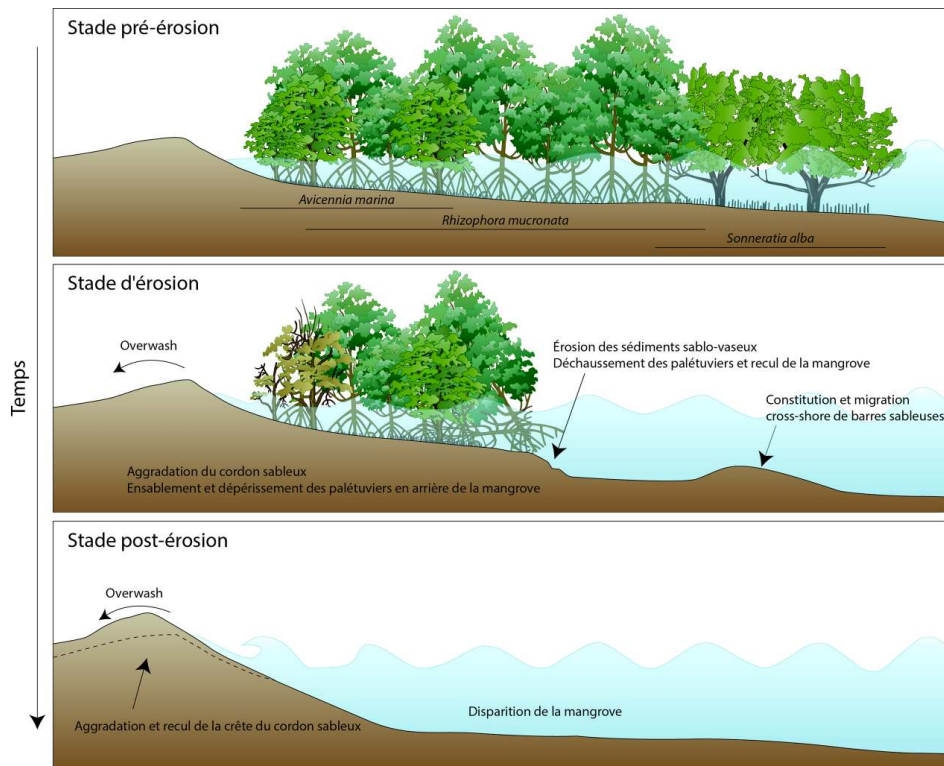


(a) Overwash au sommet du cordon sableux à Dapani. (b) Vue aérienne de la mangrove de Dapani à marée haute. (c) Ensablement des palétuviers en arrière de la mangrove au niveau du profil P200 à Dapani. (d) Front d'érosion actif dans les formations à *Rhizophora mucronata* exposées à la houle à Dapani. (e) Placage sableux à proximité d'un front d'érosion à Dapani. (f) Barre sableuse sur le bas de l'estran à Mzouazia/ (a) Overwash on the top of the beach ridge in Dapani. (b) Aerial view of the Dapani mangrove at high tide. (c) Sediment burial of mangrove trees on profile P200 in Dapani. (d) Erosion of wave-exposed mangroves in Dapani. (e) Sand sheets near erosion front in Dapani. (f) Large sand bar on the foreshore in Mzouazia.

- 17 Les observations et les mesures réalisées nous permettent d'esquisser un schéma de fonctionnement de la réorganisation hydro-sédimentaire de l'estran en liaison avec l'érosion d'une mangrove (Figure 8). La répartition de la mangrove va exercer un contrôle significatif sur l'activation des processus géomorphologiques et la sédimentologie intertidale. À la suite d'un forçage naturel et/ou anthropique, les formations externes de la mangrove reculent par évacuation du substrat sablo-vaseux. Cette déstructuration du substrat conduit à la déstabilisation et au déchaussement des palétuviers sous l'action des vagues. Des placages et des barres sableuses se développent en raison de la remobilisation des sédiments sableux et de la concentration subséquente des particules plus grossières. Ces barres sableuses migrent progressivement vers le rivage sous l'influence des processus de déferlement et mènent à l'aggradation du cordon sableux en arrière de la mangrove. Cette aggradation provoque l'enfouissement des racines des palétuviers proches du cordon qui sont asphyxiés et qui dépérissent. Dans le même temps, la diminution de la largeur de la mangrove entraîne une baisse de la capacité de ces dernières à atténuer l'énergie des vagues. Sous l'action des processus de déferlement (*swash*) et de débordement des vagues (*washover*) qui sont amplifiés par la disparition de la mangrove, la crête du cordon s'élève et/ou recule. Cette réorganisation morpho-sédimentaire du système de plage peut être comparée, dans une certaine mesure, les

surfaces affectées et les volumes sédimentaires en jeu étant nettement moins importants à Mayotte, à la dynamique des cheniers le long des côtes vaseuses tropicales des Guyanes, d'Afrique de l'Ouest ou d'Australie (Anthony et al., 2010; Bertrand, 1999; Woodroffe et Grime, 1999; Anthony, 1995).

Figure 8. Modèle de la réorganisation hydro-sédimentaire d'une mangrove en érosion à Mayotte/ Model of the hydro-sedimentary reorganisation of an eroded mangrove in Mayotte.



Conclusion

- 18 Les observations réalisées dans les mangroves en érosion de Mayotte ont mis en lumière l'influence de la végétation sur les processus géomorphologiques. La réduction surfacique des mangroves entraîne une réorganisation morpho-sédimentaire de l'estran qui débute par l'érosion et la remise en mouvement des sédiments sablo-vaseux auparavant fixés par les racines des palétuviers. La régression et la diminution de la largeur des mangroves modifient également l'énergie des vagues disponibles en arrière de celles-ci. L'atténuation de l'énergie des vagues devient plus faible à travers des mangroves devenant plus étroites. Les formes littorales adjacentes aux mangroves vont, en conséquence, s'adapter aux modifications de la structure des mangroves et aux nouvelles conditions hydrodynamiques. L'aggradation et le recul de la crête des cordons sableux sont un bon exemple de cette réorganisation hydro-sédimentaire. Le contrôle exercé par l'organisation spatiale, la structuration et les caractéristiques des mangroves sur les processus morphodynamiques reflète parfaitement la notion d'ajustements biogéomorphologiques inhérents à ces systèmes.

Remerciements

- 19 L'auteur de cet article tient à remercier les organismes qui ont contribué au financement de ces travaux de recherche (ULCO; ministère des Outre-Mer; IRD de La Réunion et Guyane) ainsi que les services locaux impliqués dans la gestion de l'environnement littoral et lagunaire de Mayotte pour leurs aides techniques et logistiques, notamment la DEAL et le Parc naturel marin de Mayotte. Je remercie également Alexandra Gigou, Éric Brenner, Morgane Le Moal et Michel Charpentier pour leurs aides sur le terrain. Enfin, je remercie les deux relecteurs anonymes pour leurs suggestions pertinentes qui ont permis l'amélioration de cet article.

BIBLIOGRAPHIE

- Adame, M.F., D. Neil, S.F. Wright et C.E. Lovelock, 2010, Sedimentation within and among mangrove forests along a gradient of geomorphological settings. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86, pp. 21-30.
- Anthony, E.J., 1995, Beach-ridge development and sediment supply : examples from West Africa. *Marine Geology*, 129, pp. 175-186.
- Anthony, E.J., A. Gardel, N. Gratiot, C. Proisy, M.A. Allison, F. Dolique et F. Fromard, 2010, The Amazon-influenced muddy coast of South America : A review of mud-bank-shoreline interactions. *Earth-Science Reviews*, 103, pp. 99-121.
- Anthony, E.J. et N. Gratiot, , 2012, Coastal engineering and large-scale mangrove destruction in Guyana, South America : averting an environmental catastrophe in the making, *Ecological Engineering*, 47, pp. 268-273.
- Barbier, E.B., S.D. Hacker, C. Kennedy, E.W. Koch, A.C. Stier et B.R. Silliman, 2011, The value of estuarine and coastal ecosystem services, *Ecological Monographs*, 81, 2, pp. 169-193.
- Bertrand, F., 1999, Mangrove dynamics in the Rivières du Sud area, West Africa : an ecogeographic approach, *Hydrobiologia*, 413, pp. 115-126.
- Besset, M., E.J. Anthony, G. Brunier et P. Dussouillez, 2016, Shoreline change of the Mekong River delta along the southern part of the South China Sea coast using satellite image analysis (1973-2014), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 22, 2, pp. 137-146.
- Bao, T.Q., 2011, Effect of mangrove forest structures on wave attenuation in coastal Vietnam. *Oceanologia*, 53, 3, pp. 807-818.
- De La Torre, Y. et S. Aubie, 2003, *Etude de la morphodynamique des littoraux de Mayotte. Phase 1 : Synthèse, typologie et tendance d'évolution*, Rapport BRGM/RP- 52320-FR, 43 p.
- Ellison, J.C., 1998, Impacts of sediment burial on mangroves, *Marine Pollution Bulletin*, 37, pp. 420-426.

- Fabricius, K., 2005, Effects of terrestrial runoff on the ecology and coral reefs : review and synthesis, *Marine Pollution Bulletin*, 50, pp. 125-146.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), 2007, *The world's mangroves 1980-2005*, Rome, FAO Forestry Paper No. 153, 61 p.
- Furukawa, K. et E. Wolanski, 1996, Sedimentation in mangrove forests, *Mangroves and Salt Marshes*, 1, 1, pp. 3-10.
- Giri, C., E. Ochieng, L.L. Tieszen, Z. Zhu, A. Singh, T. Loveland, J. Masek et N. Duke, 2011, Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data, *Global Ecology and Biogeography*, 20, pp. 154-159.
- Golbuu, Y., K. Fabricius, S. Victor et R.H. Richmond, 2008, Gradients in coral reef communities exposed to muddy river discharge in Pohnpei, Micronesia, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 76, pp. 14-20.
- Horstman, E.M., C.M. Dohmen-Janssen, P.M.F. Narra, N.J.F. van den Berg, M. Siemerink et S.J.M.H. Hulscher, 2014, Wave attenuation in mangroves : A quantitative approach to field observations, *Coastal Engineering*, 94, pp 47-62.
- Jeanson, M, 2009, *Morphodynamique du littoral de Mayotte - Des processus au réseau de surveillance*, Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'opale, 353 p.
- Jeanson, M., E.J. Anthony, F. Dolique et A. Aubry, 2013, Wave characteristics and morphological variations of pocket beaches in a coral reef-lagoon setting, Mayotte Island, Indian Ocean, *Geomorphology*, 182, pp. 190-206.
- Jeanson, M., E.J. Anthony, F. Dolique, 2014a, A GIS-based coastal monitoring and surveillance observatory on tropical islands exposed to climate change and extreme events : the example of Mayotte Island, Indian Ocean, *Journal of Coastal Conservation*, 18, pp 567-580.
- Jeanson, M., Anthony, E.J., Dolique, F., Cremades, C., 2014 b, Mangrove evolution in Mayotte Island, Indian Ocean : a 60-year synopsis based on aerial photographs, *Wetlands*, 34, pp. 459-468.
- Masse, J.-P., B.A. Thomassin et M. Acquaviva, 1989, Bioclastic sedimentary environments of coral reef and lagoon around Mayotte Island (Comoro Archipelago, Mozambique Channel, SW Indian Ocean), *Journal of Coastal Research*, 5, pp. 419-432.
- Massel, S.R., K. Furukawa et R.M. Brinkman, , 1999, Surface wave propagation in mangrove forests, *Fluid Dynamics Research*, 24, pp. 219-249.
- Masselink, G., A. Kroon et R.G.D. Davidson-Arnott, 2006, Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings - A review, *Geomorphology*, 73, pp. 33-49.
- Mazda, Y., M. Magi, M. Kogo et P.N. Hong, 1997, Mangroves as a coastal protection from waves in the Tong King delta, Vietnam, *Mangroves and Salt Marshes*, 1, pp. 127-135.
- Mazda, Y., M. Magi, Y. Ikeda, T. Kurokawa et T. Asano, 2006, Wave reduction in a mangrove forest dominated by *Sonneratia* sp, *Wetlands Ecology and Management*, 14, pp. 365-378.
- Mazda, Y., M. Magi, , H. Nanao, M. Kogo, T. Miyagi, N. Kanazawa et D. Kobashi, 2002, Coastal erosion due to long-term human impact on mangrove forests, *Wetlands Ecology and Management*, 10, pp. 1-9.
- Mazda, Y., Wolanski, E., Ridd, P., 2007, *The role of physical process in mangrove environments. A manual for the preservation and utilization of mangrove ecosystems*. Tokyo, Terrapub, 593 p.

- McIvor, A.L., I. Möller, T. Spencer et M. Spalding, 2012, *Reduction of wind and swell waves by mangroves*, Natural Coastal Protection Series : Report 1, The Nature Conservancy, University of Cambridge, 27 p.
- Nagelkerken, I., S.J.M. Blaber, S. Bouillon, P. Green, M. Haywood, L.G. Kirton, J.O. Meynecke, J. Pawlik, H.M. Penrose, A. Sasekumar et P.J. Somerfield, 2008, The habitat function of mangroves for terrestrial and marine fauna : a review. *Aquatic Botany*, 89, 2, pp. 155-185.
- Nicot, J.B., A. Jamon, G. Simian, P. Chabanet, C. Bissery, A. Guigou, L. Aboutoïhi, L. Bigot et J.P. Quod, 2012, *ORC8 - Suivi 2011 de l'état de santé des récifs coralliens de Mayotte - Suivi benthique et ichtyologique, et impact du blanchissement de 2010*, Rapport PARETO/IRD/APNEE/Parc Naturel Marin/ECOMAR pour le compte de la DEAL Mayotte, 72 p.
- Munby, P.J., A.J. Edwards, J.E. Arias-Gonzalez, K.C. Lindeman, P.G. Blackwell, A. Gall, M.I. Gorczyńska, A.R. Harbone, C.L. Pescod, H. Renken, C.C.C. Wabnitz et G. Llewellyn, 2004, Mangroves enhance the biomass of coral reef fish communities in the Caribbean, *Nature*, 427, pp. 533-536.
- Phan, L.K., van Thiel de Vries et M.J.F. Stive, 2015, Coastal mangrove squeeze in the Mekong Delta, *Journal of Coastal Research*, 31, 2, pp. 233-243.
- Quartel, S., A. Kroon, P.G.E.F. Augustinus, P. Van Santen et N.H. Tri, 2007, Wave attenuation in coastal mangroves in the Red River Delta, Vietnam, *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, pp. 576-584.
- Lee, S.Y., J.H. Primavera, F. Dahdouh-Guebas, K. McKee, J.O. Bosire, S. Cannicci, K. Diele, F. Fromard, N. Koeadam, C. Marchand, I. Mendelssohn, N. Mukherjee et S. Record, 2014, Ecological role and services of tropical mangrove ecosystems : a reassessment, *Global Ecology and Biogeography*, 23, pp. 726-743.
- Lugo-Fernandez, A., H.H. Roberts et J.N. Suhayda, 1998, Wave transformations across a Caribbean fringing-barrier Coral reef, *Continental Shelf Research*, 18, pp. 1099-1124.
- Thomassin, B.A., F. Garcia, L. Sarrazin, T. Schembri, E. Wafo, V. Lagadec, V. Risoul et J. Wickel, 2011, Coastal seawater pollutants in the coral reef lagoon of a small tropical island in development : the Mayotte example (N Mozambique Channel, SW Indian Ocean). In : Ceccaldi HJ, Dekeyser I, Girault M, Stora G (eds) *Global change : Mankind-marine environment interactions*. Springer, Netherlands, pp. 401-407
- Van Santen, P., P.G.E.F. Augustinus, B.M. Janssen-Stelder, S. Quartel et N.H. Tri, 2007, Sedimentation in an estuarine mangrove ecosystem, *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, pp. 566-575.
- Victor, S., L. Neth, Y. Golbuu, E. Wolanski et R.H. Richmond, 2006, Sedimentation in mangroves and coral reefs in a wet tropical island, Pohnpei, Micronesia, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 66, pp. 409-416.
- Vo-Luong, P. et S.R. Massel, 2008, Energy dissipation in non-uniform mangrove forests of arbitrary depth, *Journal of Marine Systems*, 74, pp. 603-622.
- Woodroffe, C.D. et D. Grime, 1999, Storm impact and evolution of a mangrove-fringed chenier plain, Shoal Bay, Darwin, Australia, *Marine Geology*, 159, pp. 303-321.
- Yanagisawa, H., S. Koshimura, K. Goto, T. Miyagi, A. Imamura, A. Ruangrassamee et C. Tanavud, 2009, The reduction effects of mangrove forest on a tsunami based on field surveys at Pakarang Cape, Thailand and numerical analysis, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 81, pp. 27-37.
- Zhang, K., H. Liu, Y. Li, H. Xu, J. Shen, J. Rhome et T.J. Smith, 2012, The role of mangroves in attenuating storm surges, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 102-103, pp. 11-23.

RÉSUMÉS

L'île de Mayotte est caractérisée par un littoral très diversifié comprenant de nombreuses mangroves à l'intérieur d'un vaste complexe récifo-lagonaire. Plusieurs de ces mangroves sont en forte régression avec des implications géomorphologiques significatives. Des expérimentations de terrain ont été conduites pour quantifier les changements morphologiques et pour comprendre les processus hydro-sédimentaires en action. Les mesures hydrodynamiques ont montré le rôle majeur de la répartition des mangroves sur l'atténuation de l'énergie des vagues. Dans les secteurs végétalisés, l'atténuation de l'énergie des vagues atteint plus de 90 % contre 35 % dans les secteurs dénués de palétuviers. Les observations morphologiques ont montré que l'érosion et le remaniement des sédiments sablo-vaseux des mangroves assurent le développement de placages et de barres sableuses sur l'estran. Ces sédiments sableux migrent progressivement vers le haut de l'estran, ce qui conduit à l'aggradation des cordons sableux localisés en arrière des mangroves. L'élévation continue des cordons sableux mène à l'enfouissement des systèmes racinaires et à l'asphyxie puis à la mort des palétuviers. Cette étude met en lumière le rôle de la mangrove qui va exercer un contrôle significatif sur l'activation des processus géomorphologiques et la sédimentation intertidale. Ces processus reflètent parfaitement la notion d'ajustements biogéomorphologiques inhérente à ces systèmes.

The Island of Mayotte, in the Indian Ocean, is characterized by a highly diversified shoreline comprising numerous mangrove zones set within a vast coral reef and lagoon complex. Many of these mangroves show a clear regression with significant geomorphological implications. Field experiments were conducted in order to document beach morphological changes and to determine hydro-sedimentary processes. Hydrodynamic measurements showed the marked effect of the mangrove vegetation distribution on wave energy attenuation. In mangrove areas, wave energy reduction reaches over 90 %, compared to 35 % in mangrove-free areas. Morphological observations have shown that the mangrove retreat is accompanied by erosion of the muddy-sandy substrate by waves which rework and concentrate the sand into well-defined bars, whereas the mud is dispersed towards the lagoon. The sand bars progressively migrate shoreward as swash bars that are built up into beach ridges by waves behind the subsisting mangrove fringe. Continuous beach ridge accretion leads to burial and asphyxia of mangrove root systems, further leading to mangrove mortality. This study highlights the role of mangroves, which exert significant control on the activation of coastal geomorphic processes and intertidal sedimentation. These processes perfectly reflect the notion of biogeomorphological adjustments inherent in these coastal systems.

INDEX

Mots-clés : mangrove, morphodynamique, érosion, biogéomorphologie, Mayotte, océan Indien

Keywords : mangrove, morphodynamic, erosion, biogeomorphology, Mayotte island, Indian

Ocean

AUTEURS

MATTHIEU JEANSON

Maître de conférences en géographie, UMR ESPACE-DEV, CUFR de Mayotte, Route nationale 3, BP 53, 97660 Dembéli, Mayotte, courriel : matthieu.jeanson@univ-mayotte.fr

FRANCK DOLIQUE

Professeur en géographie, Université des Antilles, UMR 207 BOREA Museum National d'Histoire Naturelle - IRD - LabEx CORAIL, Campus de Martinique, BP 7207, 97275 Schoelcher Cedex, Martinique, courriel : franck.dolique@univ-antilles.fr

EDWARD J. ANTHONY

Professeur en géographie, Aix Marseille Université, Institut Universitaire de France, CEREGE, UMR 34, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence Cedex, France, courriel : anthony@cerege.fr