Etude des évolutions géomorphologiques de la baie de l'Aiguillon

Réalisée dans le cadre du programme « LIFE14NAT/FR/000669 »

Par

Laura OLIVIER
Etudiante Master 2 - Géosciences et Géophysique du littoral
Université de La Rochelle

Eric CHAUMILLON
Chercheur UMR 7266 LIENSs
Université de La Rochelle - CNRS

Résumé

Les baies tidales sont souvent des lieux de fortes accrétions sédimentaires, or leurs évolutions géomorphologiques globales sont rarement quantifiées. En effet, dans ces baies, la slikke occupe la majeure partie de la surface, et est presque inaccessible aux mesures topographiques et bathymétriques. La baie de l'Aiguillon, dont la surface est occupée à 80% par la slikke, est un cas d'étude qui est particulièrement représentatif de ces environnements.

Ce rapport présente les évolutions géomorphologiques de la baie de l'Aiguillon à partir de données LiDAR réparties sur 21 ans. Entre 2000 et 2021, le taux de sédimentation dans la slikke atteint +1,59 ± 0,52 cm.an^{-1}. Localement, ce taux peut même atteindre +7,8 ± 1,3 cm.an^{-1} entre 2010 et 2013 sur le SE de la baie. La comparaison de ces taux avec ceux publiés dans d'autres baies du monde montre que la baie de l'Aiguillon se classe parmi les baies tidales présentant les taux de sédimentations les plus élevés au monde (Giuliani and Bellucci 2019). Il existe également une variabilité spatiale et temporelle dans les évolutions géomorphologiques des zones intertidales. Celles-ci peuvent s'expliquer par une augmentation de la sédimentation sur les zones conquises par les huitres sauvages et une fréquence plus importante de mers de vents durant les périodes de faible sédimentation.

Points clés :

- Les taux de sédimentation dans la baie de l'Aiguillon sont parmi les plus élevés du monde.
- Présence d'une asymétrie dans la sédimentation entre le NW et le SE de la baie.
- Une accrétion 17% supérieure dans les zones avec des huitres sauvages au SE de la baie.
- La mer de vent comme facteur d'ordre 1 pour le contrôle de l'évolution temporelle.

Mots clé : zone intertidale, slikke, schorre, LiDAR, MNT, géomorphologie, budget sédimentaire, mer de vents, huitres sauvages.

Abstract

Tidal bays are often places of strong sediment accretion, but their overall morphological evolution is rarely quantified. Indeed, in these bays the mudflat covers most of the surface and is almost inaccessible to topographic and bathymetric measurements. The Bay of Aiguillon, whose surface is 80% occupied by mudflats, is a case study that is particularly representative of these environments. It is a macrotidal bay, located in the marais Poitevin, at the mouth of a small river, the Sèvre Niortaise (average flow 12 m3.s^{-1}). It is semi-closed due to the establishment of a sandy spit, the Pointe de l'Aiguillon.

This report presents the geomorphic evolution of the Bay of Aiguillon using LiDAR data over 21 years. Between 2000 and 2021, the sedimentation rate in the mudflats reaches +1.59 ± 0.52 cm.year^{-1}. Locally, this rate can even reach +7.8 ± 1.3 cm.year^{-1} between 2010 and 2013 on the south-east of the bay. Comparison of these rates with those published in other bays around the world shows that the Bay of Aiguillon ranks among the tidal bays with the highest sedimentation rates in the world (Giuliani and Bellucci 2019). There is also spatial and temporal variability in the geomorphological evolutions of intertidal areas. These can be explained by increased sedimentation on areas conquered by oyster farms and a higher frequency of wind wave during periods of low sedimentation.

Highlights

- Sedimentation rates in Aiguillon Bay are among the highest in the world.
- Presence of an asymmetry in sedimentation between the NW and SE of the bay.
- 17% higher accretion in areas with oyster farms in the SE of the bay.
- The wind wave as a first order factor in controlling temporal evolution.

Key word: tidal flat, mudflat, salt marsh, LiDAR, DTM, geomorphology, sedimentary budget, wind wave, oster farms

Table des matières

Résumé 2
Abstract 3
Table des matières 4
Préambule 5
1. Introduction 6
   a. Caractéristique géomorphologique des zones intertidales 7
   b. Les processus hydrosédimentaires au sein des zones intertidales 8
   c. Zone d'étude : la baie de l'Aiguillon 9
2. Matériels et méthodes 12
   a. Du LiDAR au MNT 13
   b. Vérification de la qualité des MNT 13
   c. Définition des sous domaines de la baie 14
   d. Analyse des MNT 15
   e. Propagation de l'incertitude (δ) des MNT 16
   f. Traitement des données de vent 16
3. Résultats 17
   a. Budgets sédimentaires 17
   b. Données environnementales 20
   c. Les crassats 22
4. Discussion 24
   a. Limitation de cette étude 24
   b. Analyse spatiale : une opposition entre les parties NW et SE de la baie 24
   c. Analyse temporelle 25
5. Conclusion et perspectives 27
Bibliographie 29
ANNEXES 33
   Annexe 1 : tableau des métadonnées pour la digitalisation des traits de végétations 33
   Annexe 2 : points de contrôle pour le contrôle qualité des MNT 34
   Annexe 3 : Ensemble des profils topographiques de P0 à P7 35

Préambule

Ce rapport 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. Il s'inscrit dans un projet 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 (OFB et LPO). Ce projet est financé à 60 % par l'Union européenne, à 11% par le Ministère de la Transition Ecologique 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, la sensibilisation du public et la diffusion des résultats.

Cette étude sur la dynamique sédimentaire de la baie de l'Aiguillon s'inscrit dans le programme de restauration de vasières par des travaux d'enlèvements d'anciennes structures mytilicoles et ostréicoles – appelé localement « crassats » -. Les objectifs sont de limiter l'envasement, améliorer la courantologie et ainsi restaurer l'estran. Ces enlèvements vont permettre d'augmenter les surfaces d'accueil des oiseaux migrateurs.

La première partie de cette étude (Blanloeil and Chaumillon 2017) a permis de faire l'inventaire de toutes les données morpho bathymétriques disponibles sur la baie de l'Aiguillon et 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.

La seconde partie a d'abord consisté à actualiser ces données à travers la réalisation d'un nouveau levé LiDAR réalisée en octobre 2021. Le traitement de ces données a été réalisé avec un maillage plus fin afin de pouvoir mieux comprendre les facteurs contrôlant l'évolution spatiale et temporelle de la baie. Enfin, la vasière occupée par les anciens crassats a été étudiée afin de comprendre quel sont les impacts des crassats et des travaux d'enlèvement sur le milieu.

1. Introduction

Les baies tidales sont largement distribuées sur de nombreuses côtes du monde lorsque l'influence de la marée domine celle des vagues. Une baie tidale peut être divisée en trois parties, selon les hauteurs d'eau caractéristiques de la marée (Amos, 1995) : (1) la zone supratidale, qui est située au-dessus des hautes mers de vives eaux, et qui n'est inondée que dans des conditions extrêmes (par exemple, lors d'une surcote) ; (2) la zone intertidale, située entre les hautes et les basses mers de vives eaux et qui est inondée périodiquement pendant les cycles de marée; et (3) la zone subtidale, qui est située sous les basses mers de vives eaux et qui est rarement exposé à l'air. Ce rapport se concentrera essentiellement sur les aspects géomorphologiques de la zone intertidale.

Les évolutions géomorphologiques des zones intertidales dépendent de différents facteurs selon l'échelle de temps. De l'échelle millénaire à séculaire, la géomorphologie des zones intertidales est contrôlée par les variations relatives du niveau marin, par l'abondance du matériel sédimentaire, les mouvements verticaux et par les marées (Allen 2000). Le réchauffement climatique accélère l'augmentation relative du niveau marin (Church 2006, Wöppelmann 2006), passant de +1,6 ± 0,3 $mm.an^{-1}$sur le 20ème siècle (Thompson et al. 2016) à +3,1 ± 0,3 $mm.an^{-1}$ depuis les années 1990 (Cazenave, Palanisamy, and Ablain 2018). Il va aussi influencer les facteurs climatiques (précipitation, augmentation des évènements extrêmes) (GIEC 2021) et donc possiblement modifier les apports sédimentaires. A plus court terme, c'est l'action des vagues qui influence le plus la géomorphologie des zones intertidales (Fagherazzi et al. 2020 ; Mariotti et al. 2010; Plater and Kirby 2012). Les évolutions géomorphologiques peuvent aussi être impactées par l'Homme, avec les activités conchylicoles (Campbell et al. 2019, Gaurier 2011, Kervella2009) et la construction d'infrastructures côtières et d'ouvrages de défense (Lee et al 2008, Park et al 2014).

Peu d'études traitent des évolutions géomorphologiques globales des zones intertidales. Par exemple, Chen et al en 2022, ont topographié un schorre par photogrammétrie à l'aide d'un drone-RTK avec une incertitude verticale de 5,7cm. De la même façon, Kim, Jo, and Choi (2021) ont réalisé 12 levés sur une période de 3 ans. Aussi, Schmelz and Psuty (2022), ont utilisé la technologie LiDAR pour mesurer les changements géomorphologiques liés au passage du cyclone Sandy. Si certaines de ces études possèdent une meilleure résolution temporelle, aucune ne possède d'échelle aussi longue que 21 ans. En effet, dans ces baies, la slikke occupe la majeure partie de la surface et est presque inaccessible aux mesures topographiques et bathymétriques. Dans cette étude, l'utilisation d'un laser aéroporté LiDAR dont la résolution verticale est de quelques centimètres, a permis de réaliser des cartes topographiques précises sur l'ensemble de la baie de l'Aiguillon pour les années 2000, 2010, 2013, 2016 et 2021. La contribution de ce rapport sera une description détaillée des évolutions géomorphologiques de la zone intertidale de cette baie, notamment à travers des calculs de budgets sédimentaires. A partir des évolutions géomorphologiques de cette baie, nous tenterons de comprendre leurs facteurs de contrôle.

Pour répondre à cet objectif, ce rapport sera décomposé comme suit : (1) un état de l'art sur les caractéristiques géomorphologiques des zones intertidales et les forçages hydrosédimentaires contrôlant ces environnements ainsi que les précédentes études réalisées sur la baie de l'Aiguillon, (2) la technologie LiDAR et les traitements réalisés en SIG seront présentés, (3) puis les résultats obtenus seront détaillés, (4) enfin ces derniers seront discutés en terme de variation spatiale, d'une part, puis de variation temporelle, d'autre part, (5) avant de conclure.

a. Caractéristique géomorphologique des zones intertidales

Les zones intertidales sont différenciées en deux domaines très bien décrit par Verger (2005). La partie haute végétalisée est appelée le schorre, et la partie constituée de vase nue, la slikke.

Bien qu'occupant une petite superficie au sein de l'étendue intertidale, les schorres apparaissent dignes d'un intérêt particulier. En effet, c'est la transition entre la slikke nue et le schorre végétalisé qui constitue une frontière entre le paysage marin des slikkes et le paysage terrestre des prairies du schorre couvertes d'une végétation halophile. Les évolutions de cette frontière sont les plus facilement identifiables à l'œil nu ou sur les photographies aériennes et les images satellitaires.

La topographie des schorres comprend des surfaces assez uniformes, avec une pente de l'ordre de 0,2 à 0,7‰, où les accidents principaux sont constitués par un réseau de chenaux de marée de différentes tailles (Verger 2005). L'encaissement de ces chenaux peut atteindre quelques mètres dans les régions à fort marnages. Des dépressions fermées sont également observées. Elles peuvent être d'origine anthropiques (par exemple, des mares artificielles pour la chasse ou liées à un prélèvement de sédiments) ou naturelles (flaques persistantes, éboulement de chenaux, etc …).

La géomorphologie de la slikke est commandée par l'abondance du matériel sédimentaire et par les facteurs hydrodynamiques, qui seront décrits plus en détails par la suite. Comme les slikkes sont soumises à une sédimentation active, elles sont le théâtre d'un colmatage progressif engendré par la succession de marées. L'essentiel du dépôt des vases fines se produit lors de l'étale de pleine mer. Il y a donc une dichotomie fondamentale entre le haut de la slikke qui est le lieu des laisses de pleines mers, et le bas de la slikke qui en est privée. Au-dessous des plus basses pleines mers, la slikke ne peut donc pas recevoir les dépôts des laisses de pleine mer, et le mouvement alternatif des marées entretient les chenaux.

Daidu, Yuan, and Min (2013) ont proposé une classification de la zone intertidale en fonction des hauteurs caractéristiques des marées, de la géomorphologie et de la nature des sédiments. Ainsi, la slikke se voit découpée en trois sous-partie : haute, moyenne et basse slikke (figure 1).

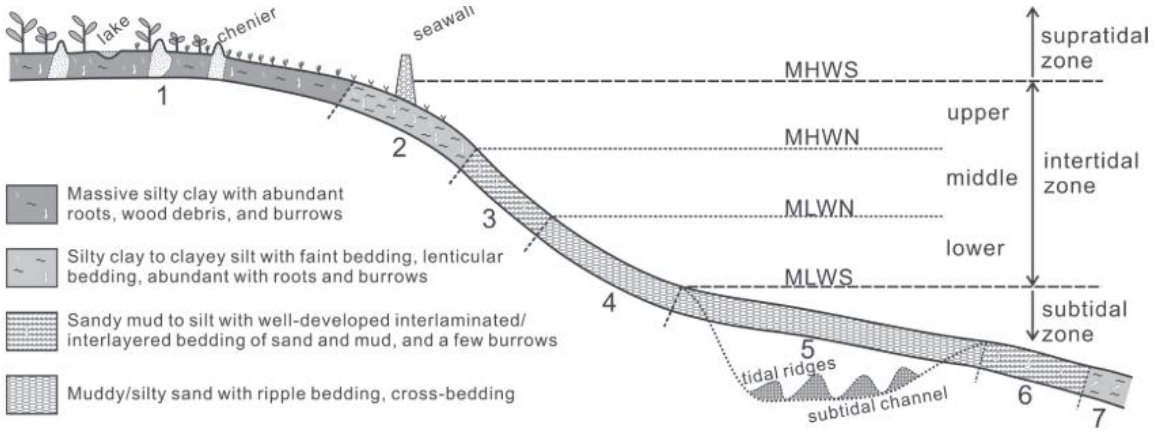


Figure 1: schéma d'un profil d'un environnement dominée par la marée montrant les variations sédimentaire et morphologique entre la zone supratidale et la zone subtidale (Daidu, Yuan, and Min 2013)

b. Les processus hydrosédimentaires au sein des zones intertidales

Les évolutions géomorphologiques des zones intertidales sont contrôlées par de nombreux facteurs qui peuvent interagir entre eux et former des boucles de rétroaction, ce qui fait de ces zones des systèmes complexes. Les principaux facteurs de contrôle naturels des évolutions géomorphologiques des zones intertidales à l'échelle décennale sont le régime de marée (Tooley, 1985; Woodworth et al., 1991), et des vents (Fagherazzi and Wiberg 2009 ; Fagherazzi et al. 2020) ainsi que l'incidence des tempêtes (Grove, 1988; Friedrichs, 2012) et les apports sédimentaires (Bearman et al. 2010, Deloffre et al. 2005). Les activités humaines peuvent aussi influencer les évolutions géomorphologiques d'une zone intertidale (Campbell et al. 2019, Gaurier 2011, Kervella2009, Lee et al 2008, Park et al 2014).

La marée

La marée est l'élément dominant qui contrôle les apports sédimentaires et les évolutions géomorphologiques des zones intertidales. Elle définit également la plage d'altitude de la baie et influence l'altitude limite à laquelle un schorre peut se construire (Allen 2000).

La marée est une onde qui résulte de l'action de forces gravitationnelles périodiques liées aux changements de positions relatives de la Terre, de la Lune et du Soleil (Pugh, 1987). Les plus petites périodes de marée, d'un demi-jour lunaire (12h24) et d'un jour lunaire (24h50), façonnent les marées semi-diurnes normalement observées sur la côte nord-ouest de l'Europe. La marée entraîne le déplacement de masse d'eau, et la vitesse du courant induit est corrélée avec la différence de hauteur d'eau durant un cycle semi diurne (Allen 2000). La vitesse de courant maximale est dépendante de la pente (β), du marnage (R) et de la période (T_{tide}) (Le Hir et al. 2000) comme le montre la formule ci-dessous :

$$u_{\max} = \frac{\pi R}{\beta T_{\text{tide}}}$$

La marée haute et la marée basse coïncident théoriquement avec une vitesse de courant nulle appelée période d'étale. C'est donc une période où le frottement est très faible et où la turbulence décroît. L'essentiel des vases fines se déposent pendant ces étales. Les courants de marées sont, normalement, plus forts et plus turbulents à mi-marée (Allen 2000) entraînant alors une remise en suspension des sédiments.

Apports sédimentaires continentaux

L'érosion par ruissellement des sols et roches du bassin versant, qui sont alors conduit par gravité vers les rivières, sont une source importante de sédiments fins. D'après Friedrichs (2012), c'est le cas commun d'approvisionnement des zones intertidales. Par exemple, la baie de San Francisco est un site où la cause principale de dépôt ou d'érosion de la slikke est provoquée par les fluctuations des apports sédimentaires fluviaux. Aussi, Bearman et al. (2010) ont établi une corrélation entre les

changements d'élévation des estrans dans le sud de la baie de San Francisco entre les années 1890 et 2005 et les fluctuations de l'apport en sédiment des rivières voisines.

Vagues (tempête et mer de vent)

Les contraintes de cisaillement générées par les vagues sont le principal mécanisme responsable de l'érosion des sédiments sur les zones intertidales, et régulent à la fois les concentrations de sédiments dans la colonne d'eau, et, avec les courants de marée, l'exportation de sédiments vers le schorre ou vers l'océan (Fagherazzi and Wiberg 2009). Par exemple, Ridderinkhof et al. (2000) observe que la concentration de sédiments en suspension varie en fonction de la vitesse du vent dans la baie de Dollard en mer des Wadden (Pays-Bas). Lorsque les vents étaient faibles, la concentration de sédiments était plus élevée dans le chenal parce que les vitesses de la marée y étaient plus grandes que sur la slikke. Cependant, lorsque les vents approchaient 10 $m.s^{-1}$, le gradient de concentration des sédiments avait tendance à s'inverser : les vagues générées localement produisaient des contraintes de fond plus élevées sur la slikke. De même, Allen et Duffy (1998) ont observé l'accrétion de la slikke le long de l'estuaire de la Severn, au Royaume-Uni, pendant les mois où la puissance des vagues était faible. Puis, à mesure que la puissance des vagues augmentait, l'élévation mensuelle de la slikke devenait de plus en plus faible. Le Hir et al. (2000) ajoutent que les petites vagues peuvent avoir une influence importante sur le transport des sédiments, car, dans les eaux peu profondes, la contrainte qu'elles exercent sur le fond est comparable à celle d'un courant de marée important, soit environ 4,0 N/m^2 pour des vagues de 0,5m. En effet, le modèle hydrodynamique de Fagherazzi and Wiberg (2009) montre que la contrainte de cisaillement au fond ne varie pas seulement en fonction de la force du vent (pour un fetch identique), mais aussi en fonction de la hauteur d'eau. A l'inverse, pour le schorre, la dissipation des vagues par la végétation entraîne souvent une accrétion verticale de ces derniers en réponse aux tempêtes (Friedrichs et Perry, 2001).

Activités humaines

Les activités anthropiques telles que la conchyliculture peuvent avoir un impact sur la géomorphologie des zones intertidales. En effet, l'utilisation généralisée des installations surélevées (tables ostréicoles et bouchots de moules) pour la conchyliculture entraîne des modifications sur les écoulements et sur la sédimentation locale (Sornin 1981), avec une sédimentation plus forte dans les zones conchylicoles (Kervella 2009). La présence des tables et des bouchots provoque un ralentissement d'un facteur 2 et 3 (respectivement) des courants, ceci conduisant à une augmentation de la turbidité et de la sédimentation au niveau des installations. De plus, ces installations entraînent une diminution de 30 à 50 % de la hauteur des vagues (Sornin 1981). Les tables font office d'obstacle hydrodynamique (Birben et al. 2007, Wang et Shen 1999, Campbell et al 2019), réduisant ainsi les phénomènes de remise en suspension des sédiments fraîchement déposés.

c. Zone d'étude : la baie de l'Aiguillon

Le marais poitevin est la seconde plus grande zone humide de France après la Camargue. Sa superficie est de presque 100 000 ha. Il est traversé par la Sèvre Niortaise (débit moyen de 11.6 $m^3.s^-$

[1]- Banque HYDRO, 1969/2017) dont l'embouchure est la baie de l'Aiguillon, limitrophe des départements de Vendée (85) et de Charente-Maritime (17).

Soumise à un régime macrotidal, la baie de l'Aiguillon est typiquement un environnement sédimentaire dominée par les marées (Boyd 1992, Wheeler 2005). Le développement de ce type d'environnement nécessite une position abritée par rapport aux vagues et une grande abondance de sédiments cohésifs argilo-silteux. Dans le cas de la baie de l'Aiguillon, sa position abritée est liée à sa localisation en position interne dans le pertuis breton, limité par l'île de Ré et la côte vendéenne, et à la croissance d'une flèche sableuse, la pointe de l'Aiguillon (figure 2).

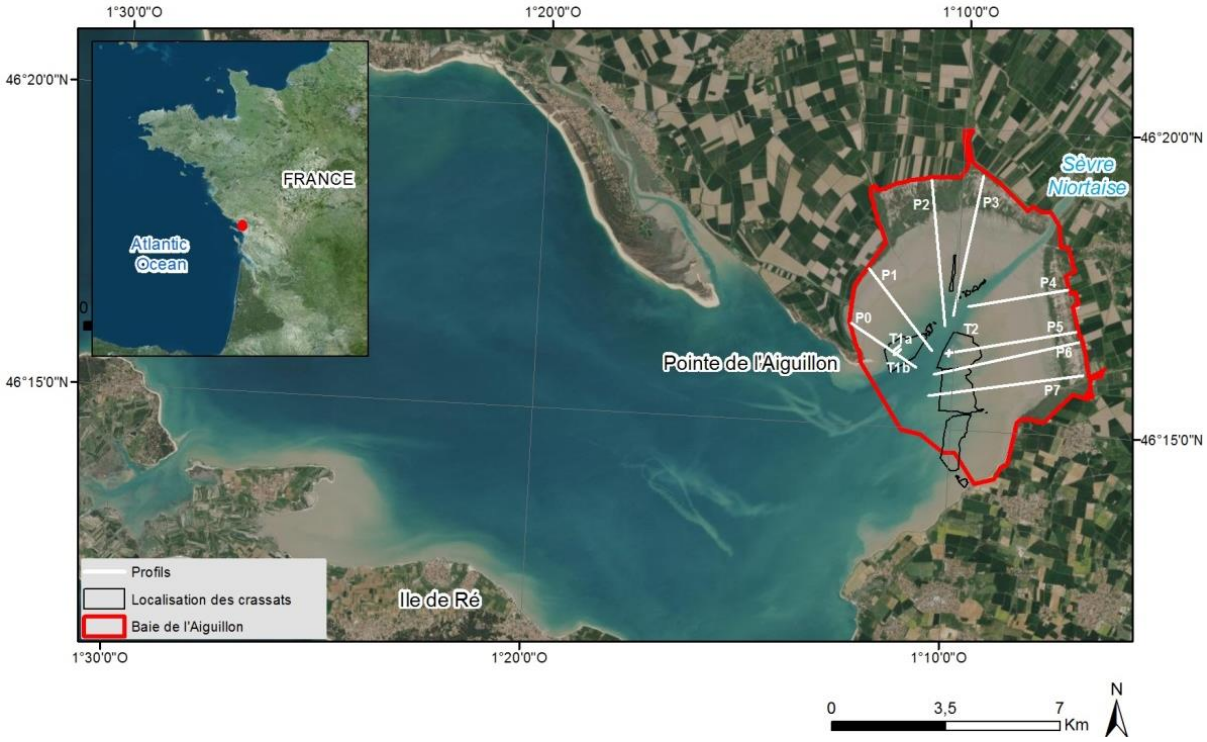


Figure 2: localisation de la baie de l'Aiguillon sur la façade Atlantique ainsi que la localisation des profils topographiques et de la zone d'intervention pour les crassats. Image: SPOT 6-7 2017

La partie basse de la slikke est colonisée par des huitres (figure 3) captées par d'anciennes structures conchylicoles abandonnées depuis les années 70. Ces amas d'huitres sont appelés localement « crassats ». La surface de ces crassats *sensu stricto* est de 76hectares (BRGM 2022) et ils sont localisés sur un domaine de 400hectares environ (Réserve naturelle de la baie de l'Aiguillon).

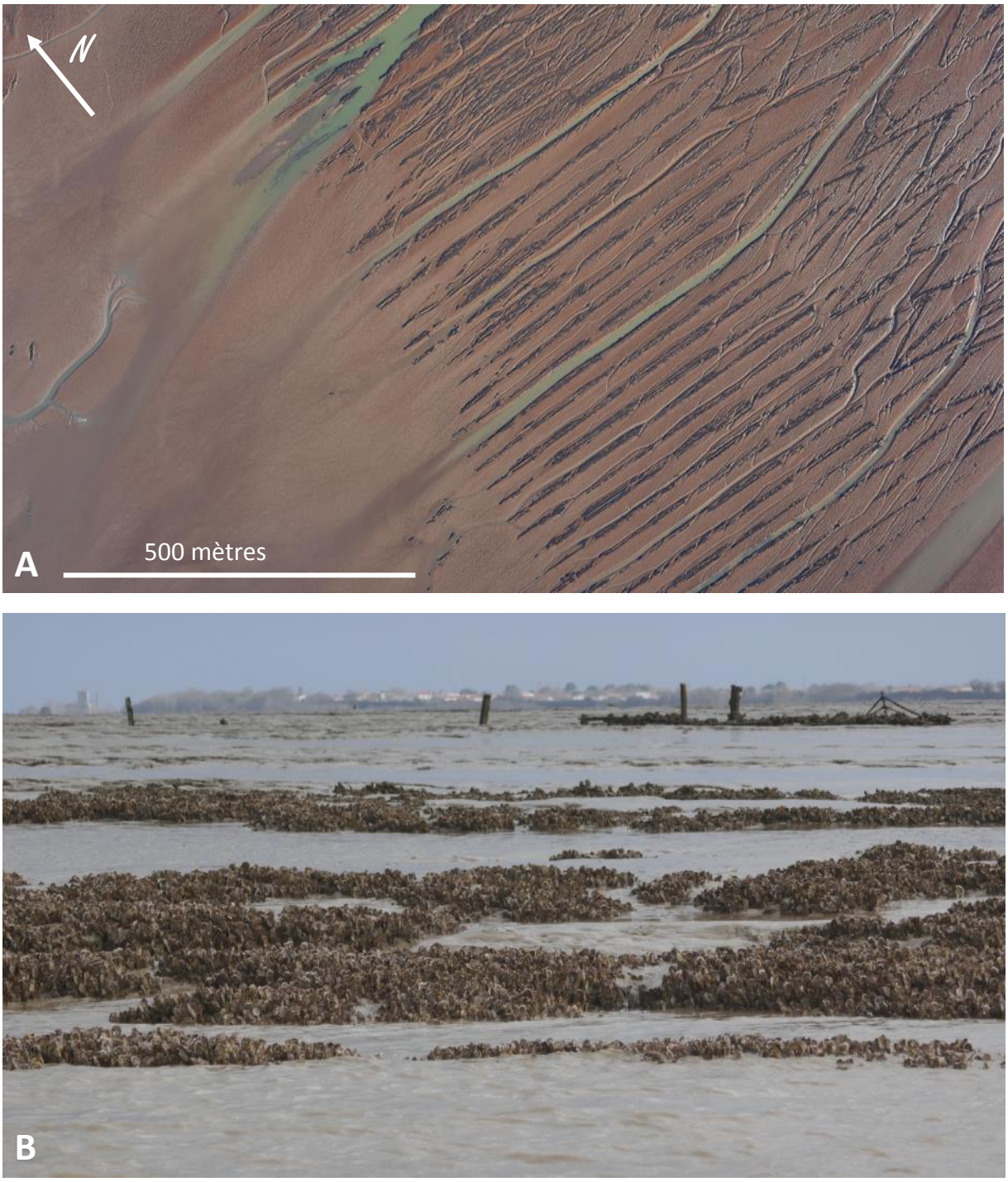


Figure 3: A) Les crassats vus d'avion sur le secteur de Charron (SE de la baie). B) Photographie de crassats dans le secteur de Charron (SE) (©L. Olivier, [07/02/2022 10:23])

La baie de l'Aiguillon, grâce à la richesse des informations fournies par les topographies LiDAR, est un lieu idéal pour étudier les évolutions géomorphologiques d'une baie tidale sur plus de 20 ans. C'est d'ailleurs dans cette baie, en 2000, que le premier levé LiDAR sur une zone intertidale française a été réalisé (Populus 2002).

En 2017, un premier rapport a déjà traité des budgets sédimentaires de la baie de l'Aiguillon entre 2000 et 2016 (Blanloeil and Chaumillon 2017). Ils calculent des taux de sédimentation de +1,4 ±

0,5 cm.an^{-1} sur la slikke entre 2000 et 2016. Leur étude a permis de formuler certaines hypothèses concernant les facteurs influençant l'évolution de la baie. Les tempêtes sont proposées comme facteur d'ordre 1 pour expliquer les variations temporelles des taux de sédimentation.

Plus récemment en 2021, lors de mon stage de M1 (Olivier 2021) – j'ai pu mesurer une avancée du schorre d'environ +7,7 ± 0,13 m.an^{-1} entre 1950 et 2020 à partir de l'outil DSAS de Arcmap 10.6. Cette avancée est plus importante au Nord où elle peut atteindre +10,6 ± 0,13 m.an^{-1}entre 1950 et 2020. Dans cette zone, le réseau hydrologique est plus dense avec plus de pointes aux herbes. Ces pointes aux herbes se forment par végétalisation des levés de chenaux qui sont plus élevés et donc moins immergés, et plus propices à l'installation de végétaux. L'installation des végétaux permet de piéger les sédiments en modifiant la courantologie de proximité (Détriché et al. 2011; Olivier 2021).

2. Matériels et méthodes

Bien que les différences de topographies entre les années 2000, 2010, 2013 et 2016 aient été réalisées par Blanloeil en 2017, nous avons fait le choix de recommencer toutes ces opérations en rajoutant les nouvelles données de 2021 afin de disposer de traitements et de résultats homogènes. Les données LiDAR ont aussi été entièrement vérifiées en termes de qualité.

Ainsi, depuis le début du 21ème siècle, 5 levés LiDAR ont été réalisés. Leur date d'acquisition et leurs caractéristiques techniques sont détaillées dans le tableau suivant (tableau 1). Les traits de végétations - digitalisés par Ozenne (2014), Blanloeil (2017) et Olivier (2021) - ont été utilisés afin d'identifier la limite schorre/slikke sur ces données topographiques. Les détails de ces données (source, échelle de digitalisation, ect…) sont reportés en annexe 1.

Tableau 1: caractéristiques des levés LiDAR. N.C = non communiqué

Année	Mois	Prestataire	Instruments	Altitude De Vol	Angle De Scan	Empreinte Du Faisceau	Densité Points Moyenne	Incertitude Z (RMSE)	Résolution du MNT
2000	Mai	Ifremer	Optech ALTM1020 (Airbome Laser Mapper) + centrale inertielle + GPS Aquarius 5002	700m	19°	N.C	0,25pts/m² soit 1pt pour 4m²	11cm	10m
2010	Juillet	IGN	RIEGL VQ-820-G	N.C	N.C	N.C	>= 2 impulsions/m² Jusqu'à 3pts/m²	<20cm	1m
2013	Février	Aerodata	RIEGL LiteMapper-6800 + centrale inertielle CCNS4	N.C	N.C	N.C	N.C	N.C	1m
2016	Septembre	OPSIA	RIEGL LMS Q780+ centrale inertielle IXBLUE AIRINS III + un GPS Trimble BX982	750m	60°	29cm et 15cm	10pts/m²	2,5 cm	1m
2021	Octobre	OPSIA	RIEGL VQ-780 II + centrale inertielle IXBLUE AIRINS III + un GPS Trimble BX982	1650m	60°	30cm	10pts/m²	3,4 cm	1m

a. Du LiDAR au MNT

La solution adoptée pour étudier les évolutions géomorphologiques de la baie de l'Aiguillon est la mesure topographique par technologie LiDAR. Cette technologie consiste à envoyer des impulsions de lumières, sous forme de rayons lasers, qui seront réfléchies par les objets environnements ou le sol directement. La distance exacte des objets ou du sol se calcule en mesurant le temps aller/retour du trajet de l'onde lumineuse. Le produit de ces acquisitions est dans un premier temps un nuage de points dense en trois dimensions. Chacun de ces points correspond à un ensemble de coordonnées x, y, z et permet la modélisation du terrain nu (Modèle Numérique de Terrain) ou de la végétation et du bâti (Modèle Numérique de Surface).

Avant d'exploiter les données, plusieurs traitements sont réalisés pour générer le Modèle Numérique de terrain (MNT). Les principaux sont : (1) la classification des points afin d'isoler ceux appartenant au sol de ceux appartenant au sursol, puis (2) l'interpolation des points afin d'obtenir une surface continue.

Les MNT utilisés dans cette étude proviennent de données LiDAR acquises par plusieurs prestataires différents indiqués dans le tableau 1. Etalés sur une période de 21 ans, la technologie a évolué et leur qualité s'est améliorée pour les années les plus récentes.

b. Vérification de la qualité des MNT

Le MNT de 2000 a été contrôlé grâce à des profils bathymétriques et topographiques. Un rapport de Jacques Populus (2002) explique en détails la méthodologie d'acquisition des données et leur contrôle qualité. La qualité des MNT de 2016 et 2021 a été vérifié par le prestataire (Bureau d'étude OPSIA) à l'aide de points de contrôle GPS réalisés en parallèle de l'acquisition LiDAR sur des points durs (parkings et routes). L'emplacement de ces points et les valeurs mesurés par GPS sont fournis avec le MNT par le prestataire.

En revanche, aucune information sur l'incertitude verticale des MNT de 2010 et de 2013 n'est disponible. De ce fait, 376 points de contrôle ont été réalisés sur des surfaces dures et supposées stables, comme les parkings et les routes, afin de comparer les données d'altitude dont l'incertitude est connue avec les données d'altitude de 2010 et de 2013. Cette comparaison permettra de calculer l'erreur quadratique moyenne de cette différence. Puis, l'application de la loi de propagation des incertitudes sur une différence, soit: $\delta = \sqrt{\delta_1^2 + \delta_2^2}$, permettra de calculer l'incertitude verticale des MNT de 2010 et 2013. Le MNT de 2016 sera utilisé comme référence car il possède la plus petite incertitude verticale, soit 2,5cm.

Cette méthode a mis en évidence une erreur systématique de 7,8cm sur le MNT de 2010 qui avait déjà été détectée par Jonathan Blanloeil (2017), puis reconnue par l'IGN qui a réalisé le levé LiDAR de cette année. Plus de détails sont donnés en annexe 2.

Enfin, il a été retenu les incertitudes verticales suivantes pour les différents MNT :

- 2000 : 11cm
- 2010 : 7,0 cm
- 2013 : 2,0cm

- 2016 : 2,5 cm
- 2021 : 3,4 cm

c. Définition des sous domaines de la baie

Afin de permettre une analyse spatiale de la géomorphologie de la baie et de ses évolutions, il a été décidé de découper la baie en deux domaines, rive droite (partie NW) et rive gauche (partie SE), de part et d'autre de la Sèvre Niortaise. Chacun de ces domaines est découpé en 5 sous-domaines : le schorre, la haute slikke, la moyenne slikke supérieure, la moyenne slikke inférieure et la basse slikke (figure 4a).

La limite continentale du schorre correspond aux plus hautes mers de vives eaux astronomiques (coefficient 120). Dans le cas de la baie de l'Aiguillon, elle correspond aux digues. La limite entre le schorre et la slikke correspond au trait de végétation, soit une altitude moyenne de +2,06 m NGF.

Le découpage de la slikke en quatre domaines est fondé sur des limites hydrodynamiques et géomorphologiques inspirées par la classification de Daidu, Yuan, et Min (2013) (figure 1). La limite supérieure de la haute slikke correspond au trait de végétation et sa limite basse correspond à l'altitude moyenne des pleines mers de mortes eaux (+1,55 m NGF). La moyenne slikke se décompose en deux sous domaines : la moyenne slikke supérieure, qui s'arrête au niveau moyen de la mer (+0,55 m NGF) et qui correspond à une rupture de pente (figure 4b), et la moyenne slikke inférieure qui a pour limite la moyenne des basses mers de mortes eaux (-0,95 m NGF). La limite inférieure de la basse slikke correspond aux basses mers de vives eaux (-2,5 m NGF) et correspond au chenal de marée principal situé dans le prolongement de la Sèvre Niortaise.

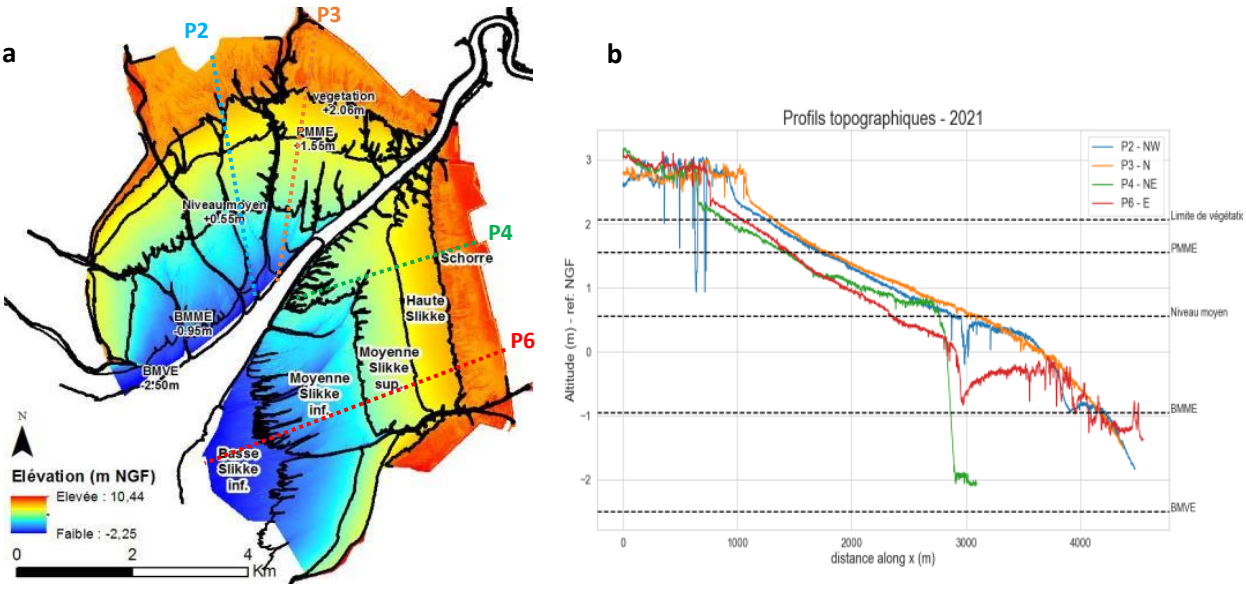


Figure 4: Les différents sous domaines de la baie: schorre, haute slikke, moyenne slikke supérieure, moyenne slikke inférieure et basse slikke. Le fond de carte correspond au MNT de 2021.

d. Analyse des MNT

Le logiciel Arcmap 10.6 a été utilisé pour analyser l'évolution temporelle et spatiale de la baie de l'Aiguillon. Il a permis de réaliser (1) des différences d'altitude et des différences de volumes de sédiments entre deux années pour chaque sous domaine de la baie et (2) des profils topographiques tout autour de la baie (figure 3).

Le premier traitement réalisé consiste à soustraire la composante verticale de deux MNT via l'outil « calculatrice raster ». Le produit en sortie est un nouveau MNT correspondant à la différence d'altitude entre les deux années. Cette méthode a pour intérêt de permettre une bonne visualisation des zones où il y a eu de l'érosion ou de l'accrétion.

Afin de calculer la différence de volumes de sédiments entre deux années, deux options sur Arcmap 10.6 sont possibles : la fonction « Remblai Déblai » et la fonction « Surface - Volume ». Elles permettent d'obtenir les mêmes taux de sédimentation si l'emprise spatiale sur le plan horizontal est identique.

La fonction « remblais-déblais » utilise des limites verticales pour calculer cette différence de volume. Or, les limites des domaines se déplacent avec le temps. Il est ainsi préférable d'utiliser la seconde fonction,« Surface - Volume » qui utilise des limites horizontales (figure 5).

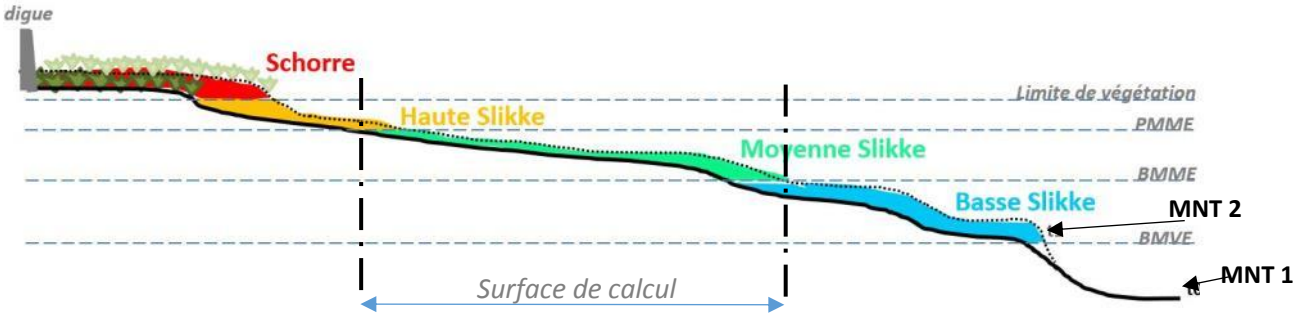


Figure 5: fonction « Volume-Surface » avec un découpage horizontal de la baie selon les limites altimétriques des sous partie de la baie

Pour obtenir des taux de sédimentations, il est nécessaire de diviser le volume obtenu (en m^3) par une surface (en m^2). Par exemple : sur la figure 5, la surface de moyenne slikke considérée correspond à la surface de la moyenne slikke l'année 1 fusionnée avec la surface de moyenne Slikke l'année 2, ce qui implique que ce calcul considère de la basse slikke de l'année 1 et de la haute slikke de l'année 2.

Aussi, onze profils topographique sont été générés pour chaque MNT à l'aide de la fonction « Spatial Analyst 3D » / « profil de pile ». Les profils P0 à P7 sont localisés tout autour de la baie (figure 2).

e. Propagation de l'incertitude (δ) des MNT

Lorsque les MNT sont soustraits les uns par rapports aux autres, leurs incertitudes, considérés comme indépendantes et aléatoires, suivent la loi de propagation des incertitudes. Dans le cas d'une différence, cette loi s'écrit: $\delta = \sqrt{\delta_1^2 + \delta_2^2}$.

Ainsi, l'incertitude qui résulte de la différence d'altitude entre deux MNT s'écrit :

$$\delta_{Diff_{MNT}}(cm) = \sqrt{\delta_{MNT\ 1}^2 + \delta_{MNT\ 2}^2}$$

Lorsqu'il s'agit d'un volume, l'incertitude précédente est multipliée par la surface, soit :

$$\delta_{Volume}(m^3) = \sqrt{(Surface_{MNT1} \times \delta_{MNT\ 1})^2 + (Surface_{MNT2} \times \delta_{MNT\ 2})^2}$$

Enfin, pour l'incertitude des taux de sédimentation, l'incertitude verticale du MNT est divisée par le nombre d'année – qui est une constante -, soit :

$$\delta_{élévation}(cm) = \delta_{MNT} * 100$$

$$\rightarrow \delta_{taux\ de\ sédimentation}(cm.an^{-1}) = \frac{\delta_{élévation}}{Nombre\ d'années}$$

f. Traitement des données de vent

Les évolutions géomorphologiques dans la baie étant dépendante de l'érosion et des apports sédimentaires en particules fines, nous allons étudier les données de vent et les données de précipitation contrôlant le débit des fleuves.

Ainsi, de nombreux papiers montrant le caractère morphogène des mers du vent sur les zones intertidales (Fagherazzi et al. 2020; Mariotti et al. 2010), il est intéressant de regarder les fréquences des vents capables de former une mer de vent au sein de la baie. En particulier, nous nous focaliserons sur les vents de direction Ouest à Sud-Ouest (entre N220° à N270°) car ce sont eux qui sont associés au plus grand fetch en raison de l'orientation de baie (figure 2) et vont générer les plus fortes mers de vent.

De même, Bearman et al al. (2010) et Deloffre et al. (2005) ont pu montrer que les taux d'accrétion sur la Baie de San Francisco et les berges de la Seine étaient corrélés au débit des fleuves. Celui-ci variant avec les précipitations, il a été décidé de regarder les données de précipitation de Niort, ville en amont du bassin versant de la baie de l'Aiguillon.

L'ensemble des données de vent et de précipitation proviennent de la banque de données disponible sur ncei.noaa.gov et sont des données horaires (une mesure par heure). La station utilisée est celle de Chassiron (Ile d'Oléron, Charente-Maritime (17)) située à 10m d'altitude pour les données de vent et est situé à Niort pour les données de précipitation. Les deux jeux de données s'étendent du 1er mai 2000 jusqu'au 31 octobre 2021. L'ensemble des jeux de donnée est complet et a passé les contrôles qualité (figure 6).

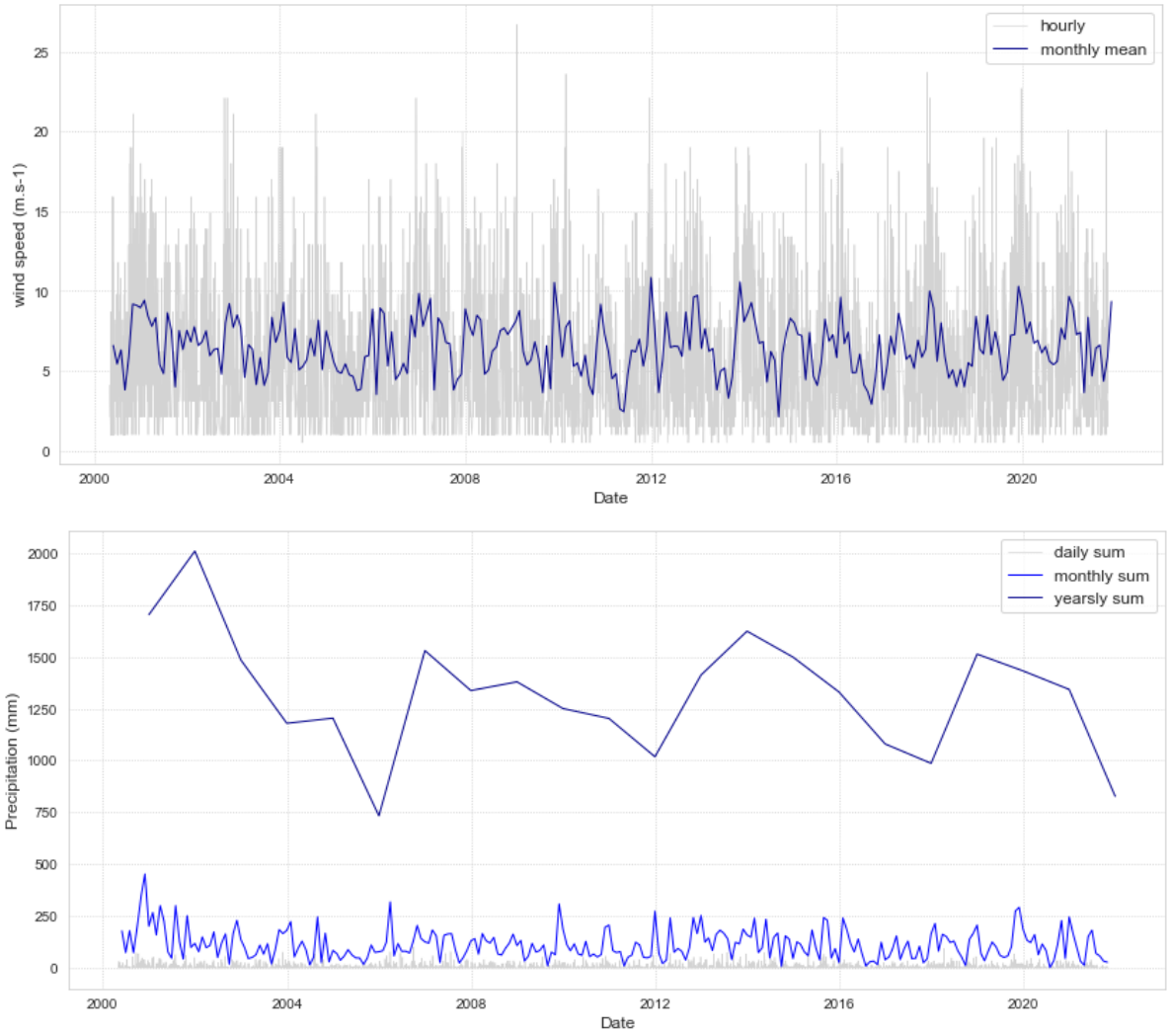


Figure 6: Vitesse du vent en m.s^{-1} (en haut) et précipitation en mm (en bas) entre le 1er mai 2000 et le 31 octobre 2021. En gris : données horaires, en bleu : données moyennées par mois.

3. Résultats

a. Budgets sédimentaires

La figure 7 présente les différences d'altitude sur l'ensemble de la baie entre deux années différentes. Les couleurs chaudes indiquent une tendance à l'accrétion tandis que les couleurs froides indiquent de l'érosion. Le blanc indique que la différence d'altitude est inférieure ou égale à l'incertitude sur la différence de MNT. De façon générale, l'accrétion domine durant la période 2000-2021. Cette accrétion varie selon les périodes : elle est maximale entre juillet 2010 et février 2013 et est minimale entre mai 2000 et juillet 2010.

Une asymétrie entre la partie SE (rive droite de la Sèvre Niortaise) et la partie NW (rive gauche de la Sèvre Niortaise) est visible. De façon générale, l'accrétion est plus importante sur la partie SE. Les périodes 2013-2016 et 2016-2021 sont celles pour lesquelles il y a la plus forte variation spatiale entre les zones d'érosion et d'accrétion. Ainsi, de 2013 à 2016, l'accrétion est maximale sur la basse et moyenne slikke SE et sur la moyenne slikke supérieure NW. De 2016 à 2021, l'accrétion est localisée sur la moyenne slikke inférieure et la haute slikke.

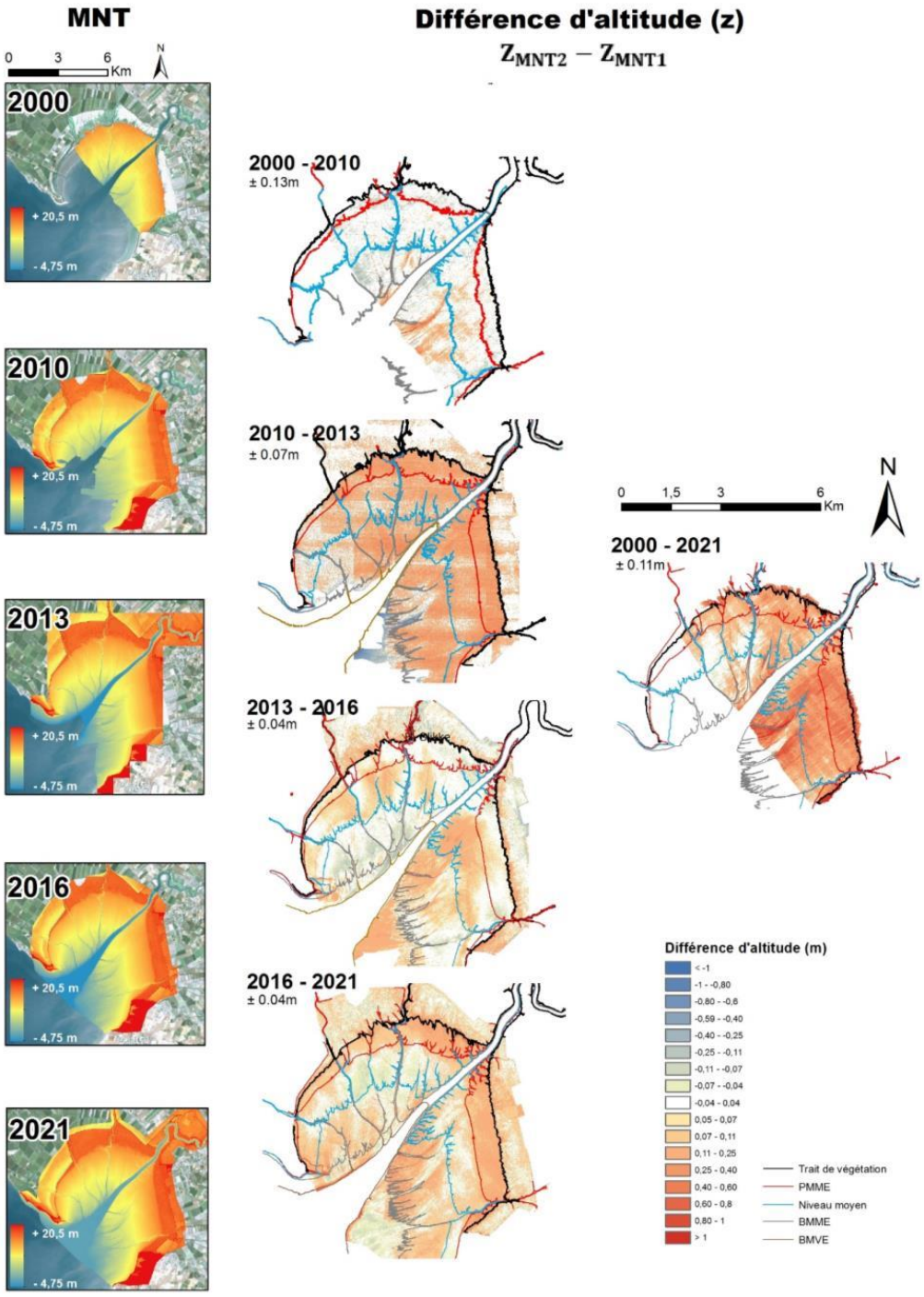


Figure 7: A gauche: les différents MNT issues des levés LiDAR. A droite, les différences d'altitude obtenues à l'aide de la fonction "calculatrice raster" de Arcmap 10.6. Les lignes de niveau correspondent aux références altimétriques de l'année la plus récente (soit 2010, pour la différence entre 2000 et 2010 ; soit 2013 pour la différence entre 2010 et 2013, etc.).

A l'échelle des sous-domaines, les taux de sédimentation en cm.an^{-1} ont été calculés pour chaque période (figure 8). La période 2010-2013 présente des taux de sédimentation supérieures aux autres années avec des taux variant de +2,8 cm.an^{-1} (moyenne slikke inférieur NW) et +8,5 ± 2,55 cm.an^{-1} (schorre SE). A l'inverse, pour la période 2000-2010, les évolutions de la slikke sont inférieures à la marge d'erreur - qui est égale à 1,3 cm.an^{-1} - et donc non significatifs. Pour la période 2013-2016, les taux de sédimentations varient entre -0,4 ± 1,11 cm.an^{-1} (moyenne slikke inférieure NW) et +3,3 ± 1,11 cm.an^{-1} (basse slikke SE). Pour la période 2016-2021, ces taux sont compris entre -0,5 ± 0,78 cm.an^{-1} (basse slikke SE) et +1,78 ± 0,78 cm.an^{-1} (haute slikke SE). Enfin, sur l'ensemble de la période étudiée (2000-2021), les taux de sédimentation sur la slikke varient de +0,7 ± 0,51 cm.an^{-1} (moyenne slikke supérieure NW) à +1,67 ± 0,51 cm.an^{-1} (moyenne slikke inférieure SE).

A l'échelle de la baie, les taux de sédimentation les plus importants sont situés dans la partie SE avec des taux variant de +1,4 ± 0,78 cm.an^{-1} pour la période 2016-2021 à 5,8 ± 2,55 cm.an^{-1} pour la période 2010-2013. Ils sont donc entre 1,16 fois plus important (2010-2013) et 4 fois plus important (2000-2010).

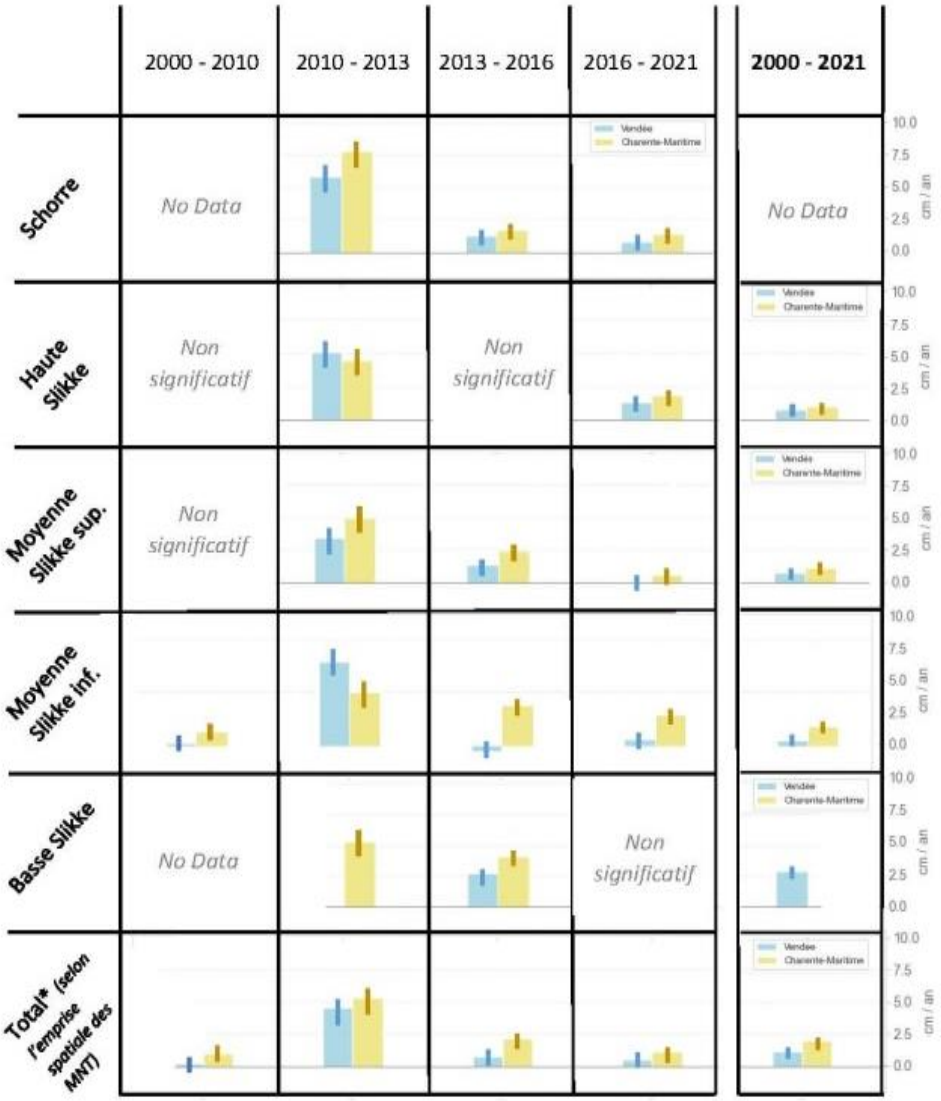


Figure 8: budget sédimentaire sur les différents sous domaines de la baie et par périodes

Les profils topographiques réalisés autour de la baie de l'Aiguillon montrent des morphologies concaves, convexes vers le haut ou mixtes selon leur localisation (figure 9 et annexe 2). Il en ressort que les profils uniquement convexes ne sont situés que sur la partie NW de la baie et que les profils uniquement concaves sur la partie SE (tableau 2). Les profils mixtes – c'est-à-dire présentant une alternance de profil convexe et concave - deviennent tous convexe en dessous du niveau moyen de la mer (MSL).

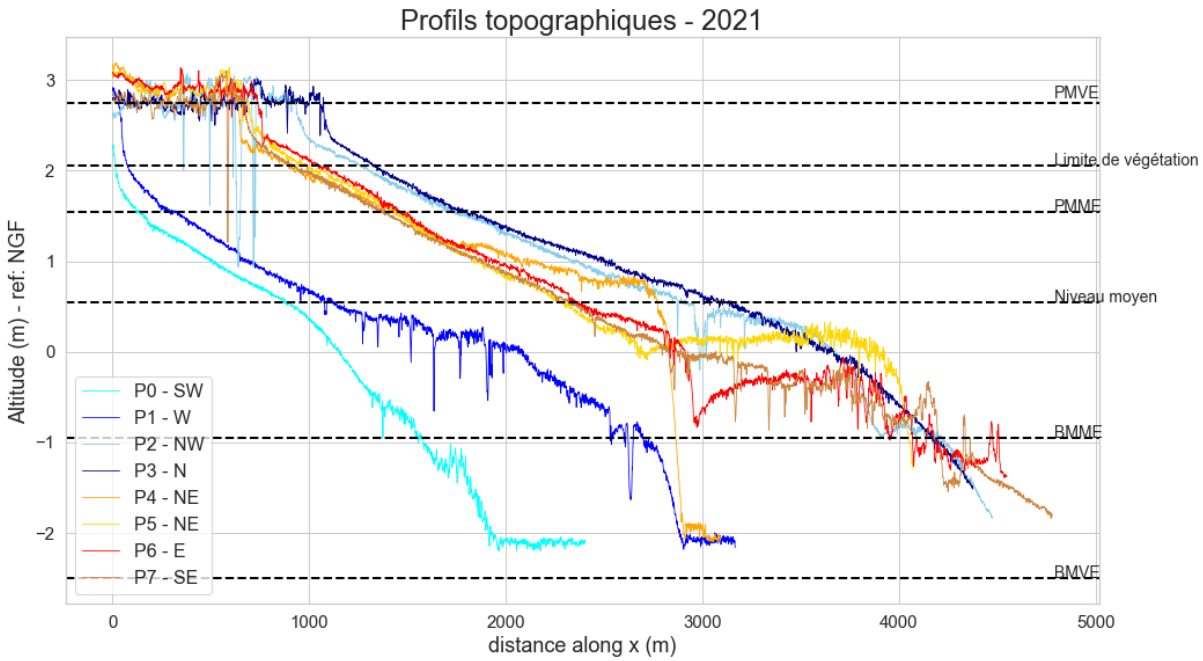


Figure 9: les différents profils topographiques à partir du MNT de 2021. Nuances de bleu = partie NW de la baie; Nuances de rouges/orange = partie SE de la baie

b. Données environnementales

Dans le tableau 2 sont reportées les fréquences par an de vent selon une certaine force et pour une direction de vent comprise entre N220° et N270°. Il a été choisi de regarder les vents de 11 nœuds (soit 5,6m.s^{-1}) à 21 nœuds (10.8 m.s^{-1}) puisque Fagherazzi et al. (2020) ont montré que ces vents étaient les plus morphogènes pour les zones intertidales. Les fréquences de vents plus forts ont aussi été regardées selon leurs percentiles – 90, 95, 98 et 99 percentiles - soit respectivement 19 nœuds (10.3 m.s^{-1}), 21 nœuds (10.8 m.s^{-1}), 25 nœuds (12.9 m.s^{-1}) et 27 nœuds (13.9 m.s^{-1}). Plus le vent sera fort, plus la hauteur des vagues générées sera haute. De cette façon, le type de vague capable d'impacter la géomorphologie de la baie pourra être mieux défini.

Tableau 2: Fréquence des vents de 220° à 270° par an par périodes et par force (m.s^{-1}). Sur l'échelle de couleur, le rouge correspond aux fréquences les plus importantes tandis que le bleu correspond aux fréquences les plus faibles.

Percentiles et correspondance en vitesse (m.s^{-1})	2000-2010 (10.1ans)	2010-2013 (2.75ans)	2013-2016 (3.6ans)	2016-2021 (5.1ans)
90th (>10.3)	215.2	199.6	209.4	250.4
95th (>10.8)	211.4	165.1	174.2	207.5
98th (>12.9)	94.3	64.7	73.1	84.1
99th (>13.9)	57.1	38.5	41.7	51.8
5.6 – 10.8 m.s^{-1}	601.8	536.7	557.5	599.6

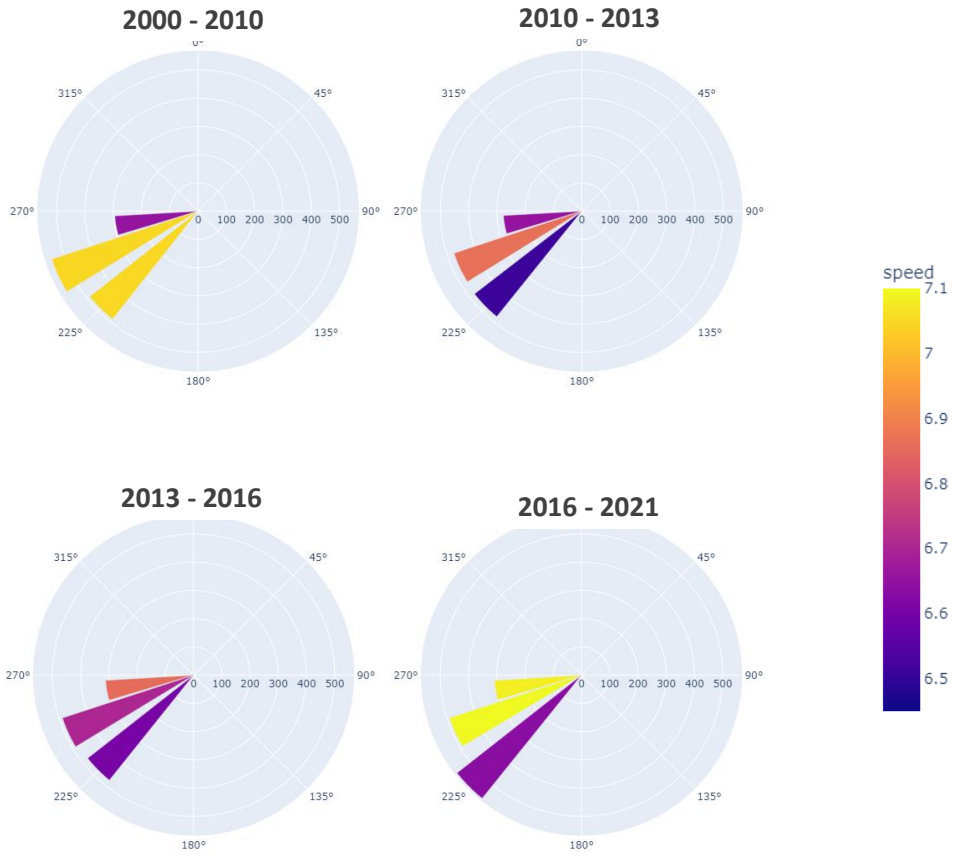


Figure 10: Rose des vents entre N220° et N270°. Fréquence en nombre d'heure par an par période. Vitesse des vents en m.s^{-1}

Aussi, la figure 10 montre les roses des vents pour chacune des périodes, soit la fréquence de vent en nombre d'heure par an pour chacune des directions de vent (entre N220° et N270°) ainsi que la vitesse moyenne de vent associée en m.s^{-1}. Elle montre que les périodes de 2000-2010 et de 2016-2021 sont celles avec les vents les plus forts.

Le tableau 3 comprend les fréquences de précipitations journalières par an et par périodes. De la même façon que les fréquences de vents, les mêmes percentiles ont été utilisé. Il en ressort que la

période avec le plus de jour de pluie par an est la période 2013-2016, suivit de la période 2000-2010. La période la plus sèche est la période 2016-2021.

Tableau 3: fréquence des précipitation par an par périodes en mm.jour-1. Sur l'échelle de couleur, le rouge correspond aux fréquences les plus importantes tandis que le bleu correspond aux fréquences les plus faibles.

Percentiles et correspondance en quantité (mm.jour^{-1})	2000-2010 (10.1ans)	2010-2013 (2.75ans)	2013-2016 (3.6ans)	2016-2021 (5,1ans)
90th (>12.2)	**37,9**	**32**	**38,6**	**36,3**
95th (>18.2)	**19,3**	**17,8**	**21,4**	**14,1**
98th (>28.5)	**7,3**	**6,5**	**10,3**	**5,7**
99th (>35.9)	**3,9**	**2,9**	**5,8**	**2,2**

c. Les crassats

Les crassats sont répartis sur une surface d'environ 400 ha et leur surface cumulée *sensu stricto* est estimée à 76 hectares (BRGM, 2022). Cette dernière représente 1,3% de la zone intertidale avec 2,4% sur la moyenne slikke inférieure au SE de la baie et 0,3% sur la basse slikke de la partie NW de la baie.

Les crassats ont une morphologie différente selon leur localisation. Au NW de la baie (secteur de Vendée), la majorité des crassats ont une largeur continue de l'ordre de 3 m et sont rectilignes. Leur orientation est NNW – SSE. Au SE de la baie (secteur de Charente-Maritime), les crassats ont une morphologie moins rectiligne avec une morphologie ovoïde (ou plus irrégulière). Leur largeur se situe entre 4 et 60 mètres. Ils sont orientés dans la direction Est-Ouest.

Les taux d'élévation des crassats ont été calculés sur la période 2013-2016, soit avant les travaux de restauration de la slikke. Ils s'élèvent respectivement à +1,8 et 2,0 ± 1,1 cm.an^{-1} pour le secteur Vendée (NW) et le secteur Charente-Maritime (SE), tandis que la slikke sur ces secteurs s'élève respectivement à +2,2 et +1,72 ± 1,1 cm.an^{-1}.

Des profils topographiques ont été réalisés sur les deux secteurs à des niveaux altimétriques différents (figure 11). Ils montrent une nette tendance à l'accrétion sur l'ensemble des profils au cours de la période 2013-2016.

Après les travaux de restauration de la vasière, on observe une érosion nette à l'emplacement des anciens crassats enlevé en 2019 à une profondeur de 1,2m pour les profils T1a et T1b et peu ou pas de variations d'altitude entre les crassats. Pour le profil T2 situé en Charente-Maritime où les crassats ont été enlevé en 2021 à une profondeur de 0,4m, on observe une nette accrétion et un aplanissement de la topographie.

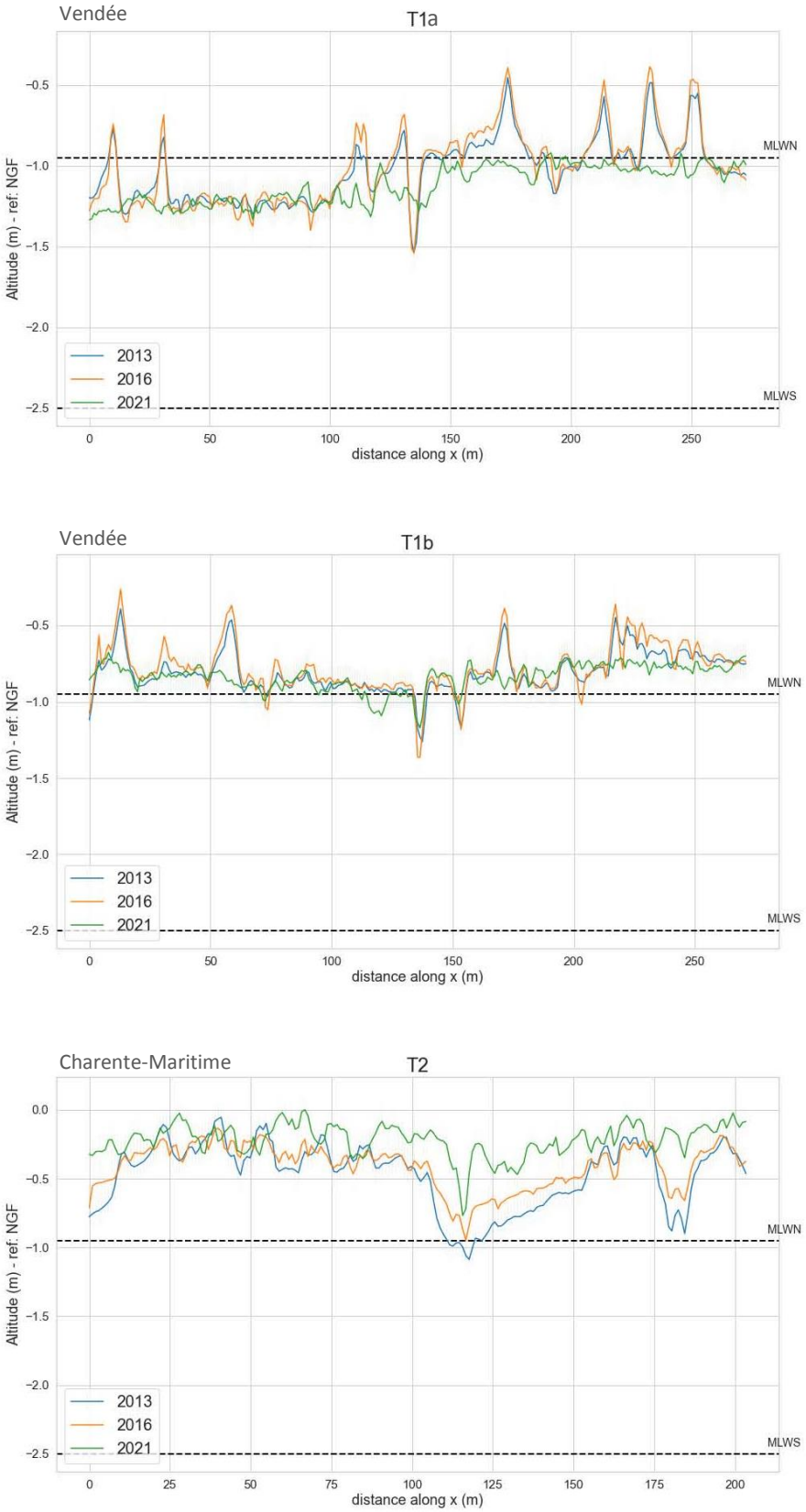


Figure 11: profil topographique réalisé dans les zones de crassats en Vendée (T1a et T1b) et en Charente-Maritime (T2). Leur localisation est indiquée sur la figure 2.

4. Discussion

a. Limitation de cette étude

Cette étude comporte plusieurs limitations. Elles sont ici listées par ordre d'importance.

Durant le levé LiDAR de 2021, de l'eau était présente dans le chenal principal. Les points LiDAR à cet endroit n'ont pas été classifiés comme de l'eau, mais comme appartenant au sol. Le chenal a donc été supprimé des budgets sédimentaires à travers un masque réalisé sur Arcmap. Cette information a pu être mise en évidence grâce à des photographies aériennes réalisées durant le levé LiDAR de 2021 par le prestataire OPSIA. Sur ces photographies, on s'aperçoit aussi que le chenal *Vieux* est en eau (lâché d'eau douce) et celui-ci n'a pas été extrait, ni classifié comme étant de l'eau. En faisant l'hypothèse du scénario le plus pessimiste, si les cinq chenaux de la baie étaient en eau, cela représenterait entre 3% et 18% de volume supplémentaire. C'est la principale limite de cette étude.

Les taux d'élévation calculés pour les crassats ne différencient pas la croissance des huitres (il faut 3 ans à une huitre pour atteindre la taille marchande) et les sédiments déposés sur les crassats.

Une incertitude différente doit exister entre le schorre et la slikke en raison de la végétation dense qui se développe sur les schorres, mais celle-ci n'a pas pu être quantifiée. En effet, d'après Hyyppä et al. (2005) et Wanner (2013), la densité de végétation influence la pénétration des faisceaux LiDAR, plus cette dernière est dense, moins la pénétration est importante et plus la qualité de la donnée diminue. Il aurait été alors possible de diminuer les marges d'erreur pour les calculs dans la slikke qui est exempte de végétation.

b. Analyse spatiale : une opposition entre les parties NW et SE de la baie

La baie de l'Aiguillon montre une claire asymétrie entre sa partie SE et sa partie NW à la fois en terme de morphologie et en terme de budget sédimentaire.

Les profils topographiques (figure 9 et annexe 2) sont généralement de forme concave dans la partie SE, et généralement de forme convexe dans la partie NW de la baie. La variabilité des profils retrouvés autour de la baie pourrait traduire une variabilité dans les forçages. Friedrichs (2012) montre qu'une forme convexe indique une zone intertidale dominée par la marée et/ou protégée des vagues et/ou reçoit plus d'apports sédimentaires. A l'inverse, une forme concave indique une croissance du forçage des vagues et/ou une diminution du marnage et/ou une diminution des apports sédimentaires et/ou une perturbation humaine.

La morphologie concave des profils topographiques du SE de la baie semble donc montrer qu'il s'agit d'une zone intertidale fortement influencée par les vagues. A l'inverse, la morphologie convexe des profils topographiques du NW de la baie semble montrer qu'il s'agit d'une zone intertidale plus dominée par les marées, notamment en raison de la présence de la flèche sableuse de l'Aiguillon, qui la protège des vagues.

La différence de taux de sédimentation entre les parties SE et NW de la baie peuvent sembler paradoxale, car la morphologie de la partie SE témoigne d'un contrôle par les vagues, qui sont réputées

érosives pour les estrans (Allen 2000, Le Hir 2000). Cependant, c'est la partie SE qui montre les taux de sédimentation les plus importants. L'hypothèse d'un contrôle par la présence des crassats est donc envisagée.

En effet, les structures conchylicoles peuvent entraîner une augmentation de la sédimentation à travers une diminution des courants entre les structures et une protection contre les vagues (Gaurier et al. 2011, Kervella et al. 2009 et Sornin 1981). Or, on peut observer que les profils topographiques montrent une forme systématiquement convexe lorsqu'il traverse une zone de crassat (figure 9), pouvant confirmer un apport sédimentaire plus important (Friedrich 2012). De même, dans la partie SE de la baie, les crassats présentent un taux d'accrétion 17% supérieure à celui de la slikke au cours de la période 2013-2016. Aussi, la surface des crassats est bien plus importante dans la partie SE (~350 ha de slikke colonisée par les crassats) par rapport à la partie NW (~50 ha de slikke colonisée par les crassats) de la baie (figure 2).

La surface environ 7 fois supérieure de crassats dans la partie SE de la baie pourrait alors expliquer son taux de sédimentation plus important, notamment à travers un « effet barrière » qui atténuerait l'énergie des vagues.

c. Analyse temporelle

Les résultats ont mis en évidence une variation temporelle dans les taux de sédimentation. Celle-ci est maximale durant la période 2010-2013, et est minimale durant la période 2000-2010. De même, l'avancée du schorre suit la même tendance avec une avancée minimale durant la période 2006 –2010 (figure 12A). Nous allons donc tenter de comprendre quels forçages peuvent expliquer cette variation temporelle.

Un des paramètres forçant variable d'une année sur l'autre est le régime des vagues qui ont la capacité d'éroder les slikkes et/ou le schorre (Allen 2000; S. Fagherazzi and Wiberg 2009; Friedrichs 2012; Le Hir et al. 2000; Mariotti et al. 2010). Les vagues peuvent être séparées en deux grandes catégories selon leur origine : la mer de vent, provoquée par du vent local, et la houle provoquée par des dépressions au large. De par la localisation de la baie de l'Aiguillon, la houle se retrouve très atténuée, et de ce fait, n'a pas été étudiée. Fagherazzi et al. (2020) indique que la mer de vent peut se former à partir d'un vent de 5,6m.s^{-1} et peut devenir importante pendant des tempêtes lorsque le vent est plus important (Mariotti et al. 2010). C'est pourquoi les tempêtes peuvent avoir un rôle très morphogène dans les zones intertidales (Friedrich 2012, Mariotti et al. 2010).

Ainsi, le premier paramètre analysé sera la fréquence des vents de N220° à N270° par an par période. L'analyse des taux de sédimentation par an par période en parallèle de ces vents montre que plus la période est venteuse, moins il y a de sédimentation (figure 12B & 12C).

Les vents entre 5,6 et 10,8 m.s^{-1} (en bleu), ainsi que les 5% des vents les plus forts, soit 10,8 m.s^{-1} (en vert), suivent particulièrement bien les évolutions observées dans la sédimentation. Dans l'étude de Fagherazzi et al. (2020) sur un schorre, ce sont ces mêmes forces de vent qui entraînent le plus d'érosion.

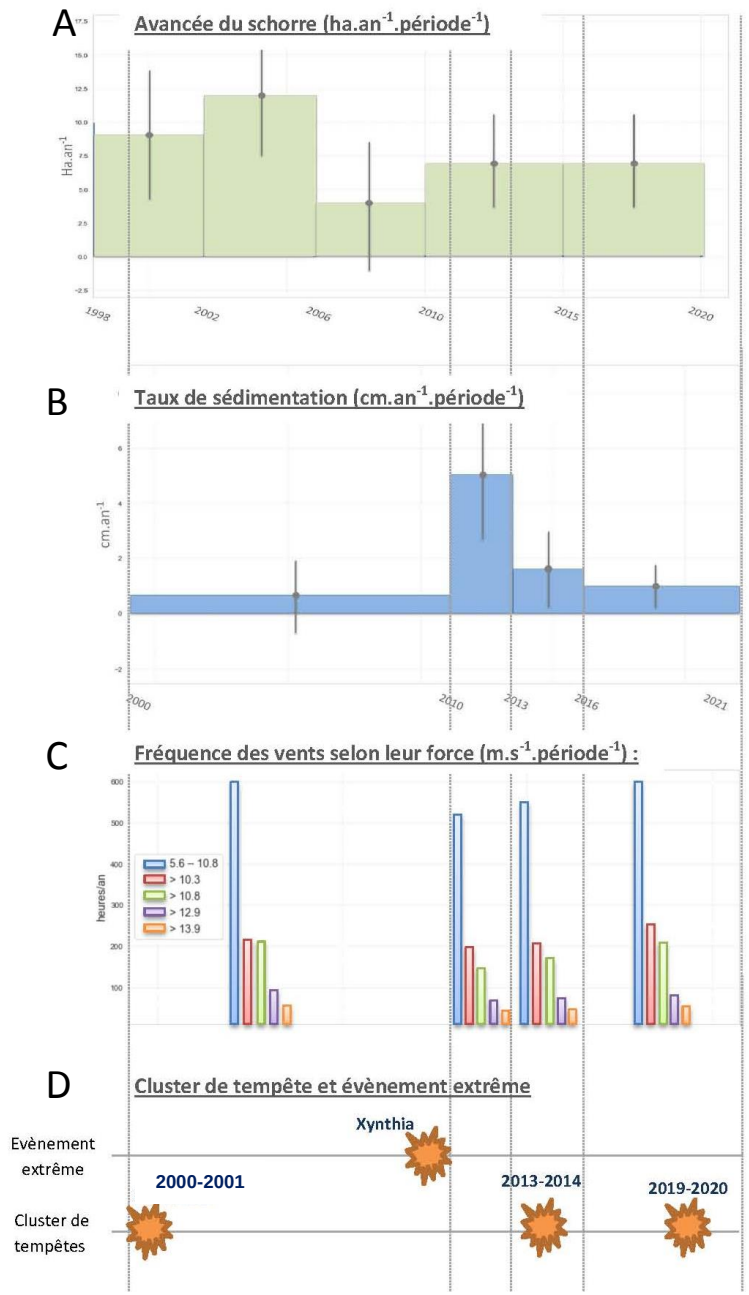


Figure 12: Mise en parallèle de l'avancée du schorre (A), des taux de sédimentation (B), de la fréquence des vents selon leur force (C) et des tempêtes recensées (D)

Aussi, plusieurs clusters de tempêtes et évènements extrêmes ont été recensés sur la période étudiée, soit, des clusters de tempêtes durant les hivers de 2000/2001, 2013/2014 et 2019/2020 (Chaumillon et al. 2014, Chaumillon and Flament 2021) et un évènement extrême, Xynthia, en février 2010 (Bertin et al. 2014).

La figure 12 met en parallèle les tempêtes recensées (D) et les taux de sédimentation (B). La période pour laquelle il y a le moins de sédimentation (2000-2010) est une période pendant laquelle un cluster de tempête a été identifié ainsi qu'un évènement extrême. La seconde période avec le moins de sédimentation (2016-2021) correspond également à une période pendant laquelle un cluster a été recensé. Le cluster de tempête de l'hiver 2013-2014 correspond à une période avec une sédimentation proche de la moyenne, soit +1,44 ± 1,11 cm.an^{-1} versus +1,59 ± 0,52cm.an^{-1}. Enfin, la période

caractérisée par la plus forte sédimentation (2010-2013) est une période exempte de tempête extrême et de cluster de tempête. Ainsi, 2 périodes sur 3 avec un cluster ou un évènement extrême répertorié, correspondent à des périodes de faibles sédimentations. La période calme, exempte de tempêtes, correspond au plus fort taux de sédimentation. La présence ou non de tempêtes semble ainsi jouer un rôle dans les taux de sédimentation observées.

Aussi, comme les tempêtes peuvent entraîner la formation d'une mer de vent importante, à l'origine d'une érosion importante dans la baie (Friedrichs 2012), elles peuvent créer un espace d'accommodation important pour la sédimentation. De plus, dans le cas de la tempête Xynthia, la mer étant passé au-dessus des digues, beaucoup de sédiments se sont déposé derrière et sont donc sorti du système. Néanmoins, de par la résilience du ce dernier, il s'ensuivrait une accélération de la vitesse de sédimentation, comme pourrait en témoigner les taux de sédimentation très important sur la période post-Xynthia.

Ainsi, à l'image de ce qu'ont démontré de nombreux travaux, le principal forçage contrôlant l'évolution géomorphologique temporelle de la baie semble être la fréquence des mers de vent. Plus celle-ci est importante, moins il y a de sédimentation observée. Aussi, les évènements tempétueux extrêmes peuvent contrôler les évolutions géomorphologiques sur du court terme, notamment à travers une augmentation de l'espace d'accommodation favorisant une sédimentation post-tempête.

Un autre paramètre pouvant varier d'une année sur l'autre est la pluviométrie. Celle-ci peut entrainer une augmentation du débit fluvial et des apports sédimentaires terrestre. L'analyse de la fréquence des précipitations en amont de la Sèvre Niortaise a montré que la fréquence la plus faible et la plus forte ne correspondaient pas au taux de sédimentation le plus faible et le plus fort. Cette analyse ne permet donc pas de montrer une similitude entre le débit de la Sèvre Niortaise et les taux de sédimentation. En revanche, il pourrait être intéressant de regarder le débit des fleuves plus important aux alentours, comme au niveau de la Gironde (débit moyen : ~600$m^3.s^{-1}$ à Tonneins – banque HYDRO, entre 1913 et 2017) qui possède un débit moyen 50 fois supérieur à celui de Sèvre Niortaise. En effet, il a déjà été montré, à l'aide d'analyse minéralogiques, que les sédiments de la Gironde pouvaient remonter jusqu'à la baie de Marennes-Oléron, soit 20km plus au Nord (Dabrin et al. 2014, Poirier et al. 2016). Il est donc envisageable d'imaginer qu'une partie de ses sédiments fins puissent remonter jusque dans la Baie de l'Aiguillon.

5. Conclusion et perspectives

Cette étude a permis de calculer des budgets sédimentaires sur la baie de l'Aiguillon sur une période de 21 ans. Le taux de sédimentation moyen sur cette période a pu être mesuré à +1,59 ± 0,52 $cm.an^{-1}$. Celui-ci peut atteindre +4,88 ± 2,3 $cm.an^{-1}$ pour la période 2010-2013. La baie de l'Aiguillon se classe ainsi parmi les baies tidales présentant les taux de sédimentations les plus élevés au monde (Giuliani and Bellucci 2019).

Aussi, des variations spatiales de la sédimentation ont été mises en évidence. Il y a des taux de sédimentations plus importants sur la partie SE de la baie. Cette zone de sédimentation privilégiée pourrait s'expliquer par la présence d'huitres sauvages.

Enfin, ce travail a pu mettre en évidence des variations temporelles de la sédimentation. La période 2010-2013 présente des taux de sédimentation 3 fois supérieurs à la moyenne sur la période 2000-2021. A l'inverse, la période 2000-2010 présente des taux de sédimentation très faibles. Cette variabilité pourrait s'expliquer par une distribution des fréquences de vents différentes selon les périodes. Plus la fréquence de vent augmente, moins il y a de sédimentation sur la baie.

Afin de mieux comprendre les forçages à l'origine des variations géomorphologiques observées, il peut être possible de réaliser : (1) des traçages minéralogiques afin de quantifier les flux de sédiments et connaitre leur origine, (2) réaliser des mesures hydrosédimentaires ou encore (3) modéliser le transport de particules en suspension.

Bibliographie

Allen, J. R.L. 2000. “Erratum to:" Morphodynamics of Holocene Salt Marshes: A Review Sketch from the Atlantic and Southern North Sea Coasts of Europe" [Quaternary Science Reviews 19, 1155-1231].” *Quaternary Science Reviews* 19(17–18): 1839–40.

Allen, J R L Ł, and M J Duffy. 1998. “Medium-Term Sedimentation on High Intertidal Mudflats and Salt Marshes in the Severn Estuary , SW Britain : The Role of Wind and Tide.” 150: 1–27.

Amos, C.L., 1995. Siliclastic tidal flats. In: Perillo, G.M.E. (Ed.), Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Elsevier, Amsterdam, pp. 273–306.

Bearman, J.A., Friedrichs, C.T., Jaffe, B.E., Foxgrover, A.C., 2010b. Spatial and temporal trends in tidal flat shape and associated environmental parameters in South San Francisco Bay between the 1890s and 2005. Proceedings of the 15th Physics of Estuaries and Coastal Seas Conference, Colombo, Sri Lanka, 14–17 September.

Bertin, X., Li, K., Roland, A., Zhang, Y. J., Breilh, J.F., Chaumillon, E., 2014. A modeling-based analysis of the flooding associated with Xynthia, central Bay of Biscay,Coastal Engineering,Volume 94,Pages 80-89,ISSN 0378-3839, https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.08.013.

Birben, A.R., Özölçer, I.H., Karasu, S. et Kömürcü, M.I., 2007. Investigation of the effects of offshore breakwater parameters on sediment accumulation. Ocean Engineering, 34: 284- 302.

Blanloeil, Jonathan, and Eric Chaumillon. 2017. “Etude Initiale Des Évolutions Morphologiques de La Baie de l ’ Aiguillon.” : 1–36.

Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B. A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. Sedimentary Geology, 80: 139-150.

Campbell, M.D. and Hall, S.G. (2019), Hydrodynamic effects on oyster aquaculture systems: a review. Rev Aquacult, 11: 896-906. https://doi.org/10.1111/raq.12271

Cazenave, Anny, Hindumathi Palanisamy, and Michael Ablain. 2018. “Contemporary Sea Level Changes from Satellite Altimetry: What Have We Learned? What Are the New Challenges?” *Advances in Space Research* 62(7): 1639–53.

Chaumillon, E., Flament, A., 2021. Etude des évolutions morphologiques interannuelles et séculaires de 37 plages de Charente Maritime.

Chaumillon, E., Ozenne, F., Bertin, X., Long, N., Ganthy. F., 2014. Wave climate and inlet channel meander bend control spit breaching and migration of a new inlet: La Coubre Sandspit. Journal of Coastal Research, Coastal Education and Research Foundation, Special Issue - Proceedings of the 13th International Coastal Symposium 70, pp.109-114. ⟨10.2112/SI70-019.1⟩. ⟨hal-01253088⟩

Chen, C., Zhang, C., Schwarz, C., Tian, B., Jiang, W., Wu, W., Garg, R., Garg, P., Aleksandr, C., Mikhail, S., Zhou, Y., 2022. Mapping three-dimensional morphological characteristics of tidal salt-marsh channels using UAV structure-from-motion photogrammetry, Geomorphology, Volume 407, 108235, ISSN 0169-555X, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108235.

Church, J. A., and White, N. J., 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise, Geophys. Res. Lett., 33, L01602, doi:10.1029/2005GL024826.

Dabrin, A., Schäfer, J., & Bertrand, O., Masson, M., Blanc, G., 2014. Origin of suspended matter and sediment inferred from the residual metal fraction: Application to the Marennes Oleron Bay, France. Continental Shelf Research. 72. 119-130. 10.1016/j.csr.2013.07.008.

Daidu, Fan, Wang Yuan, and Liu Min. 2013. “Classifications, Sedimentary Features and Facies Associations of Tidal Flats.” *Journal of Palaeogeography* 2(1): 66–80.

Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R., Guézennec, L., 2005. Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. Estuarine Coastal and Shelf Science 64, 710–720.

Détriché, Sébastien et al. 2011. “Interannual (1999-2005) Morphodynamic Evolution of Macro-Tidal Salt Marshes in Mont-Saint-Michel Bay (France).” *Continental Shelf Research* 31(6): 611–30.

Dronkers, J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. Netherlands Journal of Sea Research 20, 117–131.

Fagherazzi, S., and P. L. Wiberg. 2009. “Importance of Wind Conditions, Fetch, and Water Levels on Wave-Generated Shear Stresses in Shallow Intertidal Basins.” *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 114(3): 1–12.

Fagherazzi, Sergio et al. 2020. “Salt Marsh Dynamics in a Period of Accelerated Sea Level Rise.” *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 125(8): 1–31..

Friedrichs, C. T., Perry, J. E. (2001). Tidal salt marsh morphodynamics: A synthesis. Journal of Coastal Research, 27, 7–37. Ganju,

Friedrichs, C. T. 2012. Treatise on Estuarine and Coastal Science *Tidal Flat Morphodynamics: A Synthesis*. Elsevier Inc. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00307-7.

Gaurier, Benot et al. 2011. “Experimental and Numerical Characterization of an Oyster Farm Impact on the Flow.” *European Journal of Mechanics, B/Fluids* 30(5): 513–25.

GIEC. 2021. “IPCC: Climate Change 2021 - The Physical Science Basis.” *Sixth Assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.

Giuliani, Silvia, and Luca G. Bellucci. 2019. World Seas: An Environmental Evaluation Volume III: Ecological Issues and Environmental Impacts *Salt Marshes: Their Role in Our Society and Threats Posed to Their Existence*. Second Edi. Elsevier Ltd. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805052-1.00004-8.

Godet, Laurent, Laurent Pourinet, Emmanuel Joyeux, and Fernand Verger. 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* 2015

Grove, J., 1988. The Little Ice Age. Routledge and Keegan Paul, London.

Hyyppä, Juha & Hyyppä, Hannu & Yu, Xiaowei & Kaartinen, Harri & Kukko, Antero & Holopainen, Markus. (2009). Forest Inventory Using Small-Footprint Airborne LiDAR. Topographic Laser Ranging and Scanning Principles and Processing. CRC press. Taylor & Francis. 335-370. 10.1201/9781420051438.ch12.

Kervella. *Dynamique Des Sédiments Fins et Mixtes Des Zones Intertidales de La Baie de Marennes-Oléron*.

Kervella, Youen et al. *BOUNDARY LAYER DEVELOPMENT AND SHEAR STRESSES MEASUREMENTS AROUND OYSTER TABLES*.

Kim, Dohyeong, Joohee Jo, and Kyungsik Choi. 2021. “Role of Rainfall-Induced Runoff Discharge and Human Disturbance on the Morphodynamics and Sedimentation in the Semienclosed Macrotidal Flats (Shinsi Tidal Flats, Korea).” *Marine Geology* 438(March).

Lee H. J., and Ryu, S.O., 2008. Changes in topography and surface sediments by the Saemangeum dyke in an estuarine complex, west coast of Korea, Continental Shelf Research, Volume 28, Issue 9, Pages 1177-1189, ISSN 0278-4343, https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.008.

Leonardi, Nicoletta et al. 2018. “Dynamic Interactions between Coastal Storms and Salt Marshes: A Review.” *Geomorphology* 301: 92–107. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.001.

Le Hir, P et al. 2000. “Characterization of Intertidal # at Hydrodynamics.” 20: 1433–59.

Le Hir, Pierre, Stéphane Kervella, Patrice Walker, and Isabelle Brenon. 2010. “Erosions, Dépots et Transits Sédimentaires Associés Dans Le Bassin de Marennes-Oléron.” *Houille Blanche* 6368(5): 65–71.

Mariotti, G. et al. 2010. “Influence of Storm Surges and Sea Level on Shallow Tidal Basin Erosive Processes.” *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115(11): 1–17.

Olivier, Laura. 2021. “Evolution Du Schorre Dans l ’ A Nse de l ’ Aiguillon Depuis.”

Ozenne, Florian. 2012. “Evolution Historique Du Littoral Du Marais Poitevin Sommaire.”

Park, Y.G., Kim, H.Y., Hwang, J.,H., Kim, T., Park, S., Nam, J.H., and Seo, Y.K., 2014. Dynamics of dike effects on tidal circulation around Saemangeum, Korea,Ocean & Coastal Management,Volume 102, Part B,Pages 572-582, ISSN 0964-5691, https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2014.02.016.

Plater, A. J., and J. R. Kirby. 2012. 3 Treatise on Estuarine and Coastal Science *Sea-Level Change and Coastal Geomorphic Response*. Elsevier Inc. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00304-1.

Poirier, C., Poitevin, C., Chaumillon, E., 2016. Comparison of estuarine sediment record with modelled rates of sediment supply from a western European catchment since 1500, Comptes Rendus Geoscience, Volume 348, Issue 7, Pages 479-488, ISSN 1631-0713, https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.02.009.

Populus, J., 2002. “Altimétrie Par Lidar Aéroporté Et Modèles Numériques de Terrain.”

Pugh, D.T., 1987. Tides, Surges and Mean Sea-Level, a Handbook for Engineers and Scientists. Wiley, Chichester, UK.

Ridderinkhof, H., R. van der Ham, and W. van der Lee (2000), Temporal variations in concentration and transport of suspended sediments in a channel-flat system in the Ems-Dollard estuary, Cont. Shelf Res., 20(12–13), 1479–1493.

Schmelz, W. J., Psuty, N.P., 2022. Application of geomorphological maps and LiDAR to volumetrically measure coastal geomorphological change from Hurricane Sandy at Fire Island National Seashore, Geomorphology, Volume 408, 108262, ISSN 0169-555X, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108262.

Sornin,J., Processus sédimentaires et biodéposition liés à différents modes de conchyliculture, Ph.D. thesis, Institut des Sciences de la Nature de l’Université de Nantes (1981).

Thompson, P. R., B. D. Hamlington, F. W. Landerer, and S. Adhikari. 2016. “Are Long Tide Gauge Records in the Wrong Place to Measure Global Mean Sea Level Rise?” *Geophysical Research Letters* 43(19): 10,403-10,411.

Tooley, M.J., 1985. Sea levels. Progr. Phys. Geogr. 9, 113–120. Trupin, A., Wahr, J., 1990. Spectroscopic analysis of global tide gauge sea level data. Geophys. J. Int. 100, 441–453.

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

Wang, K.-H. et Shen, Q. 1999. Wave motion over a group of submerged horizontal plates. International Journal of Engineering Science, 37: 703-715.

Wanner, X., 2013. Analyse de la qualité des MNT issus de vols LiDAR en forêt de montagne. Mémoire de soutenance de diplôme d’ingénieur INSA – Strasbourg.

Wheeler, A.J., Old"eld, F., Orford, J.D., 1999a. Depositional and post- depositional controls on magnetic signals from saltmarshes on the north-west coast of Ireland. Sedimentology 46, 545-558.

Woodworth, P.L., Shaw, S.M., Blackman, D.L., 1991. Secular trends in mean tidal range around the British Isles and along the adjacent European coastline. Geophysical Journal International 104, 593-609.

Woppelmann, G., Pouvreau, N., Simon, B., 2006. Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century. Ocean Dynamics, Springer Verlag, 2006, 56, pp.487-497. ⟨10.1007/s10236-005-0044-z⟩. ⟨hal-01248253⟩

Yang, B., Murray K. Gingras, S. George Pemberton, Robert W. Dalrymple; 2008. Wave-generated tidal bundles as an indicator of wave-dominated tidal flats. Geology, 36 (1): 39–42. doi: https://doi.org/10.1130/G24178A.1

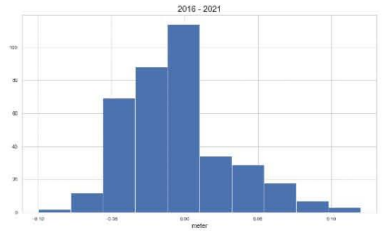
ANNEXES

Annexe 1 : tableau des métadonnées pour la digitalisation des traits de végétations

Date	Type	Source	Mission	Echelle de digitalisation	Taille de pixel (m*m)
1998	Lot de photographies aériennes géoréférencées à partir de l'orthophotographie 2010 Partie charentaise de l'anse	IGN	CA98S01012_1998_FR 5289* **couvre uniquement l'Est de la baie de l'Aiguillon*	1 :1500	0,74936266 * 0,75088876
1998	Fichier de forme de type polygone Uniquement partie vendéenne de l'anse	parc naturel régional du Marais Poitevin	-	-	-
2000	Orthophotographie	IGN - © Ortho Littorale V1 - Ministère en charge de l'environnement	©ORTHOLITTORALE		0.5*0.5
2002	Fichier de forme de type polygone	parc naturel régional du Marais Poitevin	-	-	-
2008	Fichier de forme de type polygone	parc naturel régional du Marais Poitevin	-	-	-
2010	Orthophotographie	IGN	©ORTHOLITTORALE	1 :600	0.5*0.5
2015	Image satellite ortho	Geosud	Spot 6	1 :1500	1.5*1.5
2015	Fichier de forme de type polygone	parc naturel régional du Marais Poitevin			
2020	Image satellite ortho	Geosud	Spot 6	1 :1500	1.5*1.5
2020	Image satellite ortho	Google Earth		1 : 500	0.2*0.2

2016 - 2021

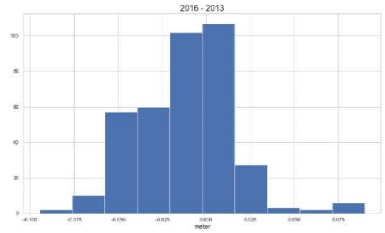
count	376
mean	- 0.01 m
min	- 0.10 m
max	0.11 m
std	0.04 m
rmse	0.04 m





2016 - 2013

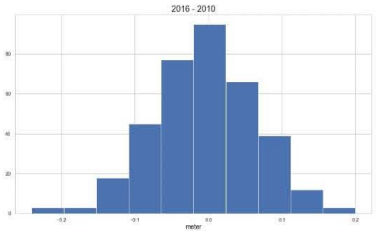
count	376
mean	- 0.01m
min	- 0.09 m
max	0.09 m
std	0.03 m
rmse	0.03 m





2016 - 2010

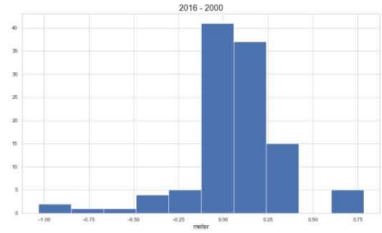
count	361
mean	- 0.01 m
min	- 0.24 m
max	0.20 m
std	0.07 m
rmse	0.07 m





2016 - 2000

count	111
mean	0.06 m
min	- 1.03 m
max	0.78 m
std	0.27 m
rmse	0.27 m





Différence en z par rapport au MNT 2016 (m)

- < -0,30
- -0,30 - -0,20
- -0,20 - -0,11
- -0,11 - -0,04
- -0,04 - 0,04
- 0,04 - 0,11
- 0,11 - 0,20
- 0,20 - 0,30
- > 0,30

N

5 2,5 0 Km

Annexe 3 : Ensemble des profils topographiques de P0 à P7

