



Etude initiale des évolutions morphologiques de la baie de l'Aiguillon

Réalisée dans le cadre du programme "LIFE14NAT/FR/000669"

Par

Éric CHAUMILLON

Chercheur UMR 7266 LIENSs
Université de La Rochelle - CNRS
et **Jonathan Blanloeil**
Etudiant Master 2 SPE GGL
Université de La Rochelle



Table des matières

I.	Introduction : problématique et objectifs.....	7
II.	Site d'étude : localisation et intérêt	8
A.	Caractéristiques physiques actuelles de la Baie :	8
B.	Définition du trait de côte :	8
C.	Caractéristiques Anthropiques :	10
D.	Découpage de la Baie en sous-zones :	10
E.	Etudes antérieures :	11
III.	Données utilisées :	11
A.	Les cartes historiques :	12
B.	Les photographies aériennes :	12
C.	Les données de ultra haute résolution :	12
IV.	Principes et méthodes :	13
A.	Quantification de l'évolution du trait de côte :	13
B.	Estimation des incertitudes sur le trait de côte et son évolution : ..	14
C.	Quantification de la dynamique sédimentaire depuis 2000 :	15
D.	Méthode d'interpolation :	15
E.	Estimation des incertitudes sur l'altitude entre les données Lidar : 16	
V.	Résultats :	19
A.	Evolution du trait de côte :	19
B.	Dynamique sédimentaire depuis 1999 :	20
C.	Impact des crassats depuis 2013 :	26
VI.	Discussion :	27
VII.	Conclusion :	31

Liste des figures :

<i>Figure 1 - (a) Localisation de la zone d'étude (b) Zoom sur l'Anse de l'Aiguillon (c) MNT à partir de données Lidar 2016 et bathymétrie 2017.</i>	9
<i>Figure 2 - Exemple de polygone de Voronoï créé autour du point d'interpolation.</i>	16
<i>Figure 3 - Différences de MNT à partir de données Lidar pour différentes années.</i>	20
<i>Figure 4 - Migration des courbes de niveaux tous les mètres NGF pour les années 2000, 2010, 2013 et 2016. Les courbes de 2013 et 2016 utilisent aussi la bathymétrie en plus du Lidar.</i>	21
<i>Figure 5 - Profils dans la Baie de l'Aiguillon.</i>	22
<i>Figure 6 - Bilan sédimentaire total de 2000 à 2016.</i>	23
<i>Figure 7 - Variations moyennes d'altitude par zone et domaine.</i>	24
<i>Figure 8 - Différences de MNT issus des bathymétries de 1999, 2013 et 2017.</i>	25
<i>Figure 9 - Dynamique sédimentaire au niveau des crassats de 2013 à 2016. (a et b) Différences de MNT entre 2013 et 2016 pour les zones 1 et 2. (c) Profils associés.</i>	26
<i>Figure 10 - Taux d'accumulation sédimentaire en fonction de l'augmentation relative du niveau marin dans les lagunes, modifié d'après Nichols (1989).</i>	29

Liste des tableaux :

<i>Tableau 1- Photographies aériennes utilisées.</i>	12
<i>Tableau 2- Données de ultra haute résolution (Lidar et bathymétrie).</i>	13
<i>Tableau 3 - Incertitudes sur le trait de côte. (a) pour chaque année. (b) pour chaque période.</i>	15
<i>Tableau 4 - Différence des altitudes sur les données Lidar non interpolées.</i>	17
<i>Tableau 5 - Différence des altitudes sur données interpolées (MNT) et incertitudes associées (EMQ).</i>	18
<i>Tableau 6 - Evolution du trait de côte pour les 3 périodes d'étude.</i>	19
<i>Tableau 7 - Bilans sédimentaires au niveau du Chenal.</i>	25
<i>Tableau 8 - Bilans sédimentaires des deux crassats et de leurs zones associées.</i>	27

Liste des abréviations :

IFREMER : Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER.

IGN : Institut Géographique National.

INSEE : Institut National de la Statistique et des Etudes Economiques.

LCHF : Laboratoire Central Hydraulique de France.

LiDAR : Light Detection And Ranging.

LIFE : L'Instrument Financier pour l'Environnement.

LPO : Ligue pour la Protection des Oiseaux.

MNT : Modèle Numérique de Terrain.

ONCFS : Office National de la Chasse et de la Faune Sauvage.

PMME : Pleines Mers de Morts Eaux Exceptionnelles.

PNR : Parc Naturel Régional.

PPRN : Plans de Préventions des Risques Naturels

SCG : Système de Coordonnées Géographiques.

SHOM : Service Hydrographique et Océanique de la Marine.

Résumé :

Cette étude présente les évolutions morphologiques de la baie de l'Aiguillon, une baie tidale de 50 km² située à l'embouchure de la Sèvre Niortaise, à l'Ouest du Marais Poitevin, le long de la façade Atlantique française.

A l'échelle séculaire, l'évolution du trait de côte est estimée à partir de cartes historiques et de photographies aériennes. A l'échelle décennale, l'évolution est quantifiée à partir de données à très haute résolution (4 Lidar et 3 bathymétries).

La baie de l'Aiguillon est le siège d'une sédimentation très active mais pas constante dans le temps.

Depuis 1972, le trait de côte a avancé en moyenne de $6,3 \pm 0,3$ m/an mais un ralentissement récent a été observé avec $4,4 \pm 0,8$ m/an depuis 2000. Le bilan sédimentaire de la baie est très élevé depuis 2000, soit $4,7 \pm 1,6$ Mm³. Le taux de sédimentation moyen de $1,4 \pm 0,5$ cm/an est très élevé en comparaison des autres baies dans le monde.

De plus, le taux de sédimentation moyen au niveau du schorre qui a atteint jusqu'à $8,0 \pm 2,3$ cm/an se classe parmi les taux des schorres les plus élevés au monde. La croissance horizontale et verticale du schorre renforce son rôle protecteur face aux aléas côtiers.

Les évolutions de la baie sont les résultats de processus naturels (croissance d'une flèche sableuse à l'embouchure) mais aussi anthropiques (poldérisation et accumulations d'huitres sauvages).

Enfin, des événements extrêmes, tel que la tempête Xynthia 2010 et le Cluster de tempêtes de l'hiver 2013-2014 pourraient avoir eu un impact morphogène sur les évolutions morphologiques de la baie de l'Aiguillon.

Mots clefs : Baie de l'Aiguillon, Lidar, bathymétrie, trait de côte, sédimentation, érosion, bilan sédimentaire, crassats.

Abstract :

This study describes the morphological evolution of the bay of Aiguillon, a 50 km² tidal bay located at the mouth of the Sèvre Niortaise, west of the Marais Poitevin, along the French Atlantic coast.

At secular scale, the coastline evolution is estimated from historical maps and aerial photographs. At decadal scale, the evolution is quantified from very high resolution data (4 Lidar et 3 bathymetries).

The bay of Aiguillon is the seat of very active sedimentation but not constant in time.

Since 1972, the coastline has advanced on average 6.3 ± 0.3 m/year but a recent slowdown has been observed with 4.4 ± 0.8 m / year since 2000. The sedimentary budget of the bay is very high since 2000: 4.7 ± 1.6 Mm³. The average sedimentation rate of 1.4 ± 0.5 cm/year is very high in comparison with other bays in the world.

Moreover, the average sedimentation rate at the schorre level which reached more than 8.0 ± 2.3 cm/year is one of the highest schorre rate in the world. The horizontal and vertical growth of the schorre reinforces its protective role in the face of coastal riskiness.

The evolution of the bay is the result of natural processes (growth of a sandy arrow at the mouth) but also anthropic (land reclamation and accumulations of wild oysters).

Finally, extreme events such as the Xynthia storm 2010 and the winter storm cluster 2013-2014 may have had a morphogenic impact on the morphological evolution of the Aiguillon bay.

Keywords : Bay of Aiguillon, Lidar, bathymetry, coastline, sedimentation, erosion, sedimentary budget, crassats.

Préambule :

Ce mémoire est l'objet d'une réponse de l'UMR7266 LIENSs de la Rochelle à un marché public émis par le Parc naturel régional du Marais Poitevin.

Cette étude s'inscrit dans un programme plus vaste appelé « LIFE Baie de l'Aiguillon » qui a été élaboré par les gestionnaires de la Réserve naturelle nationale de la baie de l'Aiguillon (ONCFS et LPO). Ce programme est financé à 60 % par l'Union européenne, à 11% par le Ministère de l'Ecologie, du Développement durable et de l'Energie et à 29 % par d'autres financeurs et bénéficiaires. Il comporte 5 étapes principales : la restauration des vasières, la restauration de milieux maritimes, la restauration de dunes, l'amélioration des connaissances sur la biodiversité et la sensibilisation du public et la diffusion des résultats.

Cette étude sur la dynamique sédimentaire de la baie de l'Aiguillon s'inscrit dans la première étape de ce programme soit la restauration de vasières par des travaux d'enlèvements d'anciennes structures mytilicoles et ostréicoles (crassats). Les objectifs sont de limiter l'envasement, améliorer la courantologie et ainsi restaurer l'estran. Ces enlèvements vont aussi permettre d'augmenter les surfaces d'accueil des oiseaux migrateurs.

La première partie de ce travail a permis de faire l'inventaire de toutes les données morpho bathymétriques disponibles sur la baie de l'Aiguillon. La seconde partie a consisté à analyser et traiter ces données. Enfin, la dernière partie a eu pour but de formuler des hypothèses sur les évolutions observées et leurs causes en prenant en compte les connaissances déjà acquises sur la baie et en confrontant les résultats à la bibliographie.

I. Introduction : problématique et objectifs

Selon l'observatoire du littoral et l'INSEE plus de 60% de la population mondiale vit à moins de 150 km de la côte. C'est un fait, la bande littorale concentre les activités humaines, ce qui pose des risques face aux aléas côtiers (submersion, tempête et érosion). Pour appréhender cet enjeu majeur de protection du littoral, il est essentiel d'étudier ses évolutions morphologiques passées pour prédire ses évolutions futures et ainsi adapter les politiques d'aménagement du littoral (Kermani et al., 2016).

Les évolutions morphologiques des littoraux dépendent de différents facteurs selon l'échelle de temps. A long terme, ce sont les variations relatives du niveau marin qui dominent. Or le réchauffement climatique actuel, dû en partie à l'émission anthropique de gaz à effet de serre (GIEC, 2014), accélère l'augmentation relative du niveau marin. En effet, l'augmentation du niveau marin moyenne passe de +1.7 mm/an sur le 20^{ème} siècle (Church et White, 2011 ; Thompson et al., 2016) à + 3.2 mm/an depuis les années 1990 (Ray et Douglas, 2011 ; Church et White, 2011 ; Thompson et al., 2016). A court terme, c'est l'action des vagues qui influence le plus la morphologie du littoral (Plater et al., 2012). Les grandes tempêtes, pourraient avoir un pouvoir très morphogène sur les littoraux en un minimum de temps comme l'a montré par exemple le cluster de tempête de l'hiver 2013-2014 (Castelle et al., 2015).

Les évolutions morphologiques des littoraux dépendent aussi de l'impact de l'Homme, avec les dragages et la construction d'infrastructures côtières et d'ouvrages de défense. Les aménagements visant à assécher les zones humides françaises ont débuté au Moyen-âge, puis se sont intensifiés à partir du XVII^e siècle (Morera, 2011). Le Marais Poitevin, seconde plus grande zone humide de France est un très bon exemple de ces changements d'occupation et d'usage des sols (Godet et Thomas, 2013). La baie de l'Aiguillon, partie intertidale de ce marais a été très affectée par ces changements. En effet, suite à de nombreuses poldérisations (Verger, 1968) son trait de côte a avancé vers la mer réduisant ainsi cette zone tampon au profit de terres cultivables. Selon, F. Verger c'est l'un des meilleurs exemples d'extension progressive simple, c'est-à-dire d'une extension du schorre par colmatage continu et progressif d'une zone abritée de la houle. La source de ce colmatage proviendrait d'argiles d'origine alluvionnaires fluvio-marine récente (Le Cornec, 2013).

Cette étude s'intéresse à la dynamique sédimentaire de la baie de l'Aiguillon à partir de l'analyse détaillée des évolutions morphologiques observées à différentes échelles de temps et à différentes résolutions. A l'échelle séculaire, l'évolution du trait de côte sera estimée à partir de cartes historiques et de photographies aériennes. A l'échelle décennale, l'évolution de l'ensemble de la baie sera quantifiée à partir de données à très haute résolution (4 Lidar et 3 bathymétries). Cette étude montre que la baie de l'Aiguillon est le siège d'une sédimentation très active mais pas constante dans le temps.

Les hypothèses formulées sur les causes de ces évolutions tiendront compte des connaissances déjà acquise sur cette Baie. En effet, il s'agit d'un système sédimentaire dont les évolutions séculaires ont été très influencées par l'homme en raison d'une poldérisation massive et rapide jusqu'en 1965, date de la dernière phase de poldérisation (Verger, 1968). La morphologie de cette baie indique un rôle prédominant du contrôle par la marée et une influence extrêmement limitée des vagues à l'intérieur de la baie. Néanmoins, l'influence des tempêtes majeures ne doit pas être écartée, car bien que peu fréquentes, elles peuvent avoir une très forte énergie et

donc un pouvoir morphogène qui peut être très important sur des zones sédimentaires, même abritées. Enfin, l'influence des activités humaines liées à l'aquaculture et aux récifs d'huîtres sauvages (crassats) associés sera mise à l'épreuve des données.

II. Site d'étude : localisation et intérêt

A. Caractéristiques physiques actuelles de la Baie :

La baie de l'Aiguillon se situe à environ 20 kilomètres au Nord de la Rochelle, au milieu de la façade Atlantique française, le long de la marge continentale passive du golfe de Gascogne (figure 1a). Les coordonnées de son centre sont approximativement 46°17'N 01°09'0. Cette baie se prolonge à terre par une plaine côtière appelée Marais Poitevin qui s'étend sur environ 1000 km² entre les départements de la Vendée, des Deux-Sèvres et de la Charente-Maritime. Elle est bordée par le Pertuis Breton, soit un segment de vallée incisée (Chaumillon et Weber, 2006 ; Chaumillon et al., 2008b) où le régime hydrodynamique est mixte (marée/houle) mais dominé par la marée. Ce Pertuis est alimenté par deux fleuves principaux, le Lay et la Sèvre Niortaise qui traverse la baie de l'Aiguillon.

La baie de l'Aiguillon s'étale sur une cinquantaine de kilomètres carrés, c'est un milieu abritant une grande biodiversité ce qui lui a valu d'être classée comme réserve naturelle nationale depuis 1996 (partie vendéenne) et 1999 (partie charentaise-maritime).

Elle peut aussi être appelée anse, en raison de sa taille relativement petite mais surtout de sa morphologie. Comme on peut le voir sur la figure 1b, elle possède un estran vaseux qui est protégé par une flèche sableuse au niveau de la Pointe de l'Aiguillon (environ 13 km de long et 700 m de large). La carte la plus ancienne représentant cette flèche date du début du XVII^e siècle (Hondius, 1618). Cette flèche, alimentée par la dérive littorale, abrite la baie de la houle et est responsable du caractère très abrité de ce milieu et favorise le dépôt sédimentaire.

B. Définition du trait de côte :

Le trait de côte est défini par Boak et al. (2005) comme l'intersection entre le plan d'eau et la surface terrestre. Malgré une définition relativement simple, cette limite possède une dynamique spatiale et temporelle, elle nécessite donc des indicateurs spécifiques pour la repérer. Ils peuvent être de 4 types : altimétriques, hydrodynamiques, géomorphologiques ou botaniques (Mallet, 2012). Le premier correspond à la définition du SHOM, « le trait de côte correspond à la laisse des plus hautes mers dans le cas d'une marée astronomique de coefficient 120 et dans des conditions météorologiques normales (pas de vent du large, pas de dépression atmosphérique susceptible d'élever le niveau de la mer) ». Le second, est la ligne de déferlement ou de rivage instantanée, utilisée en contexte microtidal à pas de temps court. Le troisième, est généralement une rupture de pente (Allard et al., 2008). Le dernier, correspond aux laisses de mer ou à la limite de végétation dunaire, c'est le plus communément utilisé en contexte macrotidal.

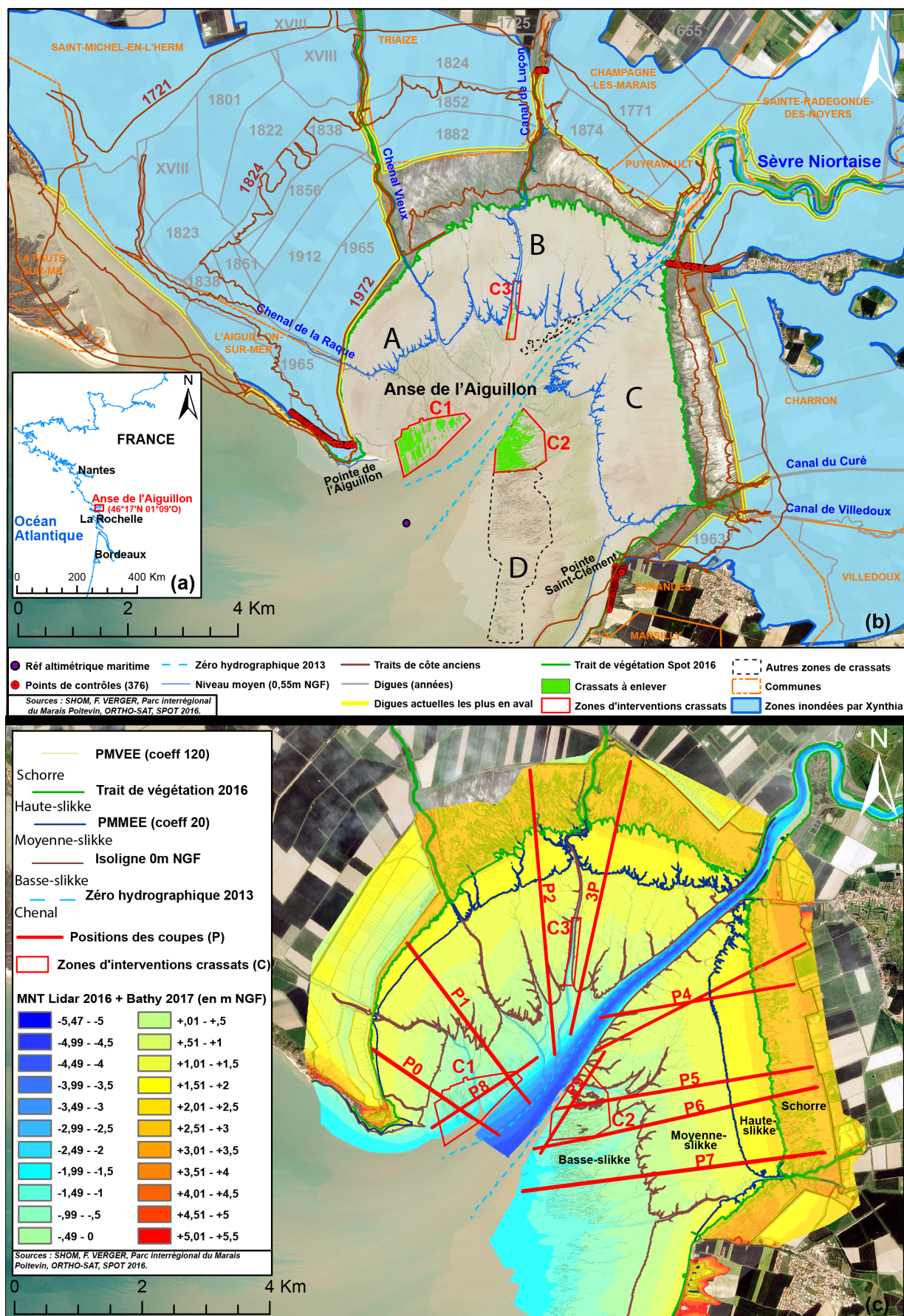


Figure 1 - (a) Localisation de la zone d'étude (b) Zoom sur l'Anse de l'Aiguillon (c) MNT à partir de données Lidar 2016 et bathymétrie 2017.

C. Caractéristiques Anthropiques :

Cette zone est soumise à une forte pression anthropique qui a pu entraîner des modifications de sa morphologie. En effet, comme on peut le voir sur la figure 1b, il y a une forte politique de poldérisation, particulièrement intense sur la partie vendéenne à partir de la fin du XVIII^e siècle. L'Homme réalise des endiguements successifs afin d'isoler les polders de la mer, pour les assécher et rendre les terres cultivables. Ces polders appelés localement « prises » sont datés d'après Verger (2005). L'endiguement le plus récent date de 1965, il s'agit de la digue du génie, dont l'objectif est de stabiliser la flèche de l'Aiguillon qui s'érode. Cette érosion est probablement dû au déficit sédimentaire causé par le développement de la Pointe d'Arcay (Weber et Garlan, 2000) influencé par le climat de vague (Allard et al., 2008).

Si l'on considère la définition du SHOM pour caractériser le trait de côte alors ce sont les digues les plus en aval, en jaune sur la figure 1b, qui fixent celui-ci, mais ce n'est pas toujours suffisant. En effet, sur cette même figure, on peut observer la zone inondée par la tempête Xynthia de février 2010 qui a très largement dépassé ce trait de côte artificialisé, provoquant ainsi des dégâts matériels considérables mais surtout 47 victimes (Chauveau et al, 2011).

Maintenant, si on prend en compte la limite de végétation comme définition du trait de côte, alors la baie de l'Aiguillon possède un trait de végétation qui avance vers le chenal au cours du temps, on peut voir sur la figure 1b, le trait de 2016 digitalisé à partir de l'image SPOT 2016. C'est le trait de végétation qui sera utilisé dans cette étude pour évaluer l'évolution morphologique de ce littoral.

La conchyliculture et la mytiliculture ont des activités très importantes dans la baie de l'Aiguillon puisque 20% de la consommation nationale de moules proviendrait de cette baie selon l'observatoire régional de l'environnement en Poitou-Charentes. La vase qui gagne du terrain est un obstacle au bon fonctionnement de ces activités, c'est pourquoi certaines installations ont été abandonnées. C'est le cas des 3 zones de crassats identifiées en rouge sur la figure 1b. Le terme crassat désigne pour cette zone des gisements d'huîtres sauvages qui se sont développés sur d'anciennes installations humaines des années 80 (pieux de bouchots et des tables à huîtres). La zone de crassat 1 est composée de tables à huîtres alors que la zone de crassat 2 est majoritairement composée de pieux de bouchots, avec quelques tables vers l'Ouest. Ces crassats de par leur morphologie pourraient constituer de véritables pièges à sédiments et ainsi exacerber l'envasement local (Bertin et Chaumillon, 2006). C'est pourquoi les gestionnaires de la réserve naturelle de la baie de l'Aiguillon ont décidé dans le cadre d'un programme européen Life de retirer ces 3 zones de crassats afin de revenir vers un état plus naturel. Les objectifs sont de limiter l'envasement, d'améliorer la courantologie et ainsi de restaurer l'estran. La zone de crassats 3 ne sera pas étudiée ici car elle influence probablement assez peu la dynamique sédimentaire de l'estran en raison de sa faible surface (seulement 2200 m²).

D. Découpage de la Baie en sous-zones :

Afin de faciliter la description et l'analyse géomorphologique, la baie a été découpée en 4 zones définies le long d'une direction perpendiculaire au rivage (cross shore) et 5 domaines définis le long d'une direction parallèle au rivage (long shore).

Les 4 zones sont identifiées sur la figure 1b. Il s'agit de la zone A localisée entre la Pointe de l'Aiguillon et le Chenal Vieux, la zone B localisée entre le Chenal Vieux et la Sèvre Niortaise, la zone C localisée entre la Sèvre Niortaise et le Canal du Curé et la zone D localisée entre le Canal du Curé et le Sud de la Pointe Saint-Clément.

Les 5 domaines sont, quant à eux, visibles sur la figure 1c ; ils reposent sur des limites de natures différentes.

Il y a le schorre qui est séparé de la slikke par le trait de végétation de 2016. Les schorres peuvent être appelés « marais salés », « prés salés », « mizottes », « misottes », ou « mollières » selon leur localisation, ils correspondent à la partie la plus en amont de l'estran, colonisée par une végétation halophile (Godet et al, 2015).

La slikke, correspond à la partie la plus basse de l'estran, Elle est principalement constituée de sédiments argilo-silteux. Elle est ici divisée en trois domaines : la haute-slikke, la moyenne-slikke et la basse-slikke.

La haute-slikke est séparée de la moyenne-slikke par le niveau des pleines mers de mortes eaux exceptionnelles (PMMEE) ; elle est caractérisée par un réseau de chenaux penné étalé (Verger, 2005). Contrairement au reste de la slikke, elle n'est pas immergée à toutes les pleines mers. Une nouvelle limite est définie dans cette étude, entre la moyenne-slikke et la basse-slikke, celle-ci est d'origine géomorphologique. Il s'agit de l'isoligne 0 m NGF qui correspond à une rupture de pente observée sur 5 profils sur les 8 représentés sur la figure 1c.

Enfin, le dernier domaine est le chenal, celui-ci n'émerge jamais car il est en dessous du zéro hydrographique. En effet, ce zéro est défini par le SHOM comme le niveau des plus basses mers astronomiques, c'est-à-dire qu'en dehors des effets météorologiques on peut considérer que c'est le niveau minimum du plan d'eau.

E. Etudes antérieures :

On recense de nombreuses études sur le littoral Vendéen et l'Anse de l'Aiguillon, majoritairement sur les zones sensibles où l'évolution du trait de côte représente un enjeu important.

Il y a eu notamment plusieurs rapports par le bureau d'étude DHI. Le dernier en date est très complet car il constitue la phase d'analyse préalable du site en vue de définir les plans de préventions des risques naturels (PPRN) (Le Cornec et al., 2013).

La pointe d'Arcay a aussi fait l'objet de nombreuses études (Galichon, 1984 ; Bertin et al., 2007 ; Allard et al., 2008 ; Poirier et al., 2017a et sous presse). La thèse de N. Webber montre de façon préliminaire l'évolution séculaire de la pointe d'Arcay et de l'Anse de l'Aiguillon. Ces études montrent principalement le développement de la Pointe d'Arcay depuis le début du XIX^e siècle nourrie par la dérive littoral due aux variations du climat de houle.

Une étude de définition des modalités de gestion a été réalisé par la DDTM de la Vendée en 2013.

Une étude récente s'intéresse plus particulièrement à l'évolution des schorres de la baie de l'Aiguillon (Godet et al, 2015) ; elle montre notamment que la poldérisation a divisé la surface des schorres par trois depuis 1705 mais que cette surface progresse depuis les dernières décennies.

III. Données utilisées :

Les données utilisées dans cette étude sont de 4 types : les cartes historiques (Masse 1721), les photographies aériennes (à partir de 1972), les mesures topographiques à haute résolution Lidar (Light Detection And Ranging) et les mesures bathymétriques (depuis 1999).

A. Les cartes historiques :

Dans cette étude, deux données historiques sont utilisées. Il s'agit de la carte historique de Masse 1721 scannée (annexe 1) et du trait de côte digitalisé de 1824 (figure 1b). Cette carte de Masse a été choisie en raison d'une précision (taille du pixel et qualité du géoréférencement) jugée exploitable dans un logiciel de système d'information géographique (SIG). Le trait de côte digitalisé de 1824 a été fourni sans métadonnées associées, par conséquent les incertitudes quant à sa position n'ont pas pu être estimées, il ne peut donc pas être utilisé de manière quantitative. Cependant, il est retenu à des fins qualitatives car l'année 1824 est utilisée dans de nombreuses études (Weber, 2004 ; Bertin et al, 2005 ; Allard et al, 2010 ; DHI, 2013). Ici, seules les données historiques utilisées dans cette étude ont été présentées, mais une liste exhaustive de toutes les cartes recueillies sur l'Anse de l'Aiguillon par F. Ozenne (2012) peut être consultée en annexe 2.

B. Les photographies aériennes :

Les photographies aériennes sont couramment utilisées pour suivre les évolutions morphologiques par photo-interprétation. On utilise ici les images disponibles qui répondent le mieux aux critères détaillés par la suite (Tableau 1). Le lot d'images de 1972 a été téléchargé librement sur le site remonterletemps.ign.fr. Il a été choisi car il est le plus ancien à avoir été acquis après le dernier endiguement de 1965. Il va donc permettre de séparer les impacts directs de l'homme sur le trait de côte par poldérisation des processus naturels. Ce lot d'image a été traité avec Photoscan (Agisoft) pour générer une seule orthomosaïque. L'ORTHOLITTORALE 2000 et la BD ORTHO 2010 ont été choisies en raison de leur qualité mais aussi car elles correspondent aux années de deux levés Lidar. Enfin, l'image de 2016 est une mosaïque de plusieurs images acquises par le capteur SPOT et issues du produit ORTHO-SAT de l'IGN. Elle correspond à l'année du levé Lidar le plus récent.

Date	Données	Source	Mission	Taille pixel (en m)
1972	Orthophoto	IGN	C1328-0021	1
2000	Orthophoto	IGN	©ORTHOLITTORALE	0,5
2010	Orthophoto	IGN	BD ORTHO [®]	0,5
2016	Orthophoto	IGN	ORTHOSAT [®]	1,5

Tableau 1- Photographies aériennes utilisées.

C. Les données de très haute résolution :

Le dernier type de données utilisé concerne les données de ultra haute résolution, elles couvrent la période récente de 1999 à 2016. Il s'agit de 4 levés Lidar et 3 levés bathymétriques dont toutes les informations connues sont regroupées dans le tableau 2. Elles ont été acquises par l'Ifremer, l'IGN et les bureaux d'études Geoxyz, Aerodata et Opsia. On utilise ici un jeu de données très intéressant avec 4 levés Lidar successifs. De plus, on peut aussi noter l'opportunité offerte par cette étude d'exploiter le premier levé Lidar français réalisé en l'an 2000. Ces données ont chacune des caractéristiques différentes qu'il est important de prendre en compte (date d'acquisition, source, système de coordonnées, projection, référence altimétrique, format, pas d'échantillonnage, et précision estimée par le prestataire). Les principes et méthodes de

fonctionnement et d'acquisition du Lidar et de la bathymétrie ne sont pas détaillées dans ce rapport car ils l'ont déjà été dans de nombreuses études (Alvarez, 2012 ; Ouédraogo et al., 2014). On retiendra de manière vulgarisée que le dispositif Lidar mesure le temps de trajet mis par un laser pour atteindre le sol. Puis, en connaissant de manière très précise sa propre position et la vitesse de l'onde il estime une distance qui sera ensuite convertie en altitude. Le principe est analogue pour la bathymétrie à la différence que l'onde est acoustique pour traverser l'eau et atteindre le fond. Ces deux types d'acquisition nécessitent d'importantes calibrations préalables pour obtenir une bonne précision.

N°	DONNEES	Source	SCG	Projection	Référence Z	Type	Pas données	Precision
1	BATHY 1999	IFREMER (monofaisceau)	GCS_WGS_1984	WGS_1984_UTM_Zone_30N	WGS_1984	shapefile	1 point tous les 20m	Z : 10 cm
2	LIDAR 2000 (5 mai 2000)	IFREMER	GCS_WGS_1984	WGS_1984_UTM_Zone_30N	WGS_1984 (pas de filtrage).	shapefile	~ 1 point / 4m2	X, Y : 30 cm Z : 11 cm
3	LIDAR 2010 (15 au 18/07/2010)	IGN	D_RGF_1993	RGF_93_Lambert_93	NGF/IGN 1969	MNT et fichiers LAS	cellule 1 x 1 m Las ~ 2 points/m2 et ~ 1 point/m2 classifié sol	RMS Z : 20 cm
4	BATHY 2013 (25/02 au 05/04/2013)	PNR Geoxyz (monofaisceau et multifaisceaux).	D_RGF_1993	RGF_93_Lambert_93	Zéro hydrographique	Grid	Grille de points 1mx1m	X, Y : 2 cm Z : 5-10 cm
5	LIDAR 2013 (13/02/2013)	PNR Aerodata	D_RGF_1993	RGF_93_Lambert_93	NGF/IGN 1969	Grid	1,6 points/m2	RMS XY : 25 cm RMS Z : 10 cm
6	LIDAR+BATHY 2013	PNR Geoxyz (bathy) Aerodata (Lidar) Fusion des deux	D_RGF_1993	RGF_93_Lambert_93	Zéro hydrographique seulement points du sol	Grid	1 point / 4m2 Grille de points 4mx4m	X,Y : 25 cm Z : 10 cm
7	LIDAR 2016 (17/09/16)	PNR OPSIA	D_RGF_1993	RGF_93_Lambert_93	NGF/IGN 1969	LAS classifié (sol/ sursol) et par dalles MNT (tiff)	88 dalles 1 x 1 km 5 à 10 pts/m2	Z : 5 cm
8	BATHY 2017 (24 au 26/01/17)	DDTM/DML 85 Geoxyz	GCS_WGS_1984	WGS_1984_UTM_Zone_30N	NGF/IGN 1969	shapefile	~ 0,5 point / m2	X, Y : 2 cm Z : 5-10 cm

Tableau 2- Données de ultra haute résolution (Lidar et bathymétrie).

IV. Principes et méthodes :

Toutes les données ont été traitées à partir du logiciel de SIG Arcgis version 10.4 dans le système RGF 93 pour la planimétrie et en système altimétrique IGN69 (NGF). Nous avons utilisé un système de projection locale adaptée au parallèle 46° Nord, soit la projection CC46. Cette projection conique conforme présente l'avantage d'avoir une faible altération linéaire, inférieure à 1cm/100m (Wanner, 2013). Elle permet donc de mesurer directement les distances en mètres.

A. Quantification de l'évolution du trait de côte :

La méthode pour quantifier l'évolution spatiale du trait de côte en fonction du temps comporte 3 étapes successives : le géoréférencement des données, la digitalisation du trait de côte par photo-interprétation et le calcul pour estimer un taux d'évolution en mètres par an.

Cette méthode est couramment employée pour suivre l'évolution du trait de côte (Ibrahima et al, 2008 ; Ozenne, 2012 ; Kermani, 2016).

La carte de Masse et les photos aériennes ont été géoréférencées à partir de la BD ORTHO 2010.

Dans cette étude, le trait de côte est numérisé d'après le trait de végétation présentée en introduction, sauf dans les cas où une digue fait directement office de trait de côte (côté Pointe de l'Aiguillon).

Pour quantifier l'évolution du trait de côte entre deux dates, les polygones entre les deux traits de côte sont créés. Puis, la différence des aires de ces polygones est divisée par le nombre d'années pour obtenir la surface d'accrétion moyenne par an. Enfin, cette dernière valeur est divisée par la longueur de la côte étudiée pour obtenir un taux d'accrétion moyen (en m/an). L'évolution du trait de côte a été étudié sur les périodes 1721 à 1972 (échelle pluri séculaire), 1972 à 2016 (échelle pluri décennale) et 2000 à 2016 (période récente). Pour chacune de ces périodes l'évolution a été calculée entre le Chenal Vieux et la Pointe Saint-Clément (figure 1) car la digue de 1965 entre la Pointe de l'Aiguillon et le Chenal Vieux a été construite très en aval du schorre. Il n'était donc pas possible d'étudier l'évolution du trait de végétation sur cette zone car le trait de côte artificiel empêche l'avancé du schorre jusqu'à ce qu'un nouveau schorre se constitue en aval de la digue. Par contre, pour la période 1721 à 1972, le calcul a aussi été effectué sur la totalité du trait de côte (de la Pointe de l'Aiguillon à la Pointe Saint-Clément) pour montrer l'impact de l'intense poldérisation sur l'évolution de ce dernier.

B. Estimation des incertitudes sur le trait de côte et son évolution :

Les incertitudes associées au positionnement du trait de côte dépendent de cinq facteurs principaux : la saisonnalité, la fluctuation des marées, la taille du pixel, le géoréférencement, et la numérisation (Fletcher et al., 2003). Parmi ces cinq, seul trois peuvent être utilisés pour estimer l'incertitude totale (I_t) : le pixel (I_p), le géoréférencement (I_g) et la digitalisation (I_d) (Ford, 2011), tel que :

$$I_t = \sqrt{I_p^2 + I_g^2 + I_d^2} \quad (\text{en m}) \quad (1)$$

L'incertitude sur le pixel (I_p) correspond à la taille du pixel de l'image utilisée (Fletcher et al., 2012).

L'incertitude sur le géoréférencement (I_g) est calculée par le logiciel ArcMap, c'est l'erreur moyenne quadratique (EMQ) entre l'image géoréférencée et la BD ORTHO 2010. Pour l'ORTHOLITTORALE 2000, la BD ORTHO 2010, et SPOT2016, l'incertitude sur le géoréférencement provient des métadonnées associées.

L'incertitude sur la digitalisation du trait de côte peut être estimée par la distance entre plusieurs digitalisations répétées (Ford, 2011 ; Fletcher et al., 2012).

Les incertitudes totales (I_t) ont été estimées pour chaque année où le trait de côte a été digitalisé (Tableau 3a).

Les incertitudes totales sur chaque période d'étude (I_a) présentées dans le tableau 3b, ont été calculées d'après les lois de propagations d'incertitudes (Taylor, 2000), tel que :

$$I_a = \frac{I_{t_{\text{année 1}}} + I_{t_{\text{année 2}}}}{\text{Nombre d'années}} \quad (\text{en m / an}) \quad (2)$$

a)					b)	
Date	Ip	Ig	Id	It	Periode	Ia (m/an)
1721	18	155	58	166,5	1721-1972	0,7
1972	1	1,25	6,9	7,1		
2000	0,5	2	5,8	6,2	1972-2016	0,3
2010	0,5	1,4	4,3	4,5		
2016	1,5	1	6,1	6,4	2000-2016	0,8

Tableau 3 - Incertitudes sur le trait de côte. (a) pour chaque année. (b) pour chaque période.

C. Quantification des évolutions morphologiques depuis 2000 :

Pour quantifier les évolutions morphologiques de la baie de l'Aiguillon depuis 2000 plusieurs MNT ont été générés : un MNT pour chacun des Lidar (2000, 2010, 2013, 2016) et pour chacune des bathymétrie (1999, 2013, 2017).

Le pas d'échantillonnage des données Lidar de 2000 contraint la taille de cellule des MNT globaux à 4 mètres car on ne peut espérer une résolution plus élevée que celle des données en entrée. Seulement, les points classés sol ont été utilisés pour générer les MNT. Les données de 2000 n'ont pas pu être classées correctement au niveau du schorre (l'effet de la végétation n'a pas été complètement retiré). En effet, l'altitude mesurée par le Lidar se situe quelque part entre le sol et le sommet de la végétation (Populus, 2002). La partie schorre n'a donc pas été prise en compte pour le MNT global de 2000.

Le pas d'échantillonnage des données bathymétriques de 1999 contraint la taille de cellule du MNT à 20 mètres, mais les MNT bathymétriques de 2013 et 2017 plus précis ont quant à eux pu être comparés avec un pas de 1m.

Des MNT plus précis, avec des cellules d'un mètre, ont aussi été générés à partir des données Lidar de 2013 et 2016 et bathymétries de 2013 et 2017 pour les zones de crassats 1 et 2 qui réclamaient une analyse plus précise dans la perspective de leur enlèvement.

Tous les MNT ont été contrôlés par rapport aux points en entrée et seules les surfaces qui présentaient des évolutions plus grandes que les marges d'erreur ont été retenues.

Puis, les MNT ont été soustraits les uns aux autres à partir de l'outil calculatrice raster (ArcMap) pour évaluer l'évolution sédimentaire sur les différentes périodes.

Des isobathes et des coupes ont aussi été effectuées à partir d'ArcMap pour avoir une vision en 2D de la baie de l'Aiguillon.

Des bilans sédimentaires ont été calculés à l'aide de l'outil « Remblais-déblais » d'ArcMap.

Enfin, les incertitudes ont été estimées à partir de points de contrôles, dans un premier temps sur les données Lidar non interpolées puis sur les MNT issues de l'interpolation pour interpréter seulement les résultats significatifs.

D. Méthode d'interpolation :

Il existe 5 méthodes d'interpolation principales pour générer un modèle numérique de terrain (MNT) : linéaire, spline, IDW, voisin naturel et krigeage.

On se concentre ici sur les deux dernières méthodes qui donnent généralement les meilleurs résultats (Yang et al., 2004). Beaucoup d'études sur des données topographiques semblent s'accorder sur le fait que la méthode de krigeage est la plus robuste mais aussi la plus chronophage (Populus, 2002 ; Yang et al., 2004). C'est une méthode d'interpolation

géostatistique qui analyse la répartition spatiale des données pour générer un variogramme. Cette méthode peut donner des résultats différents des données en entrée.

La méthode de krigeage a été testée mais a nécessité beaucoup de temps et n'a pu être réalisée pour toutes les données à traiter pour des raisons de temps de calcul. Pourtant, plusieurs logiciels ont été testés (ArcGis et Surfer) avec différentes méthodes et surfaces à interpoler.

La méthode du voisin naturel est présentée sur la figure 2 issue du site d'Esri. Le point à interpoler est en rouge, les points noirs sont ses voisins naturels, les polygones verts représentent les diagrammes de Voronoï des voisins et le polygone beige le diagramme de Voronoï issue de l'interpolation. La valeur de l'interpolation est pondérée par la proportion de superposition entre le polygone beige et les polygones verts. Cette méthode est déterministe, c'est-à-dire qu'elle ne peut pas sortir de la plage de données. Ainsi, elle ne crée pas de relief qui ne sont pas déjà présents dans les données en entrée.

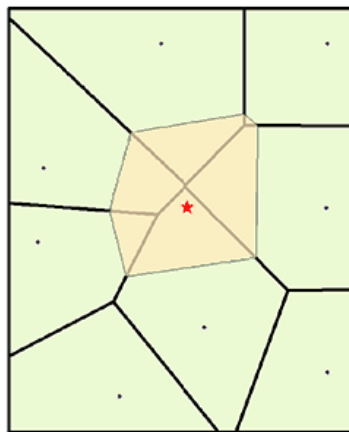


Figure 2 - Exemple de polygone de Voronoï créé autour du point d'interpolation.

La méthode d'interpolation des voisins naturels est choisie dans cette étude car en plus d'offrir le meilleur compromis entre temps de calcul et précision (Yang et al., 2004 ; Billy, 2011 ; Wanner, 2013), elle s'adapte le mieux à nos données. En effet, elle présente l'avantage d'être particulièrement efficace sur des zones de faible pente et fonctionne aussi bien que les données soient réparties de façon régulière ou non.

E. Estimation des incertitudes sur l'altitude entre les données Lidar :

Pour estimer les incertitudes entre les données Lidar une table de points de contrôles a été produite. Ces points de contrôles correspondent à tous les points des données de 2013 (fichier numéro 6) qui se situent sur des zones de routes, considérées comme stables depuis 2000. Ce fichier est choisi comme point de départ car c'est le moins dense avec celui de l'année 2000.

Tous les points des autres années Lidar se situant à moins de 50 centimètres d'un de ces points de contrôles ont été extraits. Une table de 376 points de contrôles a été créée pour comparer les altitudes mesurées par les différents Lidar.

Après avoir posé l'hypothèse que ces points de contrôles n'ont pas subis de variations d'altitude depuis 2000, il a été considéré que les variations observées correspondaient aux incertitudes entre les différents Lidar. Notre table de point est un estimateur, c'est une petite partie de la population qu'on utilise pour caractériser l'ensemble. Cet estimateur peut être plus ou moins bon (selon les points utilisés).

Ces incertitudes sont estimées sans prendre en compte les erreurs liées à l'imprécision planimétrique.

Cette méthode se différencie des autres, car elle ne nécessite pas de points issus de levés GPS au sol comme ce qui se fait généralement (Populus, 2002 ; Roche, 2010, Melier et al, 2016)

mais s'appuie sur l'abondance et la qualité des données Lidar.

Pour la bathymétrie, aucun point de contrôle ne peut être considéré comme stable. L'incertitude retenue entre les données est la même que la moins bonne précision fournie par les prestataires, soit 10 centimètres pour la bathymétrie de 1999.

Pour une série de plus de 30 écarts, la moyenne des écarts correspond à l'erreur systématique (Wanner, 2013), elle se calcule par simple moyenne arithmétique tel que :

$$\bar{e} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i$$

L'écart-type des écarts calcule la dispersion par rapport à la moyenne des écarts tel que :

$$\sqrt{e} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (e_i - \bar{e})^2}$$

Il correspond donc à la partie aléatoire de l'erreur qu'il est difficile d'évaluer. Plus l'écart-type des écarts est faible, plus les mesures sont précises.

L'EMQ (erreur moyenne quadratique) des écarts calcule l'erreur entre 2 mesures tel que :

$$EMQ_e = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i^2}$$

Elle ne fait pas de distinction entre une partie systématique et une partie aléatoire de l'erreur.

1- Données non interpolées :

Le tableau 4 compare les altitudes des différents Lidar avant interpolation. Les colonnes représentent les différences d'altitude entre deux Lidar avec 00 pour 2000, 10 pour 2010, 13 pour 2013 et 16 pour 2016.

Δz	Δz 10-00	Δz 16-00	Δz 13-10	Δz 16-10	Δz 16-13
1			0,15	0,15	-0,00
2			0,12	0,11	-0,01
.					
.					
.					
375			0,03	0,02	-0,01
376			0,05	0,05	0,01
Nombre de points	28,00	29,00	375,00	375,00	376,00
minimum	-0,37	-0,08	-0,18	-0,17	-0,07
moyenne	-0,12	0,05	0,07	0,07	0,00
maximum	0,14	0,22	0,38	0,36	0,08
EMQ	0,18	0,09	0,11	0,12	0,02
ECART-TYPE (S)	0,13	0,08	0,09	0,09	0,02

Tableau 4 - Différence des altitudes sur les données Lidar non interpolées.

Les écarts extrêmes observés varient entre -37 et +38 centimètres.

Les colonnes qui impliquent l'année 2000 n'ont pas assez de points de contrôles (moins de 30) pour être représentatives d'une population (Wanner, 2013), c'est pourquoi les données interpolées seront analysées.

Selon les prestataires, le Lidar de 2016 est le plus précis des 4, avec un écart-type maximum des écarts estimé à 5 centimètres (Melier et al, 2016).

La dernière colonne présente une moyenne des écarts nulle et une EMQ très faible (2 cm) sur un échantillonnage élevé (376 points), ce qui montre que les deux Lidar de 2013 et 2016 mesurent globalement les mêmes altitudes avec une bonne précision.

L'avant dernière colonne présente une moyenne des écarts d'environ 7 centimètres. Si on considère le Lidar de 2016 comme référence (« mesures les plus précises ») alors on peut estimer que le Lidar de 2010 a mesuré systématiquement trop bas de 7 centimètres. Cette estimation a été confirmée par l'IGN qui conclue à une erreur systématique moyenne de 7,8 centimètres sur une zone plus vaste incluant la baie de l'Aiguillon (Roche, 2010). Ces 7 centimètres ont par conséquent, été rajoutés à toutes les altitudes de 2010 pour supprimer cette erreur systématique.

La même analyse a été effectuée sur les MNT pour prendre en compte l'interpolation dans l'estimation des incertitudes.

2- Données interpolées (MNT) :

Le tableau 5 compare les altitudes après interpolation. Ce sont les valeurs des pixels de chaque MNT au niveau de chaque point de contrôle qui sont comparées. Le N rappelle la méthode d'interpolation utilisée (voisin naturel), le 4 signifie que les MNT comparés ont une cellule de 4 mètres de côté, le 1 signifie que les MNT comparés ont une cellule de 1 mètres de côté (seulement pour les crassats) et les nombres correspondent aux différentes années.

Δ MNT	$\Delta N4$	$\Delta N4$ 10-00	$\Delta N4$ 16-00	$\Delta N4$ 13-10	$\Delta N4$ 16-13	$\Delta N1$	$\Delta N1$ 16-13	ΔKN	$\Delta K16-$ N16
1							-0,00		-0,01
2							-0,01		0,03
.									
.									
.									
375				0,00	-0,04		-0,05		0,02
376				-0,02	-0,04		-0,02		-0,01
Nombre de points		117,00	116,00	346,00	348,00		376,00		376,00
minimum		-0,14	-0,12	-0,15	-0,10		-0,09		-0,07
moyenne		0,01	0,05	0,03	-0,02		-0,01		-0,00
maximum		0,28	0,17	0,17	0,13		0,08		0,05
EMQ		0,07	0,08	0,06	0,05		0,03		0,02

Tableau 5 - Différence des altitudes sur données interpolées (MNT) et incertitudes associées (EMQ).

Les écarts extrêmes observés après interpolation varient entre -15 et + 28 centimètres.

L'EMQ diminue beaucoup sur les données interpolées qui impliquent les années 2000 et 2010 mais pour des raisons indépendantes de l'interpolation. En effet, les colonnes qui impliquent l'année 2000 gagnent 89 points de contrôles et deviennent plus représentatives de la population dont on cherche à estimer l'incertitude. Les colonnes qui impliquent 2010 ont quant à elle été corrigées d'une erreur systématique de 7 centimètres ce qui fait fortement diminuer l'EMQ.

Par contre l'EMQ semble augmenter après l'interpolation pour la période 2013 à 2016. Elle augmente d'autant plus que l'interpolation à un pas élevé. En effet, elle passe de 2 à 3 cm pour un pas d'un mètre et de 2 à 5 cm pour un pas de 4 mètres.

L'EMQ est retenue pour plusieurs raisons comme estimateur de l'incertitude dans cette étude. Elle permet d'estimer la totalité de l'erreur entre les données en prenant en compte la partie systématique et la partie aléatoire. De plus, c'est généralement elle qui est indiquée dans la littérature pour estimer la qualité ou la précision des données (Wanner, 2013).

Les incertitudes retenues pour les différentes périodes correspondent donc à la ligne EMQ et sont encadrées en violet dans le tableau 5. Toutes valeurs inférieures ou égales à ces incertitudes seront identifiées en blanc dans les différences de MNT qui vont suivre et ne seront pas prises en compte dans les différences d'altitude entre 2 périodes.

V. Résultats :

Les résultats sont présentés en trois parties. La première s'intéresse à l'évolution du trait de côte aux différentes échelles de temps. La seconde concerne les évolutions morphologiques récentes (depuis 1999) et la dernière concerne les évolutions morphologiques dans la zone des crassats entre 2013 et 2016.

A. Evolution du trait de côte :

L'évolution du trait de côte pour les différentes périodes d'étude est présentée dans le tableau 6.

Periode	Distance (m)	Surface (m2)	m2/an	m/an	la (m/an)
1721-1972	11 200	19 800 000	78 884	7,0	0,7
	16 000	52 000 500	207 173	12,9	0,7
1972-2016	11 200	3 115 000	70 795	6,3	0,3
2000-2016	11 200	793 469	49 592	4,4	0,8

Tableau 6 - Evolution du trait de côte pour les 3 périodes d'étude.

Pour la zone du Chenal Vieux à la Pointe Saint-Clément, les périodes de 1721 à 1972 (séculaire) et de 1972 à 2016 (décennale) ont des taux d'évolution assez proches, soit respectivement $7,0 \pm 0,7$ m/an et $6,3 \pm 0,3$ m/an.

Par contre, l'évolution de la totalité du trait de côte (~ 16 000 m) de la Pointe de l'Aiguillon à la Pointe Saint-Clément de 1721 à 1972 est de $12,9 \pm 0,7$ m/an, soit presque le double de la zone du Chenal Vieux à la Pointe Saint-Clément. Cette comparaison montre la progression très rapide du trait de côte entre la Pointe de l'Aiguillon et le Chenal Vieux de 1721 à 1972. L'évolution du trait de côte entre le chenal Vieux et la Pointe Saint-Clément sur la période

récente de 2000 à 2016 est beaucoup moins élevée que sur les périodes précédentes, soit de $4,4 \pm 0,8$ m/an.

B. Evolutions morphologiques depuis 1999 :

La figure 3 ci-dessous présente les différences entre les MNT globaux obtenus par interpolations des données Lidar.

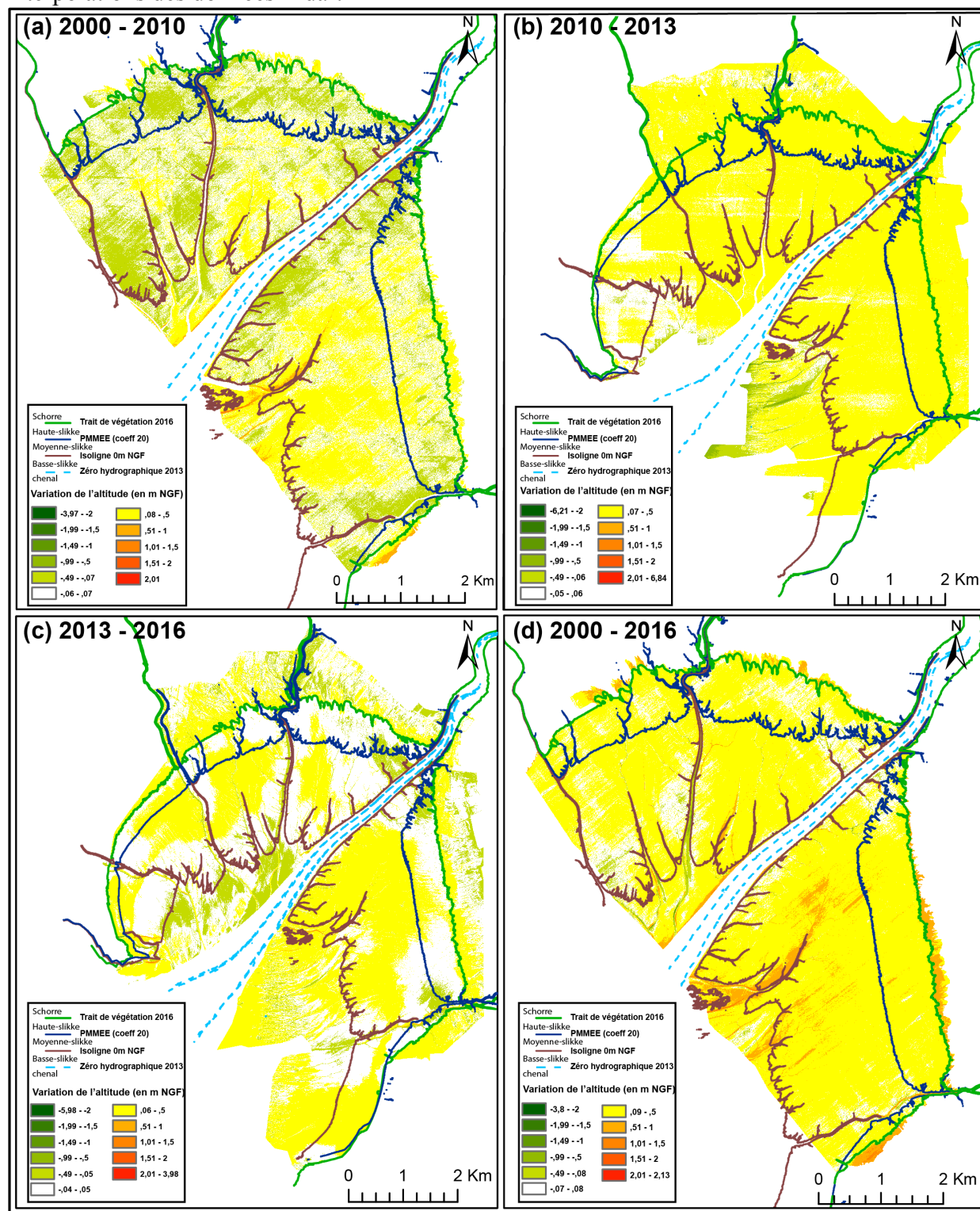


Figure 3 - Différences de MNT à partir de données Lidar pour différentes années.

Les différences de MNT (a) et (d) ont une emprise réduite à cause des données du Lidar de 2000 qui ne couvrent pas toute la baie et qui ne sont pas exploitables au niveau du schorre.

Sur la période de 2000 à 2010, il y a environ autant d'érosion que d'accrétion. Il semble tout de même il y avoir légèrement plus d'accrétion à l'Est de la Sèvre Niortaise.

Sur la période de 2010 à 2013, il y a une accrétion largement dominante sur la quasi-totalité de la baie. Sur la période de 2013 à 2016, il y a de l'accrétion mais aussi certaines zones d'érosion dont la principale est située dans la basse-slikke à l'Ouest de la Sèvre Niortaise, là où est situé le crassat 1. Sur la totalité de la période d'étude récente, soit de 2000 à 2016, il y a globalement une accrétion dominante sur l'ensemble de la slikke. En effet, la slikke apparaît majoritairement en jaune ce qui correspond à l'intervalle de sédimentation de 9 à 50 cm.

La figure 4 ci-dessous est une carte des isobathes de 0 à 6 mètres d'altitude par rapport au zéro hydrographique, pour les 4 années de données.

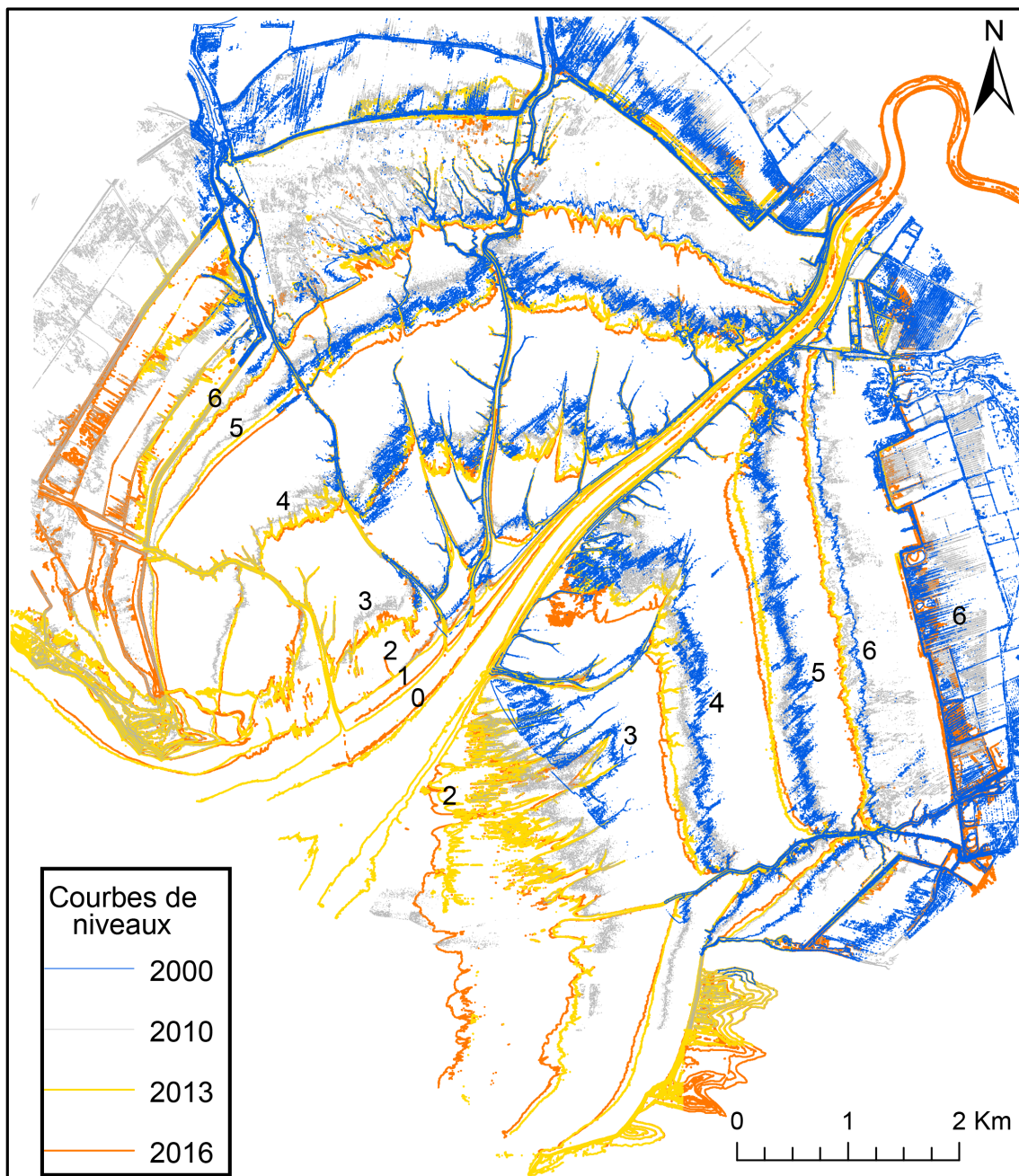


Figure 4 - Migration des courbes de niveaux tous les mètres NGF pour les années 2000, 2010, 2013 et 2016. Les courbes de 2013 et 2016 utilisent aussi la bathymétrie en plus du Lidar.

Il y a globalement une migration dans le temps de toutes les isobathes vers le chenal ce qui témoigne d'une accrétion globale sur cette période d'étude. Dans le détail les évolutions sont plus complexes.

Entre 2000 et 2010, les isobathes montrent peu d'accrétion voire même de l'érosion par endroit, notamment au niveau des isobathes 5 et 6.

Entre 2013 et 2016, il y a aussi une légère érosion dans la basse-slikke Ouest (zone crassat 1). La figure 5 ci-dessous présente les profils, dont les positions sont notées sur la figure 1c, ils sont utilisés pour caractériser les évolutions morphologiques de la baie.

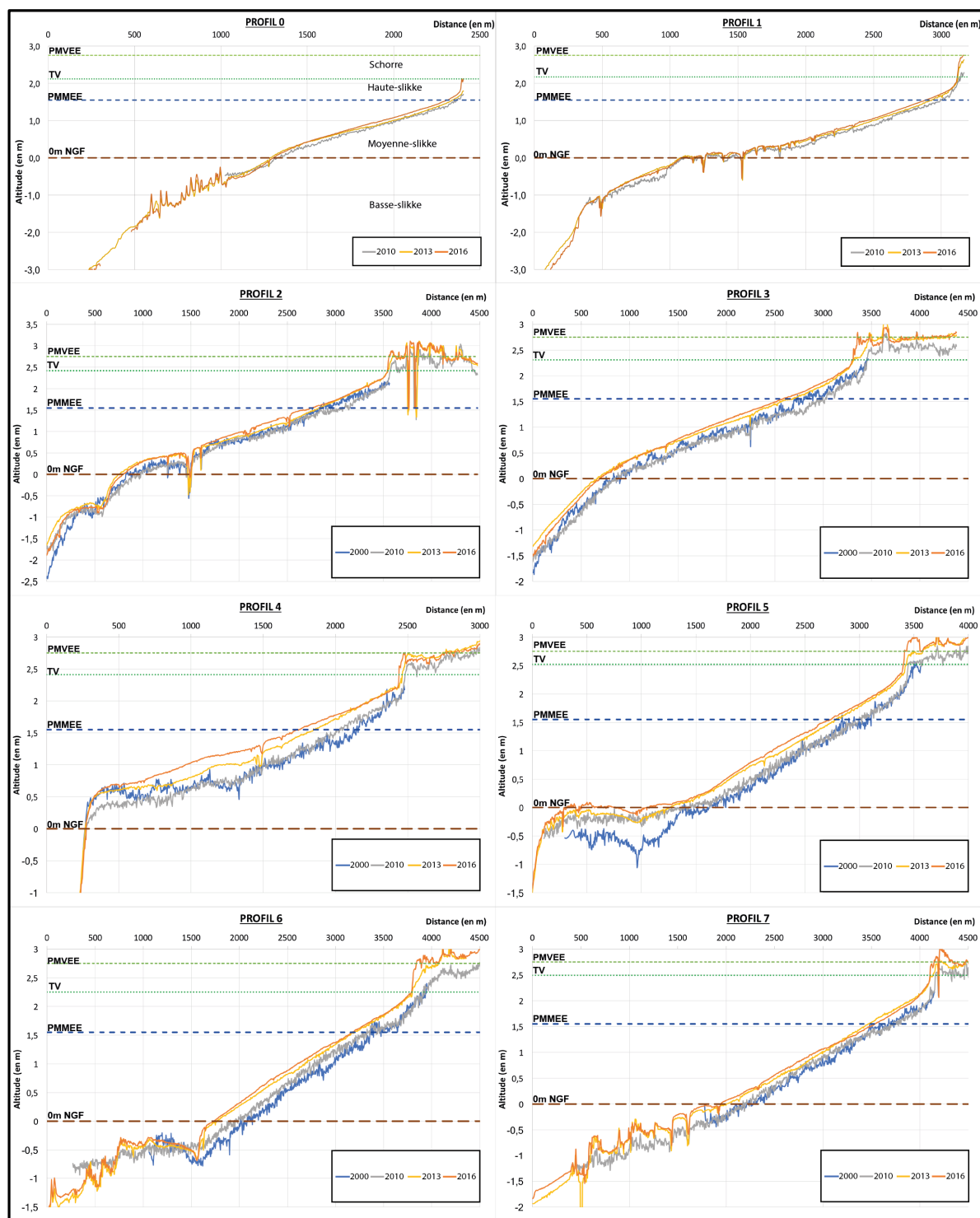


Figure 5 - Profils dans la Baie de l'Aiguillon.

Globalement, ces 8 profils montrent une accrétion au cours du temps, mais ils montrent quand mêmes des évolutions différentes.

Entre 2000 et 2010, il y a une très faible accrétion mais aussi certaines zones d'érosion.

Entre 2010 et 2013, une érosion est visible sur les profils 0, 1, 2 et 3 à l'Ouest de la Sèvre Niortaise d'environ 0 à 1500 mètres, ce qui correspond aux domaines de chenal et de basse-slikke.

Ces 4 profils présentent des morphologies comparables. Ils ont tous une rupture de pente vers 0 mètre NGF, c'est cette dernière qui est utilisée dans cette étude pour séparer la basse-slikke de la moyenne-slikke.

Les profils 4 et 5 présentent les plus fort taux d'accrétion verticale pouvant aller jusqu'à 50 centimètres par endroit entre 2000 et 2016.

Les profils 5 et 6 ont une pente quasiment nulle au niveau de la zone de crassat 2.

Ces profils ont aussi permis de calculer des pentes. Elles sont globalement très faibles pour tous les profils ($< 0,12^\circ$) sauf la pente entre la slikke et le schorre qui atteint une valeur maximale de $0,46^\circ$ pour le profil 0 et une valeur moyenne de $0,27^\circ$. Ces très faibles pentes traduisent bien la morphologie très plane de l'Anse de l'Aiguillon.

Entre 2000 à 2016, il y a un bilan sédimentaire positif de $4,7 \pm 1,6 \text{ Mm}^3$, soit environ $0,28 \pm 0,1 \text{ Mm}^3/\text{an}$. Ce volume correspond à un dépôt moyen d'environ $1,4 \pm 0,5 \text{ cm/an}$, mais il n'est pas constant en fonction du temps, c'est ce que souligne la figure 6 ci-dessous.

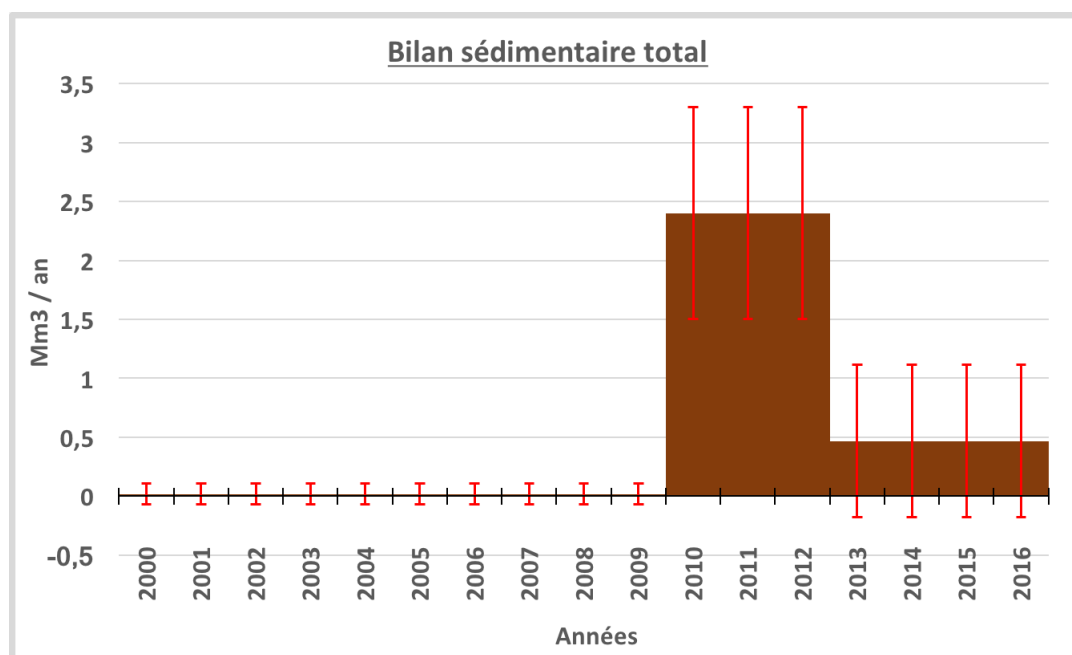


Figure 6 - Bilan sédimentaire total de 2000 à 2016.

Il y a en effet un dépôt très élevé entre 2010 et 2013 soit en moyenne environ $2,4 \pm 0,9 \text{ Mm}^3/\text{an}$. Entre 2000 et 2010 et entre 2013 et 2016, les valeurs de dépôts ne sont pas significatives car inférieures aux incertitudes.

Après cette analyse des variations temporelles des évolutions morphologiques, une analyse des variations spatiales est réalisée.

Ainsi, le bilan sédimentaire a été calculé pour chaque zone (A, B, C, D) de chaque domaine identifié sur la figure 1. Les graphiques ci-dessous (figure 7) représentent les variations moyennes de l'altitude en fonction des années pour chaque zone et chaque domaine.

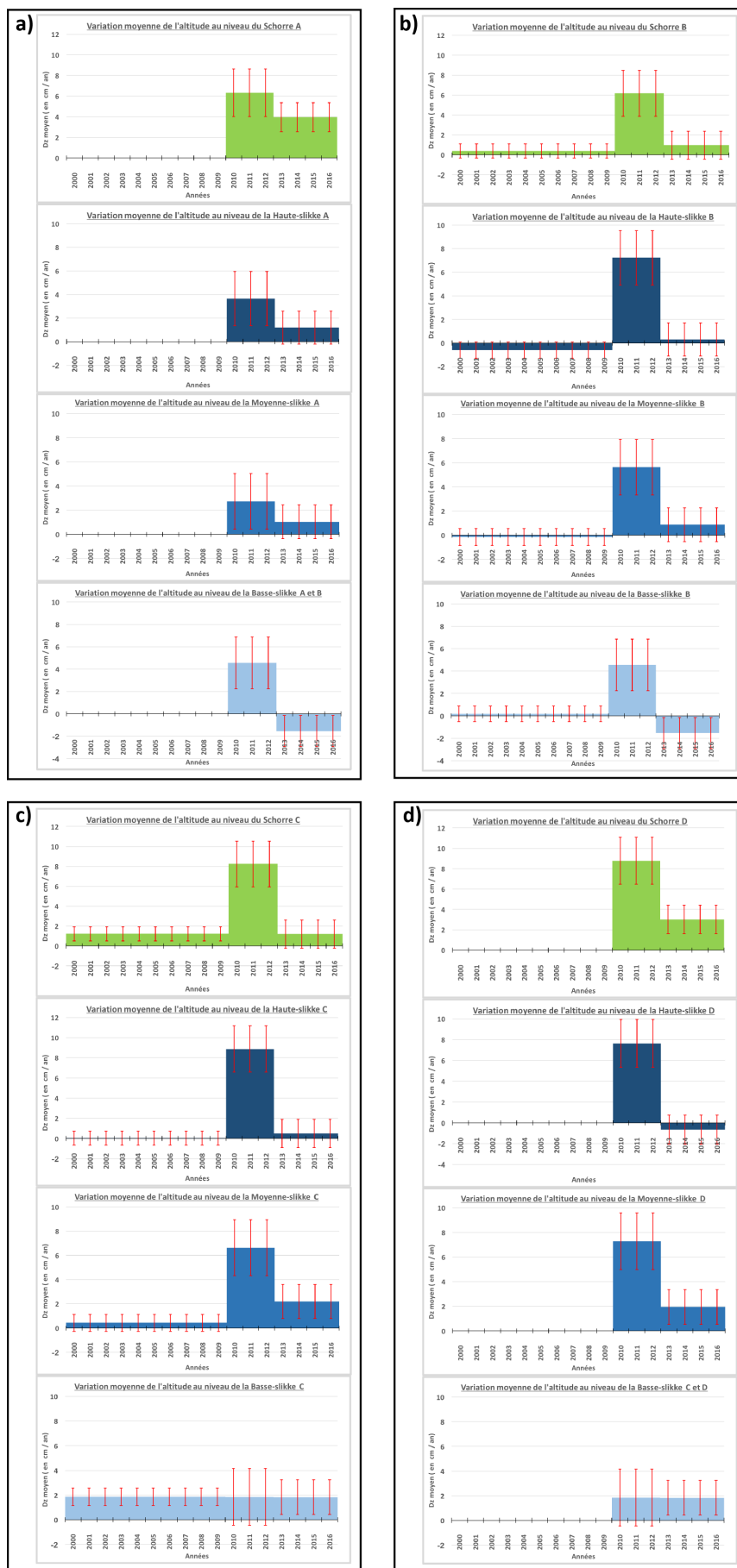


Figure 7 - Variations moyennes d'altitude par zone et domaine.

Globalement, la période 2010 à 2013 présente le plus fort taux d'accrétion quelque soit la zone, sauf pour la basse-slikke à l'est de la Sèvre Niortaise (zone de crassat 2).

Le schorre s'est élevé de façon significative entre 2013 et 2016 aux extrémités de la baie (zones A et D).

Dans la partie Est de la moyenne-slikke il y a une accrétion significative entre 2013 et 2016.

Dans la partie Ouest de la basse-slikke il y a une légère érosion entre 2013 et 2016.

Dans la partie Est de la basse-slikke, le taux d'accrétion est globalement constant de 2000 à 2016, soit en moyenne 2cm/an.

La figure 8 présente les différences de MNT issus des 3 bathymétries.

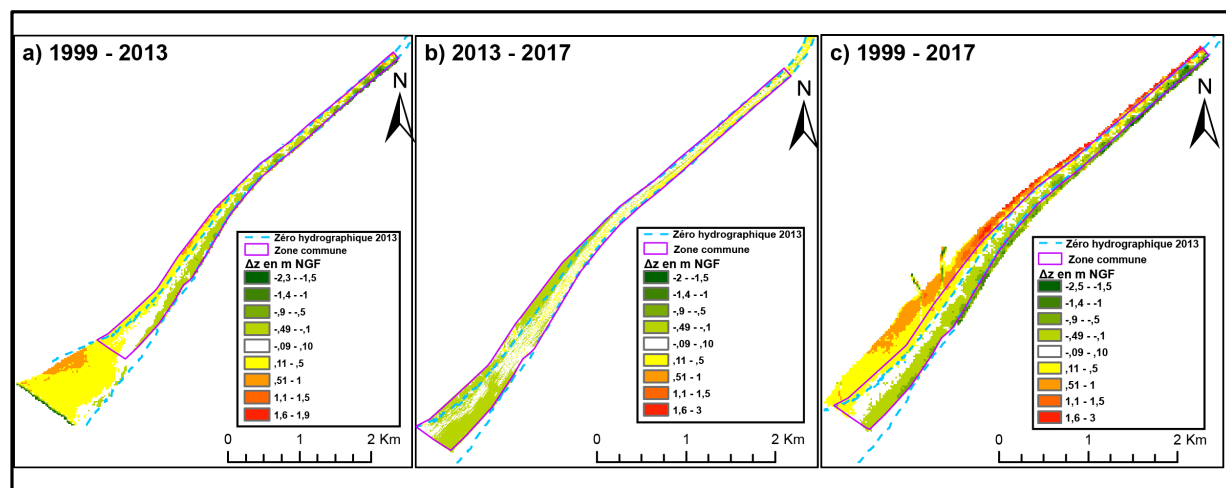


Figure 8 - Différences de MNT issus des bathymétries de 1999, 2013 et 2017.

Entre 1999 et 2013 et 1999 et 2017, il y a une sédimentation à l'Ouest et une érosion à l'Est de la Sèvre Niortaise. Ces résultats montrent un décalage du chenal de l'embouchure de la Sèvre Niortaise vers l'Est.

La période de 2013 à 2016 montre globalement une érosion des deux côtés du chenal, l'érosion à l'Ouest correspond à ce qui a déjà été observé sur les différences de MNT Lidar, les isobathes, les coupes et les bilans sédimentaires par zone.

Le tableau 7 montre les résultats des bilans sédimentaires sur le domaine du chenal. Aucune des périodes d'étude n'a de bilan significatif au regard des incertitudes, ni pour la zone totale ni pour la zone commune (en violet). Cela ne signifie pas qu'il n'y a pas de variations mais plutôt que l'érosion et la sédimentation se compensent au regard des incertitudes sur les zones étudiées.

	Période	1999 - 2013	2013 - 2017	1999 - 2017
Chenal	Bilan sédimentaire (en m3)	118021	-35378	154823
	Incertitude associée (en ± m3)	227840	175264	220680
	Surface (en m2)	2278400	1752642	2206800
	Dz moyen (en m)	0,05	-0,02	0,07
	Dz moyen zone commune (en m)	-0,03	-0,07	-0,08
	Incertitude sur Dz (en m)	0,1	0,1	0,1

Tableau 7 - Bilans sédimentaires au niveau du Chenal.

C. Impact des crassats depuis 2013 :

Les crassats ont seulement été étudiés depuis 2013 car ils ne sont pas couverts par le reste des données Lidar. La zone de crassat 3 n'a pas été étudiée car elle contient vraiment très peu de crassat, seulement environ 2250 m².

La figure 9 présente les résultats des différences de MNT et les coupes sur la période 2013-2016 pour les crassats 1 et 2.

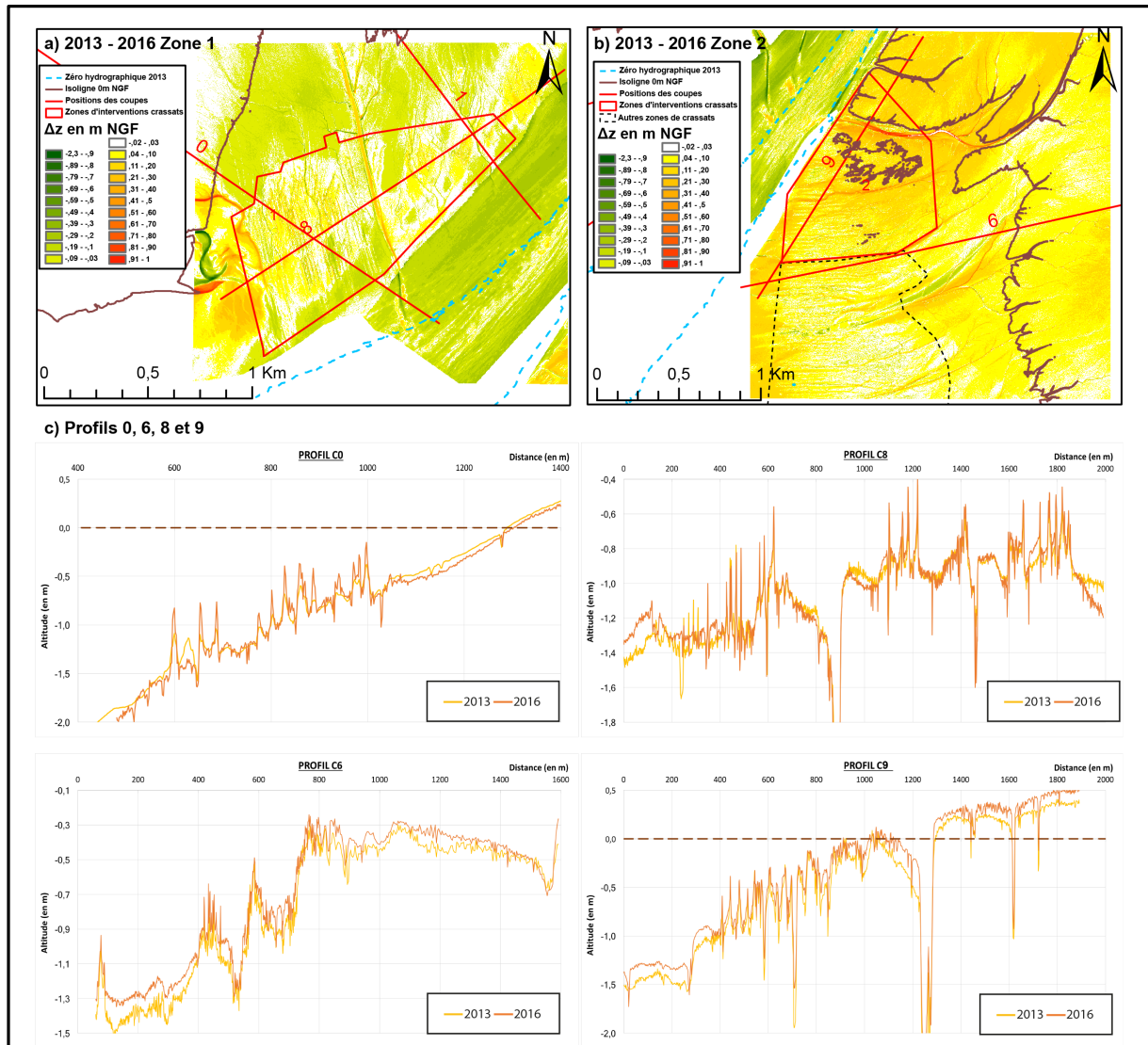


Figure 9 - Dynamique sédimentaire au niveau des crassats de 2013 à 2016. (a et b) Différences de MNT entre 2013 et 2016 pour les zones 1 et 2. (c) Profils associés.

Sur la différence de MNT entre l'année 2013 et 2016 la zone de crassat 1, située dans une zone en érosion, est en légère accrétion.

Sur la différence de MNT entre l'année 2013 et 2016 la zone de crassat 2 présente une accrétion légèrement supérieure au reste de zones adjacentes, avec notamment 2 chenaux en forte accrétion (rouge).

Les coupes C0 et C8 associées au crassat 1 montrent aussi que le crassat est en légère accrétion au sein d'une zone en érosion.

Par contre, les coupes C6 et C9 associées au crassat 2 ne montrent pas vraiment une accrétion plus forte que le reste de la zone, sauf au niveau des chenaux.

Le tableau 8 présente les résultats des bilans sédimentaires calculés sur les crassats 1 et 2 ainsi que leurs zones alentour. Les numéros 1 et 2 représentent respectivement les crassats 1 et 2. Les colonnes C représentent les crassats, les Z les zones adjacentes aux crassats visibles sur les différences de MNT (figure 9) et les BS représentent les domaines associés aux crassats, soit la basse-slikke Ouest pour le crassat 1 et la basse-slikke Est pour le crassat 2.

Période	2013 - 2016				2013 - 2016		
Zone	BS1	Z1	C1		BS2	Z2	C2
Bilan sédimentaire (en m3)	-229 914	-138 197	3 041		410 264	304 616	91 122
Incertitude associée (en m3)	206 520	69 774	20 387		310 258	145 187	21 719
Surface (en m2)	4 130 400	2 325 789	679 565		6 205 168	4 839 559	723 957
Dz moyen (en m)	-0,06	-0,06	0,00		0,07	0,06	0,13
Incertitude Dz (en m)	0,05	0,03	0,03		0,05	0,03	0,03
% Surface crassat/Zone		29,2				15	

Tableau 8 - Bilans sédimentaires des deux crassats et de leurs zones associées.

La basse-slikke 1 a un taux d'érosion moyen de 6 ± 5 cm/an et la zone 1 a un taux d'érosion moyen de 6 ± 3 cm/an. Le crassat 1 est par contre lui considéré comme stable car il montre des évolutions inférieures aux incertitudes sur la période 2013 à 2016.

La basse-slikke 2 a un taux d'accrétion moyen de 7 ± 5 cm/an et la zone 2 de 6 ± 3 cm/an. Le crassat 2 a quant à lui un taux d'accrétion deux fois plus élevé, soit 13 ± 3 cm/an sur la même période.

Les deux crassats ont des taux 6 centimètres plus élevés que leurs zones adjacentes.

VI. Discussion :

La poldérisation a globalement une faible influence sur l'avancé du trait de côte entre le chenal Vieux et la Pointe Saint-Clément car il y a quasiment les mêmes taux sur les périodes de poldérisation (1721-1972) et post-poldérisation (1972-2016), soit respectivement $7,0 \pm 0,7$ m/an et $6,3 \pm 0,3$ m/an. Par contre, la poldérisation a un énorme impact sur la zone située entre la pointe de l'Aiguillon et le chenal Vieux (là où elle est la plus intense) car l'évolution du trait de côte de 1721 à 1972 double presque lorsqu'on prend en compte cette zone dans le calcul. La poldérisation, en fixant le trait de côte par des endiguements, a permis de gagner rapidement de la terre sur la mer mais cela peut poser des problèmes. En effet, cette avancée artificielle (anthropique) du trait de côte n'a pas permis aux terres gagnées sur l'océan d'atteindre l'altitude des plus hautes eaux marines, ce qui peut avoir des conséquences catastrophiques en cas de submersion (Breilh et al., 2013, 2014).

Le taux d'évolution du trait de côte calculé pour la période décennale est légèrement plus faible que celui estimé en 2012 sur la période 1950 à 2010 (Ozenne, 2012) soit respectivement $6,3 \pm 0,3$ m/an et $7,63$ m/an. Cela peut s'expliquer par le décalage temporel des deux périodes, 1950 à 2010 et 1972 à 2016 ; car le trait de côte semble avancer moins vite sur la période récente.

En effet, la période récente, de 2000 à 2016 présente un taux d'évolution du trait de côte beaucoup plus faible que les périodes précédentes, soit $4,4 \pm 0,8$ m/an. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette différence, notamment le rôle des tempêtes et l'action de l'Homme (baccages) mais les données analysées ne permettent pas de conclure.

Sur la période de 2010 à 2013, l'accrétion au niveau du schorre atteint des taux de sédimentation record, jusqu'à plus de 80 ± 23 mm/an pour les schorre C et D. En effet, ces taux sont comparables au taux maximum calculé dans la baie du Mont-Saint-Michel, soit $71,67$ mm/an (Détriché et al., 2011). Après comparaison avec les taux d'accrétion connus des différents schorres du monde (Dionne, 2004), ceux calculés dans cette étude se classent parmi les plus élevés au monde.

L'avancé du trait de végétation, et plus spécifiquement du schorre, est bénéfique vis-à-vis de la protection contre l'Océan. En effet, il a été montré que la végétation du schorre permet de réduire fortement l'énergie des vagues et donc de limiter les submersions et l'érosion (Détriché et al, 2011 ; Lechevallier, 2016 ; Lambert, 2017)

On comprend que si le trait de végétation avance alors la surface du schorre augmente ce qui augmente directement la capacité d'atténuation des vagues et donc des élévations du plan d'eau liées aux vagues (setup et swash). De plus, il a été montré, grâce aux données Lidar, que ce schorre, en plus d'avancer, augmente en altitude, jusqu'à plus de 8 cm/an sur la période 2010 à 2013. Cette élévation au cours du temps permet aussi de lutter contre les aléas, de submersion.

Sur la période récente de 2000 à 2016, le taux d'accrétion de 14 ± 5 mm/an est très élevé en comparaison avec d'autres baies dans le monde (figure 10).

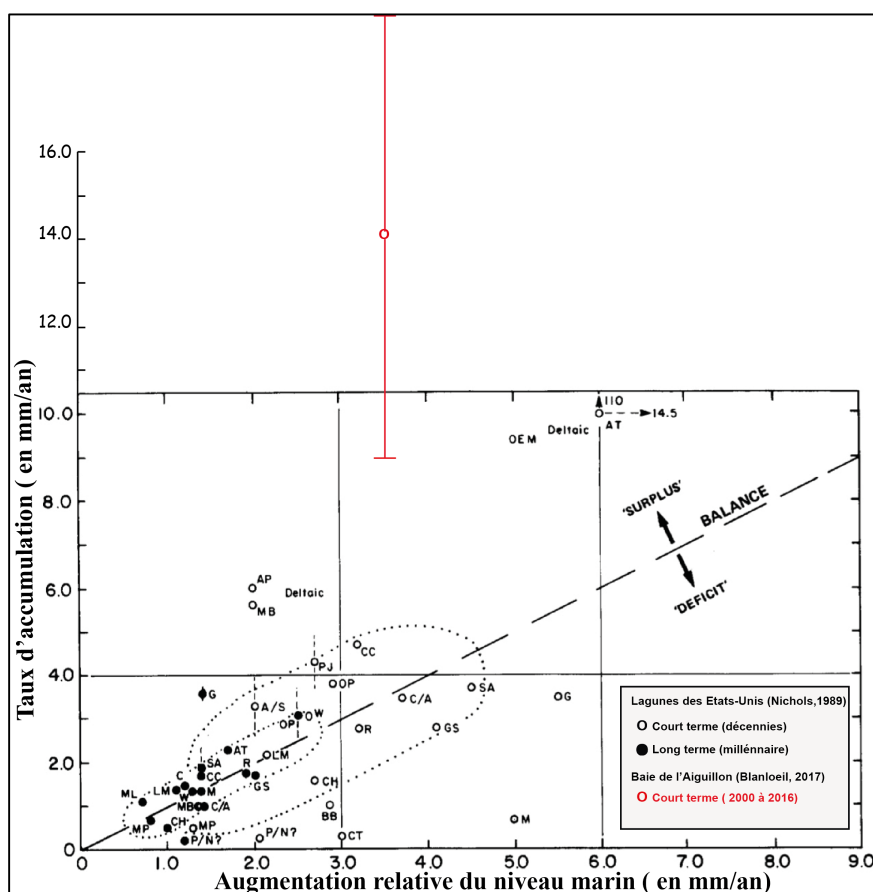


Figure 10 - Taux d'accumulation sédimentaire en fonction de l'augmentation relative du niveau marin dans les lagunes, modifié d'après Nichols (1989).

En effet, ce taux est nettement supérieur au taux moyen d'accrétion estimé à l'échelle décennale par Nichols, soit entre 1 et 6 mm/an (Nichols, 1989). Cependant, ces taux mériteraient d'être recalculés sur une période plus récente pour une comparaison plus rigoureuse

Ce taux d'accumulation sédimentaire peut aussi être comparé aux taux estimés par Allard en 2010 pour la baie de Marennes-Oléron qui peut être considérée comme une zone à fort taux de sédimentation (Gouleau et al., 2000 ; Bertin et al., 2005, Bertin et Chaumillon, 2006). Dans la baie de Marennes-Oléron les taux de sédimentation entre 1824 et 2003 sont estimés à $4,8 \pm 1,9$ mm/an pour la totalité de la zone intertidale et à $12 \pm 1,9$ mm/an pour la partie intertidale la plus au Sud (Allard et al., 2010). Il faut tout de même noter que l'échelle séculaire est utilisée pour calculer ces taux, contrairement à cette étude qui utilise l'échelle décennale.

Des taux d'accrétion extrêmement élevés ont également été estimés pour l'estuaire d'Authie et de la Seine (France), soit respectivement 18 et 15 cm/an (Deloffre et al., 2007). Ces taux sont 10 fois supérieur à celui de cette étude mais il faut prendre en compte qu'ils ont été calculés sur des zones (sections) et des périodes très restreintes entre 2001 et 2005 (moins de 2 ans).

Une quasi absence de dépôt, voire même parfois de l'érosion ont été observés sur la période 2000 à 2010. La période suivante, de 2010 à 2013 est caractérisée par un dépôt très important $6,1 \pm 2,3$ cm/an.

Les évolutions sédimentaires sur ces deux périodes pourraient être en partie expliquées par la tempête exceptionnelle Xynthia de février 2010. La trajectoire atypique de cette tempête et la présence de vagues jeunes ont augmenté la rugosité de la mer ce qui a décuplé l'effet du vent engendrant une surcote de plus de 1,5 m à la Rochelle. De plus, cette surcote était parfaitement en phase avec une marée de vives-eaux, ce qui a entraîné l'inondation des zones basses du littoral.

Les gestionnaires de la réserve naturelle expliquent avoir observés des figures d'érosion très spectaculaires sur l'ensemble de la slikke après le passage de la tempête. Ainsi pendant la période 2000-2010, la tempête Xynthia aurait été responsable d'une érosion intense après 10 ans d'accrétion dans la baie aboutissant à un budget sédimentaire presque nul. Xynthia aurait en quelque sorte « gommé » par érosion les dix années de sédimentation entre 2000 et 2010. N'ayant qu'un seul jeu de données Lidar avant la tempête (2000), ceci ne peut rester qu'à l'état d'hypothèse car on ne peut pas quantifier le dépôt hypothétique entre ce Lidar et une date précédent Xynthia. Le processus physique à l'origine de cette érosion serait la force orbitale induite par les vagues qui remet les sédiments en suspension.

L'accrétion très forte sur la période de 2010 à 2013 pourrait s'expliquer par une période relativement calme permettant le dépôt, favorisé par l'augmentation de l'espace d'accommodation engendrée par l'érosion liée à la tempête Xynthia.

A l'inverse, l'accrétion faible sur la période de 2013 à 2016 pourrait s'expliquer par une période relativement agitée notamment dû au Cluster de tempêtes de l'hiver 2013-2014 (Castelle et al., 2015) couplé à un espace d'accommodation restreint à cause de la forte sédimentation de la période précédente.

La sédimentation de la partie Ouest de la Sèvre Niortaise entre 2000 et 2016 pourraient être en partie approvisionnée par la flèche sableuse de la pointe de l'Aiguillon. Pour valider cette hypothèse il faudrait vérifier qu'il y a bien du sable dans cette zone, et quantifier ces variations. L'érosion observée au même endroit pour la période 2013 à 2016 pourrait s'expliquer par un manque d'apport de sable par la dérive littorale (Weber et Garlan, 2000).

Les crassats semble favoriser la sédimentation au détriment de l'érosion sur la période 2013 à 2016. Le rôle des installations conchyliques dans le gain sédimentaire avait déjà été établie par le passé, notamment pour la baie de Marennes-Olérons (Bertin et Chaumillon, 2006 ; Allard et al., 2010). De plus, des mesures géochimiques ont montrés des taux de sédimentation plus forts au niveau des parcs à huîtres (Gouleau et al., 2000). Le prochain Lidar prévu pour 2019, après l'enlèvement des crassats va permettre de préciser leur rôle sur le comblement de la baie de l'Aiguillon.

Des baccages ont été effectués depuis 2008 dans une partie des chenaux de la baie, notamment dans la partie vendéenne avec le chenal de la Raque, le chenal Vieux et le canal de Luçon. Il s'agissait de racler le fond des chenaux à l'aide d'un panneau accroché à un bateau pour remettre en suspension une partie des sédiments de ces chenaux, de sorte qu'ils soient remobilisés et transportés vers le large afin d'éviter un comblement trop rapide de ces chenaux. Les différentes interventions de baccage effectuées depuis 2008, ont été transmises en fin d'étude par la réserve naturelle de la baie de l'Aiguillon. Ces tableaux permettent simplement d'avoir une approche qualitative (jours d'intervention) mais pas quantitative (pas de volume). Les taux de sédiments remobilisés ne devraient pas avoir dépassé les 40 000 m³/an (Pageot et al., 2006).

La période de 2010 à 2012 contient moins de jours de baccage par année (12, 10 et 9) que la moyenne sur la période de 2008 à 2015 (13,25) ce qui pourraient jouer un rôle dans l'accrétion très importante observée pour la période 2010-2013.

A l'inverse, la période de 2013 à 2015 en contient plus (15, 17 et 19) que la moyenne ce qui pourraient en partie expliquer le faible dépôt observé sur cette période.

VII. Conclusion :

La baie de l'Aiguillon est une zone présentant de très forts taux de sédimentation, soit $1,4 \pm 0,5$ cm/an de 2000 à 2016. Elle est aussi caractérisée par une avancée très rapide du trait de végétation, soit de $6,3 \pm 0,3$ m/an depuis 1972.

Ces évolutions sont le résultat de processus naturels mais aussi anthropiques.

La morphologie de la baie l'abrite de la houle par la flèche sableuse de la Pointe de l'Aiguillon, ce qui permet une accrétion globalement linéaire et rapide (Verger, 2005) depuis sa formation supposément en 1618 (Hondius, 1618 ; Ozenne, 2012). En effet, la baie subie un comblement naturel liée à son fonctionnement autocylique (propre au système). Plus la flèche sableuse pousse plus il y a de sédimentation, plus les estrans sédimentent, plus les schorres grandissent, plus il y a de sédimentation, etc. Ces sédiments qui s'accumulent seraient principalement des argiles d'origine alluvionnaires fluvio-marine (Le Cornec, 2013). L'origine marine de ces dépôts serait argumentée par la nature et l'abondance des débris coquilliers qui consolident cette argile appelée localement « bri » (Weber, 2004). L'origine fluviale du « bri continentale » serait prouvée par la présence de mollusque d'eau douce qui remplacerait les mollusques marins (Weber, 2004).

Le schorre en plus d'accueillir une importante biodiversité contribue naturellement à la protection du littoral face aux aléas marins. L'augmentation récente de sa surface et de sa hauteur renforce son pouvoir protecteur.

Les événements extrêmes, tel que la tempête Xynthia de février 2010 et le Cluster de l'hiver 2013-2014 ont aussi pu avoir un impact très morphogène sur la baie de l'Aiguillon en très peu de temps. Ils pourraient avoir fait fortement diminué les taux d'accrétion par des phases d'érosion intenses et rapides.

L'Homme a aussi une part de responsabilité dans l'évolution morphologique de cette baie. En effet, il a contribué à faire avancer très rapidement le trait de côte par des phases de poldérisations successives très intense depuis le XVIII^e siècle.

Les récifs d'huîtres sauvages qui se sont développés sur d'anciennes installations humaines ont pu exacerber l'envasement local, limiter la courantologie et par conséquent augmenter le taux d'accrétion moyen de la baie.

Les baccages récents, depuis 2008 ont pu, quant à eux, diminuer le taux d'accrétion en remettant en suspension jusqu'à $40\,000\text{ m}^3$ de sédiments par an dans les différents chenaux de drainage tidal. En plus des sédiments directement remobilisés, ces baccages permettraient une rétroaction positive en favorisant une dynamique d'écoulement ce qui limiterait l'augmentation de la vitesse de dépôt.

Perspectives :

D'autres algorithmes pourraient être testés pour filtrer les points appartenant au sol dans les données Lidar de 2000 au niveau du schorre. Cela permettrait d'étudier l'évolution de la totalité du schorre sur la période 2000 à 2010 et 2000 à 2016.

Les MNT globaux pourraient être générés par la méthode de krigeage à partir d'un outil adapté à ce traitement afin de vérifier si cette méthode d'interpolation fourni bien des meilleurs résultats que les voisins naturels sur l'Anse de l'Aiguillon.

Les futures données Lidar prévues pour 2019 vont permettre de vérifier si ces crassats avaient bien un rôle de piège à sédiment et augmentaient le taux d'accrétion dans la zone à laquelle ils appartenaient.

Enfin, les résultats des évolutions morphologiques sur la période récente pourraient être couplés à des mesures hydrodynamiques pour préciser le rôle des différents forçages. Il pourrait notamment être intéressant de vérifier s'il existe une corrélation entre la vitesse de courant mesuré et le taux de sédimentation calculé sur des zones caractéristiques de la baie.

Références bibliographiques :

Allard, J., Bertin X., Chaumillon E., Pouget F., (2008). Sandspit rhythmic development: a potential record of wave climate variations? Arçay sandspit, western coast of France. *Marine Geology*, 253, 107-131.

Alvarez, A., (2012). Utilisation et traitement des données MNT LiDAR pour la modélisation hydraulique et l'étude hydrogéomorphologique dans le cadre de la Directive Européenne 2007/60/CE relative aux risques d'inondation.

Bertin X. & Chaumillon E., (2006). Evidences for oyster farming implications in increasing sedimentation rates in a macrotidal bay: the Marennes-Oléron Bay, France. – *Cahier de Biologie Marine*, 47, 1, 19-22.

Billy, J., (2011). Imagerie acoustique et dynamique sédimentaire d'un banc estuarien : le banc de Pâté-Plassac en Gironde. Mémoire de Master 2 de l'Université de La Rochelle, 51 pp

Boak, E.H., Turner, I.L., (2005). Shoreline definition and detection: A review. *J. Coast. Res.* 21 (4), 688-703.

Breilh, J.-F., Chaumillon, E., Bertin, X. and Gravelle M., (2013). Assessment of static flood modeling techniques: application to contrasting marshes flooded during Xynthia (western France). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 1595–1612. doi:10.5194/nhess-13-1595-2013.

Breilh, J.-F., Bertin, X., Chaumillon, E., Giloy, N. and Sauzeau, T., (2014). How frequent is storm-induced flooding in the central part of the Bay of Biscay?". *Global and Planetary Change*, 122, 161-175.

Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K.D., Robunet, A., Senechal, N., Ferreira, S., (2015). Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 238, 135–148.

Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D. and Weber, N., (2008b). Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): a synthesis. *Journal of Marine System*, 72, 383-396.

Chaumillon, E. & Weber, N., (2006). Spatial variability of modern incised valleys on the French Atlantic coast: Comparison between the Charente (Pertuis d'Antioche) and the Lay-Sèvre (Pertuis Breton) incised-valleys. In: SEPM Special publication, 85, Incised Valleys in Time and Space, edited by: Robert W. Dalrymple, Dale A. Leckie, and Roderick W. Tillman. 57-85.

Chauveau, E., Chadenas, C., Comentale, B., Pottier, P., Blanlœil, A., Feuillet, T., Mercier, D., Pourinet, L., Rollo, N., Tillier, I. and Trouillet, B., (2011). Xynthia: lessons learned from a catastrophe. *Cybergeo*.

Church, J. A., White, N. J., (2011). Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Survey in Geophysics* 32, 585-602.

Deloffre, J., Verney, R., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Cundy, A.B., (2007). Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries: Sedimentation rhythms and their preservation.

Dionne, J.-C., (2004). Age et taux moyen d'accrétion verticale des schorres du Saint-Laurent estuarien, en particulier ceux de Montmagny et de Sainte-Anne-de-Beaupré, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 58, 73–108.

Fletcher, C.H., Romine, B.M., Genz, A.S., Barbee, M.M., Dyer, Matthew, Anderson, T.R., Lim, S.C., Vitousek, Sean, Bochicchio, Christopher, and Richmond, B.M., (2012). National assessment of shoreline change: Historical shoreline change in the Hawaiian Islands: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011–1051, 55.

Fletcher, C., Rooney, J., Barbee, M., Lim, S.-C., and Richmond, B., (2003). Mapping shoreline change using digital orthophotogrammetry on Maui, Hawaii. In: Byrnes, M.R.; Crowell, M., and Fowler, C. (eds.), *Journal of Coastal Research*, Special Issue 38, 106–124.

Ford, M., (2011). Shoreline changes on an urban atoll in the Central Pacific Ocean: Majuro Atoll, Marshall Islands. *Journal of Coastal Research* 28, 11–22.

GIEC (2014), *Climate Change (2013). The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*

Godet, L., Pourinet, L., Joyeux, E., Verger, F., (2015). Dynamique spatiale et usage des schorres de l'Anse de l'Aiguillon de 1705 à nos jours. Enjeux de conservation d'un patrimoine naturel littoral marin. *Cybergeo : European Journal of Geography [En ligne]*, Environnement, Nature, Paysage, document 713, mis en ligne le 24 février 2015.

Ibrahima B. Nd. Faye , Alain Hénaff, Françoise Gourmelon et Amadou Tahirou Diaw, (2008). Évolution du trait de côte à Nouakchott (Mauritanie) de 1954 à 2005 par photo-interprétation. *Norois. Environnement, aménagement, société.*

Kermani, S., Boutiba, M., Guendouz, M., Guettouche, M.S., Khelfani, D., (2016). Detection and analysis of shoreline changes using geospatial tools and automatic computation: Case of jijelian sandy coast (East Algeria). *Ocean and Coastal Management* 132, 46-58.

Lechevallier, A., (2016) et Lambert, N., (2017). Biogéomorphologie et estimation du service d'atténuation du marais maritime de la Baie de Lencoux. Mémoire de Master 2 de l'Université de La Rochelle, 30 pp.

Le Cornec, E., Barrière, S., Dubonnet, F., (2013). Etude des aléas naturels sur le sud-vendée et marais poitevin. GEOS-AL. DHI. DDTM de la Vendée.

Mallet C. et Michot A., (2012). Synthèse de référence des techniques de suivi du trait de côte. BRGM, 202.

Melier, M., Candusso, K., Bouad, N., OPSIA (2016). Rapport de mission acquisition Lidar. Leve topographique Lidar de la baie de l'aiguillon.

Ouédraogo M.M., Degré A., Debouche C. (2014a). Synthèse bibliographique : le modèle

numérique de terrain de haute résolution, ses erreurs et leur propagation. *Biotechnologies, Agronomie, Société, Environnement*, 18 (3), 407-421.

Ozenne, F., (2012). Evolution historique du littoral du Marais Poitevin. Mémoire de Master 1 de l'Université de La Rochelle, 30p.

Pageot, J-P., Piguet, C., Bougio, Y., Angles, C., Rose, B., (2006). Notice d'incidence pour le dragage des exutoires des canaux du Marais Poitevin Vendéen.

Plater, A.J., Kirby, J.R., (2012). 3.03. Sea-Level change and coastal geomorphic response. *Treatise on Estuarine and Coastal Science* 3, 39-72.

Poirier, C., Bernadette T., Chaumillon, E., Bertin, X., Fruergaard, M., Mouazé, D., Noël, S., Weill, P., Wöppelmann, G., (2017). Decadal changes in North Atlantic atmospheric circulation patterns recorded by sand spits since 1800 AD. *Geomorphology*, 281, 1-12.

Poirier, C., Tessier, B., Chaumillon, E., (sous presse). Climate control on late Holocene high-energy sedimentation along coasts of the northeastern Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*

Populus, J., (2002). Altimétrie par Lidar aéroporté et Modèles Numériques de Terrain. Ifremer.

Ray, R. D., Douglas, B. C., (2011). Experiments in reconstructing twentieth-century sea levels, *Prog. Oceanogr.*, 91(4), 496–515, doi:10.1016/j.pocean.2011.07.021.

Roche, F., (2010). Comparaisons des MNT issus de Lidar avec les données terrain (PBXQ et SGN/TS) sur les premières zones Xynthia.

Thompson, P.R., Hamlington, B. D., Landrerr, F. W., Adhikari, S., (2016). Are long tide gauge records in the wrong place to measure global mean sea level rise? *Geophysical Research Letters* 43(10), 403-411.

Verger, F., (2005). Marais maritimes et estuaires du littoral français. Paris : Belin.

Wanner, X., (2013). Analyse de la qualité des MNT issus de vols Lidar en forêt de montagne.

Weber, N., (2004). Morphologie, Architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validés par des vibrocarottages. Thèse de doctorat, Université La Rochelle, 383 pp.

Weber, N., Garlan, T., (2000). L'évolution du littoral charentais depuis 1820 : un aperçu de la dynamique sédimentaire. *Journal de recherche Océanographique*, 36(Fasc 3): 206-209.

Yang, C. S., Kao, S. P., Lee, F. B., & Hung, P. S., (2004). Twelve different interpolation methods: A case study of Surfer 8.0, *ISPRS Archives*, vol. 35, no. 2, pp. 778-785.

Annexes :



Annexe 1 : Carte de Masse (1721).

Année	Donnée	Source/Auteur
1579	Carte historique scannée	Rogier (J.Daniel)
1618	Carte historique scannée	Hondius (J.Daniel)
1621	Carte historique scannée	Le Clerc
1627	Carte historique scannée	Bachot
1634	Carte historique scannée	Tavernier (J.Daniel)
~ 1650	Carte historique scannée	Liébaux
1677	Carte historique scannée	La Favolière
1704	Carte historique scannée	Masse
1715	Carte historique scannée	BNF
1718	Carte historique scannée	Inconnu
1721	Carte historique scannée	Masse
1750	Carte historique scannée	Cassini
~ 1813		Carte de cadastre anonyme
1824	Trait de côte digitalisé	LIENSs
1845	Carte de l'état major	etat major
1895	Carte historique scannée	Atlas des ports de France
1950	Orthophoto	IGN
1958	Orthophoto	IGN
1960	Trait de côte digitalisé	LIENSs
1972	Orthophoto	IGN
1977	Orthophoto	IGN

Annexe 2 : Inventaires des données historiques sur la baie de l'Aiguillon modifié d'après Ozenne (2012).