



HAL
open science

Les dynamiques hydro-sédimentaires du Goulet de Fromentine, de la Baie de Bourgneuf et des plages adjacentes

Baptiste Le Mauff

► **To cite this version:**

Baptiste Le Mauff. Les dynamiques hydro-sédimentaires du Goulet de Fromentine, de la Baie de Bourgneuf et des plages adjacentes. Géomorphologie. Université de Nantes, 2018. Français. NNT : . tel-02130141

HAL Id: tel-02130141

<https://hal.science/tel-02130141>

Submitted on 15 May 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE NANTES
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N°598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : *Géographie*

Par

Baptiste LE MAUFF

Les dynamiques hydro-sédimentaires du Goulet de Fromentine, de la Baie de Bourgneuf et des plages adjacentes

Thèse présentée et soutenue à Nantes, le 30/11/2018

Unité de recherche : Littoral Environnement Télédétection Géomatique (LETG), UMR 6554 CNRS

Rapporteurs avant soutenance :

Edward Anthony

Professeur, Aix-Marseille Université
Président du jury

Serge Suanez

Professeur, Université de Bretagne Occidentale

Composition du Jury :

Déborah Idier

Chercheur – Ingénieur (HDR), BRGM

Xavier Bertin

Directeur de recherches, CNRS

Raphaël Certain

Maître de Conférences HDR, Université de Perpignan

Paul Fattal

Professeur, Université de Nantes
Directeur de thèse

Martin Sanchez-Angulo

Maître de Conférences HDR, Université de Nantes
Co-directeur de thèse

Mohamed Maanan

Maître de Conférences HDR, Université de Nantes
Co-encadrant de thèse

Les dynamiques hydro-sédimentaires du Goulet de Fromentine, de la Baie de Bourgneuf et des plages adjacentes

Baptiste LE MAUFF

30 novembre 2018



La tourelle du Boisvinet le 29 sept. 2015 (Baptiste Le Mauff)

Thèse de Doctorat
Discipline : Géographie

Paul Fattal

Professeur, Université de Nantes
Directeur de thèse

Martin Sanchez-Angulo

Maître de Conférences HDR, Université de Nantes
Co-directeur de thèse

Mohamed Maanan

Maître de Conférences HDR, Université de Nantes
Co-encadrant de thèse

Edward Anthony

Professeur, Aix-Marseille Université
Rapporteur et président du jury

Serge Suanez

Professeur, Université de Bretagne Occidentale
Rapporteur

Déborah Idier

Chercheur – Ingénieur (HDR), BRGM
Examinatrice

Xavier Bertin

Directeur de recherche, CNRS
Examineur

Raphaël Certain

Maître de Conférences HDR, Université de Perpignan
Examineur

Titre : Les dynamiques hydro-sédimentaires du Goulet de Fromentine, de la Baie de Bourgneuf et des plages adjacentes

Mots clés : géomorphologie, embouchure tidale, LiDAR, modélisation numérique de la marée et de la houle, bilan sédimentaire, flux sédimentaires

Résumé : Dans le contexte du changement climatique et de la concentration des enjeux à l'interface entre la terre et la mer, les observatoires côtiers ont pour objectif de mieux comprendre les dynamiques littorales pour proposer des outils d'aide à la décision. Cette thèse s'inscrit dans cette démarche en proposant l'étude d'un système côtier complexe structuré autour de trois unités morphologiques : la Baie de Bourgneuf, le Goulet de Fromentine et des cordons dunaires aux orientations diverses. (1) Une approche diachronique se focalise sur la détection des évolutions récentes des formes émergées couvertes par trois levés LiDAR. Une méthode reproductible quantifie les changements significatifs et la résilience des plages suite à la tempête Xynthia (2010) tout en tenant compte des limites et des avantages du LiDAR. La variabilité des réponses morphologiques révèle la complexité des processus côtiers à étudier. (2) Une approche modélisatrice est ensuite proposée pour évaluer la sensibilité des schémas de transport à différentes conditions de vagues et de courants.

Des données bathymétriques et hydrodynamiques ont été collectées pour permettre une bonne reproduction des processus dans le modèle. Le modèle 2DH Mike 21 (DHI) est utilisé pour simuler plusieurs cycles de marée et 6 scénarios de vagues moyennes. L'île d'Yeu et le Coureau Islais entraînent d'importants phénomènes de réfraction et de diffraction qui limitent l'influence de la direction des vagues sur les flux sédimentaires. Enfin, l'évolution possible du système est appréhendée à travers l'analyse d'un mécanisme contrôlé par une marée fortement asymétrique au Goulet de Fromentine et par l'apport sédimentaire induit par les vagues à l'ouverture nord. Les résultats présentés ont permis de mettre en valeur l'influence du contexte géologique et géomorphologique hérité sur les gradients hydrodynamiques et la forte connectivité du système. L'approche adoptée révèle l'utilité de combiner la télédétection, les mesures sur le terrain et la simulation hydro-sédimentaire pour appréhender le fonctionnement des systèmes côtiers complexes.

Title : Hydro-sedimentary dynamics of the Fromentine tidal inlet, the Bay of Bourgneuf and adjacent beaches

Keywords : geomorphology, tidal inlet, LiDAR, tide and wave numerical simulation, sediment budget, sediment flux

Abstract: In the context of global change and the concentration of stakes at the land-sea interface, littoral observatories aim to better understand coastal dynamics in order to offer decision making tools. This thesis follows this approach by offering a complete study of a complex coastal system structured by three morphological features: the Bourgneuf Bay, the Fromentine inlet and dune fields with diverse orientations. (1) A diachronic approach focuses on the geomorphic change detection of emerged forms covered with three LiDAR surveys. A reproducible methodology quantifies significant changes and the beach resilience following Storm Xynthia (2010) while accounting for the benefits and limitations of LiDAR data. The variability of morphological responses reveals the complexity of the coastal processes to be studied. (2) A modelling approach is presented to assess the sensitivity sediment transport patterns to various wave and current conditions.

Bathymetric and hydrodynamic data are collected so as to make sure the coastal processes are accurately represented in the model. Mike 21 (DHI) modelling system is used to simulate several tide cycles and 6 averaged wave scenarios. Yeu Island and the Coureau Islais cause strong refraction and diffraction phenomena which restrict the influence of wave direction on sediment fluxes. Finally, the evolution of the system is investigated in the light of a mechanism controlled by the tidal asymmetry at the Fromentine tidal inlet and the sediment input induced by waves at the north entrance of the bay. The results highlight the influence of the geological and inherited geomorphological context on the hydrodynamic gradients and the strong connectivity within the system. In this thesis, the use of field measurements, remote sensing and modelling complete one another to better understand this complex coastal system.



Remerciements

Je voudrais avant tout remercier mon directeur de thèse, Paul Fattal, qui m'a accordé du temps et une liberté de chercher, et pourquoi pas de trouver. Par son encadrement et son soutien, il m'a permis de travailler dans des conditions que je souhaite à tous les doctorants. Je remercie également Martin Sanchez-Angulo, co-directeur de cette thèse, qui m'a permis d'obtenir le financement de l'Université de Nantes qui a initié ce projet. Merci tout autant à Mohamed Maanan avec qui j'ai apprécié les nombreux échanges chaleureux qui ont souvent dépassé le cadre de cette thèse.

En second lieu, je voudrais adresser mes plus sincères remerciements aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail : Serge Suanez et Edward Anthony qui me font l'honneur de rapporter cette thèse, ainsi que Déborah Idier, Xavier Bertin et Raphaël Certain en tant qu'examinateurs.

Cette thèse a aussi été l'occasion d'échanges constructifs lors des comités de suivi de thèse. Merci à Xavier Bertin et Benoît Waeles pour leurs conseils avisés. Je tiens à souligner la bienveillance de Benoît qui m'a mis le pied à l'étrier sur Mike 21 pendant mon stage de Master 2 à Créocéan. Notre collaboration s'est poursuivie pendant cette thèse lors de ces comités, mais aussi dans le cadre d'une mission d'expertise et de mesures sur le terrain. J'espère que nous aurons de nouveau l'occasion de travailler ensemble ou d'aller à l'eau ensemble.

Je tiens aussi à remercier l'UMR LETG, et particulièrement le site nantais, qui m'a accueilli dans ses locaux pendant cinq années. Je n'oublie pas la gentillesse et l'efficacité des gestionnaires et des secrétaires qui ont facilité l'organisation des départs en mission, les signatures de contrats divers, et j'en passe. Merci à tous les membres du laboratoire pour leur sympathie au quotidien. Je tiens à remercier toute l'équipe OR2C du laboratoire qui avance encore et toujours!

Ce travail a été l'occasion de nombreux échanges avec des personnes extérieures au microcosme nantais. Merci aux différentes personnes avec qui j'ai échangé, des idées ou des données, ou travaillé sur le terrain : les personnes de la ComCom Océan-Marais de Monts qui, j'espère, trouveront des réponses à leurs questions dans ce manuscrit, l'équipe du BRGM nantais avec qui j'ai effectué de nombreux profils de plage, le personnel de l'ONF dont l'aide logistique sur le terrain est indispensable et généreuse. Je tiens également à remercier Martin Paillart de la ComCom de Noirmoutier avec qui j'ai toujours eu plaisir à échanger. Merci enfin à la DREAL PdL pour m'avoir sollicité sur les questions d'érosion du fameux Passage du Gois.

Une thèse est un exercice personnel mais en tant que doctorant j'ai toujours été entouré. D'une part par les locataires du bureau 984, ceux qui étaient là au début comme Elie, Marie EB, Florent, et plus récemment Adrien et Lucille qui m'ont regardé terminer cette thèse. Et d'autre part, il y a aussi les bureaux adjacents : Armelle, Laurent ou encore Nicolas pour leur sympathie et leur bienveillance. Merci aussi à Laurent P pour toujours avoir un mot agréable lorsqu'il passe devant mon bureau. Big up aux doctorants, docteurs (ou autre!) : Martin, Marine, Patrick, Pierre, Romain, Laurie, Emmanuelle, Marianne, Aurélie, Anthony, Axel, Antoine... Les liens d'amitié que nous avons tissés à travers les moments passés avec vous au labo et en dehors m'ont permis de réellement apprécier ma période « doctorant ».

Il y a une vie en dehors de la thèse, et encore une fois j'ai eu la chance d'être épaulé tout du long par des personnes formidables. Tout d'abord ma famille qui m'a toujours soutenu et qui m'a fait grandir. Merci aux amis d'enfance, qui malgré la distance sont toujours présents et infailibles (JAAAZZZ!). Merci chaleureux aux amis nantais et d'Aloa avec qui je partage tant ici <3 <3 <3 : les sorties diverses et surtout variées mais surtout ces sessions de surf qui me permettent de garder les pieds sur terre (et en mer !). Parmi ces amis, je tiens aussi à remercier ceux qui ont accepté de me relire : gratitude infinie. Un merci spécial à celles et ceux qui ont su composer comme des AS avec les hauts et les bas. Un grand merci à Tina et Marie qui m'ont soutenu depuis le début!

Favet Neptunus Eunt!



Sommaire

Introduction générale.....	p.11
Chapitre 1 : Présentation du secteur et état des connaissances sur son fonctionnement hydro-sédimentaire.....	p.21
1. Contexte géographique et géologique du secteur d'étude.....	21
2. Description actuelle du secteur d'étude.....	34
Chapitre 2 : Exploitation d'une série temporelle de données LiDAR pour le suivi des dynamiques côtières	p.75
1. État de l'art	76
2. Méthodes à partir d'indicateurs extraits des plages et bilans sédimentaires.....	80
3. Un secteur d'étude inégalement recouvert par les levés LiDAR	92
4. Contexte hydrodynamique de la période couverte par les levés LiDAR	95
5. Description des résultats	98
6. Discussion	115
Chapitre 3 : Mesures et modélisation de la marée, des vagues et des flux sédimentaires	p.129
1. Inventaire des données nécessaires à la mise en place du modèle hydro-sédimentaire	130
2. Mise en place des simulations de la marée, des vagues, des flux sédimentaires associés.....	149
Chapitre 4 : Fonctionnement hydro-sédimentaire du système côtier	p.169
1. Fonctionnement hydro-sédimentaire de la façade océanique et du Coureau Islais : variabilité de l'influence des vagues.....	169
2. Fonctionnement hydro-sédimentaire de la Baie de Bourgneuf : entre domination de la marée et influence des vagues.....	196
3. Les processus à l'origine de l'asymétrie de la marée dans la Baie de Bourgneuf ..	218
4. Stabilité et évolution possible du système sédimentaire.....	227
Conclusion générale	p.239



Introduction générale

1. Un littoral sous pression dans le contexte du changement global

À l'interface entre la terre et la mer, la pression qui s'exerce sur la zone côtière a considérablement augmenté pendant le 20^e siècle (Nicholls *et al.*, 2007). Ce phénomène s'est traduit par une concentration de la population sur les littoraux. En 1990, 23 % de la population mondiale vivait à moins de 100 km du rivage et à une altitude inférieure à 100 m, soit approximativement 1,2 milliard de personnes (Small & Nicholls, 2003). Selon cette même étude, la densité de population associée à cet espace est 2,5 fois plus importante que la densité moyenne mondiale (Small & Nicholls, 2003). Des recherches récentes suggèrent même que la pression anthropique exercée sur le littoral était en 1990 encore plus importante que cette première estimation, et évaluent plutôt à 28 % la part de la population mondiale qui habite dans cette même bande côtière (Kummu *et al.*, 2016). De plus, les scénarios d'évolution montrent que cette tendance à la concentration des enjeux humains et économiques sur les littoraux se poursuivra au 21^e siècle (Nicholls *et al.*, 2007; Kummu *et al.*, 2016). La France métropolitaine n'est pas exempte de ce phénomène : en 2006, les communes littorales rassemblaient 10 % de la population alors qu'elles ne représentaient que 4 % de la superficie du territoire métropolitain, soit une densité également 2,5 fois plus élevée que la moyenne nationale (Zaninetti, 2006).

L'attractivité des zones côtières s'explique par une abondance et une variété de ressources telles que le tourisme, l'agriculture (ou aquaculture), l'industrie, ou encore le logement. Le développement de ces activités s'est traduit par une occupation voire une transformation d'espaces naturels pouvant impacter les dynamiques sédimentaires du littoral (Nordstrom, 1994; Valiela, 2006). Ainsi les côtes d'accumulation constituées de sables, de galets, ou de vases représentent près de 40 % des littoraux de la planète, et sont particulièrement sensibles à la pression anthropique décrite plus haut (Bird, 2008). De nombreuses études ont permis d'étudier les mécanismes qui contrôlent l'évolution de ces environnements littoraux à différentes échelles. Les dynamiques saisonnières à interannuelles des plages ouvertes sont principalement contrôlées par les variations de l'énergie et de la direction des vagues incidentes (Yates *et al.*, 2009; Splinter *et al.*, 2014). À proximité de l'embouchure d'un fleuve ou d'une embouchure tidale, les formes meubles peuvent évoluer en adoptant une certaine cyclicité, parfois de l'ordre de la décennie, dans la mesure où des forçages comme la marée et les crues perturbent la dérive littorale et les apports sédimentaires (Cayocca, 2001; Castelle *et al.*, 2007; Ridderinkhof *et al.*, 2016). Dans le même temps, les variations du niveau

de la mer et le contexte sédimentaire (stock et renouvellement) influencent également l'évolution des littoraux à des échelles spatio-temporelles très variables (Stive *et al.*, 2002; Rosati, 2005). Par conséquent, ces côtes meubles sont aussi très influencées par les variations des forçages naturels comme ceux induits par le changement climatique et les cycles atmosphériques (Idier *et al.*, 2013b; Masselink & Gehrels, 2014; Poirier *et al.*, 2017b). Toutefois, les forçages naturels ne sont pas la seule cause dont il faut tenir compte. L'homme, en s'implantant sur la côte, a directement ou indirectement contribué à influencer les modifications des formes meubles perturbant ainsi les systèmes sédimentaires et les écosystèmes côtiers (Defeo *et al.*, 2009; Bulleri & Chapman, 2010; Paskoff, 2010).

L'accélération de la remontée du niveau de la mer causée par le changement climatique (Cazenave *et al.*, 2014) a rendu la population et les activités humaines installées dans les zones basses du littoral de plus en plus vulnérables aux risques côtiers tels que l'érosion et la submersion marine (Hall *et al.*, 2006; Hanson *et al.*, 2011). L'élévation du niveau de la mer a été identifiée très tôt comme une des principales causes provoquant un recul du trait de côte (Bruun, 1962). Cependant, ce recul est un phénomène qui dépend également de caractéristiques et de mécanismes locaux (Pilkey & Cooper, 2004; Ranasinghe & Stive, 2009). Pour le cas français, 39 % des côtes d'accumulation ont reculé depuis une cinquantaine d'années avec des taux d'évolution dépassant -3 m/an, alors que 31 % ont progressé (CEREMA, 2016). Selon des projections qui tiennent compte des scénarios du changement global (IPCC, 2014), et sous l'effet combiné de l'élévation du niveau de la mer et de l'augmentation de la fréquence des tempêtes, ce phénomène pourrait se poursuivre au cours du 21^e siècle : un recul du trait de côte de l'ordre de 50 à 100 m sur les côtes sableuses de l'Atlantique pourrait être observé (Lozano *et al.*, 2004). Ces tendances à long terme sont également influencées par des événements tempétueux hors du commun, comme cela a été le cas lors de la tempête Xynthia survenue fin février 2010 (Bertin *et al.*, 2012; Creach *et al.*, 2015; Chaumillon *et al.*, 2017), ou encore par des successions inhabituelles d'événements comme ceux survenus sur la façade atlantique européenne lors de l'hiver 2013-2014 (Blaise *et al.*, 2015; Castelle *et al.*, 2015, 2017; Burvingt *et al.*, 2016; Masselink *et al.*, 2016b). De tels épisodes peuvent impacter durablement les côtes meubles en augmentant le temps de résilience nécessaire pour un retour à l'équilibre des systèmes sédimentaires (Woodroffe, 2007; Houser *et al.*, 2015; Angnuureng *et al.*, 2017). De plus, ces évolutions peuvent parfois masquer la dynamique de certaines portions de littoral où les fluctuations à court et moyen terme ne sont pas mises en évidence. C'est notamment le cas lorsque la résolution temporelle des données utilisées ne permet pas de les appréhender (Thom & Hall, 1991; Pye & Blott, 2016). Ainsi et à titre d'exemple, un littoral dont le trait de côte est identifié comme stable peut être en même temps très mobile. Enfin, de fortes disparités existent aussi bien à l'échelle régionale que locale (Juigner, 2012; Suanez *et al.*, 2012b; Blaise, 2017).

Compte tenu des enjeux économiques et politiques liés à la préservation du bon fonctionnement des activités humaines littorales et à la protection des infrastructures et de la population dans les zones côtières à risques, les gestionnaires du territoire ont souvent tenté de contrôler voire de figer ces environnements dynamiques (Nordstrom, 2000; van Rijn, 2011; Firth *et al.*, 2014). Ainsi, comme le mentionne Meur-Férec (2006), ce n'est pas la mobilité de ces environnements qui pose problème, mais la présence d'enjeux à proximité du rivage qui rend les sociétés humaines

vulnérables. Pour autant, les perspectives d'élévation du niveau de la mer et l'impact parfois catastrophique des tempêtes de ces dernières années ont favorisé une prise de conscience des sociétés sur la nécessité d'améliorer la connaissance des dynamiques littorales. Celle-ci se traduit par des propositions de gestion à long terme des systèmes sédimentaires, en se basant notamment sur le trait de côte comme indicateur principal (Blaise, 2017).

2. Des observatoires pour mieux comprendre les dynamiques littorales à différentes échelles

Les processus côtiers interagissent à différentes échelles spatio-temporelles (Stive *et al.*, 2002). La compréhension des dynamiques littorales repose avant tout sur l'acquisition de mesures et d'observations fréquentes et sur le long terme. Depuis quelques années, sur la façade maritime française, des gestionnaires du littoral s'associent à des scientifiques pour mettre en places des observatoires côtiers. Ces observatoires ont pour vocation de suivre, notamment, certaines portions du littoral considérées comme sensibles. Ces structures vouées à être pérennes constituent aussi un outil scientifique et technique d'aide à la décision mis à disposition des acteurs locaux et permettant de développer une culture du risque dans la société (Suanez *et al.*, 2012b). On peut citer comme initiative avant-gardiste les mesures du trait de côte effectuées depuis les années 70 sur la côte est des États-Unis, dont la longévité a permis, d'une part d'accompagner un progrès technologique et scientifique certain, et d'autre part d'aboutir dans les années 90 à des politiques de gestion de l'érosion côtière et des risques côtiers (Leatherman, 2003). En France, on peut prendre comme exemple précurseur l'Observatoire de la Côte Aquitaine. Cette structure régionale composée de plusieurs partenaires a été initiée en 1996. Son objectif était de prendre en compte dans la gestion des dynamiques littorales, (i) l'évolution morphologique des 350 km de côte majoritairement sableuse, (ii) le patrimoine naturel et écologique, (iii) tout en s'adaptant au changement climatique (www.observatoire-cote-aquitaine.fr).

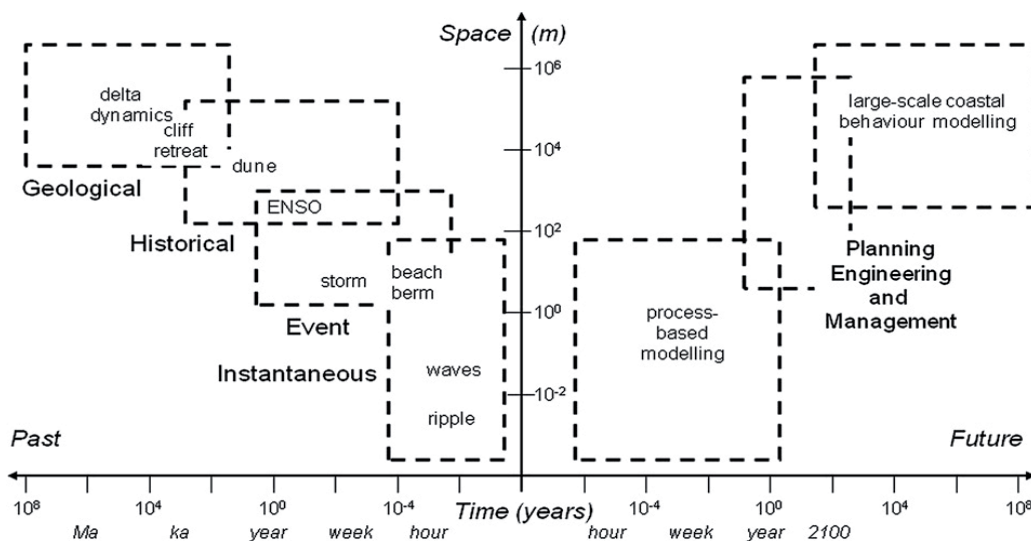


Figure 1 : Echelle spatio-temporelle associées aux dynamiques des côtes d'accumulation.

D'après Woodroffe & Murray (2012)

Concernant notre secteur d'étude, les initiatives sont d'abord locales. Dans un premier temps, l'île de Noirmoutier s'est dotée en 1999 d'un observatoire animé de manière autonome par sa communauté de communes. Il effectue deux fois par an des profils de plages et un suivi du trait de côte à l'aide d'un GPS RTK. Dix ans plus tard, en 2009, la Communauté de Communes Océan-Marais-de-Monts soucieuse de comprendre les dynamiques de son littoral sollicite L'IGARUN, l'ONF et le BRGM pour s'associer et créer l'Observatoire du Littoral des Pays-de-Monts (OLPM) (www.oceanmaraisdemonts.fr). Dans le cadre de cet observatoire et pour mieux comprendre le fonctionnement de ce littoral, qui s'étend sur 19 km, des campagnes de mesures sont entreprises comme des profils de plage, des levés bathymétriques, granulométriques, ou encore hydrodynamiques. À l'échelle nationale, suite à l'impact dévastateur de la tempête Xynthia qui a affecté une grande partie du littoral français, le Ministère de l'Environnement suit les recommandations qui découlent d'un groupe de travail du Grenelle de la Mer (Cousin, 2011), et entreprend, en 2012, la mise en place d'une stratégie nationale pour une gestion intégrée du trait de côte. Pour mener à bien ses programmes d'actions, cette stratégie s'appuie notamment sur les observatoires locaux ou régionaux existants, ou à défaut encourage leur création. Par contre, compte tenu des moyens mis à disposition, et de la longueur variable des linéaires côtiers étudiés qui ont des problématiques spécifiques, les mesures effectuées sont relativement hétérogènes et parfois non comparables ou non interopérables. Pour réduire ce constat, les acteurs des observatoires ont initié une coopération et une mutualisation des données avec des compétences qui se mettent en place à différentes échelles. À ce titre, l'Observatoire Régional des Risques Côtiers en Pays-de-la-Loire (OR2C) qui est opérationnel depuis 2016 (www.or2c.osuna.univ-nantes.fr) permet notamment l'acquisition de données qui viennent compléter celles des observatoires plus locaux. Il s'agit notamment de levés LiDAR aéroportés et opérés sur toute la région. À l'échelle nationale et depuis 2014, le réseau scientifique et interdisciplinaire Dynalit (www.dynalit.fr) tend à harmoniser et confronter les observations effectuées sur des sites observatoires présents sur toutes les façades maritimes françaises, dont l'OLPM (Observatoire du littoral des Pays de Monts) fait partie. L'objectif affiché est d'harmoniser et de donner une cohérence aux mesures effectuées dans les différents observatoires visant à permettre une compréhension multiscale des évolutions et des processus côtiers pour une meilleure gestion des risques littoraux.

3. Les problématiques locales du site d'étude

Si la mise en place des observatoires est relativement récente dans le secteur étudié, plusieurs études régionales ont déjà permis d'y analyser la mobilité du trait de côte. Par exemple, à l'échelle de la Vendée, DHI & GEOS (2008) étudient l'évolution du trait de côte entre deux images aériennes de 1975 et de 2001, ainsi que les dérives littorales. À une échelle plus fine, une analyse historique (1920-2010) de la mobilité du trait de côte a été effectuée à partir de 8 images dans le cadre de l'OLPM (Juigner *et al.*, 2012). Les résultats de ces deux études font état d'une forte variabilité spatiale et temporelle qui doit être mise en perspective avec les processus côtiers en interaction avec le contexte géomorphologique du secteur. De plus ces études soulèvent des questions comme celles concernant les dérives estimées par DHI & GEOS (2008) dont l'amplitude et la direction interrogent sur les processus côtiers qui les contrôlent. C'est particulièrement le cas pour la dérive

littorale qui longe le nord des pays de Monts. Elle serait orientée vers le nord alors que les dérives des cellules sédimentaires adjacentes sont orientées vers le sud.

Ainsi, l'objectif de cette thèse qui est fondamentalement rattachée à un territoire poursuit et complète les analyses centrées sur le trait de côte en intégrant les processus côtiers des petits fonds. Alors que le trait de côte se situe à l'interface entre la terre et la mer, la zone côtière est un espace en trois dimensions à la fois maritime et terrestre qui s'étend de part et d'autre de cette ligne (Carter, 1988). Les bordures de cette zone sont souvent variables et dépendent aussi bien de la géographie du site, que des objectifs de l'étude et des processus analysés (Woodroffe, 2003). Si l'OLPM est la structure qui a permis d'initier la réflexion de ces travaux de thèse, les plages et les dunes de ce territoire s'intègrent dans une zone côtière qui dépasse ses frontières administratives délimitées au nord par la rive sud du Goulet de Fromentine et au sud par le remblai de Saint-Jean-de-Monts. En effet, l'OLPM est contigu avec l'embouchure tidale du Goulet de Fromentine dont les échanges sédimentaires avec la Baie de Bourgneuf et les plages adjacentes ont été peu étudiés. Ainsi, les dynamiques littorales de cet observatoire ne peuvent être dissociées des flux sédimentaires qui traversent la baie et le Goulet. On peut également s'interroger sur le lien et les échanges possibles de part et d'autre de l'embouchure entre les plages des pays de Monts et celles de la façade maritime de l'île de Noirmoutier. Enfin, la propagation des vagues et celle de la marée, dont l'action combinée contrôle ces flux sédimentaires, sont intimement assujetties à la présence des îles d'Yeu et de Noirmoutier séparées du continent par des hauts-fonds principalement rocheux.

Les activités humaines et, plus globalement, les enjeux sont intimement liés à la dynamique littorale voire en dépendent (Figure 2). À l'exception de quelques secteurs, l'exposition des enjeux au recul du trait de côte n'atteint pas ici une situation alarmante à court terme. En revanche, les dynamiques sédimentaires sont au centre de problématiques locales parfois anciennes. Ainsi, bien que la rade de Fromentine offre une situation à l'abri de l'agitation marine profitant aux activités humaines, la navigation est rendue périlleuse aux abords de l'embouchure tidale en raison de la mobilité des bancs de sable et des variations abruptes des profondeurs. En témoignent les épaves des dragueurs de mines allemands bombardés en 1944 par l'aviation canadienne alors qu'ils étaient pris au piège par la marée basse derrière le Goulet de Fromentine. Plus récemment, un ferry assurant la liaison avec l'Île-d'Yeu a échoué sur un banc de sable du delta de jusant (Figure 3), malgré le suivi de la bathymétrie et les dragages annuels opérés dans le chenal de navigation (CREOCEAN, 2011). Plus au nord, dans la Baie de Bourgneuf, alors que le Passage du Gois vient d'être classé « monument naturel » par la DREAL, la pérennité de la chaussée est remise en cause par l'érosion de sa partie sud (Le Mauff & Waeles, 2016). Entre Noirmoutier et l'Île-d'Yeu, l'épaisseur et les fluctuations de la couche de sédiments meubles sont également un champ d'investigation pour le projet éolien off-shore piloté par RTE (Réseau de Transport d'Électricité). Enfin, les dynamiques sédimentaires sont aussi au centre de questions sur la conservation du patrimoine écologique représenté par la deuxième plus grande formation d'Hermelles (*Sabellaria alveolata*) d'Europe située en zone NATURA 2000 aux abords du Goulet de Fromentine. En effet, cette espèce ingénieuse forme ici des récifs dont l'état dépend des conditions de sédimentation et de turbidité influencée par l'évolution du système sédimentaire mais aussi par l'activité conchylicole qui prospère dans la Baie de Bourgneuf (Gruet, 1982; Dussauze *et al.*, 2009). Dans ce contexte, l'objectif de cette thèse est

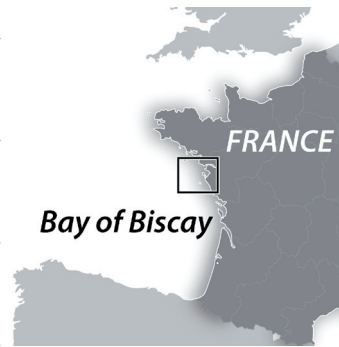
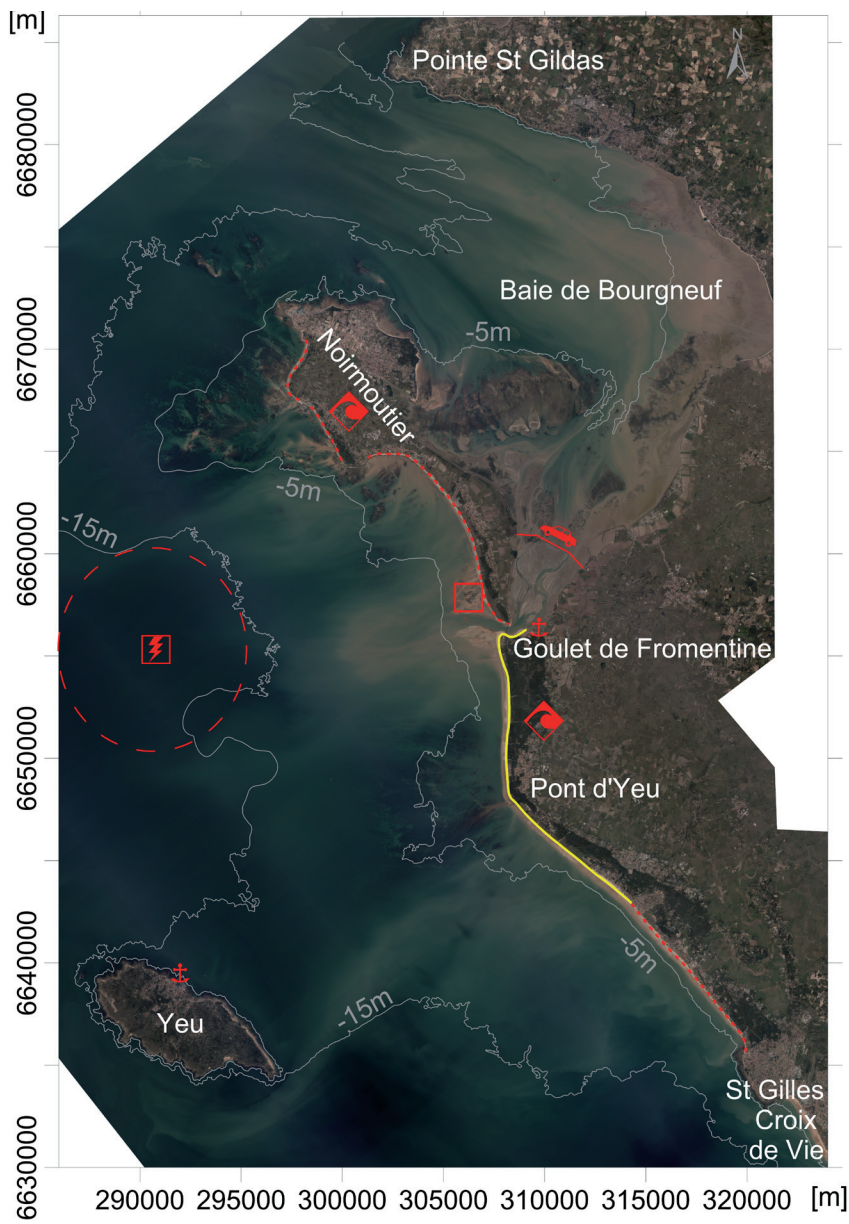


Figure 2 : Localisation du secteur étudié et des principaux enjeux soumis aux dynamiques sédimentaires. L'OLPM est figuré par un trait plein jaune.

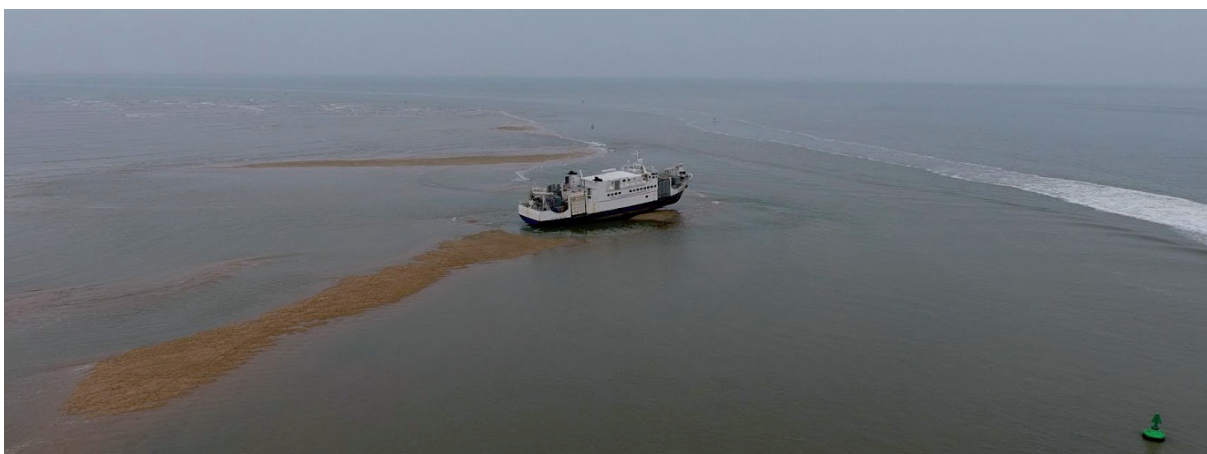


Figure 3 : L'Insula Oya II s'échoue sur le delta de jusant le 18/08/2016. Source : Andréas Guyot

de contribuer à améliorer la connaissance du fonctionnement hydro-sédimentaire de ce système tout en intégrant une dimension opérationnelle. Ce travail de recherche appliquée a notamment permis de proposer des expertises pour la Communauté de Commune Océan-Marais-de-Monts et la DREAL Pays-de-la-Loire dans le cadre du dispositif «doctorant-expert» de l'Université de Nantes et de contrats d'ingénieur d'étude. Ces études sur des problématiques locales ont par exemple permis l'acquisition de données sur le terrain qui ont contribué à l'avancement général de la thèse. Par conséquent, l'orientation générale des travaux et certains choix méthodologiques découlent directement de cette dimension opérationnelle.

4. La démarche des travaux de recherche

Ces travaux de thèse s'inscrivent dans le champ disciplinaire de la géographie physique et plus particulièrement de la géomorphologie côtière. Cependant, l'étude des formes littorales, et des processus qui les créent et les font évoluer, requièrent une transdisciplinarité souvent nécessaire pour la compréhension des milieux littoraux (Woodroffe, 2003). Par ailleurs, les dynamiques et les évolutions des environnements sableux peuvent être appréhendées à plusieurs échelles spatiales et temporelles, depuis les rides sableuses à l'échelle centimétrique qui évoluent de manière presque instantanée, à la formation et la migration d'îles barrières sur plusieurs siècles et souvent héritées d'une histoire géologique encore plus longue (Stive *et al.*, 2002; Castelle, 2009). Or, la spécificité des approches en géographie est d'expliquer les dynamiques d'un espace à différentes échelles sur des temporalités à la fois longues et courtes (Durand-Dastès, 2001).

Deux approches complémentaires ont été utilisées pour appréhender le fonctionnement hydro-sédimentaire du système. La première adopte une logique diachronique où les formes passées et les rythmes d'évolutions sont des éléments explicatifs des formes présentes. Cependant, bien que cette approche ait l'avantage de se baser sur une réalité de terrain, elle a l'inconvénient d'occulter les dynamiques qui pourraient être observées entre deux pas de temps de la série temporelle de données utilisées. Ainsi, une série temporelle avec un pas de temps trop grand ou trop irrégulier ne permet pas de comprendre l'ensemble des interactions multiscalaires entre les différents forçages et la réponse morphologique du système. Afin de mieux appréhender ces mécanismes, une seconde approche consiste à modéliser le fonctionnement d'un système qui peut aboutir à occulter la dimension chronologique (Durand-Dastès, 2001). En se basant sur le principe de la morphodynamique côtière défini comme l'ajustement mutuel des formes et des processus, la volonté de synthétiser cette relation a conduit à développer des outils pour modéliser le fonctionnement des littoraux (Cowell & Thom, 1995). On suppose ainsi que les systèmes côtiers, à l'intérieur desquels des forçages sont à l'origine de processus qui influencent les dynamiques littorales, sont en recherche perpétuelle d'équilibre (Wright & Thom, 1977; Woodroffe, 2003). Cette approche consiste notamment à reproduire schématiquement des situations réelles, comme c'est par exemple le cas ici avec les modèles numériques qui résolvent les équations de l'hydrodynamique et du transport sédimentaire. Ainsi, bien que cette démarche implique une simplification des processus, elle apporte un cadre conceptuel qui permet de décomposer les principales interactions spatiales entre les formes et les forçages d'un système identifié (Woodroffe, 2003). Par conséquent, alors que

l'approche diachronique permet d'appréhender les formes présentes et visibles à un instant «t», l'approche modélisatrice rend visible des processus qui peuvent contribuer à expliquer ces évolutions.

Ainsi, dans le cadre de ce travail de recherche, nous essaierons de comprendre les dynamiques actuelles d'un système sédimentaire à la lumière de son histoire géologique et de ses évolutions récentes. L'histoire géologique et les évolutions historiques ont déjà été abordées sur certains secteurs et à différentes échelles (Ters, 1961; Verger, 2009; Juigner *et al.*, 2012; Coquet, 2013). En revanche, certaines dynamiques sont encore mal comprises, comme les mouvements sédimentaires récents et les flux associés, ou encore la réponse morphologique des plages suite à une tempête et pendant une phase de résilience. De plus, les processus côtiers qui pourraient contrôler l'équilibre ou la stabilité du système sédimentaire dans sa globalité n'ont été que peu examinés. Enfin, la mise en perspective de ces dynamiques observées à des temporalités différentes pourrait permettre d'envisager l'évolution possible du système sédimentaire.

5. Organisation du manuscrit

Après cette introduction générale qui présente le contexte des travaux de recherche effectués, le manuscrit est constitué de 4 chapitres.

Le chapitre 1 présente le secteur d'étude et son évolution en le replaçant dans son contexte géologique, géomorphologique et anthropique. Dans ce chapitre, nous proposons un état des connaissances sur les dynamiques actuelles, les forçages, et le fonctionnement du système sédimentaire pour chacune des principales unités géomorphologiques à savoir la Baie de Bourgneuf, le Goulet de Fromentine, et la façade maritime et son avant-côte. Enfin, les formes et les dynamiques littorales de la zone d'étude sont aussi appréhendées à la lumière du contexte scientifique international.

Le chapitre 2 vise d'abord à compléter les travaux effectués sur l'évolution historique du trait de côte du secteur d'étude, en proposant un suivi des évolutions géomorphologiques récentes des dunes, des plages et des estrans. Cette analyse diachronique se base sur 3 levés LiDAR aéroportés effectués en 2008, 2010 et 2013. Entre chaque levé (environ 2 à 3 ans), une première période est notamment marquée par le passage de la tempête Xynthia (2010), alors que celle qui suit n'est traversée par aucun événement majeur. Un premier objectif consiste donc à caractériser et quantifier les changements géomorphologiques pendant ces deux périodes aux contextes tempétueux distincts, tout en s'interrogeant sur la capacité du LiDAR aéroporté à détecter ces évolutions. Par conséquent, l'objectif de ce chapitre est avant tout méthodologique, et nous souhaitons y développer une méthode reproductible qui tienne compte (i) des limites et des avantages de ce type de mesure pour l'analyse des changements géomorphologiques, (ii) et de l'hétérogénéité morphologique des environnements côtiers sableux et vaseux. Ainsi, nous proposons dans ce chapitre un focus sur les dynamiques récentes des formes sableuses émergées à une échelle spatiale très fine, et notamment sur la réponse morphologique des systèmes plages-dunes pendant une période favorable à leur résilience suite à la tempête Xynthia. Toutefois, ce linéaire côtier se découpe en plusieurs cellules qui font partie d'un même système sédimentaire à une échelle plus large. Les

dynamiques de ces plages sont donc liées aux flux sédimentaires qui connectent les principales unités géomorphologiques de ce système par l'intermédiaire de processus côtiers qu'il conviendra d'analyser ensuite à l'aide d'un modèle hydro-sédimentaire.

Le chapitre 3 présente la mise en place d'un modèle hydro-sédimentaire qui doit permettre d'appréhender les mécanismes qui contrôlent le fonctionnement du système sédimentaire. Le modèle mis en place s'attachera donc à simuler plusieurs conditions théoriques, dans le but de décomposer les processus à l'œuvre, et de tester la sensibilité du système à différentes configurations de forçages. Dans un premier temps, les données topo-bathymétriques, les niveaux d'eau et les courants, et enfin les états de mer nécessaires à la préparation du modèle seront décrits. Nous détaillerons les données acquises en complément dans certains secteurs où les données disponibles étaient soit obsolètes, soit inexistantes. Dans un second temps, nous présenterons le modèle hydro-sédimentaire utilisé, ainsi que la stratégie et le paramétrage adoptés pour les simulations. En effet, la simulation de la marée est calibrée en plusieurs étapes à partir des données de niveaux d'eau et de courants présentées précédemment. Le modèle de marée sera également confronté aux résultats de travaux antérieurs afin d'évaluer sa qualité. De même, les simulations des vagues sont configurées selon 6 scénarios théoriques déterminés à partir des données d'états de mer dont l'objectif est de représenter la diversité du climat moyen de vagues. Enfin, le modèle de transport sédimentaire est présenté. L'objectif est ici de simuler les flux sédimentaires induits par les conditions théoriques de marée et/ou les vagues.

Le chapitre 4 est consacré à l'appréhension du fonctionnement hydro-sédimentaire de la zone d'étude. À cet effet, les résultats des mesures hydrodynamiques, des simulations de la marée et du modèle de vague, ainsi que les flux sédimentaires associés, seront exploités. Nous évaluerons la sensibilité du système aux différentes conditions de marée et de vague afin d'expliquer d'une part la persistance de certains flux et de formations sédimentaires, et d'autre part la variabilité des dynamiques littorales observées. Pour ce faire, nous examinerons dans un premier temps, les processus hydro-sédimentaires plutôt dominés par les vagues et les confronterons à des résultats antérieurs réalisés sur cette façade maritime. Dans un second temps, ce sont les processus dominés par la marée qui seront appréhendés dans la Baie de Bourgneuf. Pour finir, le fonctionnement du système dans sa globalité sera discuté à travers le mécanisme qui s'est mis en place entre l'asymétrie de la marée et l'influence des vagues, dont l'équilibre fragile peut déterminer à terme la fermeture du Goulet de Fromentine.



Chapitre 1

Présentation du secteur et état des connaissances sur son fonctionnement hydro-sédimentaire

Introduction

Les environnements littoraux témoignent d'une grande diversité morphologique en grande partie héritée d'un cadre géologique. De ce fait, les formations sédimentaires côtières actuelles sont le produit de processus côtiers anciens et contemporains contraints sur le long terme par la lithologie et la tectonique locale (Anthony, 2015). Les changements climatiques et les variations du niveau de la mer peuvent à plus court terme dominer le contrôle de la géologie sur l'évolution des littoraux les plus meubles en influençant la quantité de sédiments mobilisables et la position du rivage (Woodroffe & Murray-Wallace, 2012). Plus récemment encore, l'homme a largement contribué à modifier les paysages côtiers (Nordstrom, 2000; Valiela, 2006; Paskoff, 2010). Ainsi, nous proposons dans ce chapitre une lecture de la morphologie du paysage actuel à travers sa construction, ses évolutions à différentes échelles, et les principaux forçages qui l'influencent. Les limites de la zone d'étude qui découlent de ce contexte seront aussi précisées. Enfin, et à la lumière des travaux disponibles, les formes et les processus actuels qui caractérisent ce littoral seront décrits pour chacune des principales unités géomorphologiques, à savoir la Baie de Bourgneuf, le Goulet de Fromentine, et la façade maritime et son avant-côte.

1. Contexte géographique et géologique du secteur d'étude

1.1 Localisation générale

Le secteur d'étude se trouve sur la façade atlantique française, dans la partie nord-est du Golfe de Gascogne, dans la région des Pays-de-la-Loire, à l'extrémité sud de l'estuaire de la Loire. Elle se situe en marge de deux grandes unités morphologiques : sur les limites méridionales du Massif Armoricaire, et au nord du Bassin Aquitain dans le prolongement des Pertuis Charentais (Ters, 1961). Dans ce secteur du Golfe de Gascogne, la largeur du plateau continental peut s'étendre jusqu'à une distance de 200 km des côtes. Bien que cette côte soit caractérisée par un faible relief, son tracé est constitué de sinuosités et de ruptures (figure 4). De plus, le rivage vendéen long de 235 km présente une variété des faciès avec une alternance de côtes sableuses et rocheuses. Les côtes sableuses (94 km) sont constituées de cordons dunaires, parfois très rectilignes, encadrants wadden et marais. Les côtes rocheuses, minoritaires (50 km), souvent saillantes, cassent la mono-

tonie du paysage qui peut caractériser les côtes sableuses. Enfin, les côtes artificialisées occupent une grande partie du linéaire côtier vendéen (91 km) avec autant de plages sableuses adossées à des remblais que de wadden endigués. Ces différents paysages sont les témoins d'une diversité lithologique et sédimentaire qui est abordée dans les paragraphes suivants. Dans ce travail de recherche, une portion de cette région est étudiée, elle s'étend de la Pointe Saint-Gildas à Préfailles (44) au nord, à la Corniche Vendéenne au sud de Saint-Hilaire-de-Riez (85) sur une longueur d'environ 60 km. Encadré par ces avancées rocheuses, ce linéaire côtier constituerait un ensemble sédimentaire cohérent composé de plusieurs cellules sédimentaires (Pinot, 1980; DHI & GEOS, 2008; Bernier & Gruet, 2011). Cette façade maritime est originale à plus d'un titre. Elle concentre une grande partie des caractéristiques morphologiques typiques du littoral vendéen, et présente un rivage aux orientations multiples, ainsi qu'une proximité avec des îles et des fonds marins peu profonds qui singularise le contexte hydrodynamique.

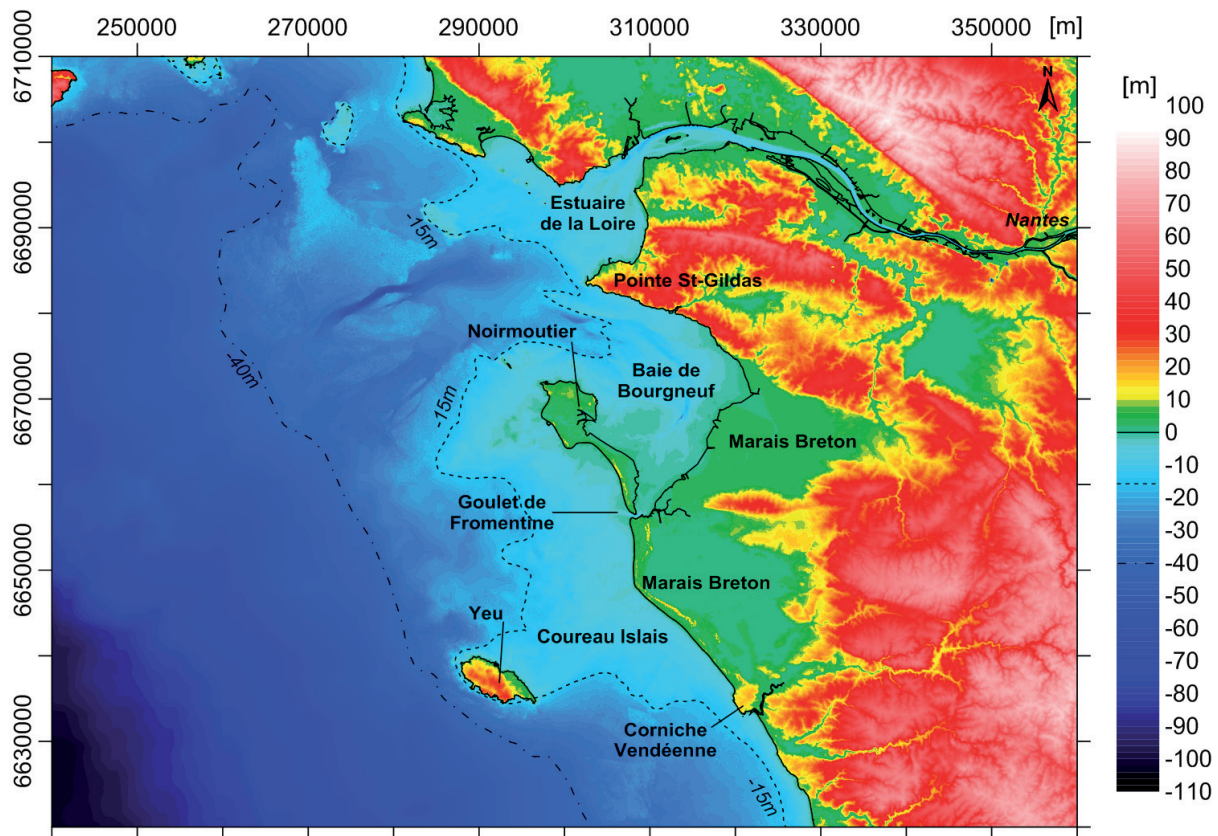


Figure 4 : Modèle numérique de terrain terre-mer réalisé à partir des données présentées au chapitre 3 section 1.1 (Référentiel altimétrique : NGF IGN 69).

1.2 Un contexte géologique fortement influencé par la tectonique

Les caractéristiques morphologiques du secteur d'étude s'expliquent d'abord par un contexte géologique fortement marqué par des déformations du socle cristallin (figure 5), et une dislocation des formations rocheuses plus récentes comme le plateau calcaire paléogène (figure 6). En effet, associés au Cisaillement Sud-Armoricain (CSA), on observe plusieurs anticlinaux et synclinaux, majoritairement de direction nord-ouest sud-est, qui affectent la disposition des principaux

éléments structuraux (Le Corre *et al.*, 1991). Sous l'effet de mouvements tectoniques d'âges et d'amplitudes variables et faibles, le socle cristallin essentiellement composé de schistes briovériens affleure à différents endroits. Ces bombements anticlinaux et ces affleurements isolés se trouvent généralement le long de failles de direction sud-armoricaine. La couverture paléogène, principalement composée de calcaire éocène, apparaît morcelée et présente une surface accidentée et érodée par d'anciens passages fluviaux qui séparent les différents plateaux affleurants. On retrouve ces affleurements rocheux aussi bien au-dessus qu'en dessous du niveau de la mer actuel. Au-dessus du niveau de la mer, les différentes strates rocheuses sont en grande partie recouvertes par les cordons dunaires et les comblements sédimentaires du marais Breton. Les affleurements du socle qui percent cette couche de sédiments meubles ont cependant joué un rôle déterminant dans la formation et la structure de la côte et du marais Breton (Verger, 1957; Ters, 1961; Vanney, 1977; Pinot, 1980; Bernier & Gruet, 2011). Il est donc capital d'appréhender l'influence de cette contrainte pour interpréter les formes meubles plus récentes du secteur d'étude. À l'inverse des affleurements situés au-dessus du niveau de la mer, la couverture paléogène qui se prolonge sur une grande surface au large n'est que faiblement recouverte par les sédiments meubles. Elle prend la forme d'un plateau rocheux accidenté, voire disloqué, appelé les Plateaux Vendéens (Vanney, 1977). Ainsi, nous nous attacherons à décrire, dans un premier temps, les affleurements rocheux du socle qui structurent le marais breton et la côte. Nous verrons ensuite ceux qui constituent les plateaux vendéens.

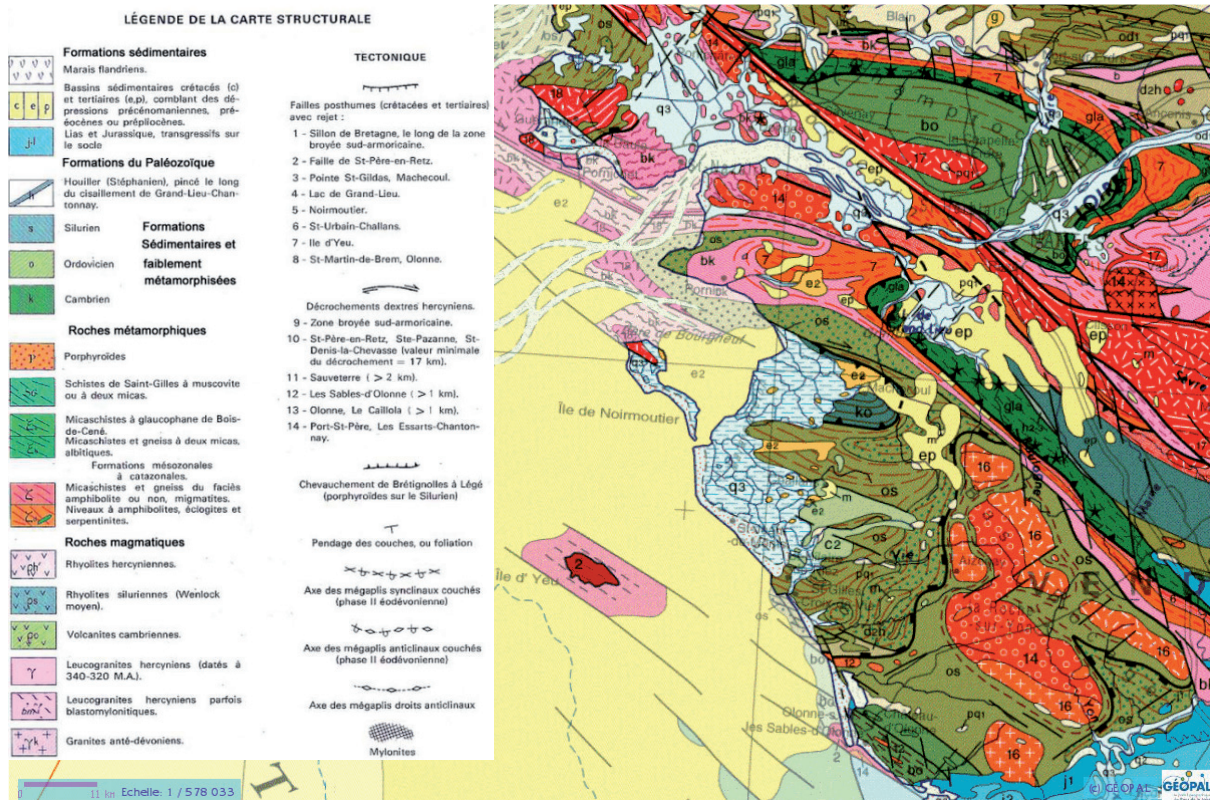


Figure 5 : Carte géologique. Source : Géopal

1.2.1 *Les affleurements du socle qui structurent le marais Breton et la côte*

1.2.1.1 Les affleurements du socle sur le continent

Au nord du secteur d'étude, la Pointe Saint-Gildas (44), principalement composée de micaschiste de gneiss et de quelques blocs de granite, correspond au bombement du pays de Retz situé le long d'une longue faille. Il est constitué sur son flanc méridional de falaises côté Baie de Bourgneuf et d'un talus côté marais Breton (Ters, 1961). Plus au sud, un autre bloc soulevé coupe le marais Breton en deux, au niveau de Beauvoir-sur-mer (85). Cette ancienne péninsule, aujourd'hui entourée de marais, est composée de schistes. Elle est structurée et entrecoupée par des failles qui suivent globalement la même direction que les grandes lignes structurales armoricaines (figure 5). Cette barrière structurale est la limite entre deux sous-entités composant le marais Breton : au nord le marais de Bouin (ou de Bourgneuf) qui se trouve dans le prolongement de la baie, et au sud le marais de Monts qui est bordé par les dunes sur sa façade maritime (Verger, 2009). Enfin, à l'extrémité sud du secteur d'étude, la frontière méridionale du marais de Monts est fermée par le môle rocheux de la Corniche Vendéenne dont les falaises schisteuses sont altérées par la houle (Ters, 1961).

1.2.1.2 L'ossature rocheuse des îles de Noirmoutier et d'Yeu

D'autres mouvements tectoniques le long de failles ont été à l'origine d'affleurements du socle qui constituent l'ossature de deux îles au large du littoral étudié. Ils sont considérés comme des affleurements résiduels, isolés par l'érosion sélective du socle ancien (Vanney, 1977). L'île de Noirmoutier est caractérisée par une morphologie composite : un môle rocheux, composé d'une table granitique et de gneiss, affleure le long d'une petite faille au nord de l'île. Ce petit bloc se prolonge en mer jusqu'à la petite île du Pilier.

L'Île-d'Yeu, quant à elle, est un bloc tabulaire basculé, incliné du sud-ouest vers le nord-est. Elle est parcourue de tout son long par un anticlinal dont l'axe est aligné avec celui des Sables-d'Olonne (Ters, 1961). Cette île est caractérisée par une forte dissymétrie morphologique entre sa façade sud-ouest («la côte sauvage») dont les falaises de gneiss et de micaschistes sont exposées aux houles, et la façade nord-est dont le relief est plus plat et en pente douce vers la mer.

1.2.2 *Les Plateaux Vendéens*

1.2.2.1 Une large couverture calcaire

Un ensemble tabulaire s'étend de Guérande au pays d'Olonne constituant l'une des plus importantes surfaces sous-marines rocheuses de la façade atlantique française (Vanney, 1977). Les épisodes successifs de régression et de transgression du Crétacé et du Paléogène ont comblé les dépressions littorales pour former une large couverture calcaire qui recouvre en grande partie le socle ancien. Sous l'influence d'événements tectoniques, ce plateau calcaire s'est disloqué en plusieurs sous-ensembles. Dans le secteur d'étude, on retrouve le bloc effondré de la Baie de Bourgneuf et du marais Breton ainsi qu'un sous-ensemble qui prend la forme d'un large plateau rocheux encadré par l'Île-d'Yeu, le pays de Monts et l'île de Noirmoutier. Ce sous-ensemble est le «Coureau Islais» (Vanney, 1977).

1.2.2.2 Le bloc effondré de la Baie de Bourgneuf et du marais Breton

Au pied de la faille du pays de Retz, la Baie de Bourgneuf (330 km²) et le marais Breton (400 km²) font partie d'un même compartiment tectonique effondré, autrefois appelé la «baie de Bretagne» qui comprend deux sous-ensembles : le Golfe de Challans, et le Golfe de Machecoul, dont la Baie de Bourgneuf actuelle en est le prolongement. Ce compartiment est délimité et structuré par les affleurements de socle ancien décrits plus haut. Le basculement de l'Île-d'Yeu, antérieur aux transgressions cénozoïques, est une répercussion directe de l'affaissement de ce compartiment (Ters, 1961).

Au cours du pléistocène et de l'holocène, lorsque la mer était à des niveaux plus bas, les plateaux calcaires de ce bloc effondré sont incisés par des cours d'eau qui empruntent les lignes de moindre résistance du socle, plus ou moins parallèles aux grandes lignes structurales armoricaines (Gouleau, 1968; Vanney, 1977). Avec un niveau de la mer qui a pu être 110 m plus bas qu'aujourd'hui, et un rivage qui a pu se trouver à plusieurs kilomètres au large de l'actuel, les rivières ont parfois profondément creusé la roche calcaire pour atteindre leur profil d'équilibre. Le versant nord de la Baie de Bourgneuf est entaillé de profonds chenaux qui atteignent une quinzaine de mètres à l'intérieur de la baie et rejoignent l'ancien réseau hydrographique de la Loire aujourd'hui submergé (Gouleau, 1968; Vanney, 1977). Une dépression fait exception dans la partie centrale de la baie : le chenal du Fain. Très étroit et sinueux, il s'incise avec une direction sud-nord, entre deux plateaux rocheux qui se découvrent en partie à marée basse : les roches de Bouin et de la Préoire. Bien que plus à l'intérieur de la baie que les autres chenaux décrits plus haut, il atteint une profondeur moyenne de 20 m avec un maximum de 34 m (figure 4). Sa morphologie étroite et profonde, ainsi que son orientation, nous laisse penser que cette fosse n'est pas une paléo-vallée ou une dépression d'origine tectonique, mais qu'il s'agirait plutôt d'une dépression karstique, ou bien d'un ombilic creusé au pléistocène par de puissants courants de marée empêchant son comblement (Vanney, 1977).

Disloqués, érodés puis recouverts en partie par les dépôts holocènes, les affleurements actuels de ce plateau calcaire sont désormais visibles sous forme d'îlots entourés d'argile flandrienne dans le marais Breton ; les villages de Bouin et de Sallertaine ou du Perrier se sont par exemple construits sur l'un d'eux. Ils recouvrent une surface importante de la partie centrale de la Baie de Bourgneuf incisée du chenal du Fain, entre les affleurements granitiques de Noirmoutier et ce qui fut autrefois «l'île de Bouin».

1.2.2.3 Le Coureau Islais et le Pont d'Yeu

La couverture calcaire émerge surtout sous forme de larges plateaux rocheux qui se prolongent en mer (figure 6). Entre l'Île-d'Yeu, le pays de Monts et l'île de Noirmoutier, le Coureau Islais est constitué de plusieurs sous-ensembles, dont le plateau des Bœufs qui s'étend sur une surface étendue à l'ouest de Noirmoutier. Par ailleurs, les affleurements supra-tidaux de ce plateau forment trois avancées rocheuses : la pointe de l'Herbaudière, la pointe du Devin et la pointe de la Loire. On retrouve aussi le sous-ensemble du «Pont d'Yeu» qui tient son nom de sa morphologie particulière. Cette plateforme calcaire, légèrement relevée en direction de l'Île-d'Yeu par rapport au plateau des Bœufs, est traversée du nord-est au sud-ouest par un haut-fond rocheux et plat. Ce seuil rocheux

s'étend en mer depuis l'estran du massif dunaire des pays de Monts en direction de l'Île-d'Yeu. Ainsi, quand le niveau de la mer était plus bas, on pouvait probablement rejoindre l'Île-d'Yeu à pied. L'existence de cette déformation dans la bathymétrie du plateau calcaire est directement liée au soulèvement tectonique du bloc de l'Île-d'Yeu (Ters, 1961).

À la différence de son équivalent bellilois presque intégralement recouvert de sédiments meubles, le Coureau Islais présente une couverture rocheuse calcaire sous-marine caractérisée par une alternance de plateformes plus ou moins exiguës. Le Coureau Islais est un seuil rocheux creusé de dépressions globalement perpendiculaires au rivage correspondant, comme dans la Baie de Bourgneuf, à l'ancien réseau hydrographique incisé dans la couverture calcaire.

En conclusion, les accidents tectoniques ont déterminé l'emplacement des principaux éléments structuraux de la région étudiée. Cette disposition disparate des « formes sculptées », influencée par les grandes lignes structurales de direction sud-armoricaine, a contraint la construction et l'évolution des « formes modelées » (Vanney, 1977). Ces formes constituées de sédiments meubles datent de l'Holocène.

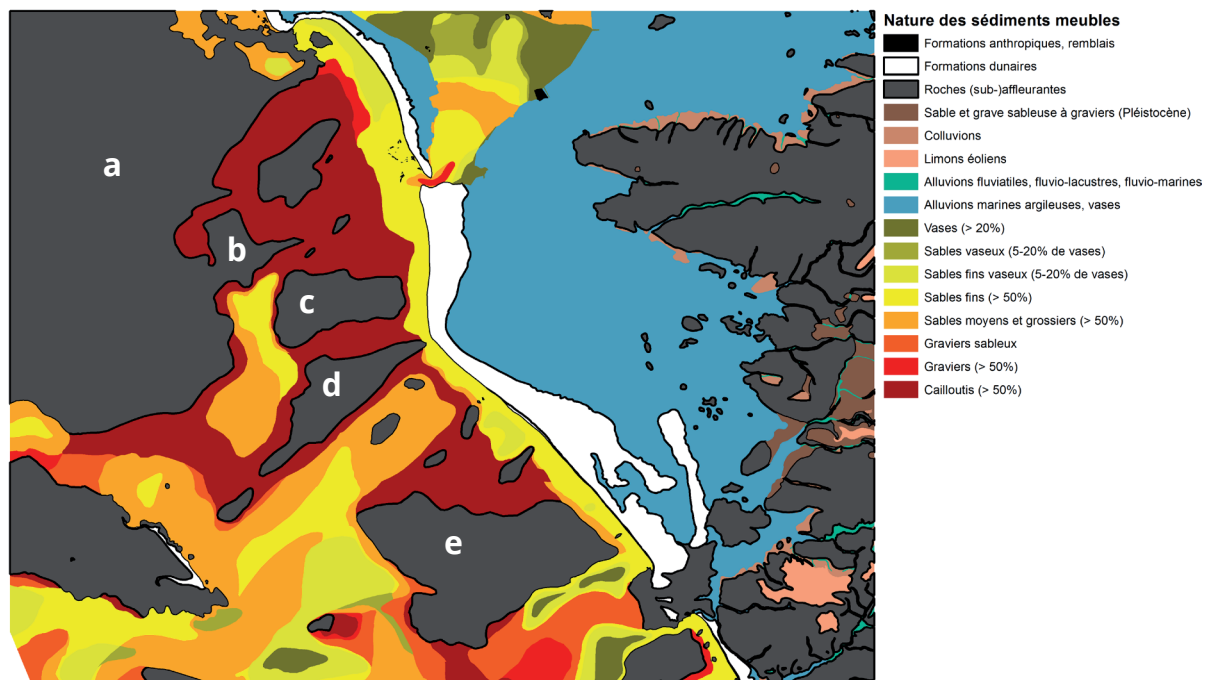


Figure 6 : Carte sédimentologique du Coureau Islais réalisée à partir des données du BRGM (infoterre.brgm.fr) où (a) correspond au plateau des Boeufs, (b) la Basse de l'Aigle, (c) au banc des Marguerites, (d) au Pont d'Yeu et (e) à La Vigie.

1.3 Un littoral modelé pendant l'Holocène

1.3.1 Les variations du niveau de la mer et les cycles tempétueux

Il y a environ 10 000 ans, l'ère glaciaire du Pléistocène prend fin pour laisser place à l'Holocène, l'ère interglaciaire dans laquelle nous nous trouvons actuellement. Pendant la période glaciaire, il

Il y a environ 18 000 ans, une grande partie de la masse globale d'eau était retenue sous forme de glace. D'épais inlandsis s'étendaient notamment jusqu'en Europe du Nord, et les glaciers alpins recouvraient une grande partie de l'Europe. Le niveau de la mer descendait alors à une centaine de mètres en dessous de l'actuel (Fairbanks, 1989; Pirazzoli, 1998). La fonte des glaces continentales qui débuta avec l'Holocène provoqua une remontée du niveau de la mer. Une combinaison de phénomènes eustatiques et isostatiques accompagna cette augmentation du volume d'eau des océans provoquant des fluctuations et des changements de rythmes parfois difficiles à reconstituer localement. Ces variations du niveau de la mer, associées à des variations des apports et des stocks sédimentaires disponibles, ainsi qu'à une variabilité climatique, ont contribué à modeler les formes littorales récentes (Lambeck, 1997; Posamentier & Allen, 1999; Aagaard, Orford & Murray, 2007; Chaumillon, Tessier & Reynaud, 2010).

On observe dans plusieurs études, une tentative de reconstitution des variations relatives du niveau de la mer sur la côte atlantique de l'ouest de l'Europe pendant l'Holocène (Morzadec-Kerfourn, 1995; Lambeck, 1997; Leorri, Cearreta & Milne, 2012; Goslin *et al.*, 2015; Costas *et al.*, 2016). De même, d'autres tentent de déterminer des périodes d'intensité ou d'occurrence de tempêtes plus importantes (Bond *et al.*, 2001; Debret *et al.*, 2007; Sabatier *et al.*, 2012; Sorrel *et al.*, 2012; Poirier *et al.*, 2017a). Associé à une remontée plus stable du niveau de la mer, un cycle climatique plus tempétueux peut générer des mouvements sableux importants à l'origine de formes littorales meubles (Clarke & Rendell, 2009). Il est d'autant plus important de comprendre l'évolution de ces phénomènes passés pour appréhender l'impact potentiel du changement climatique actuel (Lozano *et al.*, 2004). Les prévisions annoncent en effet une accélération de l'élévation du niveau de la mer (Cazenave *et al.*, 2014) et un contexte tempétueux plus intense sur les côtes d'Europe de l'Ouest (Zappa *et al.*, 2013). Bien qu'il soit difficile de trouver un consensus sur les rythmes de la remontée du niveau de la mer dans cette partie de l'océan, et notamment sur les plus faibles oscillations des 7 000 dernières années (Leorri *et al.*, 2012; Costas *et al.*, 2016), on distingue deux grandes phases de remontée du niveau de la mer traversées de plusieurs cycles tempétueux.

La première phase correspond à une remontée rapide du niveau de la mer résultant principalement de la fonte des inlandsis du début de l'Holocène jusqu'à il y a environ 6 000 ans (Fairbanks, 1989). Cette remontée rapide dépassant le rythme potentiel d'accumulation des sédiments a provoqué un ennoisement des dépressions littorales et une migration du rivage vers l'intérieur des terres (Posamentier & Allen, 1999). La seconde phase est caractérisée par une diminution du rythme de la remontée du niveau marin relatif. Sous l'effet de taux d'accumulation de sédiments maintenant supérieur au rythme de remontée du niveau de la mer, les dépressions littorales, auparavant envahies par la mer, vont avoir tendance à se combler progressivement par la constitution de vasières et de marais provoquant une avancée potentielle du rivage vers la mer (Posamentier & Allen, 1999).

Cette stabilisation relative du niveau de la mer rend les littoraux plus sensibles aux instabilités climatiques (variabilité de la fréquence et de l'intensité des tempêtes, changement des climats de vague et de vent) d'origines diverses (Van Geel, Buurman & Waterbolk, 1996; Orford *et al.*, 2000; Clarke & Rendell, 2009). En effet, la formation et l'évolution des massifs dunaires et des flèches sableuses sont conditionnées par l'influence constante du vent, des vagues et des marées (Hesp *et al.*, 2005). Ainsi, des auteurs ont observé dans des faciès sédimentaires de la baie du Mont-

Saint-Michel, des cycles sédimentaires millénaires dont les intrusions marines correspondent à des cycles d'intense activité tempétueuse (Billeaud, Tessier & Lesueur, 2009). D'autres auteurs ont montré que, dans un contexte local où les apports et la disponibilité sédimentaire sont importants, de larges mouvements et dépôts sableux sont à l'origine de la formation de nombreux systèmes dunaires et de flèches sableuses en Europe de l'Ouest pendant ces périodes d'intense activité tempétueuse (Morzadec-Kerfourn, 1995; Clemmensen *et al.*, 2001; Aagaard *et al.*, 2007; Allard *et al.*, 2008; Allard, Chaumillon & Féliès, 2009; Clarke & Rendell, 2009; Costas *et al.*, 2016, 2016; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2016; Poirier *et al.*, 2017a). Ainsi, indépendamment des fluctuations du niveau de la mer, ces cycles climatiques peuvent provoquer aussi bien des reculs que des avancées des massifs dunaires, selon la configuration de ces derniers ou encore de la disponibilité des sédiments en présence (Poirier *et al.*, 2017a).

En revanche, ces environnements sableux sont très sensibles aux petites variations du niveau de la mer, comme celles qui vont du milieu à la fin de l'Holocène (Leorri *et al.*, 2012). Ces petites oscillations génèrent une mobilité horizontale (cross-shore) du massif dunaire, qui se traduit soit par une migration de celui-ci vers la mer ou au contraire vers l'intérieur des terres. La croissance des massifs dunaires et des flèches sableuses peut aussi accompagner ces oscillations du niveau de la mer lorsque l'espace disponible est suffisant et que les apports sédimentaires compensent la remontée relative de celle-ci (Posamentier & Allen, 1999; Costas *et al.*, 2016). La dernière période tempétueuse de l'Holocène (Bond *et al.*, 2001; Sorrel *et al.*, 2012), le Petit Âge Glaciaire, a eu une influence importante dans la morphologie actuelle des massifs dunaires en Europe de l'Ouest. Pendant cette période, la combinaison (i) d'un niveau de la mer relativement bas, exposant un stock sédimentaire important, avec (ii) un transport sédimentaire plus important en direction de l'intérieur des terres dans un contexte tempétueux plus intense, favorise la naissance ou la croissance des massifs dunaires (Orford *et al.*, 2000; Clemmensen *et al.*, 2001; Aagaard *et al.*, 2007; Clarke & Rendell, 2009).

Plusieurs auteurs ont tenté de reconstruire l'évolution morphologique du littoral de la zone d'étude dans ce contexte décrit plus haut. Dès la deuxième moitié du XIX^e siècle, A. Charier-Fillon propose une cartographie qui retrace son évolution « de la fin de la Préhistoire et de l'Antiquité » (Charier-Fillon, 1892), ainsi qu'« avant la conquête romaine » (Charier-Fillon, 1886). Bien que séduisantes et compte tenu des moyens et des connaissances de l'époque, ces cartes sont réalisées uniquement sur la base de spéculations par de fins observateurs de leur territoire. C'est à partir du milieu du XX^e siècle que des propositions, basées sur des analyses et des mesures (sondages, analyse de radiocarbone, *etc.*), nous permettent d'appréhender plus précisément les modifications morphologiques de l'Holocène en lien avec les fluctuations du niveau de la mer et la variabilité climatique (Papy, 1941; Verger, 1956, 1957, 1960; Verger & Florschütz, 1960; Ters, 1961; Ters, Planchais & Azema, 1968; Gruet *et al.*, 1992; Bernier & Gruet, 2011). De plus, l'influence directe de l'homme sur la morphologie du littoral étudié débute dès le Moyen Âge, l'évolution morphologique de certains secteurs du littoral est fortement liée à l'histoire de l'implantation de l'homme dans le marais Breton.

1.3.2 *Le comblement du marais Breton*

Au début de l'Holocène, lors des bas niveaux marins, la ligne de rivage laisse émerger les fonds marins qui entourent actuellement les îles d'Yeu et de Noirmoutier. Les môles rocheux qui les constituent forment probablement les sommets d'un relief accidenté parcouru d'un réseau hydrographique dense (Gouleau, 1968; Ters *et al.*, 1968).

Suite à la remontée rapide du niveau de la mer, les golfes de Challans et de Machecoul ont atteint probablement leur ennoisement maximal il y a environ 5000 ans, alors que le niveau de la mer se situerait encore 5 m en dessous du zéro hydrographique actuel (Gruet *et al.*, 1992; Bernier & Gruet, 2011). Le colmatage des golfes étant à un stade peu avancé, les dépressions sont d'abord submergées. Ils appartiendront encore au domaine marin jusqu'à la période gallo-celtique, car des vestiges de ports gaulois accompagnés de dolmens témoignent d'un ancien rivage marin qui se situe sur les bordures du bloc effondré (Papy, 1941; Gouleau, 1968).

Les sédiments qui s'accumulent progressivement dans les golfes proviennent de l'estuaire de la Loire et de l'érosion des falaises schisteuses, mais aussi des apports de sédiments rendus disponibles par la remontée du niveau de la mer (Gouleau, 1968). Les sédiments vont progressivement se déposer au fond de ce bassin recouvrant peu à peu la couverture calcaire éocène. À partir du X^e et du XI^e siècle, l'homme marque de son empreinte le milieu, et le processus d'envasement est accéléré par la construction de digues qui agrandissent la superficie d'îles, comme celle de Bouin dans la Baie de Bourgneuf, tout en réduisant la largeur des bras de mer qui deviennent peu à peu des étiers (Papy, 1941; Verger, 1957, 2009). Les endiguements ont donc modifié le tracé naturel du rivage et la poldérisation qui a suivi a accentué le phénomène de comblement des vasières littorales en réduisant l'espace disponible (Posamentier & Allen, 1999). Ainsi, la poldérisation se traduit par une réduction du prisme tidal de la baie (Verger, 1956; Pinot, 1980). À ce titre, des processus similaires ont été analysés aux abords de la Gironde (Pontee, Tastet & Masse, 1998; Posamentier & Allen, 1999). Enfin, au XIV^e siècle, sous l'effet d'un colmatage avancé, les golfes stricto sensu n'existent plus à la faveur du marais Breton (Verger, 1956, 2009), et la baie de Bretagne change de nom et devient la Baie de Bourgneuf (Gouleau, 1968).

À la différence du Coureau Islais, très rocheux, dont seul le réseau hydrographique incisé est partiellement comblé par les sédiments meubles apportés par la transgression flamandaise, la partie terrestre des dépressions littorales correspondant aux golfes de Challans et de Machecoul est aujourd'hui à l'abri des formations dunaires, presque intégralement recouvertes d'alluvions d'origine fluvio-marine. Ces alluvions recouvrent désormais presque uniformément le marais Breton et forment d'épaisses couches d'argile appelées « bri flamandais » déposées sur le substratum calcaire. On retrouve également de vastes étendues de ce bri plus au sud, dans le marais Poitevin, dont il recouvre aussi la surface.

Le colmatage des golfes de Challans et de Machecoul a été accompagné par le développement de cordons dunaires et de flèches sableuses qui occupent aujourd'hui les façades maritimes de l'île de Noirmoutier et des pays de Monts. Ces cordons créent des zones abritées aux houles océaniques qui favorisent la sédimentation dans la Baie de Bourgneuf et dans les golfes. À mesure qu'ils s'allongent ou qu'ils progressent, le colmatage des dépressions littorales et l'extension de vasières sont accélérés (Pinot, 1980; Verger, 2009).

1.3.3 Formation et évolution des massifs dunaires depuis la diminution du rythme de remontée du niveau de la mer

À l'instar de massifs dunaires en Europe de l'Ouest, les conditions favorables à la formation des massifs dunaires de la zone d'étude sont réunies pendant la deuxième phase de remontée du niveau de la mer, lorsque celle-ci atteint un rythme plus faible et que le niveau de la mer se rapproche progressivement de l'actuel. Plusieurs auteurs ont émis des hypothèses quant aux étapes de la formation des cordons dunaires du secteur, notamment depuis environ 5000 ans. Alors que Y. Gruet et P. Bernier s'attachent à reconstituer la formation et l'évolution des formes meubles de l'île de Noirmoutier (Gruet *et al.*, 1992; Bernier & Gruet, 2011), F. Verger puis J.P. Pinot se concentrent plutôt sur celles qui évoluent au pays de Monts (Verger, 1956, 2009; Pinot, 1980).

Selon ces auteurs, il y a environ 5000 ans, le niveau de la mer se situait approximativement 5 m en dessous du zéro hydrographique actuel. L'île de Noirmoutier avait alors une forme de «C» dessinée par des affleurements rocheux. Ces derniers émergeaient au nord depuis l'ensemble tabulaire granitique, puis dessinaient une courbe vers le large suivant les récifs de l'Herbaudière ; vers le sud avec les Bœufs et le Devin puis la Loire, et enfin vers l'est, dans l'actuelle Baie de Bourgneuf, jusqu'aux roches de la Préoire. Plus au sud, on retrouve les affleurements du Pont d'Yeu isolés entre l'Île-d'Yeu et le golfe de Challans. Or, la disposition de ces îles rocheuses est fondamentale pour expliquer la formation des cordons dunaires qui vont s'articuler sur celles-ci, pour ensuite se développer sous l'influence de dérives littorales.

Au cours d'un second stade, plus récent et non daté par les auteurs, le niveau de la mer est plus haut et tend à se rapprocher de l'actuel. Certains affleurements rocheux de l'île de Noirmoutier se seraient alors retrouvés submergés. Au cours de cette remontée du niveau de la mer, plusieurs cordons dunaires et des flèches sableuses auraient commencé à se mettre en place, sous l'influence d'une dérive littorale nord-sud. Les auteurs décrivent la mise en place du cordon dunaire de Luzeronde entre les roches de l'Herbaudière et du Devin, ainsi que celui des Eloux qui prend la forme d'une flèche sableuse ancrée aux récifs du Devin qui progresse vers le sud-est jusqu'aux affleurements de la Loire. Enracinée sur la partie est de ces rochers de la Loire, la flèche sableuse de la pointe de la Fosse aurait aussi commencé sa progression vers le sud-est (Bernier & Gruet, 2011). Dans le pays de Monts et l'actuel marais Breton, de petites îles étaient formées par des affleurements de natures diverses comme le Pont d'Yeu dont le calcaire date de l'Éocène. La majeure partie des formes littorales d'accumulation associées à ces petites îles sont aujourd'hui enfouies sous le bri flamand du marais (Pinot, 1980). Seuls subsistent les cordons dunaires du pays de Monts caractérisés par deux orientations différentes de part et d'autre du Pont d'Yeu. Ces formes d'accumulation ont pour origine deux flèches sableuses qui, enracinées au Pont d'Yeu, ont divergé l'une vers le nord, l'autre vers le sud-est. Avant le comblement du marais Breton, les roches du Pont d'Yeu et ces deux flèches sableuses formaient une île saillante appelée «l'île de Monts» (Pinot, 1980; Verger, 2009).

Un troisième et dernier stade intervient durant lequel les cordons dunaires et les flèches sableuses entrent dans une phase d'ajustement de leur position s'adaptant à un niveau de la mer qui continue de monter lentement (Gruet *et al.*, 1992). Cette étape, qui selon les auteurs s'inscrit dans

une période « historique », pourrait aussi correspondre à la période d'intense activité tempétueuse du Petit Âge Glaciaire. Un espace d'accommodation et une disponibilité sédimentaire ont permis aux principaux cordons dunaires de reculer jusqu'à un niveau proche de l'actuel tout en continuant à se développer (Gruet *et al.*, 1992). Quant aux flèches sableuses de Noirmoutier, elles ont continué leur progression vers le sud-est abritant de plus en plus le golfe de Machecoul des houles océaniques. Les flèches sableuses des pays de Monts ont elles aussi probablement été soumises au même phénomène. En effet, en reculant pour s'adapter d'une part à la remontée du niveau de la mer et d'autre part à un climat de vague et de vent plus intense, les dunes se trouvant à hauteur de l'ancrage des flèches sableuses sur le Pont d'Yeu ont fini par se rencontrer en arrière de l'affleurement rocheux (Pinot, 1980; Verger, 2009). Les dunes ont fusionné pour former un cordon dunaire unique qui a à présent la particularité de montrer un changement d'orientation sans s'interrompre, formant un saillant sableux dans le tracé de la côte avec un angle convexe vers l'océan (figure 7). Le cordon dunaire a recouvert une partie du récif du Pont d'Yeu qui débouche désormais au pied des dunes sous la forme d'une langue rocheuse orientée vers l'Île-d'Yeu. Sous l'influence de dérives littorales de directions différentes, l'île de Monts s'est allongée progressivement vers le nord et vers le sud-est à mesure que les flèches sableuses se sont développées, abritant de plus en plus le golfe de Challans de l'assaut des vagues et favorisant ainsi son colmatage (Pinot, 1980).

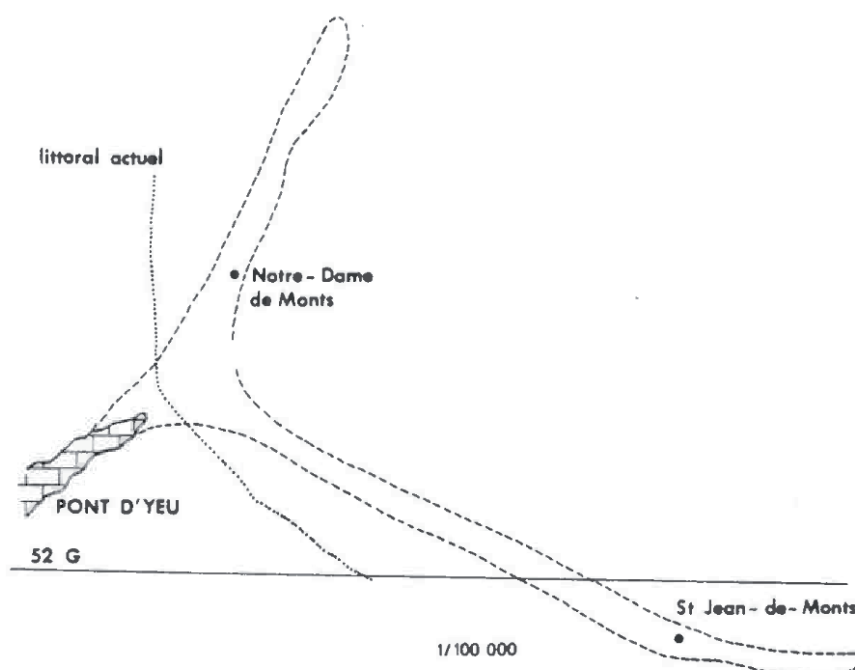


Figure 7 : Emplacement de l'île de Monts ancrée au Pont d'Yeu par rapport au rivage actuel d'après Pinot (1980)

1.3.4 La fermeture contemporaine de la façade maritime du marais de Monts

Entre le Pont d'Yeu et la Corniche Vendéenne, en arrière du massif dunaire actuel, on trouve les vestiges de l'embouchure d'un cours d'eau dont la fermeture est liée à l'évolution des cordons dunaires à la fin de l'Holocène (Pinot, 1980; Verger, 2009). En se développant vers le sud-est à partir du Pont d'Yeu, la croissance de la flèche sableuse s'est effectuée de manière saccadée : une succession de cordons sableux plus ou moins en forme de crochet sont les témoins des anciens stades de croissance de la tête de la flèche (Pinot, 1980). Cette croissance épisodique serait due à des variations de rythme du transport sédimentaire associé à la dérive littorale, comme c'est le cas par exemple à la pointe d'Arçay située plus au sud en Vendée (Allard *et al.*, 2008). Ancré à la Corniche Vendéenne, le cordon dunaire des Mattes s'est développé vers le nord et le nord-ouest à l'intérieur du marais actuel. En raison du comblement du golfe qui va suivre, il est aujourd'hui isolé dans le marais de l'influence marine.

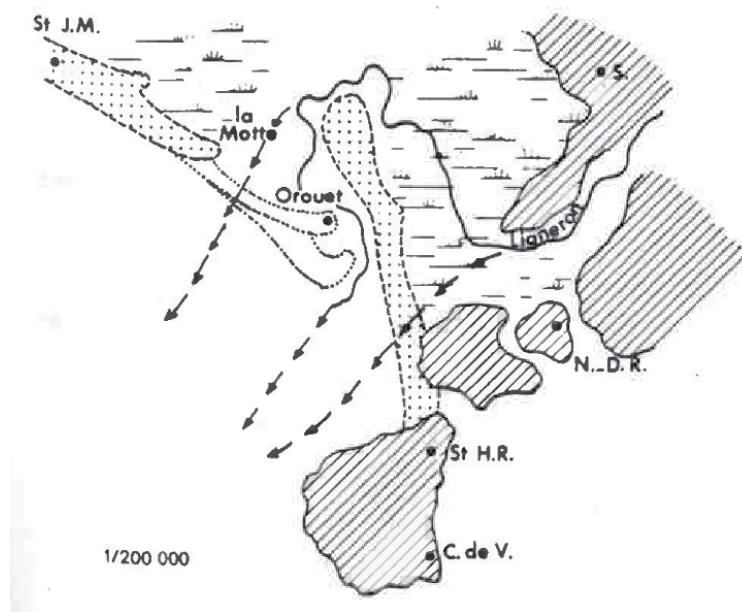


Figure 8 : Les emplacements successifs de l'exutoire de la Baisse symbolisés par les flèches. D'après Pinot (1980).

La croissance de ces cordons a créé un secteur protégé des houles océaniques dans le marais de Monts favorisant le colmatage du golfe de Challans. Entre les extrémités des cordons dunaires qui se sont développés dans des directions opposées, un passage est demeuré ouvert permettant à la marée de pénétrer dans l'actuel marais. Ce passage était probablement une embouchure tidale comme l'est aujourd'hui le Goulet de Fromentine (Verger, 2009). Ainsi, le marais de Monts a présenté une configuration semblable à celle que présente actuellement la Baie de Bourgneuf en arrière de l'île de Noirmoutier, avec

des wadden qui communiquaient avec la mer par une large ouverture au nord de l'île de Monts, et par une embouchure plus étroite au sud de celle-ci (Verger, 1956, 2009). En revanche, le marais de Monts présentait un état plus avancé de colmatage par rapport à la Baie de Bourgneuf. Sous l'effet du remblaiement du marais Breton associé à la croissance épisodique des cordons dunaires, ce passage a dû se rétrécir pour former au Moyen Âge l'embouchure d'un cours d'eau sinueux serpentant dans le marais de Monts, contournant les terminaisons des anciens cordons littoraux, tels que celui d'Orouet ou celui des Mattes (figure 8).

La fermeture récente et progressive de l'exutoire de la Baisse peut être reconstituée à partir de quelques cartes anciennes et des récits historiques. Ainsi, en 1622, Louis XIII y faisait encore traverser ses troupes : (Verger, 2009) rapportait les propos du Maréchal Bassonpierre qui décrivait l'embouchure comme étant «large comme la Seine devant le Louvre». En 1704, Claude Masse

précisait directement sur sa carte qu'il n'y avait presque plus d'écoulement à l'exutoire de la Baisse. À mesure que la dérive littorale continuait à alimenter en sédiment les flèches sableuses, l'hydrodynamisme devenait certainement faiblissant dans l'embouchure. En effet, l'écoulement était contraint de serpenter entre des cordons dunaires multiples, et par conséquent l'embouchure s'est peu à peu comblée. Une autre raison est évoquée pour expliquer une réduction de l'écoulement dans l'embouchure : elle pourrait être liée à la mise en place d'un drainage artificiel détournant une partie des eaux de la Baisse pour des raisons agricoles ou aquacoles (Pinot, 1980).

La conjonction de ces phénomènes a fini par provoquer la soudure des cordons dunaires il y a environ trois siècles (Ters, 1961; Pinot, 1980; Verger, 2009), fermant complètement la façade maritime du marais de Monts. Aujourd'hui, les traces de la pénétration de la marée dans le marais sont celles d'un cours d'eau qui termine sa course sinueuse en cul-de-sac au milieu d'un massif dunaire dont on voit les traces dans la morphologie et la sédimentologie du marais Breton (figure 9).

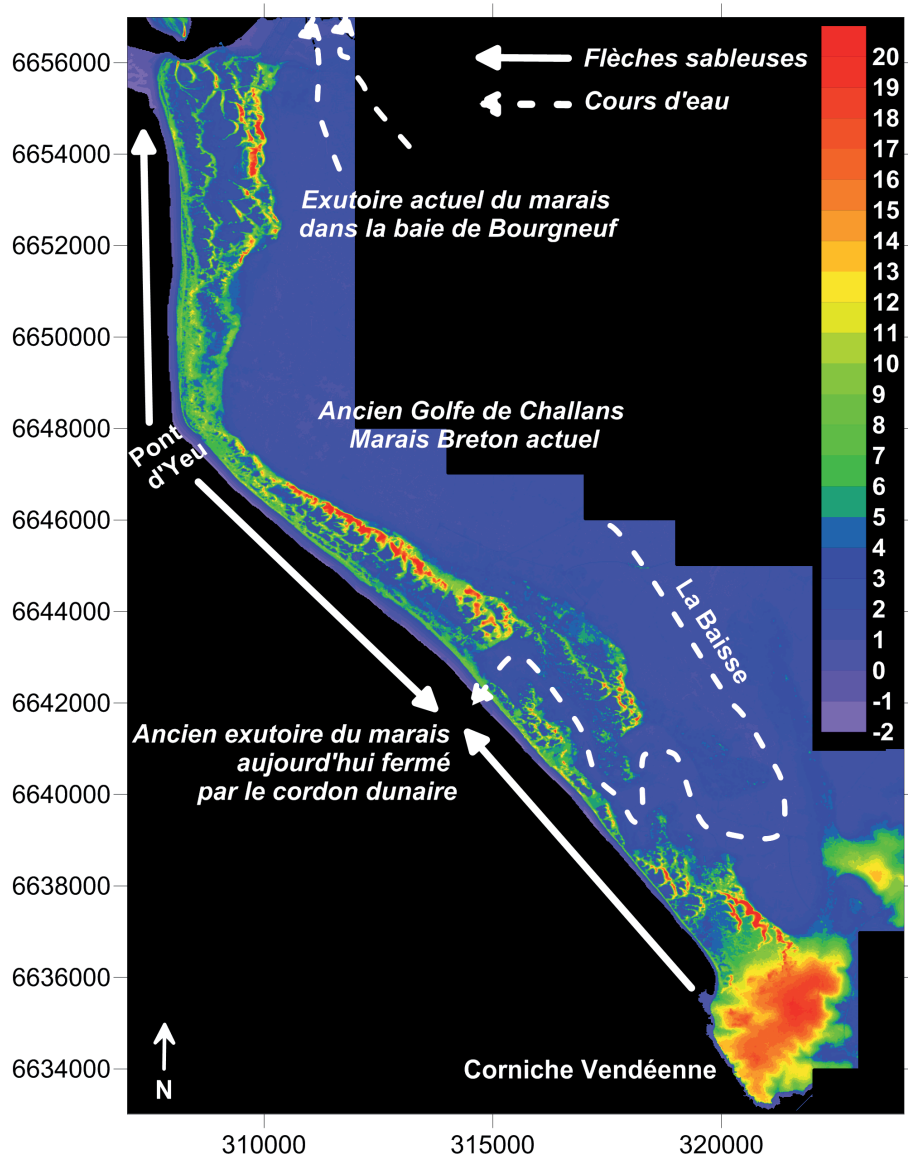


Figure 9 : Modèle numérique de terrain issu des données LiDAR 2010 où est visible dans la topographie l'ancien exutoire de la Baisse.

1.3.5 *Les modifications de l'homme sur le milieu depuis le Moyen Âge*

À partir du Moyen Âge et jusqu'à aujourd'hui, l'empreinte de l'homme sur la morphologie littorale se fait sentir de manière directe et indirecte. En effet, l'homme endigue la côte, modifie le tracé naturel du rivage et perturbe le fonctionnement des systèmes sédimentaires (Bertrand & Goeldner, 1999; Paskoff, 2010; Oost *et al.*, 2012). Ainsi à titre d'exemple, on peut imputer une partie du déficit sédimentaire des plages à la construction de barrages ou au prélèvement de sédiments en amont des fleuves (Bird, 2008; Paskoff, 2010). De même et de manière indirecte, l'activité industrielle depuis environ 1850 participe au changement climatique global (IPCC, 2014). Ce dernier se manifeste notamment par une élévation accrue du niveau de la mer (Church & White, 2006; Cazenave *et al.*, 2014; Nerem *et al.*, 2018). Bien qu'elle ne se soit pas imputable aux activités humaines, on note aussi une variabilité du climat qui se traduit par des changements d'intensité et de fréquence des tempêtes ou du climat de vent et de vague à l'échelle du siècle dernier (DoDet, Bertin & Taborda, 2010; Donat *et al.*, 2011; Wang *et al.*, 2011; Charles *et al.*, 2012a; Dobrynin, Murawsky & Yang, 2012; Feser *et al.*, 2015). Ces phénomènes sont susceptibles d'accentuer le déficit sédimentaire sur les plages et de contribuer au recul du trait de côte voire de favoriser les submersions marines (FitzGerald *et al.*, 2008; Masselink & Gehrels, 2014; Chaumillon *et al.*, 2017).

2. Description actuelle du secteur d'étude

Dans cette partie, nous nous attacherons à décrire la morphologie actuelle du secteur étudié hérité du contexte géologique et des phénomènes passés retracés précédemment. Nous commencerons par décrire une partie des forçages météorologiques et hydrodynamiques qui impactent l'ensemble du système. Ensuite, nous détaillerons les formes et leurs évolutions récentes, ainsi que les processus, qui caractérisent chacune des principales unités géomorphologiques. La façade océanique et son avant-côte dont les dynamiques sont dominées principalement par les vagues seront d'abord décrites. Puis nous aborderons les formes et les processus de la Baie de Bourgneuf davantage contrôlés par la marée. Enfin, nous examinerons le Goulet de Fromentine dont la construction sédimentaire est attribuée à l'interaction entre les vagues et la marée.

2.1 Contexte météorologique et hydrodynamique

2.1.1 *Généralités sur la marée*

Dans le Golfe de Gascogne, l'onde de marée se propage du sud vers le nord. Dans le secteur étudié, sa propagation est perturbée par la présence de l'Île-d'Yeu qui provoque une séparation des courants au flot et au jusant, et par les nombreux fonds rocheux susceptibles de générer des remous (Vanney, 1977). L'onde poursuit sa propagation dans la Baie de Bourgneuf dont la configuration contraint les courants de marée à adopter une circulation particulière détaillée dans le chapitre 4.

En Pays-de-la-Loire, la marée est de type semi-diurne. Prépondérant sur les côtes de l'Océan Atlantique, ce type de marée est caractérisé par deux pleines mers par jour dont la période est de

12 h 25. L'amplitude moyenne de la marée est dans ce secteur de 3,5 m. Elle atteint en moyenne 4,7 m en marée de vive-eau (\approx coefficient 95) et 2,3 m en morte-eau (\approx coefficient 45). Lors des

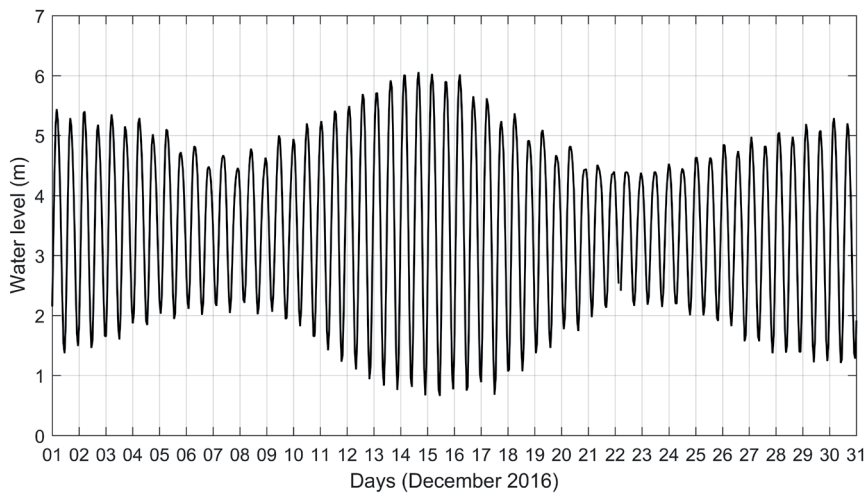


Figure 10 : Les niveaux de marée mesurés au marégraphe de l'Herbaudière. Source : data.shom.fr

coefficients de marée les plus importants, le marnage peut dépasser 6 m (SHOM, 2014a).

Une année d'observation de niveaux d'eau est extraite au port de l'Herbaudière ; la figure 10 illustre un mois de mesures. À partir de cette série temporelle, une analyse harmonique est effectuée avec le programme *Matlab T_tide* (Pawlowicz, Beardsley & Lentz, 2002) (cf. chapitre 3 section 1.2.1.2). La structure harmonique de la marée est ici caractérisée par une forte amplitude des ondes semi-diurnes principales dont M2, S2 et N2. La propagation de la marée sur les secteurs peu profonds de la côte entraîne l'amplification d'harmoniques supérieures. La résonance de la marée sur le plateau continental entraîne en effet une amplification des ondes quart-diurnes en direction de la côte (Le Cann, 1990; Nicolle, 2006; Bertin *et al.*, 2012). On remarque ici l'amplitude non négligeable de l'onde quart-diurne M4 qui est l'harmonique supérieure de l'onde M2. Les inégalités diurnes visibles sur le signal de marée sont expliquées par les ondes diurnes dont O1 et K1 dont l'amplitude atteint plusieurs centimètres (figure 11).

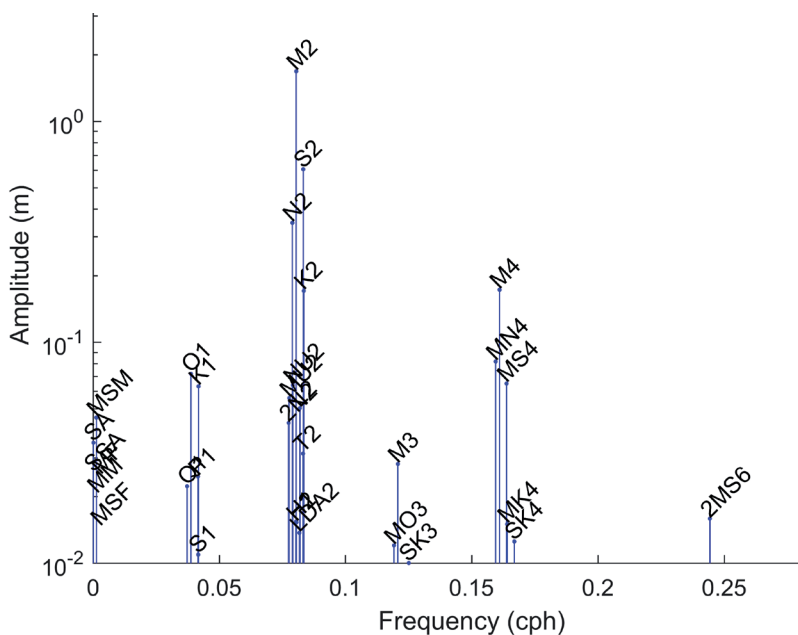


Figure 11 : Résultats de l'analyse harmonique des niveaux d'eau mesurés pendant l'année 2016 à l'Herbaudière

2.1.2 Description du climat de vague au large de la zone d'étude

La première description du climat de vague aux abords de la zone d'étude est effectuée par (Butel, Dupuis & Bonneton, 2002) en s'appuyant sur les mesures d'une bouée appartenant au CEREMA à 4 km au large de l'Île-d'Yeu à une profondeur de 33 m. Les mesures ont été effectuées de juillet 1998 à janvier 2000. Pendant cette période, la hauteur significative des vagues (H_s) se situe à 1,81 m en moyenne avec un maximum qui atteint 8,88 m. En hiver, la hauteur moyenne (H_s) est de 2,16 m, et en été elle descend à 1,35 m. La période moyenne (T_{02}) annuelle est de 5,89 s avec un maximum qui atteint 12,1 s. Les moyennes hivernales et estivales de ce paramètre varient respectivement entre 7 et 5 s. Les vagues proviennent majoritairement du secteur O-ONO, et du secteur OSO-O pour les vagues les plus hautes et les plus longues. Bien qu'informative, cette analyse repose sur une période de mesure assez courte qui n'est pas forcément représentative du climat de vague année après année.

La base de données ANEMOC (Atlas Numérique d'États de mer Océanique et Côtier) est construite à partir de simulations rétrospectives des d'états de mer le long des côtes françaises et permet d'obtenir une série temporelle de paramètres qui caractérisent ces états de mer sur une période d'environ 22 ans de 1979 à 2001 avec un pas de temps horaire. Ces paramètres sont extraits sur les nœuds d'un maillage qui peut atteindre une résolution de 3 km à la côte. Le point 0843, situé à une cinquantaine de kilomètres à l'ouest de Noirmoutier avec une profondeur de 75 m, permet une description statistique des états de mer au large de la zone d'étude (DHI & GEOS, 2008; Fattal *et al.*, 2010). Pendant 70 % du temps, les vagues mesurent entre 0,5 m et 2,5 m. On retrouve les états de mer les plus forts pendant les mois de décembre et janvier avec des vagues qui y dépassent 2,5 m pendant 52 % du temps. Tout comme dans les observations de Butel *et al.* (2002), les directions de houles les plus fréquentes sont de secteurs ouest à nord-ouest, et les houles les plus fortes (> 6 m) proviennent de secteurs ouest à sud-ouest. Ces résultats sont également illustrés par la figure 12 réalisée à partir de la base de données HOMERE (cf chapitre 3 section 1.3)

Le climat de vague, et notamment sa variabilité, a été analysé sur une période plus longue (1953-2009) dans un rapport d'étude en ingénierie côtière qui porte sur le chenal de navigation du Goulet de Fromentine (CREOCEAN, 2011). Cette analyse se base sur un modèle régional de vague (Atlantique nord) développé à partir du code de calcul WaveWatch3 et forcé par les champs de vent issus de réanalyses atmosphériques (DoDet *et al.*, 2010). La résolution du modèle est de 0,5 ° ce qui équivaut dans notre secteur à un maillage d'environ 30 x 50 km. Un point a été extrait au large du Goulet de Fromentine à environ 50 m de profondeur. Grâce à la longueur de la période simulée, les résultats extraits à ce point fournissent des informations supplémentaires sur le climat de vague du secteur. Comparativement à l'analyse de Butel *et al.*, (2002), les hivers sont caractérisés par des vagues en moyenne plus hautes (H_s) qui dépassent 4 m. Cet écart s'explique peut-être par les différences de profondeur (33 m et 50 m) des points de mesure et de simulation. De plus, la hauteur des vagues (H_s) montre une variabilité interannuelle significative selon les caractéristiques énergétiques qui prévalent chaque hiver (entre 3 et 5 m). Ce rapport nous donne aussi des informations complémentaires sur la période des vagues avec des périodes de pic (T_p) qui varient presque du simple au double entre l'hiver et l'été, respectivement 13 et 7 s. Contrairement à la hauteur des vagues (H_s), la période au pic (T_p) montre moins de variabilité interannuelle.

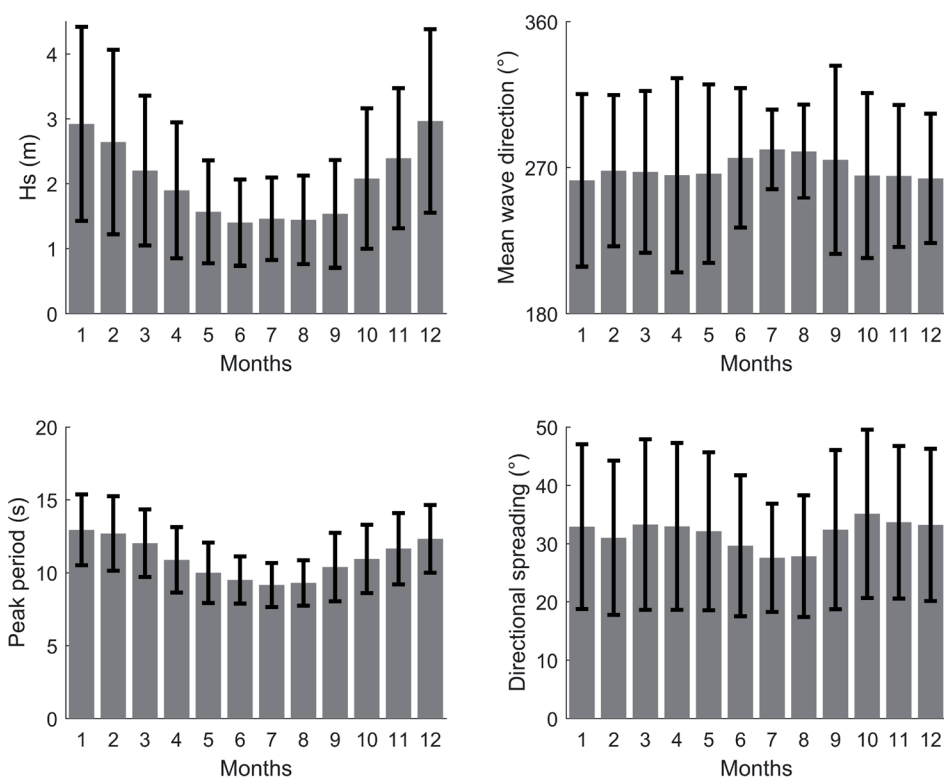


Figure 12 : Synthèse des moyennes mensuelles de paramètres de vagues au large de l'Île-d'Yeu. Les données sont issues de la base de données HOMERE.

2.1.3 Le vent

Selon les données de vent (FXI) mesurées à la station météorologique de Noirmoutier entre 1999 et 2010, les vents dominants proviennent 40 % du temps des secteurs allant du nord-ouest au sud-ouest (Juigner, 2017). Le secteur nord-ouest et le secteur sud-ouest concentrent respectivement 26,2 % et 22,6 % des occurrences. Lorsque la vitesse du vent dépasse 8 m/s (> 5 sur l'échelle de Beaufort), ce qui arrive 8,1 % du temps, le vent est en grande majorité issu de ces secteurs océaniques pour 86,4 % du temps (DHI & GEOS, 2008; Fattal *et al.*, 2010). De plus, lorsque la vitesse dépasse 22 m/s, ce qui correspond au seuil de la « tempête » sur l'échelle de Beaufort, les vents proviennent principalement des secteurs ouest et sud-ouest (Juigner, 2017). Le secteur nord-est, avec des vents qui viennent plutôt de la terre, concentre tout de même 24,2 % des occurrences. En hiver, on observe plutôt des vents de secteurs ouest à nord-ouest (30 % des observations), alors qu'en été, on observe plutôt des vents de secteurs ouest à nord-ouest (DHI & GEOS, 2008).

Dans le cadre de cette thèse, la base de données HOMERE a été utilisée pour analyser les paramètres des vagues (cf. chapitre 3 section 1.3). À chaque point du maillage du modèle HOMERE, la direction et la vitesse des vents issus des réanalyses CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) peuvent également être extraites sur une période de 19 ans. L'analyse de ces données nous permet de confirmer cette répartition saisonnière des directions et des intensités des vents : les mois d'été sont caractérisés par une vitesse modérée provenant majoritairement de l'WNW, alors que les mois d'hiver sont caractérisés par des vents de sud-ouest plus intenses (figure 13).

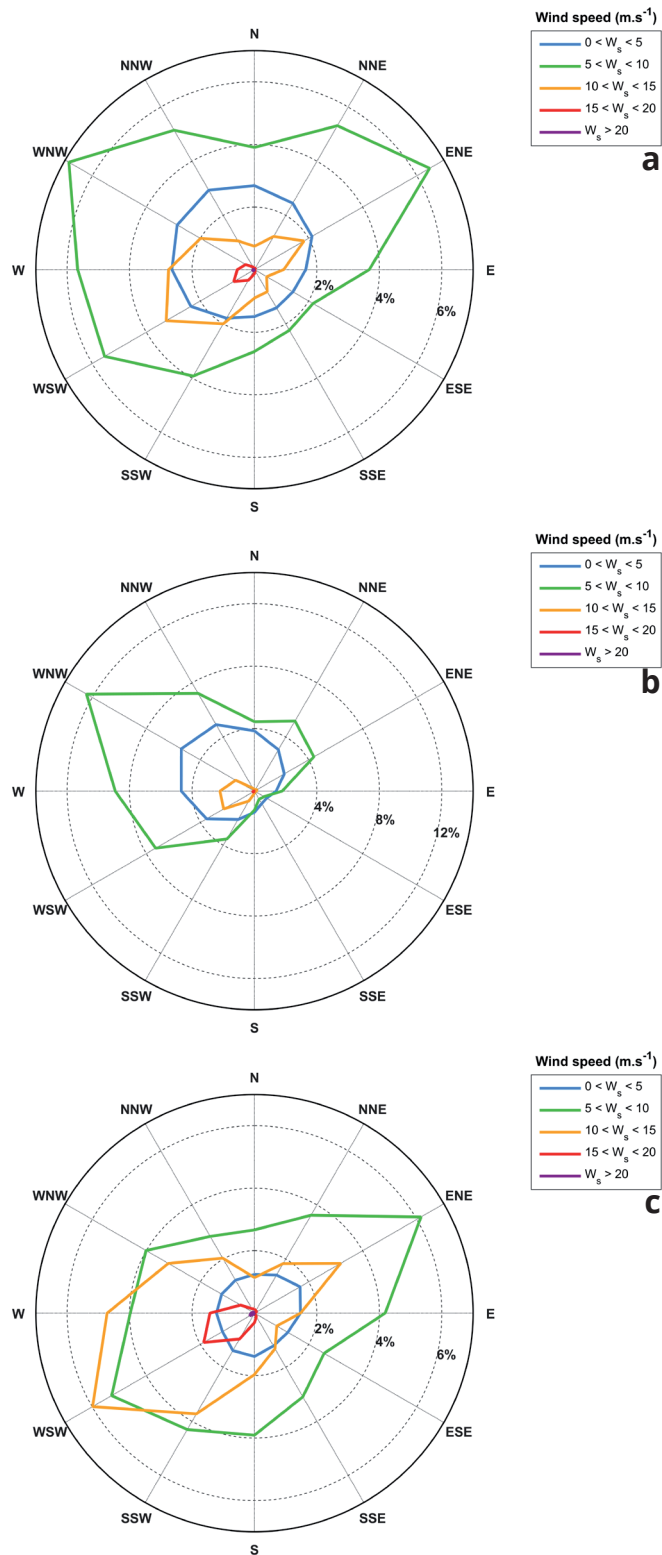


Figure 13 : Roses des vents réalisée à partir de la base de données HOMERE : (a) en tenant compte de l'ensemble des données, (b) en tenant compte des mois d'été uniquement, (c) en tenant compte des mois d'hiver uniquement.

2.2 La façade océanique et son avant côte

2.2.1 Généralité sur les littoraux sableux dominés par les vagues

Les façades océaniques, dans notre cas sableuses, sont des zones côtières composées de plages souvent adossées à des dunes. La morphologie de ces systèmes dépend à la fois des conditions de vagues et du stock sédimentaire mobilisable (Wright & Short, 1984). Ces systèmes plage-dune sont souvent décrits sur l'axe d'un profil qui s'étend de l'arrière-dune côté terre jusqu'à la limite au large de la mobilité des barres sableuses ; cette limite variable correspond à la profondeur de fermeture (Nicholls *et al.*, 1998). En effet, dans les zones côtières où les courants de marée sont faibles, les vagues sont à l'origine de courants et de turbulences qui induisent du transport sédimentaire. En fonction du rapport entre l'énergie de l'onde qui se propage vers la côte et de la profondeur, les vagues subissent l'influence du fond. À mesure que la profondeur diminue, les transformations que subissent les ondes qui se propagent sont d'autant plus fortes. Par conséquent, on assiste à une série de phénomènes qui se traduisent par une modification de la direction, de la vitesse et de la forme des vagues. Sur un profil de plage et lorsque la profondeur diminue, on peut identifier la zone de *shoaling* où la dissipation d'énergie est essentiellement dominée par les effets de frottement sur le fond. Lorsque la profondeur de l'eau devient trop faible, la cambrure de l'onde atteint un seuil critique qui provoque le déferlement dissipant une partie de l'énergie de la vague alors qu'une autre partie est réfléchi. Cependant, dans la mesure où les vagues ne sont pas toujours parallèles au rivage et que les gradients de pente sont également variables proche de la côte, l'énergie des vagues n'est pas dissipée de manière égale le long du littoral. Ainsi, on assiste à une variation spatiale de la dissipation des ondes qui se traduit notamment par un alignement des crêtes des vagues parallèlement aux isobathes. L'angle d'incidence des vagues à proximité de la plage est donc généralement faible. En revanche, ce phénomène appelé réfraction peut entraîner des zones de convergence d'énergie lorsqu'aux endroits où le fond remonte plus rapidement devant les caps, et des zones de divergence dans les baies évasées. La présence d'obstacle comme des îles peut aussi créer une modification de la direction des crêtes des vagues, on parle alors de diffraction. Ces phénomènes ont pour conséquence une transmission de l'énergie des vagues dans la colonne d'eau générant des courants. L'interaction des vagues avec le fond et leur angle d'incidence contribuent donc à la génération de courants littoraux longshore et cross-shore. Par exemple, la dérive littorale génère un transport sédimentaire longshore déterminant pour comprendre le fonctionnement d'un système plage-dune. D'une manière générale, des gradients positifs et négatifs du transport longshore déterminent respectivement les secteurs d'érosion et d'accrétion sur les plages (Ashton & Murray, 2006). Ces échanges sédimentaires, à la fois cross-shore et longshore, ont conduit à l'élaboration du concept de cellule sédimentaire indissociable de celui de budget sédimentaire (Davies, 1974; Suanez, 2009). La côte n'est désormais plus seulement analysée par l'intermédiaire de profils, mais sous la forme d'un système cartésien influencé par des forçages dans lequel on identifie des sources de sédiments (rivière, érosion de falaises, stock mobilisable, *etc.*) et des pertes potentielles (transport éolien, sortie des sédiments vers le large ou d'autres systèmes, *etc.*). Un littoral peut ainsi être composé d'une succession de cellules sédimentaires dont les échanges et les bilans sédimentaires sont principalement contrôlés par ces phénomènes cross-shore et longshore.

Compte tenu des phénomènes décrits précédemment, il est nécessaire d'aborder la description d'une façade océanique en intégrant à la fois les zones émergées et les zones submergées qui peuvent être sous l'influence des vagues. Ainsi, nous décrivons d'abord la morphologie des systèmes plage-dune, puis dans un second temps l'avant-côte jusqu'à l'Île-d'Yeu. Cette dernière constitue en effet le premier obstacle à la propagation des vagues. Enfin, à partir des travaux de recherche et des études disponibles, nous détaillerons les différentes dynamiques littorales contrôlées par ces phénomènes.

2.2.2 Contexte géographique et géomorphologique de la partie émergée

2.2.2.1 Description générale

La façade océanique du secteur d'étude est principalement sableuse et presque intégralement composée de massifs dunaires. Ils s'étendent actuellement de l'extrémité nord de Noirmoutier à la Corniche Vendéenne de manière quasi continue sur environ 45 km. Ils sont interrompus sur de courtes distances par des obstacles naturels, comme les pointes rocheuses de Noirmoutier et le

Goulet de Fromentine, ou anthropiques comme les remblais de Notre-Dame-de-Monts et de Saint-Jean-de-Monts.

Ainsi, cette façade océanique peut être divisée en 5 cellules sédimentaires représentées dans la figure 14 (Pinot, 1980; DHI & GEOS, 2008). (1) Dans la moitié nord de Noirmoutier, on retrouve une première cellule, correspondant à la plage de Luzeronde, délimitée par la pointe de l'Herbaudière et celle du Devin. (2) Plus au sud, jusqu'à la pointe de la Loire, une autre cellule correspond à des plages aménagées à forte protection côtière, dont celles des Eloux. (3) Une cellule sédimentaire, qui s'étend des roches de la Loire jusqu'au Goulet de Fromentine, est occupée par la flèche sableuse de la moitié sud de Noirmoutier qui se termine par la pointe de la Fosse. (4 et 5) Du côté des pays de Monts, on distingue deux cellules sédimentaires séparées par le Pont d'Yeu. (5) La cellule sud des pays de Monts dépasse les limites administratives de la Communauté de Communes en s'étendant jusqu'à la Corniche Vendéenne.

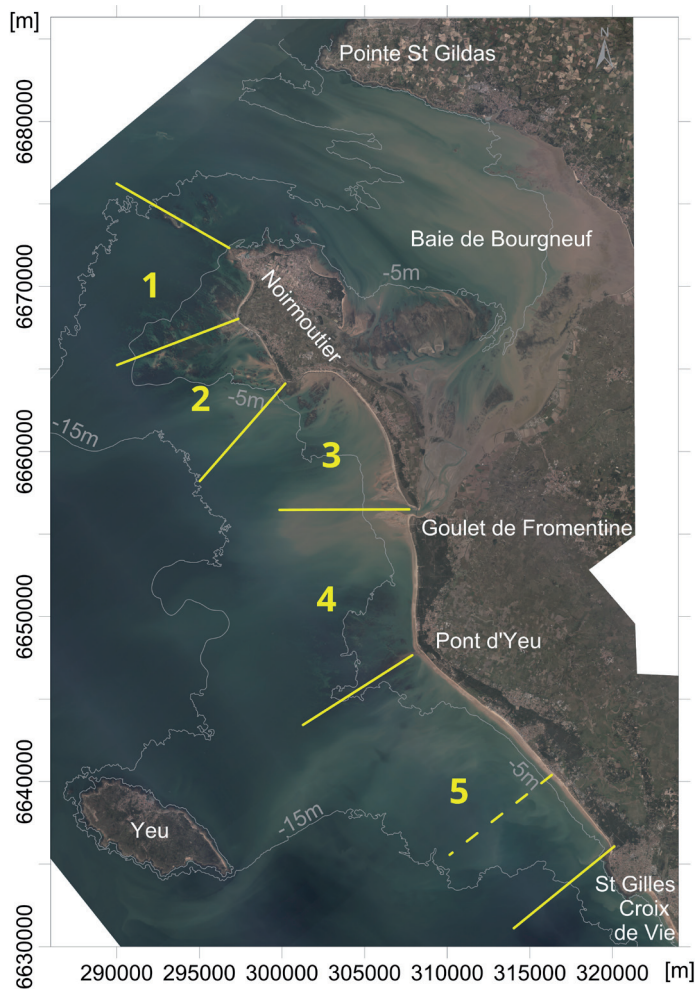


Figure 14 : Les limites des 5 cellules sédimentaires actuelles. La limite en pointillée symbolise la limite d'une ancienne cellule au niveau de l'exutoire de la Baisse. D'après Pinot (1980).

Sur l'île de Noirmoutier, les massifs dunaires sont plutôt étroits. Le cordon bordier est souvent le seul rempart naturel qui abrite les zones basses, majoritaires sur l'île, de l'assaut des vagues. La pression foncière et touristique a amené certaines communes à se développer jusque dans ces marais, parfois en dessous du niveau moyen de la mer (Creach *et al.*, 2015). Dans les années 70, l'essor des activités de plaisance conduisent à la construction et/ou à l'agrandissement des ports de l'Herbaudière au nord et du Morin à l'ouest, qui font obstacle au transport longshore entraînant un déséquilibre du transit sédimentaire en aval de la dérive littorale (Evans, 2008; Kraus, 2009; Pas-koff, 2010). C'est ainsi que les plages au stock sableux limité de la cellule sédimentaire située en aval du port du Morin sont particulièrement impactées par ce phénomène (Fattal *et al.*, 2010; Bernier & Gruet, 2011). Dès lors, de nombreux projets d'ingénierie côtière sont proposés et se succèdent pour tenter de limiter ou du moins stabiliser le déficit sédimentaire constaté sur ces plages, et ce afin de préserver les activités humaines en arrière des dunes (Fattal *et al.*, 2010). Cependant, on peut regretter que ces projets répondent souvent à une problématique d'érosion très localisée, souvent au coup par coup, consistant parfois à fortifier ou surélever les ouvrages existants. L'édification de ces remparts de protection est réalisée tempête après tempête sans une vision globale du transit sédimentaire, reportant le déficit sédimentaire de plus en plus en aval (Fattal *et al.*, 2010; Bernier & Gruet, 2011). Par contre, au sud de la Guérinière, dans la cellule sédimentaire occupée par la flèche sableuse se terminant par la pointe de la Fosse, l'influence anthropique se fait plus discrète (Ba, 2017). À l'exception de quelques lotissements ou de quelques campings qui viennent empiéter sur les dunes grises, comme par exemple de part et d'autre de la plage de la Tresson, les massifs dunaires sont plus larges et parfois bordés de forêts.



Figure 15 : La plage fortifiée des Eloux complètement recouverte par les vagues et la marée le 30 janvier 2015.

Cliché de Baptiste Le Mauff

Contrairement à Noirmoutier, les massifs dunaires des pays de Monts ont été davantage épargnés par le développement des communes sur les dunes et vers la mer (Coquin, 2011). Bien que leur largeur soit variable, les massifs dunaires s'étendent parfois sur 2,2 km dans certains secteurs prolongés par la forêt de Monts au nord du Pont d'Yeu. On peut cependant relever qu'il existe une interruption du cordon bordier par des remblais ou des ouvrages de défense, d'abord avec le remblai de Notre-Dame-de-Monts (750 m après 7 km de dunes ininterrompues) ; puis avec le

remblai de Saint-Jean-de-Monts (3 km après 6 km de dunes ininterrompues). On peut aussi noter qu'au-delà des pays de Monts, deux lotissements ont été construits sur la dune à hauteur de plage des Becs et celles des Mouettes, avec des accès directs à la plage. Ces derniers sont fortifiés par des enrochements de 150 et 300 m accompagnés de quelques épis plus ou moins ensablés ou entretenus. Ainsi, sur un linéaire côtier de plus de 25 km entre le Goulet de Fromentine et la Corniche Vendéenne, on trouve 4,2 km de rivage artificialisé.

2.2.2.2 Originalité et diversité des systèmes dunes-plages

Le secteur d'étude se caractérise par un linéaire côtier composé d'une enfilade de cordons dunaires et de plages qui ont aussi la particularité d'offrir une diversité morphologique ainsi que des caractéristiques géographiques singulières.

Articulées sur certains des affleurements rocheux décrits plus haut, les plages de la façade océanique de la zone d'étude ont la particularité d'avoir des orientations différentes variant du nord-ouest au sud-ouest. En outre, chaque changement d'orientation correspond souvent à une frontière entre deux cellules sédimentaires. On peut le voir à Noirmoutier, où de chaque côté de la pointe du Devin, la plage de Luzeronde, qui est orientée nord-ouest, forme un angle droit avec les plages de l'Épine, orientées sud-ouest. À La Guérinière, la plage est orientée sud, et elle se prolonge vers Barbâtre jusqu'à la pointe de la Fosse en adoptant une orientation sud-ouest. Le cas le plus atypique est celui du cordon dunaire des pays de Monts qui change d'orientation sans marquer d'interruption (cf. chapitre 1 section 1.3.3). Du Goulet de Fromentine au Pont d'Yeu, les plages sont orientées ouest alors qu'à partir de cette charnière et jusqu'à la Corniche Vendéenne, les plages empruntent une direction sud-ouest.

Compte tenu du contexte géologique et sédimentaire de cette façade maritime évoqué précédemment (chapitre 1 section 1.2), une grande variété de morphologie des systèmes plage-dune est visible sur l'ensemble de ce linéaire côtier sableux. On retrouve des plages de fond de baie relativement pentue, adossées à des massifs dunaires constitués d'un cordon unique, mais aussi des plages très dissipatives adossées à des massifs dunaires complexes et constitués de plusieurs cordons dunaires successifs. En outre, dans certains secteurs, de nombreuses caoudeyres créent des encoches dans la dune bordière. Les trois sites sélectionnés pour l'exploitation de la série temporelle de données LiDAR synthétisent bien cette diversité (cf. chapitre 2 section 3).

2.2.3 Nature et morphologie de l'avant-côte

L'avant-côte de cette façade océanique est occupée par le Coureau Islais dont la formation géologique a été présentée à la section 1.2 de ce même chapitre. L'avant-côte peut donc être délimitée ici par l'Île-d'Yeu au large, l'extrémité nord de l'île de Noirmoutier occupée par le plateau des Bœufs, et au sud l'avancée rocheuse de la Corniche Vendéenne. La courbe de niveau des -15 m NGF dessine grossièrement un delta orienté vers l'Île-d'Yeu. L'avant-côte est donc caractérisée par une bathymétrie peu profonde et plate sur une grande surface, qui s'étend jusqu'à 20 km au large, et qui s'étire sur toute la longueur des massifs dunaires (figure 4). Le Pont d'Yeu constitue l'arête de ce delta rocheux orienté vers l'Île-d'Yeu, en délimitant deux sous-ensembles. Au début de

l'Holocène, lorsque le niveau de la mer était plus bas, l'Île-d'Yeu était probablement une presqu'île reliée au continent par le Pont d'Yeu (Ters, 1961). Avec le niveau de la mer actuel, le Pont d'Yeu se découvre partiellement à marée basse à hauteur du point d'inflexion du cordon dunaire des pays de Monts. La couverture calcaire émerge depuis la plage, parfois sur plus d'un kilomètre lors de marées basses de vive-eau, surtout lorsqu'elles sont accompagnées de vents d'est à nord-est (figure 16).



Figure 16 : Le Pont d'Yeu se découvre le 6 octobre 2017 par une marée basse de coefficient 99.

Cliché de Baptiste Le Mauff

La nature du fond présente un substratum rocheux, principalement calcaire, dont les irrégularités ont été colmatées par des sédiments meubles pendant l'Holocène. Les dépressions étroites qui correspondent probablement à d'anciens passages fluviaux sont comblées de sédiments de nature grossière, comme des cailloutis (figure 6) (Vanney, 1977). Entre l'Île-d'Yeu et les limites des plateaux calcaires, on retrouve quelques secteurs où se sont accumulés des sables moyens à fins que l'on peut qualifier de poches comme c'est le cas dans « la Sablière » au large de Port-Joinville. Entre l'Île-d'Yeu et la Corniche Vendéenne, on remarque quelques zones, bien connues des pêcheurs de Saint-Gilles-Croix-de-Vie, dans lesquelles se sont déposées des vases. Au pied des dunes, côté mer, on trouve une étroite bande de sables fins qui prolonge les plages de quelques centaines de mètres sous le niveau des basses mers en recouvrant une partie des plateaux calcaires.

À ce titre, il existe une carte sédimentologique du Coureau et de ses abords, réalisée par Vanney en 1977. Puis le BRGM a effectué en 2013 un travail de synthèse harmonisant les données géologiques et sédimentologiques disponibles, sur terre et en mer (figure 6). Enfin, la même année, dans le cadre de l'OLPM, des prélèvements de sédiments ont été effectués par l'IGARUN à l'aide d'une benne de type *Van Veen* tous les kilomètres. En comparant la nature sédimentaire des échantillons prélevés avec la carte de Vanney de 1977, et la synthèse du BRGM, on constate que la nature du fond sous-marin dans le Coureau Islais n'a probablement que très peu évolué et est caractérisée par une faible épaisseur sédimentaire. Dans le secteur étudié, la carte de Vanney fait donc encore référence.

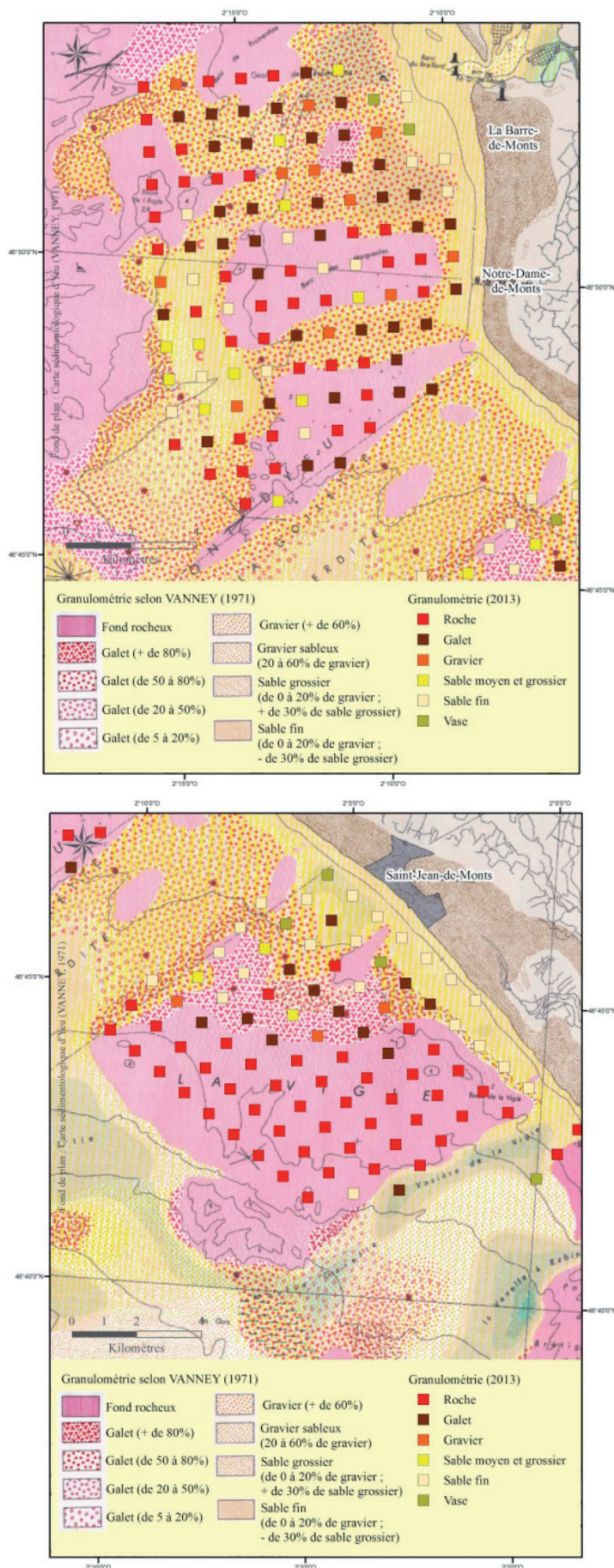


Figure 17 : Comparaison entre les prélèvements granulométriques de l'OLPM et la carte sédimentologique de Vanney (1977). La carte du haut représente le nord du Coureau Islais, et la carte du bas le sud.

2.2.4 Une façade maritime en situation de relatif abri

Les vagues qui se propagent sur le Coureau Islais subissent des modifications qui affectent leur direction et leurs caractéristiques.

En effet, la présence de l'Île-d'Yeu, qui délimite la frontière au large du Coureau Islais, constitue un obstacle à la propagation de la houle. Les crêtes des trains de houle qui se propagent restent rectilignes dans l'océan dit profond. Dès qu'elles rencontrent un obstacle comme l'Île-d'Yeu, les ondes s'amortissent de chaque côté de l'île. Ce phénomène de diffraction se traduit par une déformation des ondes qui contournent l'île en changeant de direction.

Par ailleurs, le phénomène de réfraction se traduit par un changement d'orientation des ondes qui ont tendance à épouser les isobathes pour arriver parallèlement au trait de côte. Entre l'Île-d'Yeu et le rivage, la bathymétrie peu profonde et la nature rocheuse qui caractérise le Coureau Islais ont tendance à amplifier également un phénomène de frottement sur le fond qui dissipe une partie de l'énergie des vagues. Ce phénomène est accentué à marée basse. En effet, dans un tel environnement peu profond et rocheux, combiné à un marnage macro-tidal, le frottement sur le fond est fortement d'autant plus fort lors des marées basses de vive-eau. Il en résulte une plus forte atténuation de l'énergie des houles (Ardhuin *et al.*, 2003; Bertin *et al.*, 2007).

Dans le cas de la façade étudiée, on assiste à une combinaison complexe de ces deux phénomènes. Le secteur des pays de Monts semble le plus abrité derrière l'Île-d'Yeu et le haut-fond du Pont d'Yeu. D'autres secteurs vont générer des modifications importantes des caractéristiques et de la direction des vagues lors de leur propagation vers la côte. On peut citer par exemple le large delta de jusant du Goulet de Fromentine, ou encore les abords des petites plages de fond de baie de l'île de Noirmoutier. Ces dernières se sont formées sur le plateau des Bœufs en présentant des orientations différentes (Bernier & Gruet, 2011).

2.2.5 Cinématique du trait de côte

La cartographie historique du trait de côte et l'analyse de sa cinématique sont la principale méthode utilisée pour mettre en lumière l'érosion, la stabilité, ou l'accrétion des plages (Crowell, Leatherman & Buckley, 1991). Plusieurs auteurs ont déjà effectué cette analyse sur le secteur d'étude à des échelles spatio-temporelles variables. L'étude régionale de DHI & GEO, (2008) recouvre l'ensemble du secteur d'étude compare le trait de côte de 1975 avec celui de 2001 (figure 18). Sur le secteur de Noirmoutier, une publication se focalise sur la cinématique du trait de côte au niveau de la plage des Eloux, et ce entre 1832 à 2008 consécutivement à la tempête Johanna de mars 2008 (Fattal *et al.*, 2010). À l'aide de cartes anciennes et d'images aériennes, Coquet (2013) et CREOCEAN (2011) retracent l'évolution du trait de côte du secteur du Goulet de Fromentine depuis 1702. Au pays de Monts, Juigner *et al.* (2012) publient une analyse plus approfondie d'une collection de 8 traits de côte numérisés de 1920 à 2010 autour des deux cellules sédimentaires situées de part et d'autre du Pont d'Yeu (figure 19).

Dans la cellule sédimentaire qui intègre la plage de Luzeronde, on trouve : au nord, un secteur

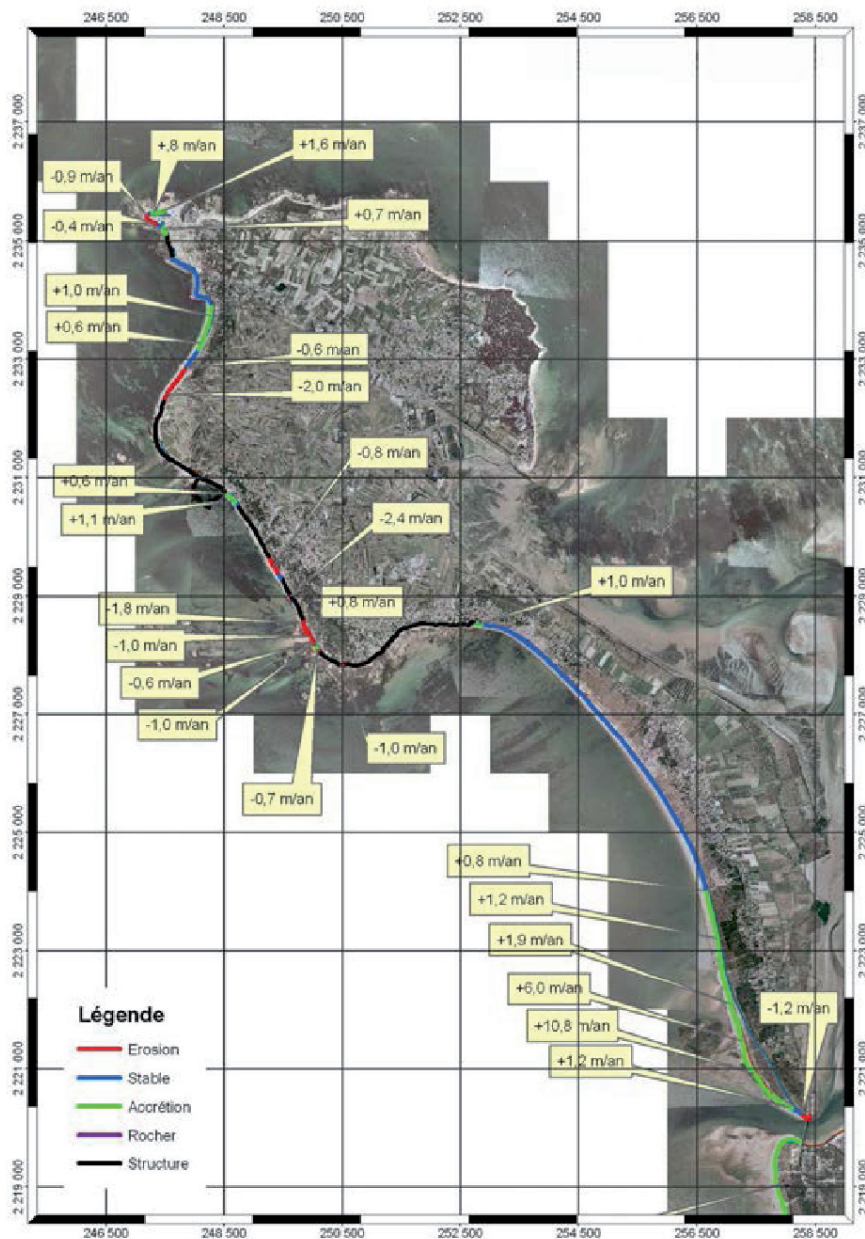


Figure 18 : Extrait de l'analyse de la mobilité du trait de côte effectuée par DHI & GEOS (2008) sur Noirmoutier à partir d'une image datant de 1975 et une de 2001.

avec une accrétion qui atteint +1 m/an, un secteur stable au centre de la plage, puis au sud, un secteur en érosion avec un taux de recul de -2 m/an (DHI & GEOS, 2008). On retrouve l'organisation classique d'une cellule sédimentaire dont le transport longshore serait contrôlé par une dérive littorale orientée vers le nord-est.

Plus au sud, la cellule sédimentaire caractérisée par des plages fortement aménagées de l'ouest

de Noirmoutier laisse peu de place à une analyse récente de la cinématique du trait de côte. La ligne de rivage étant fixée par les ouvrages de protection, le déficit ou le gain de sable sur ces plages n'est pas visible sur une photo aérienne. Lorsque sur de petites portions, le trait de côte n'a pas encore été fixé, on remarque alors une progression du trait de côte vers la mer à l'est du port du Morin, suivi plus au sud de portions plutôt dominées par l'érosion. Aussi, DHI & GEOS (2008) calculent des taux d'évolution très variables allant de -2,4 m/an à + 1,1 m/an. Cependant ces valeurs sont à relativiser compte tenu de l'artificialisation et de la gestion de ces plages (rechargements multiples et by-pass) (Fattal *et al.*, 2010). Pour autant, d'après les documents rassemblés par (Fattal *et al.*, 2010), des cartes et des images anciennes nous permettent d'appréhender l'évolution de cette portion de littoral avant sa fortification. De 1832 à 2006, un recul de 190 m est constaté aux Eloux avec un taux de recul moyen de -0,7 m/an. Sur une période plus récente (1997-2006), ce taux s'intensifie pour atteindre -1,9 m/an. Les auteurs remarquent aussi des reculs de plus de 10 m en aval des ouvrages de défense (Fattal *et al.*, 2010). Les aménagements côtiers successifs semblent ne pas avoir enrayé le déficit sédimentaire, bien au contraire.

La cellule sédimentaire occupée par la flèche sableuse située au sud de Noirmoutier est caractérisée par une stabilité du trait de côte sur la moitié nord, alors qu'au sud, le gradient est positif jusqu'à atteindre +10,8 m/an (DHI & GEOS, 2008). Depuis 1702, la pointe de la Fosse s'est développée vers le sud et vers l'ouest s'allongeant d'environ 200 m jusqu'à aujourd'hui (CREOCEAN, 2011; Coquet, 2013). Or, sur une période plus récente, la flèche semble s'être stabilisée naturellement et artificiellement et les taux d'évolution du trait de côte sont revus à la baisse pour atteindre +3 à + 6 m/an dans le secteur ouest de la pointe de la Fosse (CREOCEAN, 2011). À l'extrémité de la pointe de la Fosse, le taux diminue fortement, il devient même négatif directement sous le pont de Noirmoutier avec un recul de -1,2 m/an (DHI & GEOS, 2008). Ce secteur serait aussi devenu instable à cause des opérations d'entretien du chenal de navigation du Goulet de Fromentine qui aurait provoqué un recul de 10 m en 3 ans entre 2006 et 2009 (CREOCEAN, 2011).

Au Goulet de Fromentine, côté pays de Monts, le trait de côte de la plage de Fromentine et de la Grande Côte est plus stable comparativement à sa rive opposée, notamment depuis les années 1950 (CREOCEAN, 2011; Coquet, 2013). Pour autant, les taux de recul et d'avancée du trait de côte de la plage de la Grande Côte sont les plus élevés des pays de Monts. Ils présentent en effet une forte variabilité dans le temps avec une alternance d'érosion et d'accrétion (Juigner *et al.*, 2012). Dans ce secteur, l'auteur observe un bilan en accrétion avec un taux qui atteint +1,36 m/an, soit une avancée de 122,4 m pour la période comprise entre 1920 et 2010 (Juigner *et al.*, 2012).

Si l'on considère à présent l'ensemble des pays de Monts, 26,4 % de l'OLPM est en érosion sur la période 1920-2010 avec des taux maximums de recul atteignant -0,63 m/an au Pont d'Yeu, soit un recul de 56,7 m en 90 ans. À l'inverse, 37,4 % de ce littoral est en accrétion avec un des taux maximums atteints aux abords du Goulet de Fromentine. Les taux d'évolutions calculés par l'étude de (Juigner *et al.*, 2012) sont légèrement inférieurs à ceux calculés par (DHI & GEOS, 2008) ; une période plus longue ainsi qu'un nombre de traits de côte plus important ont probablement lissé les résultats. En revanche, la structuration des résultats dans l'espace reste la même entre les deux études (DHI & GEOS, 2008; Juigner *et al.*, 2012). La cellule sédimentaire au sud du Pont d'Yeu est caractérisée par une organisation classique d'une cellule sédimentaire avec un secteur en

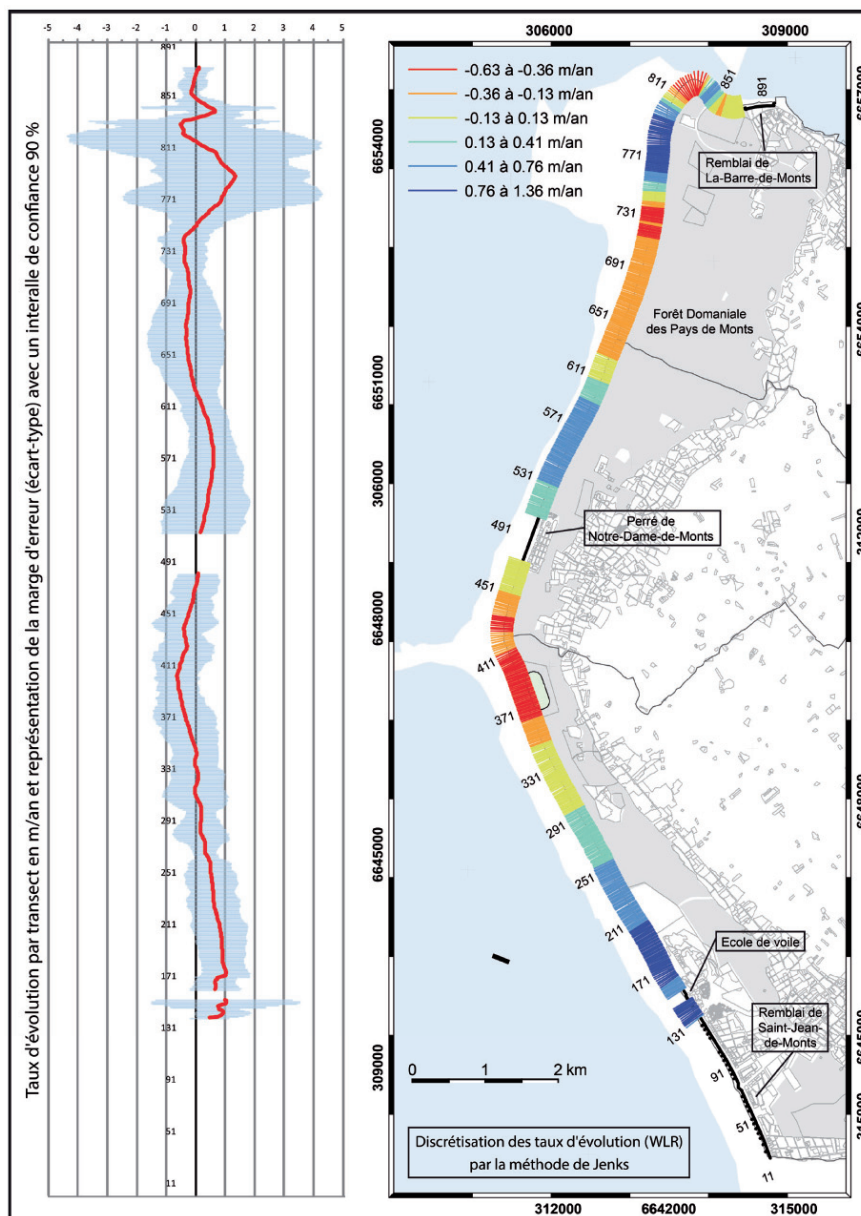


Figure 19 : Extrait de l'analyse de la mobilité du trait de côte effectuée par Juigner *et al.* (2012) sur les pays de Monts à partir d'une collection d'image de 1920 à 2010..

érosion, suivi d'un secteur stable, puis d'un secteur en accrétion. On retrouve ce schéma du Pont d'Yeu au remblai de Saint-Jean-de-Monts, puis de nouveau, dans une seconde cellule sédimentaire, de ce même remblai jusqu'à la Corniche Vendéenne ce qui nous permet de déduire qu'une dérive littorale orientée vers le sud-est contrôle le transport longshore. À l'inverse, on ne retrouve pas cette organisation dans la cellule sédimentaire qui s'étend du nord du Pont d'Yeu jusqu'au Goulet de Fromentine.

Ces analyses font toutes apparaître trois secteurs en érosion à surveiller : un secteur au sud du Goulet de Fromentine (au niveau de la plage de la Bergère), un secteur englobant le Pont d'Yeu qui s'étend jusqu'à l'extrémité sud-est de l'Hippodrome de Saint-Jean-de-Monts, un secteur qui s'étend du remblai de Saint-Jean-de-Monts jusqu'aux lotissements de la Pège rattachés à la commune de Saint-Hilaire-de-Riez.

Que cela soit à Noirmoutier ou dans les pays de Monts, il semblerait que l'érosion s'amplifie (Fattal *et al.*, 2010; Juigner *et al.*, 2012). Ces taux récents plus élevés sont probablement influencés par une plus grande fréquence d'acquisition des images aériennes, notamment après les tempêtes, qui peuvent occasionner un recul soudain important du trait de côte. Ainsi et à titre d'exemple, aux Eloux, des reculs de 10 m sont mesurés en aval des ouvrages après le passage de la tempête Johanna survenue en mars 2008 (Fattal *et al.*, 2010). De même, entre 2009 et 2010, l'ensemble du littoral des pays de Monts a reculé suite au passage de la tempête Xynthia survenue en février 2010. Les taux les plus importants avoisinent -9 m/an entre ces deux dates et sur plusieurs secteurs du littoral (Juigner *et al.*, 2012).

2.2.6 Une dérive littorale plutôt faible

La direction et le volume du transport longshore sont estimés par DHI & GEOS (2008) sur l'ensemble de la façade étudiée en utilisant le modèle LITPACK. Un profil de plage représentatif a été déterminé pour chaque cellule sédimentaire selon ses caractéristiques morphologiques jusqu'à une profondeur pouvant atteindre 15 m CM. Le modèle calcule les transformations de la houle dans la zone de déferlement, le courant lié aux vagues, et le transport associé, pour une plage uniforme déterminée par les caractéristiques de chaque profil avec une granulométrie uniforme (0,25 mm). Le forçage de vague est déterminé selon une analyse statistique de conditions proches de la côte, obtenues à partir du modèle de propagation Mike 21 SW mis en place dans le cadre de l'étude.

Pour la cellule sédimentaire de Luzeronde, une dérive littorale orientée vers le nord-est transporterait un volume nul à 10 000 m³/an de sédiments. Entre la pointe du Devin et celle de la Loire, la cellule sédimentaire serait parcourue d'une dérive littorale vers le sud-est transportant un volume nul à 10 000 m³/an de sédiments. Le transport sédimentaire de la cellule occupée par la flèche sableuse du sud de Noirmoutier serait également contrôlé par une dérive littorale dans la même direction avec un volume atteignant 25 000 m³/an. Entre le Goulet de Fromentine et le Pont d'Yeu, le transport longshore de la cellule sédimentaire serait dominé par une dérive littorale orientée vers le nord. Le courant transporterait ici un volume nul à 20 000 m³/an. Concernant les cellules sédimentaires au sud du Pont d'Yeu, on retrouve une dérive littorale dans cette même direction sud-est, mais transportant en théorie des volumes plus importants : les taux atteindraient jusqu'à 100 000 m³/an au sud du remblai de Saint-Jean-de-Monts.

Au-delà de la difficulté méthodologique de simuler ces processus, ces résultats confirment, pour 5 des 6 cellules sédimentaires étudiées, les hypothèses quant aux directions potentielles de la dérive littorale dominantes évoquées à partir de la synthèse de la cinématique du trait de côte de la section précédente. Pour la cellule sédimentaire restante délimitée par le Goulet de Fromentine et le Pont d'Yeu, la direction de la dérive littorale orientée vers le nord pose question d'autant plus que les volumes théoriquement transportés sont faibles (< 20 000 m³/an). L'entrée sud de la Baie de Bourgneuf se trouverait donc dans une situation où deux dérives littorales convergeraient vers le Goulet de Fromentine, mais avec des volumes transportés très faibles.

2.3 La Baie de Bourgneuf

2.3.1 Généralités sur les systèmes lagunaires et les baies tidales

Ces environnements côtiers sont des plans d'eau qui se trouvent sur les côtes basses d'accumulation (Verger, 2009; Paskoff, 2010). Ce sont des bassins isolés de la mer par une ou plusieurs îles généralement formées par des cordons composés de sédiments meubles. Lorsque l'extrémité de ces îles est formée de flèches sableuses, la connexion du bassin avec la mer s'effectue par des embouchures tidales (chapitre 1 section 2.4.1). Cependant, le contexte géologique et la présence de vallées incisées peuvent également influencer la morphologie des ouvertures (Nichols & Allen, 1981). De plus, certaines conditions hydrodynamiques peuvent entraîner leur fermeture temporaire et priver une lagune de l'influence marine (Elwany, Flick & Aijaz, 1998; Ranasinghe, Pattiaratchi & Masselink, 1999; Fortunato *et al.*, 2014). Ces systèmes lagunaires se sont formés au moment de la stabilisation de la remontée du niveau de la mer à la fin de transgression flandrienne souvent en se superposant à des systèmes de drainage ancien (Posamentier & Allen, 1999). Dès lors, l'évolution de ces systèmes est déterminée selon un rapport entre le taux de sédimentation du bassin et l'augmentation relative du niveau de la mer (Nichols & Allen, 1981). De plus, les lagunes sont fortement dépendantes des évolutions de leurs embouchures tidales dont la stabilité est principalement contrôlée par la capacité des courants de marée à compenser les apports de la dérive littorale (O'Brien, 1969; Hayes, 1979). Ces phénomènes seront abordés dans la partie qui traite du Goulet de Fromentine (chapitre 1 section 2.4).

Compte tenu de la diversité morphologique de ces bassins, aucune définition précise ne fait consensus. Cependant, plusieurs auteurs proposent des classifications selon des critères de nature différente. Par exemple, Lankford (1977) propose une classification qui se base sur le contexte géologique et les processus qui ont contrôlé la formation de ces bassins. On trouve ainsi cinq types de systèmes où la tectonique, les apports sédimentaires, ou encore les dépôts organiques jouent un rôle distinctif (figure 20). D'autres auteurs se concentrent davantage sur les processus antagonistes qui contrôlent soit la fermeture soit le maintien de l'ouverture de la lagune (Nichols & Allen, 1981). Quatre types de lagunes sont identifiés, celles dont la fermeture est peu probable du fait d'un débit fluvial et de courants de marée importants (c.-à-d. les lagunes estuariennes), jusqu'à celles où l'influence de la dérive littorale provoque une fermeture du bassin (figure 21). Enfin, on peut également citer la classification de Kjerfve (1986) qui se base sur l'importance des échanges hydrauliques entre le bassin et la mer. On distingue ici trois types : les bassins dont les échanges s'effectuent difficilement par un étranglement (*choked*) où l'influence des vagues peut être prépondérante, ceux dont les échanges sont restreints (*restricted*) par un nombre limité d'ouverture mais la circulation de la marée est bien définie, et ceux dont les échanges s'effectuent avec peu de contrainte (*leaky*) au travers de passages multiples maintenus ouverts par des courants de marée assez puissants pour compenser les apports de la dérive littorale (figure 22).

Comme nous allons le voir dans les paragraphes suivants, la Baie de Bourgneuf ne s'intègre parfaitement à aucune de ces classifications. Son contexte géologique et sédimentaire la place à la fois dans les bassins d'origine tectonique que ceux issus de l'érosion différentielle conduisant à la formation d'une barrière sableuse protectrice (Lankford, 1977). On pourrait aussi la classer entre

les lagunes estuariennes et les lagunes ouvertes à cause de sa forme qui induit une circulation tidale particulière (Nichols & Allen, 1981). Enfin, nous verrons que la marée se propage difficilement par l'«étranglement» du Goulet de Fromentine, mais que les échanges avec la mer sont grandement facilités par la large ouverture nord (Kjerfve, 1986).

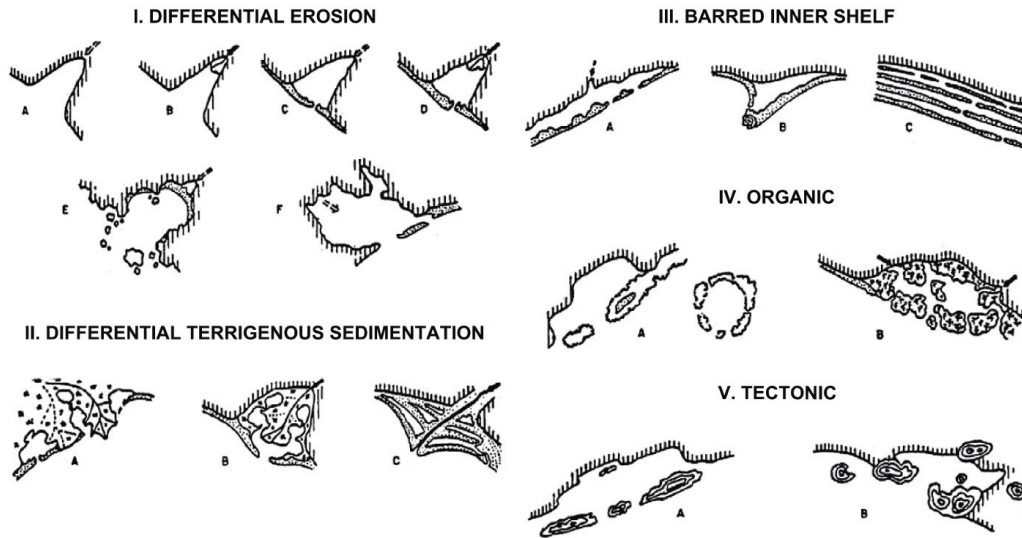


Figure 20 : Classification géomorphologique des systèmes lagunaires d'après Lankford (1977).

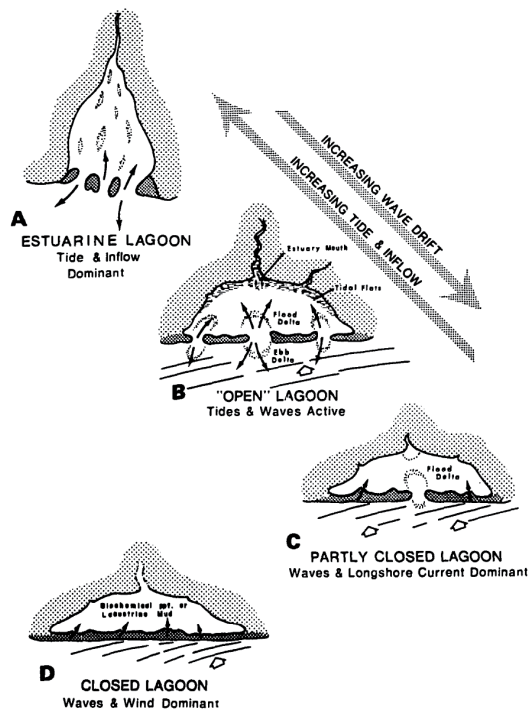


Figure 21 : Classification des systèmes lagunaires selon le processus contrôlant l'état d'ouverture du bassin d'après Nichols & Allen (1981).

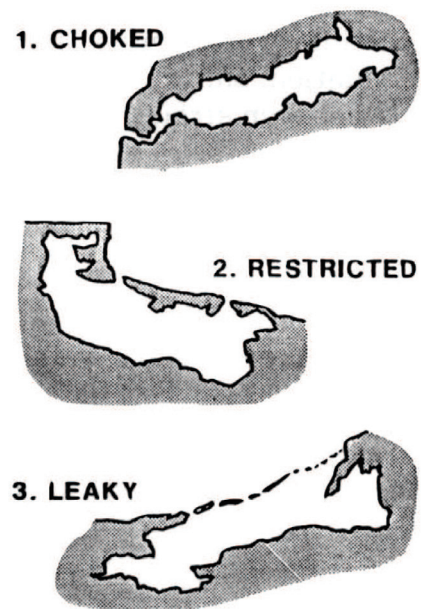


Figure 22 : Classification des systèmes lagunaires selon l'importance des échanges hydrauliques entre le bassin et la mer d'après Kjerfve (1986).

2.3.2 La configuration de la Baie de Bourgneuf

2.3.2.1 Les deux ouvertures dissymétriques

D'origine tectonique, la Baie de Bourgneuf est une enclave dans le marais Breton situé en bordure de la fracture de la pointe Saint-Gildas et du massif dunaire des pays de Monts (cf. chapitre 1 section 1.2). En situation d'abri derrière l'île de Noirmoutier, la vidange et le remplissage de la baie par la marée s'effectuent par deux ouvertures ; elle appartient donc au même type que les baies frisonnes (Verger, 2009). En revanche, ces deux ouvertures ont la particularité d'être fortement dissymétriques.

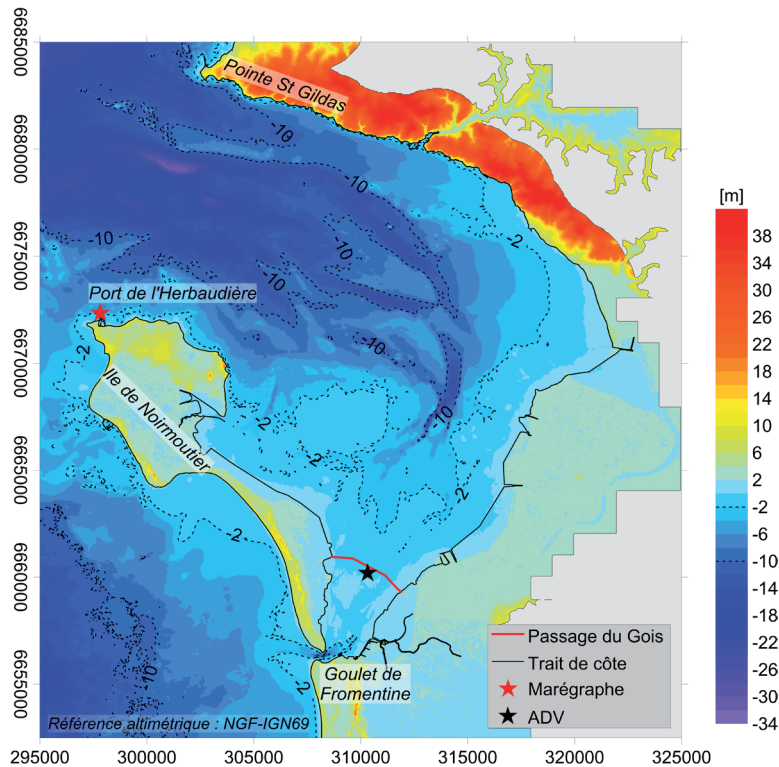


Figure 23 : Modèle numérique de terrain terre-mer de la Baie de Bourgneuf réalisé à partir des données présentées au chapitre 3 section 1.1 (Référentiel altimétrique : NGF IGN 69).

Dans sa partie nord, la baie s'ouvre largement vers le large et sur le chenal sud de la vallée incisée de l'estuaire la Loire. L'ouverture mesure près de 12,5 km entre deux extrémités rocheuses : la pointe Saint-Gildas et le port de l'Herbaudière. D'une profondeur maximale de 34 m, elle est entravée de chenaux orientés dans la même direction que la fracture de la pointe Saint-Gildas suivant celle du Cisaillement Sud Armoricaïn (figure 23). La section mouillée oscille entre 200 000 et 130 000 m² entre la marée haute et la marée basse (Verger, 2009).

Au sud, la baie se resserre en direction du Goulet de Fromentine. À l'inverse de l'ouverture nord, celle-ci est de nature sableuse et, par conséquent, plus mouvante. Bien que toujours dynamique, la largeur de l'embouchure tidale s'est stabilisée pour atteindre aujourd'hui environ 450 m. L'ouverture sud est parcourue d'un chenal unique. Ce chenal présente, approximativement au niveau le plus étroit de l'ouverture, un ombilic qui atteint environ 18 m de profondeur. La section mouillée de cette ouverture varie de 2900 à 1100 m² entre la marée haute et la marée basse.

2.3.2.2 Une baie en entonnoir présentant deux versants

La baie présente une forme caractéristique d'entonnoir. De l'ouverture nord évasée, elle se resserre vers l'étroit Goulet de Fromentine. L'est de la baie et sa moitié sud se découvrent presque intégralement à marée basse. Elle est divisée, de part et d'autre d'un seuil topographique (le Passage du Gois), en deux versants qui présentent également aussi une forte dissymétrie.



Figure 24 : De part et d'autre du Passage du Gois, deux versants de la Baie de Bourgneuf aux paysages différents. A gauche, le versant nord, à droite le versant sud. Clichés du 17 avril 2015 : Baptiste Le Mauff

Le versant nord est beaucoup plus étendu que le versant sud. Il est incisé, depuis l'ouverture jusque dans partie centrale de la baie, de profonds chenaux (figure 23). Entre Noirmoutier-en-l'Île et Bouin, des seuils intermédiaires, de forme digitée, entaillent des plateformes rocheuses calcaires qui sont progressivement recouvertes par de larges estrans de nature sableuse à vaseuse (les wadden). À mesure que l'on s'approche du Passage du Gois, la largeur du versant diminue, et les estrans, plats et monotones, y recouvrent l'intégralité de la surface. Aux abords des Moutiers-en-Retz et du port du Collet, l'est de la baie est aussi constitué par une surface importante d'estrans plats et monotones.

Le versant sud est uniformément recouvert d'estrans composés de sables en majorité fins. Pris en étau entre le Passage du Gois, les polders du sud de Noirmoutier et ceux du marais Breton, il débouche sur le Goulet de Fromentine. Ce versant se découvre presque intégralement à marée basse. Alors que l'estran du versant nord présente une morphologie plane et régulière, le versant sud présente des aspects plus variés. Il est incisé d'un système de chenaux développés qui semblent être le prolongement du delta de flot du Goulet de Fromentine. Les larges bancs sableux correspondent aux interfluves des chenaux de marée. D'une profondeur variable et peu répertoriée, mais généralement faible (< 5 m), les principaux chenaux ne se vidangent pas complètement à marée descendante.

Entre la pointe Saint-Gildas et la Bernerie-en-Retz, la rive nord de la baie est constituée de falaises ponctuées de petites criques. À partir de la Bernerie-en-Retz jusqu'au port du Collet, le rivage est plus plat, des cordons dunaires et des plages artificialisées (épis) bordent l'extrémité nord-ouest du marais Breton. Le rivage de la partie nord de l'île de Noirmoutier est composé de dalles et d'éperons rocheux sur lesquels s'adosent quelques plages sableuses. Autrement, l'ensemble du rivage de la Baie de Bourgneuf est endigué, de l'embarcadère de Fromentine au port du Collet pour la rive est, et du pont qui traverse le Goulet de Fromentine jusqu'au port de Noirmoutier-en-l'Île pour la rive ouest. Ces endiguements sont le résultat de larges entreprises de poldérisation, notamment à partir du XVIIIe siècle, qui ont réduit la surface de la moitié sud de la Baie de Bourgneuf (cf. chapitre 1 section 2.3.4). Au début du XXe siècle, les travaux de poldérisation sont terminés (Verger, 2009), et l'intégralité du versant sud est endiguée à l'exception du Goulet de Fromentine.

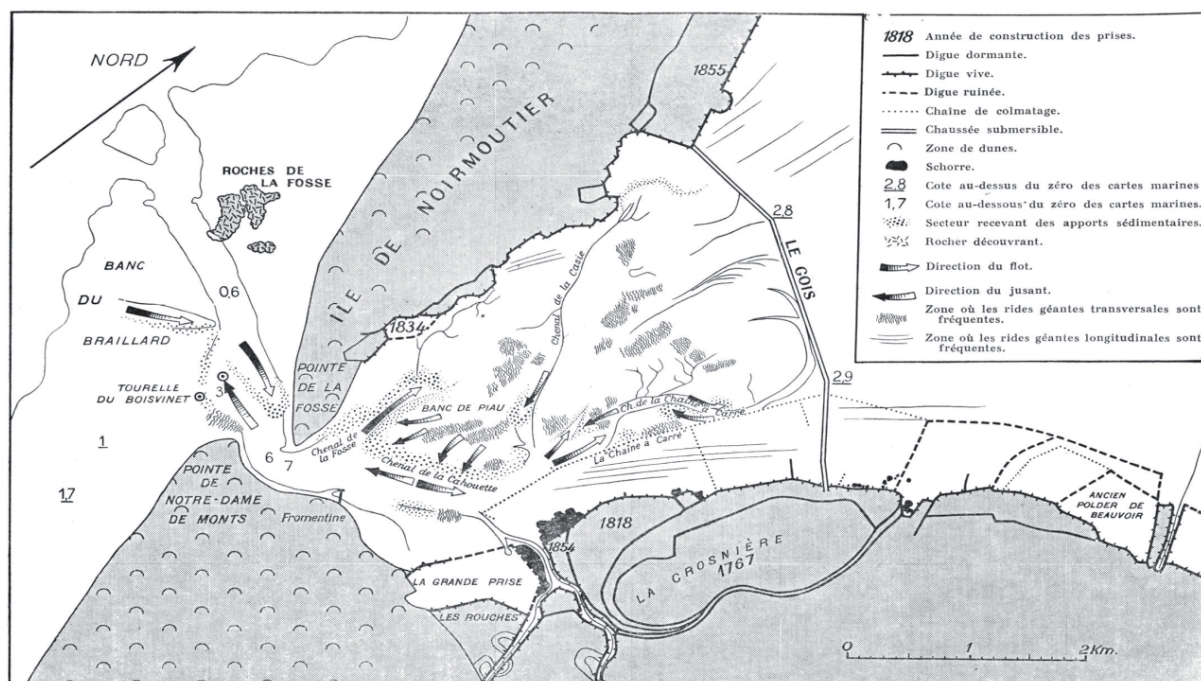


Figure 25 : Carte morphologique de la Baie de Bourgneuf méridionale d'après Verger (1957).

2.3.3 La propagation de la marée dans la Baie de Bourgneuf

C'est dans ce cadre que le flot pénètre presque simultanément dans la baie par ses deux ouvertures. La large section mouillée de l'ouverture nord et la profondeur du versant septentrional permettent à de grands volumes d'eau de se propager sans entrave en direction de l'est et du sud de la baie. À l'inverse, à l'entrée du Goulet de Fromentine, le flot pénètre plus difficilement. En effet, en plus d'être plus étroite, l'ouverture est obstruée de bancs de sables et d'affleurements rocheux directement sous le pont aux abords du profond ombilic. Un plus faible volume d'eau se propage difficilement vers le nord. Les masses d'eau apportées par ce courant sont contraintes de s'étaler, via le réseau digité de chenaux, sur les estrans du versant méridional qui induisent un frottement plus important. De plus, du Goulet vers le Gois, le tracé de la côte s'évase ce qui ralentit aussi la progression de la marée.

Alors que le flot provenant du sud atteint péniblement les environs sud du Passage du Gois, le flot provenant de l'ouverture nord traverse la chaussée submersible et renverse le courant de flot dans le versant méridional avant même que le niveau de pleine mer soit atteint. À partir de la rencontre des deux courants, la vidange de la baie se met en place dans le versant méridional avec un jusant qui atteint rapidement le Goulet de Fromentine poussé par l'important flot provenant du versant septentrional. Dans le même temps le niveau de l'eau continue de monter dans la baie du fait du remplissage par l'ouverture nord qui se poursuit. Ainsi, dans le versant méridional de la baie, c'est le jusant de direction nord-sud qui domine en durée, car renversé environ 2 h avant la pleine mer. Le flot ne dure en moyenne que 4 h alors que le jusant s'écoule lui pendant 8 h. Dans le versant septentrional, c'est au contraire le flot qui se prolonge très légèrement après la pleine mer avec un jusant sud-nord qui débute d'autant plus tardivement que l'on se trouve à proximité du Gois. Peu avant l'étal de pleine mer, le flot longe l'île de Noirmoutier vers le nord et la baie continue à se remplir par l'ouverture nord, alors que dans le même temps, elle se vidange par le sud conférant à l'ensemble une circulation horaire autour de l'île de Noirmoutier.

2.3.4 *Évolution du Passage du Gois*

Le Passage du Gois est actuellement une chaussée submersible carrossable depuis les années 1920 qui permet de rejoindre l'île de Noirmoutier à marée basse. Cette île perd donc son caractère exclusivement insulaire deux fois par jour. D'une longueur de 4,5 km, cette route formée de trois tronçons traverse la Baie de Bourgneuf sur un axe approximativement orienté est-ouest.

L'édification du Passage du Gois résulte d'une origine naturelle liée à la propagation particulière de la marée dans la Baie de Bourgneuf, associée à une bathymétrie peu profonde. La convergence des flux à la rencontre des courants de flots de direction opposée, et la répétition de ce phénomène deux fois par jour y favorisent la sédimentation et l'édification progressive d'un rehaussement sédimentaire. Ce phénomène particulier est appelé wantij (Verger, 2009; Bernier & Gruet, 2011). Cette terminologie a été adoptée par les Néerlandais pour décrire ce phénomène que l'on observe aussi en arrière des îles de Frise. On trouve par exemple une chaussée submersible issue d'un wantij en arrière de l'île Mandø au Danemark, mais ce type de formation sédimentaire lié à la marée reste très rare. Du fait de la disparité entre les sections mouillées des deux ouvertures de la Baie de Bourgneuf, et la morphologie du fond de la baie, le lieu de rencontre des courants de flots explique la localisation méridionale de ce haut-fond. La localisation de cette rencontre a évolué dans le temps en fonction des modifications de la géographie de la Baie de Bourgneuf (Verger, 2009; Bernier & Gruet, 2011; Coquet, Maanan & Botrel, 2014). De nature mobile, cette accumulation sédimentaire a pu aussi migrer et s'adapter à la recherche constante d'un équilibre par rapport aux conditions hydrodynamiques. Une synthèse de ces évolutions répertoriées par les auteurs est proposée ci-dessous.

D'après des écrits qui remonteraient au IX^e siècle, ce gué naturel permettait déjà de rejoindre Noirmoutier à pied (Coquet *et al.*, 2014). À titre d'exemple, en 843 une flotte normande remonte la Loire et attaque Nantes. Ils auraient ensuite trouvé refuge sur l'île d'Her (anciennement Noirmoutier) en emportant leur butin et des prisonniers. Il y est décrit qu'une partie des prisonniers a pu s'échapper en partant de la «Maison Rouge» pour atteindre le continent aux abords de l'Epoids

en empruntant des sables fermes (Travers, 1836; Coquet, 2013). Dans une configuration différente de la Baie de Bourgneuf à l'époque, la localisation du gué se situerait donc 2 à 3 km plus au nord qu'actuellement. Ce n'est qu'en 1689 que l'on retrouve, à notre connaissance, une trace écrite du Gois, sans pour autant avoir d'information sur sa localisation (Martin, 1985; Coquet, 2013). Vauban confie alors au ministre de la guerre de Louis XIV son inquiétude concernant la défense de l'île de Noirmoutier : «la Baie de Bourgneuf est fort propice aux ennemis pour une descente. L'île de Noirmoutier n'est séparée de la terre ferme que par un petit bras de mer qui assèche quelquefois jusqu'à y pouvoir passer à pied sec» (Martin, 1985). Selon Vauban, le passage ne semble pas praticable à toutes les marées. Des chenaux en travers de la construction sédimentaire, dont le drainage est fonction des coefficients de marée, empêchent peut-être la traversée à toutes les basses mers.

Ce n'est qu'à partir du XVIII^e siècle que le Passage du Gois est cartographié officiellement (Coquet, 2013). La carte de Masse cartographie le gué pour la première fois en 1702. Cependant, son tracé naturel, qui est probablement imprécis avant sa fixation, est représenté sous la forme d'une citation, vaguement en arc de cercle, reliant l'île au continent. L'accès côté continent se situe environ 2 km plus au nord qu'actuellement la carte des levés bathymétriques de Beautemps-Beaupré de 1821-1822 représente une nouvelle fois le Gois, mais cette fois-ci par une ligne composée de plusieurs tronçons formant parfois des angles assez prononcés, loin de la rectitude du passage actuel. En revanche, la poldérisation ayant modifié le tracé du rivage, la longueur du passage est réduite et les accès sont désormais assez proches de ceux de la chaussée d'aujourd'hui. En effet, un projet de concession occupe désormais l'emplacement de l'ancien accès de la carte de 1702. Sur la carte des levés bathymétriques de Beautemps-Beaupré de 1865, le tracé du gué et ses accès sont presque similaires au Passage du Gois d'aujourd'hui.

Ainsi, un lien évident apparaît entre l'intervention de l'homme sur ce milieu, et les modifications sédimentologiques et géomorphologiques de cette édification sédimentaire. En effet, la poldérisation importante, qui débute dès le XVIII^e siècle, aurait accéléré la sédimentation et le Gois se serait exhaussé sensiblement ce qui a participé au comblement des chenaux qui le traversent (Papy, 1941). Cette accumulation sédimentaire était entrecoupée de chenaux de drainage plus ou moins importants comme on peut le voir sur les cartes anciennes. La plupart sont reliés au réseau de chenaux qui se développe à partir du Goulet de Fromentine. Le passage était aussi interrompu par des sillons qui restaient toujours en eau, désignés comme des «filées» (Papy, 1941; Verger, 2009). Ainsi, avant les travaux sur le Passage du Gois qui le fixe dans son tracé actuel, le gué devait avoir l'aspect d'un long banc de sable relativement décousu et aux contours indistincts.

À mesure que les échanges économiques et sociétaux augmentent entre Noirmoutier et le continent, des travaux de balisage débutent à la fin du XVIII^e siècle (Papy, 1941). Depuis le début du XIX^e siècle, l'établissement d'une chaussée légèrement surélevée a déjà été entrepris à plusieurs reprises (Papy, 1941; Verger, 2009). À ce moment, la traversée était relativement facilitée pour les piétons et rendue désormais possible à toutes les marées. En revanche, la traversée restait incertaine dans certains secteurs pour les moyens de transport qui se développaient à la charnière du XIX^e et du XX^e siècle (Papy, 1941). Elle demeure en effet périlleuse à cause de la mobilité naturelle de la construction sédimentaire et des chenaux qui la parcourent (Papy, 1941). Afin de favoriser la traversée de véhicules, des travaux furent entrepris dès le début du XX^e siècle pour

oblitérer définitivement ces chenaux et stabiliser ce haut-fond en pavant le passage. La chaussée devint carrossable dès les années 20, elle fut définitivement pavée dans les années 30.

Les modifications apportées à la géographie du versant sud de la baie (poldérisation), ainsi que les travaux sur le Passage du Gois pour le rendre plus aisément praticable, ont eu un impact sur l'évolution du réseau de chenaux de drainage relié au Goulet de Fromentine. Sur la carte de 1702, un chenal principal traverse l'accumulation sédimentaire à l'est. Il perd peu à peu de l'importance au profit d'un chenal qui bifurque plus à l'ouest du versant sud de la Baie de Bourgneuf (cartes de Beauteemps-Beaupré de 1821-1822 et 1865). Après la transformation du Gois en route, un chenal prend de l'importance le long d'une chaîne de colmatage côté continent (cf. chapitre 1 section 2.4.3). À défaut de pouvoir la traverser, il s'incise progressivement le long de la chaussée du Gois, nécessitant un entretien répété, et remettant en cause la pérennité même du passage.

Une modification de la configuration de la baie provoque une modification des conditions hydrodynamiques. Si la rencontre des deux flots de directions opposées s'effectue par exemple plus au sud qu'originellement, la zone d'accumulation sableuse devrait se déplacer vers le Sud. Dans les conditions actuelles, où la Baie de Bourgneuf a subi d'importantes modifications (poldérisation et modifications des volumes de marée oscillants), on peut se demander si la zone de wantij se trouve toujours à l'emplacement où la chaussée du Gois a été mise en place au début du XXe siècle. En effet, la rencontre actuelle des flots du Sud et du Nord est observée plus au sud du Passage du Gois (Gruet *et al.*, 1992; Verger, 2009; Coquet, 2013). Artificialisé et fixé, le Gois est donc le témoin d'un wantij induit par une configuration antérieure de la Baie de Bourgneuf qui daterait probablement du 19e siècle ou du début du 20e siècle.

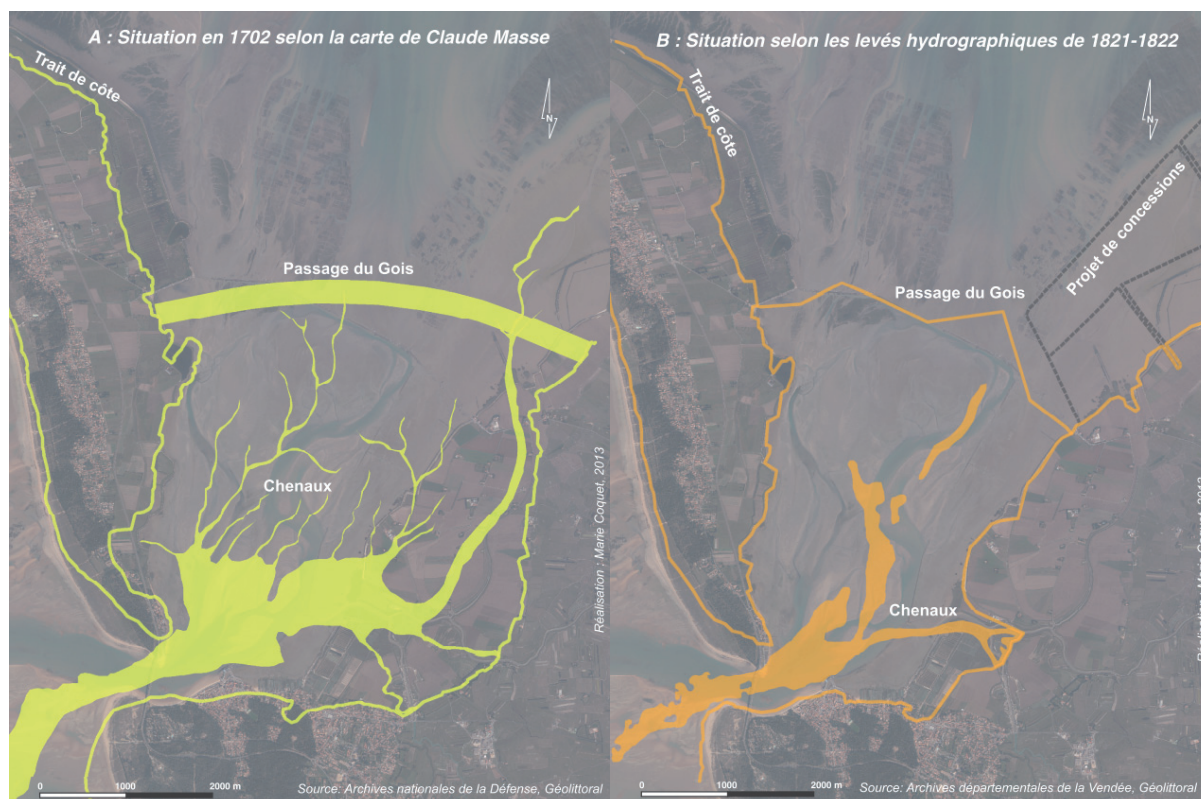


Figure 26 : Extraits de la cartographie de Coquet (2013) retraçant l'évolution du versant sud de la Baie de Bourgneuf de 1702 à nos jours (le fond de plan est une orthophoto de 2011).

2.3.5 Répartition des sédiments dans la Baie de Bourgneuf

Lors des précédentes descriptions portant sur la courantologie générale et le Gois, nous avons pu constater que les conditions hydrodynamiques étaient complexes et marquées par les aménagements. De fait, la répartition actuelle des sédiments meubles dans la Baie de Bourgneuf reflète cette hydrologie complexe. Cette répartition est présentée dans le paragraphe suivant du nord au sud.

À l'entrée nord de la Baie de Bourgneuf, des graviers et des sables grossiers se trouvent dans les profonds chenaux incisés où les courants de marée accélèrent. On trouve aussi dans ce secteur un banc de sable sous-marin d'une taille non négligeable proche de la pointe Saint-Gildas. Il est appelé le banc de Kerouars. Il est formé par des dunes sub-tidales dont la présence pourrait être le témoin de courants résiduels induits par une marée asymétrique (Besio *et al.*, 2008). En progressant dans la baie vers l'est et le sud, ces profonds chenaux s'estompent, de manière plus ou moins abrupte dans la bathymétrie, pour laisser place à des estrans sableux. Sur les marges basses de ces estrans, un réseau digitalisé de chenaux de drainage, relié aux profonds chenaux, s'incise dans le sable parfois sur plusieurs mètres (Gouleau, 1968). Sur les marges les plus hautes, comme au « fond » de la baie à l'est de celle-ci, de grandes vasières se développent notamment en sortie d'étier, et dans les angles morts du trait de côte (Gouleau, 1968; Verger, 2009). Dans ces secteurs vaseux, Gouleau (1968) mesure localement des dépôts importants qui atteignent en une année 0.3 à 0,5 m avec des maximums de 1m dans le port du Collet et celui des Brochets. A contrario, certaines vasières situées plus au nord ne s'engraissent qu'à un taux de 1 cm/an en raison des conditions locales (Gouleau, 1968). En direction du sud, les courants plus importants emportent les sédiments fins pour laisser place à des sédiments plus grossiers. C'est par exemple le cas aux abords du Passage du Gois où, d'après la carte de Vanney (1977), une bande de sables moyens à grossiers recouvrirait le secteur du Passage du Gois. Or sur le terrain, nous avons constaté que le secteur est plutôt recouvert de sables fins avec une forte teneur en débris coquilliers, notamment dans les chenaux de drainage. Ainsi, on peut se demander si la nature sédimentaire a évolué dans ce secteur, ou si la résolution de la carte ne permettait pas de détailler cette information. Au sud du Passage du Gois, le versant est presque intégralement sableux jusqu'au Goulet de Fromentine. Les forts courants qui traversent l'embouchure ne laissent dans le chenal que des graviers ou les sables les plus grossiers.

En conclusion, la partie nord de la Baie de Bourgneuf est donc plutôt caractérisée par un relief submergé avec une épaisseur sédimentaire faible à nulle souvent vaseuse, alors que la partie sud tend à s'exonder sous l'influence du remblaiement par les apports sédimentaires sableux récents (Quaternaire) et actuels.

2.3.6 Sources des sédiments meubles dans la Baie de Bourgneuf

Les sédiments fins de la Baie de Bourgneuf proviennent de la Loire (Gouleau, 1968). En effet, dans ses travaux, D. Gouleau compare des vases déposées dans l'estuaire avec celles issues de la Baie de Bourgneuf, et note une forte ressemblance des constituants chimiques qui composent ces vases formées principalement d'argiles, ce qui renforce l'hypothèse de l'origine ligérienne de celles-ci. Cependant, la pointe Saint-Gildas est un obstacle non négligeable pour le transport des

sédiments de la Loire vers la baie le long de la côte, et seuls les sédiments les plus fins, comme les argiles, peuvent être transportés sur de longues distances plus au large. De plus, une corrélation est souvent signalée entre les crues de la Loire et l'augmentation de la turbidité en Baie de Bourgneuf (Vanne, 1977). D. Gouleau (1968) confirme d'ailleurs le phénomène en démontrant que les faibles courants des marées de petits coefficients ne peuvent pas s'opposer à l'apport de nouveaux stocks importants de matériaux en suspension issus des crues de la Loire. Ces sédiments fins sont ensuite mis en suspension par la houle et introduits par les courants liés à la marée, les vagues et le vent, qui se dirigent vers l'intérieur de la baie par l'ouverture nord. Ce phénomène serait à l'origine de l'extension des vasières dans la baie (Gouleau, 1968). La fraction la plus grossière des sédiments fins qui participe à la sédimentation de la Baie de Bourgneuf est plutôt d'origine autochtone (Gouleau, 1968; Gruet *et al.*, 1992). Elle provient de l'altération chimique et biochimique des roches silico-clastiques issues notamment des micaschistes présents dans le secteur comme à la pointe Saint-Gildas, ainsi que de la remise en suspension du sable des plages environnantes. En dehors de ces apports, les vasières s'agrandissent aussi en surface grâce à l'étalement des sédiments remis en suspension lors des marées ou de l'agitation locale, pour ensuite se déposer lorsque la dynamique s'infléchit comme par exemple lors de l'étalement (Gouleau, 1968).

L'activité conchylicole participe aussi localement à la sédimentation des particules fines en Baie de Bourgneuf pouvant amener à un exhaussement du fond (Sornin, 1981). En filtrant la colonne d'eau, les mollusques retiennent une partie des particules en suspension et la rejettent sous forme de bio-dépôts. Les structures des parcs d'élevage (tables ostréicoles, bouchots, *etc.*) freinent les courants qui les traversent ce qui favorise localement la sédimentation.

À l'intérieur de la Baie de Bourgneuf, un bilan sédimentaire est positif du fait d'un transit sédimentaire qui entre par la large entrée nord de la baie (Gouleau, 1968). Les houles dominantes de direction nord-ouest, et les courants de marée dominés par le flot qui entre par cette entrée vont aussi redistribuer jusqu'au fond de cette baie les apports extérieurs en sédiments, et notamment ceux apportés par les crues de la Loire. La forme en entonnoir de la baie protégée des houles océaniques, et les nombreux angles morts du rivage favorisent donc l'accumulation de sédiments vers le fond de la baie, ainsi que le maintien du stock sédimentaire (Verger, 2009). La baie fonctionne donc comme un piège à sédiments, mais du fait de la présence de l'étroit Goulet de Fromentine au sud, la Baie de Bourgneuf ne fonctionne pas en circuit fermé. La dissymétrie des courants de marée, en faveur d'un courant nord-sud, qui s'accroît dans le versant sud de la baie à mesure que l'on se rapproche du Goulet de Fromentine, souligne le rôle central que peut jouer cette embouchure tidale dans le fonctionnement hydro-sédimentaire de la zone d'étude en lien avec la Baie de Bourgneuf (Verger, 2009).

2.4 Le Goulet de Fromentine

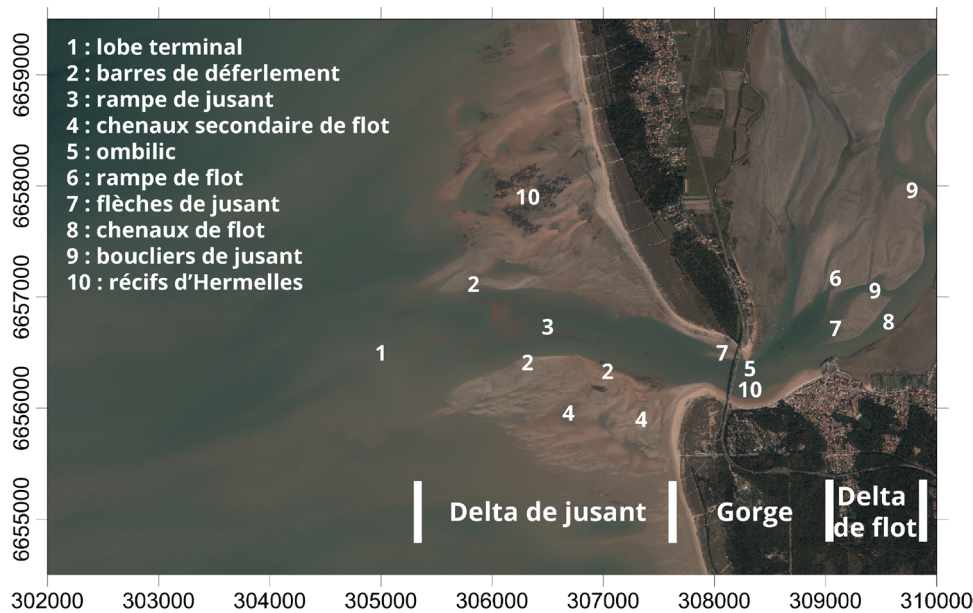
2.4.1 Généralité sur les embouchures tidales

Les embouchures tidales assurent le remplissage et la vidange par la marée des lagunes côtières (Hayes & FitzGerald, 2013). Ces échanges doivent être assez importants pour maintenir le passage ouvert. En effet, les embouchures tidales sont formées par l'action combinée des vagues et de la marée. Ainsi, des changements des conditions hydrodynamiques peuvent conduire à des évolu-

tions importantes de la morphologie de l'embouchure (Hayes, 1979).

Trois unités morphologiques structurent une embouchure tidale (Hayes, 1980). On distingue :

- le delta de flot qui est situé à l'intérieur de la lagune. Plusieurs formes peuvent y être observées comme la rampe de flot qui jouxte le chenal principal. Également, des chenaux de flots peuvent disloquer le delta en plusieurs bancs où apparaissent un bouclier de jusant sur la partie interne, et des flèches de jusant qui s'allongent en direction du chenal principal.
- La gorge est la partie la plus étroite et la plus profonde de l'embouchure où se concentre l'essentiel des flux. Son emplacement et sa morphologie peuvent être contrôlés par le substratum rocheux (Bertin *et al.*, 2004; FitzGerald, 2015).
- Le delta de jusant occupe lui la partie océanique de l'embouchure. Il est généralement divisé en deux bancs distincts par un chenal principal dans le prolongement de la gorge. Les bancs sont parcourus par une alternance de chenaux secondaires dominés par les courants de flot et de barres de déferlements.



de flot et de barres de déferlements. Dans certains cas, la partie distale du delta est occupée par un lobe terminal.

Figure 27 : Les unités morphologiques du Goulet de Fromentine.

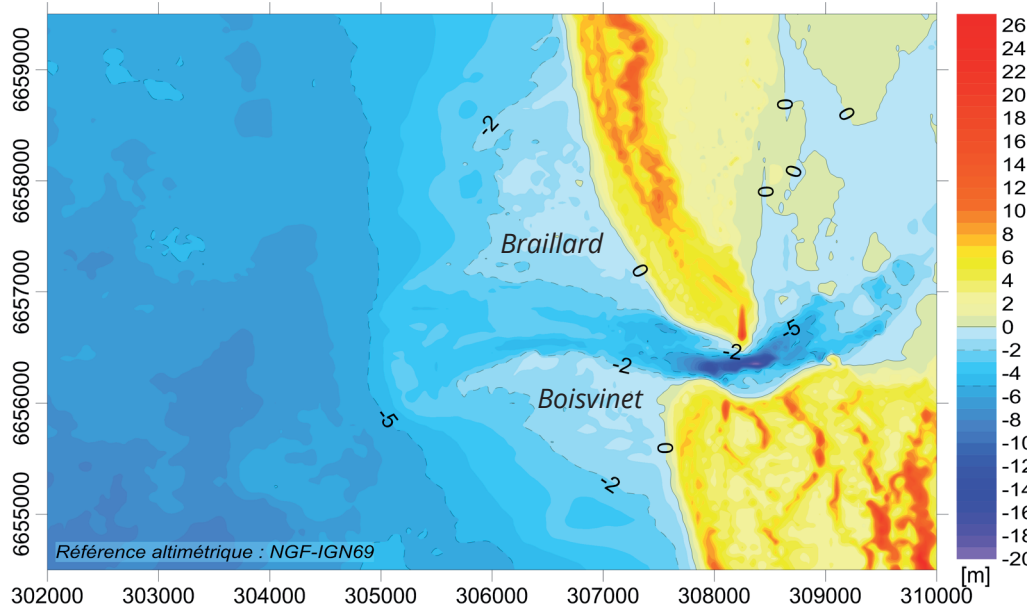


Figure 28 : Modèle Numérique de Terrain du Goulet de Fromentine

La géométrie de ces constructions sédimentaires varie en fonction des conditions hydrodynamiques, ainsi que du contexte sédimentaire et géologique (Hayes, 1980). De ce fait, à partir de l'étude approfondie d'un large panel représentatif d'embouchures tidales, des classifications ont été proposées tenant compte soit de la géométrie soit des processus dominants. La classification de Hubbard *et al.* (1979) se base sur des critères géométriques et elle regroupe les embouchures tidales en trois catégories uniquement. On distingue les embouchures dominées par la marée et caractérisées par un chenal principal profond qui se prolonge vers le large, de celles dominées par les vagues marquées par un delta de flot développé et une gorge peu profonde, et enfin des embouchures en transition. Hayes (1979), quant à lui, propose une classification basée sur deux paramètres hydrodynamiques (marnage moyen et hauteur moyenne de la houle) qui permet de placer facilement l'embouchure dans un contexte comparable et d'identifier le processus morphogène dominant. D'après les informations données à la section 2.1 de ce chapitre, le Goulet de Fromentine est une embouchure tidale dominée par la marée. La classification le situe entre la classe «marée dominante forte» et «marée dominante faible». Les embouchures de ce type sont décrites comme étant profondes, relativement stables, et souvent contraintes par le substratum rocheux (Hayes, 1979, 1980). Au-delà des paramètres utilisés pour cette classification, d'autres paramètres potentiellement plus pertinents contrôlent la dynamique des embouchures tidales. Xavier Bertin (2015) synthétise ces paramètres et met notamment en évidence l'importance du prisme tidal et des apports sédimentaires de la dérive littorale.

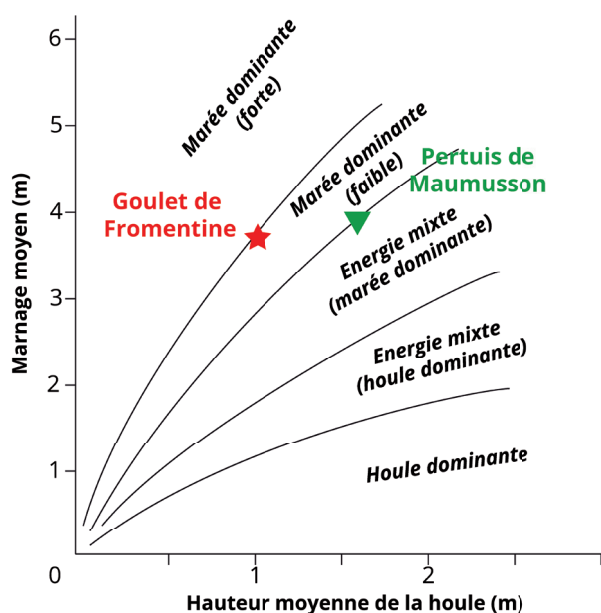


Figure 29 : Classification énergétique des embouchures tidales d'après Hayes (1979).

Ces deux derniers paramètres sont centraux pour déterminer la stabilité et l'évolution possible d'une embouchure tidale (Bruun, 1978). La capacité de ce type de formation sédimentaire à conserver sa géométrie est une problématique au cœur de nombreuses études. À titre d'exemple, une instabilité trop grande du Goulet de Fromentine pourrait empêcher la liaison quotidienne entre l'embarcadère de Fromentine et Port-Joinville sur l'Île-d'Yeu. Ainsi, depuis environ un siècle, plusieurs relations empiriques ont abordé cette question de la stabilité des embouchures tidales. On peut par exemple citer la loi d'O'Brien (1969) qui établit une relation entre la section mouillée de l'embouchure et le prisme tidal qui la traverse. En raison de la difficulté d'appliquer ces relations à la configuration particulière de la Baie de Bourgneuf, la loi d'O'Brien (1969) est la seule abordée dans le manuscrit au sujet du Goulet de Fromentine (CREOCEAN, 2011) (cf. chapitre 1 section 2.4.4). En revanche, la relation de Bruun (1978) montre ses limites à cause de la forte variabilité interannuelle de la dérive littorale qui empêche toute prédiction d'évolution à l'échelle annuelle (Idier *et al.*, 2013a). D'autres relations existent comme le synthétisent Hinwood & McLean (2018), mais elles ne seront pas abordées dans ce manuscrit. Par ailleurs, les dynamiques morphologiques

des embouchures tidales sont appréhendées à l'aide de modèles conceptuels dont FitzGerald *et al.* (2000) fait la synthèse. Des modèles numériques ont aussi été utilisés pour tenter de simuler les processus qui contrôlent l'évolution d'une embouchure tidale (Cayocca, 2001; Bertin *et al.* 2009; Nahon *et al.*, 2012). Leur application révèle la difficulté à modéliser les évolutions à long terme de ce type de système en raison du caractère aléatoire et rapide de certaines évolutions induites les vagues.

Par ailleurs, un modèle morphodynamique a déjà été mis en place sur le Goulet de Fromentine dans le cadre de l'étude sur le chenal de navigation (CREOCEAN, 2011). Il a permis d'identifier avec succès les principaux mécanismes à l'origine des zones de comblement qui gênent la navigation. Ils seront discutés au chapitre 4.

2.4.2 Description morphologique et sédimentaire

Le Goulet de Fromentine est une embouchure tidale dont la caractérisation et l'évolution morphologique ont suscité l'intérêt précoce d'un architecte et d'un géographe à la charnière du XIXe et du XXe siècle (Charier-Fillon, 1886; Clouzot, 1913). Cet intérêt va ensuite se poursuivre, mais seulement sporadiquement (Papy, 1941; Verger & Florschütz, 1960; Verger, 1963, 2009; Gruet, 1982; Gruet *et al.*, 1992; Bernier & Gruet, 2011). Plus récemment, des travaux d'étudiants ont apporté des éclairages pertinents et complémentaires (Paillart, 1998; Libaud, 2004; Coquet, 2013). Ce n'est que depuis les années 1980, en raison de la gestion du chenal de navigation et de son entretien pour faciliter le passage de la navette pour l'Île-d'Yeu, que plusieurs études techniques ont eu lieu. La plus récente, sur le fonctionnement hydro-sédimentaire du chenal en vue de sa stabilisation, propose une synthèse de ces études techniques qui sera reprise par la suite (CREOCEAN, 2011).

2.4.2.1 Le delta de jusant

Le delta est construit par deux larges bancs sableux de part et d'autre de la dépression occupée par le chenal principal, et d'un lobe terminal qui relie ces deux bancs en fermant cette dépression. L'accumulation sableuse présente une forme saillante triangulaire divisée de manière quasi symétrique (les deux bancs sableux) de part et d'autre d'un axe médian occupé par le chenal principal. Très développé, le delta de jusant possède une surface qui se situe presque intégralement en zone intertidale. Cette zone d'épandage de sédiments peut se découvrir sur 2 km vers le large lors de marées de vive-eau. Les études techniques et les prospections sismiques réalisées par (Gruet, 1982), montrent que l'épaisseur sédimentaire est variable, de 0 à 6 m en moyenne au-dessus de la couverture calcaire avec un gradient du rivage vers le large et de la partie nord du delta vers le sud. Par ailleurs, alors que la zone au large du delta de jusant est plutôt composée de cailloutis, la surface intertidale se compose de sables fins à moyens avec une forte teneur en calcaire (Vanney, 1977). La granulométrie, bien que localement très variable, augmenterait globalement du rivage vers le large (Paillart, 1998).

De nombreuses formes sédimentaires de tailles différentes qui découlent des conditions hydrodynamiques particulières liées à l'interaction des courants de marée et des vagues sont visibles sur le delta de jusant. En bordure du chenal principal, on trouve par exemple de longues barres

linéaires qui s'étendent sur plusieurs centaines de mètres. Au pied des plages, on trouve de larges chenaux latéraux, associés aux courants de flot, qui rejoignent le chenal principal en contournant les larges barres sableuses probablement construites par le déferlement des vagues. Il existe aussi une diversité de formes plus petites (< 10 m). En effet, à l'interface entre les plages et les bancs tidaux, on trouve des croissants de plages composés de sables moyens formés à marée haute par les vagues. Sur les bancs de sable en bordure du chenal principal, on peut identifier une berme parfois entaillée d'une microfalaise issue de l'intensité des écoulements dans le secteur. La complexité des écoulements sur les bancs tidaux, et l'interaction du courant avec les vagues provoquent des changements brusques et rapides, à une échelle locale, de la morphologie et de la granulométrie. Ainsi, comme le mentionnent (Cowell & Thom, 1995), plus la forme observée est petite, plus elle est susceptible de se transformer sur un temps court, comme par exemple à l'échelle d'une phase d'un cycle de marée. Par conséquent, à marée basse, il est assez difficile d'observer des formes associées aux courants de flot sauf si ceux-ci sont assez intenses localement. Les courants de jusant qui vidangent les bancs tidaux sont en revanche beaucoup plus visibles. Selon l'intensité des courants, on sera donc en présence soit de ripplemarks centimétriques, soit de mégarides métriques ou décamétriques. Ainsi, au bord du chenal, on observe des mégarides à proximité de la tourelle du Boisvinet, et à l'ouest de la pointe de la Fosse sur le banc du Braillard. Dans les secteurs où l'agitation domine sur les écoulements, comme derrière les roches ou sur certaines parties hautes de l'estran, on observe plutôt des ripplemarks.



Figure 30 : La tourelle du Boisvinet entourée de mégarides sur la partie sud du delta de jusant.

Cliché du 29 septembre 2015, Baptiste Le Mauff.

Toutefois, lorsqu'on étudie de plus près le banc du Braillard au nord et le banc du Boisvinet au sud, on constate qu'ils ne sont pas aussi symétriques : ils présentent certaines caractéristiques morphologiques et sédimentaires différentes. En effet, la partie nord du delta de jusant est caractérisée par une épaisseur sédimentaire globalement faible, généralement inférieure à 3 m à tel

point que des affleurements calcaires apparaissent par endroit (Gruet, 1982; CREOCEAN, 2011). Ancrés sur ces roches, des récifs d'Hermelles se sont développés (Gruet, 1982) contraignant les chenaux secondaires de marées (figure 27). Dans la partie sud du delta de jusant, l'épaisseur sédimentaire reste aussi faible le long du chenal principal avec des affleurements rocheux et des récifs d'Hermelles aux abords de la tourelle du Boisvinet. En revanche, vers le sud, les sédiments ont comblé une ancienne vallée incisée (Gruet, 1982; CREOCEAN, 2011) et par endroit, l'épaisseur sédimentaire atteint 25 m reposant directement sur le socle ancien formé par des micaschistes (CREOCEAN, 2011). Par contre, au sud des roches du Boisvinet, l'absence de substrat dur proche de la surface rend impossible le développement de récifs d'hermelles (Gruet, 1982). Enfin, en arrière des barres de déferlement, on trouve de grandes cuvettes, reliées par un réseau de chenaux secondaires très sinueux et creusés par les écoulements au jusant lors de leur vidage. D'après des images aériennes présentées dans l'ouvrage de (Bernier & Gruet, 2011), les chenaux secondaires latéraux, plutôt associés au flot, semblent aujourd'hui plus marqués sur le banc du Boisvinet que sur le banc du Braillard.

Le lobe terminal se situe dans la partie distale du delta de jusant. Il est décrit comme un «banc parabolique» par (Verger, 1963) à cause de sa forme en arc de cercle convexe vers le large qui prolonge sous l'eau les barres de déferlement des bancs de Boisvinet et du Braillard. La hauteur de ce banc peut atteindre 3 à 5 m par endroit ce qui obstrue l'extrémité du chenal principal. Il se situe presque intégralement sous le niveau des plus basses mers astronomiques, et il ne se découvre donc quasiment jamais à marée basse. Cependant, sa position est indiquée par une zone de déferlement au large, entre les deux extrémités du delta dédoublé.

2.4.2.2 Le delta de flot

Le delta de flot est une zone d'épandage de sédiments dont la mise en place est presque exclusivement liée aux courants de marée. Ici, il est décrit comme étant assez peu développé (CREOCEAN, 2011). Les limites et les unités morphologiques qui le composent sont en effet plus difficiles à distinguer que pour le delta de jusant, car elles fusionnent avec les bancs sableux du versant sud de la Baie de Bourgneuf (figure 27). Ce secteur de l'embouchure a aussi été moins étudié que le chenal ou le delta de jusant, d'une part parce qu'il est moins accessible en bateau ou à pied, et d'autre part parce qu'on n'y retrouve pas les mêmes enjeux économiques (maintenance de la liaison Yeu-Fromentine) ou naturels (présence de récifs d'Hermelles).

Les formes associées au delta de flot sont parcourues par un réseau de chenaux digités qui prennent racine dans le chenal principal et qui s'étendent jusqu'au Passage du Gois (figure 26). On distingue assez facilement une rampe de flot et plusieurs boucliers de jusant qui contraignent les chenaux à former des méandres accusés. À l'extrémité de certains bancs de sable, on observe aussi des flèches formées par les courants de jusant.

À notre connaissance aucune étude sismique n'a été étendue au delta de flot. L'épaisseur de sédiment demeure encore inconnue. On remarque cependant quelques affleurements de roche, à proximité des digues, de part et d'autre du delta de flot.

2.4.2.3 Le chenal principal

Le chenal principal est une dépression étroite et longiligne. Il occupe un axe globalement est-ouest qui s'incurve en étant contraint par la rive convexe de la pointe de la Fosse et la rive concave de la plage de Fromentine. Côté mer, le chenal s'oriente actuellement vers l'ouest-nord-ouest, alors que côté baie, il se dirige vers le nord-est. On peut distinguer trois parties à cette dépression, la partie externe encadrée par les bancs de Boisvinet et du Braillard, la partie centrale qui est la plus étroite et la plus profonde, et la partie interne qui se prolonge en chenaux digités dans la Baie de Bourgneuf.

La partie centrale est occupée par un ombilic très accusé dont la profondeur maximale atteint environ 18 m CM, légèrement à l'est du pont de Noirmoutier (figure 28). Le fond est tapissé de matériels grossiers comme des galets (Paillart, 1998). En effet, l'accélération des courants dans cette gorge resserrée contrôle la profondeur de celle-ci en empêchant toute accumulation sédimentaire. À marée haute la largeur du chenal en eau à hauteur de l'ombilic atteint 500 m. À marée basse, elle est réduite à environ 300 m. De plus, un affleurement de roche calcaire, colonisé par des récifs d'hermelles, émerge au droit de l'ombilic à quelques mètres de la plage de Fromentine. Ces roches réduisent fortement l'épaisseur d'eau dans la partie sud du chenal ce qui contraint fortement l'écoulement à marée basse. La largeur effective du chenal peut ainsi être réduite à 200 m lors des niveaux d'eau les plus bas.

Comme évoqué précédemment, le chenal se prolonge dans la Baie de Bourgneuf en un réseau digité jusqu'au Passage du Gois. Pour les mêmes raisons que le delta de flot, cette partie du chenal n'a pas fait l'objet de mesures étendues. Au-delà du port de Fromentine, les profondeurs et la morphologie du chenal sont peu connues précisément.

En direction du large, dans sa partie externe, la profondeur du chenal diminue fortement, et il s'élargit légèrement. En l'espace de 500 m, la bathymétrie du fond du chenal remonte en moyenne à 2 m en dessous du zéro hydrographique laissant émerger quelques blocs rocheux associés aux roches de la tourelle du Boisvinet au sud, et aussi à celles situées au droit de l'ombilic (Paillart, 1998). La tourelle du Milieu est aussi construite sur certaines de ces roches affleurantes. À marée basse, seuls les bateaux avec un tirant d'eau faible peuvent encore naviguer, mais pas sans risque de s'échouer sur un banc de sable. À l'extrémité du delta de jusant, la largeur du chenal atteint environ 800 m, et le lobe terminal tend à en obstruer l'exutoire.

La carte bathymétrique (figure 28) révèle un dédoublement du chenal indiquant deux voies navigables possibles (CREOCEAN, 2011). La voie sud qui longe toute la bordure du banc du Boisvinet est la plus profonde, elle est entretenue par des dragages réguliers et balisée pour la navigation. La voie nord, qui occupe une partie plus centrale dans le chenal principal, se dirige vers l'ouest-nord-ouest. Dans la partie distale du banc du Braillard, on retrouve une dépression fermée par une barre longitudinale en bordure du chenal principal qui pourrait correspondre à un ancien tracé du chenal dont la direction était plutôt nord-ouest (Bernier & Gruet, 2011).

2.4.3 *Évolution du Goulet de Fromentine et du versant sud de la Baie de Bourgneuf*

2.4.3.1 L'évolution du système sédimentaire de 1702 à nos jours

À l'aide de cartes disponibles depuis 1702 (carte de Masse) et d'imagerie aérienne pour l'époque plus récente, il est possible de reconstruire l'évolution constante, mais irrégulière du Goulet de Fromentine en lien direct avec celle du versant sud de la Baie de Bourgneuf. Ce travail de recherche documentaire et d'analyse a déjà été effectué à plusieurs reprises (Verger, 1963, 2009; Gruet, 1982; Paillart, 1998; Libaud, 2004; Bernier & Gruet, 2011; CREOCEAN, 2011; Coquet, 2013). Il est proposé ici une synthèse qui résume l'évolution de ce système sédimentaire depuis le début du XVIII^e siècle jusqu'à nos jours.

En 1702 (carte de Masse), le versant sud de la Baie de Bourgneuf avait une surface plus large qu'aujourd'hui, car aucune poldérisation importante n'a encore été effectuée. Le Goulet de Fromentine mesurait à cette époque environ 670 m, soit environ 250 m de plus qu'à présent. Sa profondeur n'est pas renseignée et on ne peut donc pas estimer sa section mouillée. On peut noter par ailleurs que certains chenaux partant du chenal principal du Goulet de Fromentine se prolongeaient plus au nord en traversant le Gois.

Sur la carte des levés hydrographiques de 1821-1822, la poldérisation importante que l'on observe côté continent a rétréci la surface de la baie. Aussi, la représentation des chenaux est moins détaillée, et aucun d'eux ne semble traverser le Gois. Comme nous l'avons vu dans la 2.34 de ce chapitre, le chenal le plus important du réseau digité, représenté auparavant plus à l'est à l'emplacement des nouveaux polders, se situe désormais plus au centre de la baie avec une orientation qui tend vers le nord-ouest. Le Goulet de Fromentine, large de 650 m et profond d'environ 11 m, présente une section mouillée de l'ordre de 2950 m².

Sur la carte des levés hydrographiques de 1865, d'importants travaux de poldérisation ont été effectués, mais cette fois du côté de l'île de Noirmoutier avec le polder de Sébastopol achevé en 1858. Le chenal principal du drainage du versant sud de la baie continue sa migration vers l'ouest, il porte désormais le nom de chenal de la Casie (Robin, 1990). Au Goulet de Fromentine, la Pointe de la Fosse s'étend vers le sud de près de 150 m réduisant d'autant la largeur de l'embouchure. Cette dernière a une section mouillée réduite à environ 2770 m².

De 1865 à 1893, la profondeur et la largeur de l'embouchure restent relativement stables avec une section mouillée qui diminue à 2630 m². En 1921, sa largeur est réduite à 430 m et sa profondeur maximale atteint 14 m. À cette date, la section mouillée de l'embouchure diminue encore pour atteindre 2400 m². À partir de la fin du XIX^e siècle, la surface de baie évolue peu, la poldérisation se limite à l'endiguement d'angles morts, comme l'embouchure du Grand Étier de Sallertaine.

De 1865 à 1945, le chenal de la Casie semble avoir perdu de l'importance au profit d'un chenal le long de la Chaîne à Carré. La Chaîne à Carré est une concession abandonnée depuis la deuxième moitié du XIX^e siècle qui donne désormais son nom au chenal principal du versant sud de la Baie de Bourgneuf (Robin, 1990). Le chenal de la Chaîne à Carré est contraint sur le flanc est par cette ancienne chaîne de colmatage, et au nord par le Passage du Gois désormais rehaussé et pavé.

À partir de 1950, la superficie et le trait de côte de la Baie de Bourgneuf n'évoluent plus de manière significative : les travaux de poldérisation sont terminés depuis le début du XXe siècle (Verger, 2009), et l'intégralité du versant sud est endiguée à l'exception du Goulet de Fromentine qui reste relativement dynamique.

L'embouchure sud de la Baie de Bourgneuf continue encore de se resserrer, mais elle semble s'être stabilisée sur une largeur comprise entre 500 m et 400 m. La largeur de l'embouchure passe de 530 m en 1865 à 515 m en 1950, puis elle continue de se resserrer jusqu'au début des années 2000, pour s'agrandir de 40 m entre 2001 et 2011. De 1921 à 1957, la profondeur du chenal reste stable à 14 m, de même que pour la section mouillée (2370 m²). En 1984, la profondeur augmente significativement pour atteindre 18,5 m et la section mouillée passe en dessous de la barre des 2000 m². Aujourd'hui, l'embouchure conserve une profondeur du même ordre de grandeur et une section mouillée qui ne dépasse pas les 2200 m².

Compte tenu de la faible résolution temporelle des cartes disponibles, on peut difficilement appréhender et interpréter les rythmes d'évolution qui semblent présenter une variabilité relativement importante ou révéler des cycles saisonniers. Cependant, on peut résumer l'évolution du Goulet de Fromentine depuis environ trois siècles en trois points :

- le Goulet de Fromentine est devenu plus étroit et il a perdu environ 250 m au niveau du pont de Noirmoutier depuis 1702, principalement sous l'effet de la progression de la pointe de la Fosse ;
- la profondeur maximale du chenal a augmenté de plus de 7 m depuis 1822 pour atteindre 18,5 m CM ;
- la section mouillée de l'embouchure a diminué d'environ 30 % depuis 1822.

Figure 31 : Cartographie de l'évolution du trait de côte du Goulet de Fromentine de 1702 à nos jours réalisée par Coquet (2013).



2.4.3.2 Les divagations du chenal

L'exutoire du Goulet de Fromentine, composé du delta de jusant et de la partie externe du chenal principal, est la partie de l'embouchure dont la morphologie est la plus dynamique. L'évolution morphologique de cet ensemble sédimentaire au cours des trois derniers siècles se caractérise par une variabilité de l'orientation du chenal principal, étroit et encadré par les bancs du Braillard et du Boisvinet.

Sur les cartes de 1702 et 1822, le chenal est orienté du nord-est vers le sud-ouest (figure 26). En 1866, 1893 et en 1900, il s'oriente davantage vers le nord-ouest bien que la partie distale soit encore légèrement déviée vers l'ouest et le sud-ouest. En 1921, la passe est orientée vers le nord-ouest. Sur les cartes de 1957 et 1962, le chenal, orienté plutôt vers le nord-ouest, semble se combler au profit d'un second chenal qui s'incise plus au sud orienté vers l'ouest. En 1973, le chenal sud est plus profond que le nord et il s'oriente de nouveau vers l'ouest-sud-ouest. Sur cette carte, on constate que le comblement du chenal nord est associé à une progression du banc du Braillard vers le sud. Celui-ci est alors parcouru de chenaux de marée assez incisés, notamment orientés sud-nord le long de la pointe de la Fosse, qui ont à ce jour totalement disparu. En raison du nombre important et variable d'années qui sépare chaque carte disponible, ainsi que du degré de précision différent avec lequel la morphologie du chenal et des bancs est représentée, il est difficile de savoir si ces évolutions, apparemment irrégulières, répondent à un cycle d'évolution.

Depuis les années 70-80, le chenal est orienté vers l'ouest-nord-ouest avec deux voies de navigation possibles (Bernier & Gruet, 2011; CREOCEAN, 2011). L'évolution du chenal entre ces deux positions est contrôlée d'une part par la migration vers le nord ou vers le sud des bancs du Braillard et de Boisvinet, et d'autre part par le banc parabolique du lobe terminal qui tend à s'opposer à l'écoulement des eaux lors de la vidange de la baie par le chenal (CREOCEAN, 2011). Bien que le chenal nord soit persistant dans la bathymétrie, il n'est plus l'axe principal de navigation depuis les années 70 à cause de son comblement au profit du chenal sud (CREOCEAN, 2011). Depuis les années 80-90, quand le chenal de navigation a commencé à poser une sérieuse problématique d'entretien, des levés bathymétriques réguliers ont permis de localiser deux zones d'accumulation principales : les fonds de la partie distale du delta de jusant s'engraissent, et le banc du Boisvinet a tendance à progresser vers le nord, ce qui entraîne le comblement de la voie principale de navigation (CREOCEAN, 2011). Il en résulte des opérations de dragage régulières pour assurer la sécurité de la navigation, notamment pour la liaison avec l'Île-d'Yeu. Jusqu'en 1998, ces opérations de dragage ont principalement consisté en un décrochage du fond du chenal et des dépôts d'enrochements sur sa bordure sud ; ils sont aujourd'hui recouverts par le banc (CREOCEAN, 2011). En 1998, des volumes relativement importants sont dragués afin de déplacer le chenal un peu plus vers le nord. De 1999 à 2002, les dragages sont exclusivement marins, peu volumineux ($< 10\,000\text{ m}^3$) et localisés, et le chenal est relativement stable. À partir de 2003, le banc du Boisvinet a progressé de manière plus significative vers le nord, ce qui a nécessité des dragages plus importants et jusqu'à 2 à 3 fois par an. Dans certains secteurs on retire annuellement jusqu'à 1,5 m d'épaisseur de sable. Pendant l'année 2007, on a dragué jusqu'à $134\,000\text{ m}^3$ et certaines opérations de dragage ont pu avoir des effets indésirables localement. Ainsi, en 2006, une opération de dragage de $80\,000\text{ m}^3$ à hauteur du pont de Noirmoutier peut être un élément d'explication du recul important du trait

de côte de la partie ouest de la pointe de la Fosse (10 m en 3 ans). Avant cette date, cette partie présentait une alternance d'avancée et de recul du trait de côte. Si ces opérations de dragages semblent avoir une certaine efficacité à court terme en garantissant une profondeur de navigation, leur influence est relative à moyen ou à long terme, car les opérations nécessitent d'être répétées de plus en plus souvent.

2.4.4 *Le fonctionnement hydro-sédimentaire du Goulet de Fromentine est marqué par l'asymétrie de la marée*

Ces évolutions morphologiques sont le témoin d'un fonctionnement hydro-sédimentaire complexe dont les mécanismes se situent à l'interaction entre la marée et la houle. Parmi les deux ouvertures de la Baie de Bourgneuf, cette embouchure est de nature sableuse, alors que l'autre est encadrée de roches et donc structurellement figée. La morphologie du Goulet est donc sensible aux évolutions de la configuration de la baie ainsi qu'à la marée qui s'y propage.

2.4.4.1 Les mécanismes à l'origine du resserrement du Goulet de Fromentine

O'Brien (1969) propose une relation hydraulique d'équilibre entre la section mouillée minimale d'une embouchure tidale et le prisme de marée. Pour rappel, ce dernier paramètre est contrôlé par l'amplitude de la marée et le volume de remplissage de la baie. Ainsi, si le prisme tidal ne varie pas, la section mouillée doit rester également identique. Dans ce cas, une diminution de la largeur de la passe doit se traduire par un approfondissement de celle-ci. Or, depuis 1822, l'évolution morphologique du Goulet de Fromentine se résume notamment par une diminution de sa largeur (> 200 m) et une augmentation de sa profondeur maximale. Cet approfondissement peut donc être perçu comme un ajustement morphologique de l'embouchure qui tend à conserver sa section mouillée dans l'hypothèse où le prisme de marée ne change pas. Cependant, la section mouillée du Goulet de Fromentine a aussi baissé d'environ 30 % sur la même période impliquant une diminution du prisme de marée. Ce phénomène peut être attribué soit à une réduction de l'amplitude de marée, soit à une diminution du volume de remplissage de la Baie de Bourgneuf. L'amplitude de marée mesurée au marégraphe le plus proche (Saint-Nazaire) est restée relativement stable depuis le milieu du XIX^e siècle (Ferret, 2016). Par conséquent, la diminution de la section mouillée du Goulet de Fromentine serait donc une réponse au comblement de la Baie de Bourgneuf depuis 1822 (CREOCEAN, 2011). En effet, deux auteurs font mention d'une sédimentation accrue du versant sud de la Baie de Bourgneuf et des estrans aux abords du Passage du Gois, dans le cadre des grands projets de poldérisation depuis le XVIII^e siècle (Papy, 1941; Verger, 1957, 2009).

2.4.4.2 Les caractéristiques de la prépondérance du jusant

2.4.4.2.1 En durée

Le régime de marée montre une asymétrie en faveur du jusant qui s'intensifie avec l'augmentation du marnage en vive-eau. Ce phénomène a déjà été décrit dans le versant sud de la Baie de Bourgneuf (cf. chapitre 1 section 2.3.3). Cette asymétrie se traduit par un jusant qui peut durer jusqu'à 8 h et par un flot de 4 h. On y observe la même particularité qu'au niveau du Passage du Gois : le flot est renversé rapidement sous l'impulsion du flot provenant de l'ouverture nord, qui

fait débiter la vidange de la baie par le Goulet environ 2 h avant que le niveau de pleine mer soit atteint. Ces caractéristiques sont détaillées au chapitre 4 section 2.2 (Figure 118 p. 203).

2.4.4.2.2 En niveaux d'eau

À l'instar de l'asymétrie du flot par rapport au jusant, on observe à une asymétrie des durées de la marée montante par rapport à la marée descendante. Cette asymétrie provoque un déphasage des niveaux d'eau de part et d'autre du Goulet de Fromentine qui se traduit par une pente de la surface en eau entre le versant méridional et le large. Dans le sud de la baie, lors de marées de vive-eau, la descente du niveau d'eau s'allonge en moyenne de 2 h réduisant d'autant la montée de celui-ci qui ne dure plus que 4 h. À mesure que l'on s'éloigne du Goulet vers le large, la composante semi-diurne de la marée rétablit un signal sinusoïdal symétrique avec un niveau d'eau qui monte pendant 6 h et redescend pendant la même durée. Ce déphasage des niveaux de marée est surtout visible à la fin de la descente et pendant la marée montante. Lorsque le niveau d'eau monte, les masses d'eau s'accumulent à l'entrée de l'étroit Goulet de Fromentine, provoquant ainsi une pente du large vers l'intérieur de la baie. Cette pente renforce probablement la vitesse du courant de flot dans le Goulet. La renverse du courant s'effectue environ 2 h avant le niveau de pleine mer sous l'impulsion du flot provenant du nord. Le niveau d'eau monte alors brusquement côté baie équilibrant de ce fait le niveau des masses d'eau de part et d'autre du Goulet. Durant la phase de vidange de la baie, le déphasage recommence dès lors que les masses d'eau issues du flot provenant de l'ouverture nord s'accumulent dans la partie resserrée de la baie prenant ici la forme d'un entonnoir. Le déphasage augmente à mesure que le niveau descend plus rapidement côté mer. La surface de l'eau présente alors une pente de l'intérieur de la baie vers le large (Paillart, 1998). Ce phénomène s'explique par un écoulement difficile des eaux de la baie provoqué par une section mouillée réduite. Tandis que les masses d'eau stagnent dans la rade, le niveau de la marée, quant à lui, descend sans encombre côté mer. Enfin, et au moment de l'étalement de basse mer, la pente s'inverse brusquement quand le niveau d'eau a déjà commencé sa montée côté mer alors qu'il descend encore légèrement ou stagne côté baie. Cette fois, c'est le flot qui pénètre difficilement par la section mouillée réduite du Goulet à marée basse. Le niveau d'eau monte alors plus vite côté mer que dans la rade de Fromentine.

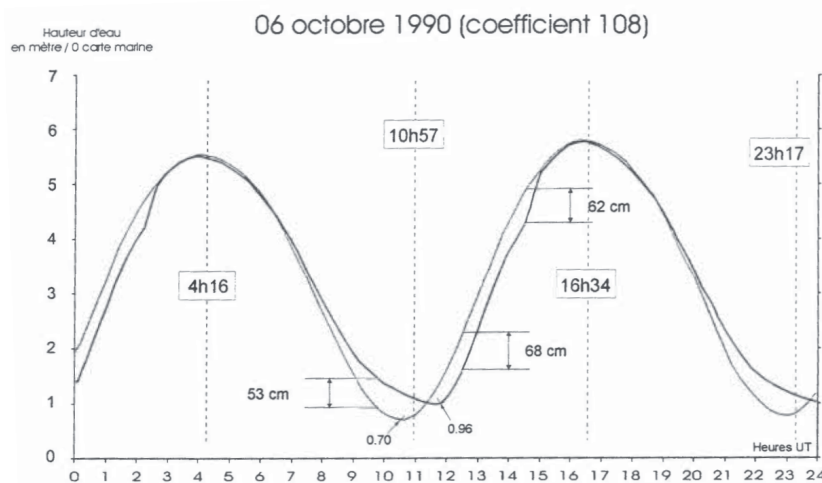


Figure 31 : Le déphasage des niveaux de marée entre le large (courbe claire) et Fromentine (courbe foncée) d'après Paillart (1998).

2.4.4.2.3 En volumes

La prépondérance du jusant au Goulet de Fromentine se traduit aussi en matière de volumes d'eau transitant par le Goulet de Fromentine. Dans la configuration d'une baie disposant d'une seule ouverture, les volumes d'eau associés au remplissage et à la vidange de celle-ci par la marée sont d'ordre équivalent. Dans le cas de la Baie de Bourgneuf dont le remplissage par la marée s'effectue par deux ouvertures de tailles très différentes, un volume d'eau supplémentaire transitant par la large ouverture nord vient s'ajouter au volume d'eau qui a transité uniquement par l'embouchure tidale. Fernand Verger (1963, 2009) estime que 16 millions de m³ d'eau entreraient dans la baie par le Goulet de Fromentine, alors que 60 millions en sortiraient lors d'une marée de moyenne vive-eau.

2.4.4.2.4 En intensités de courant

La configuration du Goulet de Fromentine en gorge étroite, et l'asymétrie du régime de marée décrite plus haut ont pour effet d'augmenter l'intensité des courants dans le chenal. Les vitesses de courant les plus importantes du secteur d'étude sont observées au niveau de l'embouchure tidale (Paillart, 1998). Lors de marées de vive-eau, les vitesses maximales associées au flot atteignent en fonction des auteurs : 2 m/s (Bernier & Gruet, 2011), 1,9 m/s (Paillart, 1998), ou 1,8 m/s (CREOCEAN, 2011). Pour le jusant, les valeurs sont plus variables : 2,5 m/s (Bernier & Gruet, 2011), 1,9 m/s (Paillart, 1998), ou 1,6 m/s (CREOCEAN, 2011). Au regard de ces valeurs, l'asymétrie de la marée en faveur du jusant n'est pas aussi franche en matière d'intensités des courants que pour leurs durées. En morte-eau, l'influence du flot diminue, par conséquent le courant de jusant domine plus nettement (Paillart, 1998; CREOCEAN, 2011) avec des courants qui atteignent 1,2 m/s (CREOCEAN, 2011). Les pics de flot et de jusant sont espacés de seulement 1 h 30 environ. Le flot atteint son maximum peu avant la renverse des courants. Le jusant présente la particularité de disposer de deux pics d'intensité, et ce phénomène a été mesuré au niveau de l'estacade de Fromentine (Paillart, 1998). Le premier pic intervient lors de la renverse du courant par les masses d'eau provenant de la partie nord de la baie, et le second est lié à la vidange de la baie. Bien que selon certaines études le flot puisse être parfois équivalent ou plus intense que le jusant, les flux de transports sédimentaires résiduels (sur un ou plusieurs cycles de marée) sont toujours orientés vers le large. Si les courants de flot sont occasionnellement plus intenses, ils sont compensés par la durée du jusant qui peut être jusqu'à deux fois plus longue que le flot (CREOCEAN, 2011).

2.4.4.3 Le delta de jusant : entre vagues et marée

Sur le delta de jusant, les dynamiques hydro-sédimentaires sont plus complexes, car elles résultent de l'interaction entre les courants de marée et les courants liés aux vagues. Les résultats du modèle de CREOCEAN (2011) permettent d'appréhender en partie ces processus qui agissent sur la partie externe de l'embouchure.

Lors du jusant, les courants de marée du chenal principal sont déviés par les vagues et le lobe terminal vers le sud, ainsi que sur le banc du Boisvinet lorsque les niveaux d'eau le permettent. Pendant cette phase, les flux résiduels ont plutôt tendance à converger du chenal vers les bordures des bancs, puis vers la côte en étant repris par les vagues.

Pendant le flot, les courants sont les plus intenses lorsque les courants de marée s'additionnent aux courants générés par une houle d'ouest. Dans le chenal, on assiste alors à une accélération des courants vers l'intérieur de l'embouchure. Les vagues qui déferlent sur les bancs du delta génèrent un flux résiduel globalement orienté vers la côte. Localement, les vecteurs de transport potentiel présents sur les bancs en bordure du chenal principal convergent vers celui-ci. Les chenaux secondaires, qui se trouvent entre les barres de déferlement et la côte, sont favorablement empruntés par le flot en direction du chenal principal. Ils contribuent donc aussi à la convergence des flux résiduels vers celui-ci.

Sur les bancs de sable du delta de jusant, les courants de houle semblent dominer majoritairement les courants de marée. Les flux résiduels les plus intenses se trouvent notamment sur la bordure nord du banc du Boisvinet, à proximité de la zone d'ensablement du chenal principal. Ainsi la majorité du transport sédimentaire potentiel sur le delta de marée est plutôt orienté vers la côte et vers l'intérieur du chenal principal, alors qu'il est orienté vers le large dans ce même chenal principal. Ce schéma de transport n'évolue pas entre des marées de vive-eau ou de morte-eau. Du fait de la conjonction des forçages les plus énergétiques, la capacité de transport sédimentaire côté mer est bien supérieure à celle de la partie interne de l'embouchure tidale contrôlée presque exclusivement par la marée.

2.4.4.4 L'influence limitée de la dérive littorale

Plusieurs conditions de vagues ont été simulées pour l'étude de CREOCEAN (2011). En raison de la réfraction subie par les vagues à l'approche du Goulet de Fromentine, le schéma de transport reste identique pour tous les tests simulés ; seule l'intensité du transport potentiel varie. Des calculs de dérive littorale aux abords du Goulet de Fromentine ont aussi été effectués. Les résultats montrent que les courants de dérive littorale et leur capacité de transport sont relativement faibles. Il en est de même pour l'étude de DHI & GEOS (2008), qui indique une convergence de la dérive littorale en direction du Goulet de Fromentine de l'ordre de 20 000 à 40 000 m³/an. La faible contribution de la dérive littorale à l'ensablement du chenal s'explique par la forte réfraction des vagues induisant une obliquité très faible, ainsi que par une forte atténuation de leur énergie sur les hauts-fonds.

2.4.4.5 Quelle évolution du Goulet de Fromentine ?

Depuis environ trois siècles, le Goulet de Fromentine aurait tendance à se resserrer sous l'influence de la progression de la pointe de la Fosse et de la sédimentation de la Baie de Bourgneuf. Or, la passe demeure ouverte. Cette situation s'explique probablement par une combinaison de phénomènes qui seront abordés dans cette thèse : la dérive littorale aux abords du Goulet ne semble pas assez importante pour compenser les vitesses élevées des courants de marée dans le chenal principal. En effet, ces derniers sont caractérisés par la prépondérance systématique du jusant en durée, en vitesse (la plupart du temps), et en volume. Cette caractéristique semble garantie par le courant de flot provenant de l'ouverture nord de la Baie de Bourgneuf qui se propage jusqu'au Goulet de Fromentine. De ce fait, ces courants expulsent une quantité encore inconnue de sédiments vers le large en alimentant le delta de jusant.

Dans le cadre de ces travaux de recherche, nous explorerons l'hypothèse que la partie externe de l'embouchure tidale semble fonctionner comme une zone de redistribution locale des sédiments issus de la Baie de Bourgneuf. En effet, les volumes de sédiments des littoraux voisins apportés par la dérive littorale sont relativement faibles. Ainsi, la majorité du stock de sédiments potentiellement mobilisables se trouve plutôt sur la partie sud du delta de jusant et sur le lobe terminal au large. Sans pour autant conduire à une fermeture imminente de l'embouchure, la conjonction de l'action des vagues et des courants de marée sur les bancs de sable génère des mouvements sédimentaires importants qui nécessitent un entretien régulier du chenal principal (CREOCEAN, 2011).

Conclusion du chapitre

Du fait des enjeux nombreux et variés qui occupent cette zone côtière, plusieurs travaux ont tenté d'appréhender les dynamiques hydro-sédimentaires du secteur étudié. De plus, l'originalité de certaines formations géologiques et sédimentaires a aussi suscité l'intérêt de scientifique depuis près d'un siècle. Cependant, la synthèse des travaux effectuée dans ce chapitre révèle un manque de connaissance sur la relation entre les dynamiques de marée et les processus liés aux vagues à l'échelle de l'ensemble du système côtier délimité. Or, bien que les principales unités géomorphologiques aient été décrites séparément, leurs évolutions semblent interdépendantes à l'image de l'exutoire de la Baisse qui s'est fermés suite au comblement du golfe de Challans et de la progression des cordons dunaires adjacents. En effet, les dynamiques sédimentaires de ce système sont contrôlées par des processus côtiers dominés par les vagues pour la façade maritime, et par la marée pour la Baie de Bourgneuf, dont la relation reste encore à préciser. De même, si des dérives littorales ont été estimées le long de cette succession de cellules sédimentaires, les flux qui traversent les différentes unités géomorphologiques et les petits fonds sous l'effet combiné des vagues et de la marée n'ont pas encore été appréhendés.



Chapitre 2

Exploitation d'une série temporelle de données LiDAR pour le suivi des dynamiques côtières

Introduction

Les analyses de la mobilité du trait de côte présentées au chapitre précédent ont permis d'appréhender les dynamiques des systèmes plage-dune sur près d'un siècle et avec une résolution temporelle variable jusqu'en 2010. En février de cette même année, les côtes de la région sont marquées par l'impact de la tempête Xynthia. Ainsi, nous proposons dans ce chapitre de poursuivre ces analyses diachroniques en exploitant trois levés LiDAR de 2008, 2010 et 2013. L'objectif est donc d'abord d'appréhender les dynamiques morpho-sédimentaires au cours de deux périodes au contexte météorologique différent : une période d'abord plutôt tempétueuse, puis une période favorable à la résilience des plages. À partir des données disponibles, nous nous focaliserons principalement sur trois plages aux caractéristiques morphologiques différentes bien que situées à proximité les unes des autres. Ainsi, l'objectif est de révéler et de tenter d'expliquer la variabilité des réponses des systèmes plage-dune aux mêmes conditions météorologiques. Par conséquent, nous avons développé une méthodologie reproductible basée sur l'utilisation des données LiDAR pour la détection des évolutions géomorphologiques des environnements côtiers sableux. En effet, nous tiendrons compte des limites et des avantages de ces mesures pour cartographier les changements altimétriques et calculer des bilans sédimentaires entre chaque levé LiDAR. De plus, nous développerons une méthode d'extraction semi-automatique du pied et de la crête de la dune qui puisse s'adapter à une diversité de morphologie dunaire. Grâce à ces extractions morphométriques, nous proposerons d'analyser la mobilité du trait de côte à la fois horizontalement et verticalement. Enfin, nous discuterons l'efficacité de ces méthodes à suivre les dynamiques côtières en fonction de la temporalité de l'acquisition des données LiDAR.

Ce chapitre se base essentiellement sur un article publié dans la revue *Geomorphology* (Le Mauff *et al.*, 2018). Ce dernier se concentre sur l'analyse des trois plages évoquées au paragraphe précédent, car elles seules sont couvertes par les trois levés LiDAR disponibles. Dans ce chapitre, nous compléterons les résultats de l'article en intégrant l'étendue de la façade océanique couverte par au moins deux des trois levés. De plus, une grande partie des estrans de la Baie de Bourgneuf est aussi couverte par deux des campagnes. À partir de la méthodologie mise en place, nous nous interrogerons sur l'efficacité du LiDAR à produire des bilans sédimentaires fiables sur ces surfaces aux rythmes d'évolution faibles.

1. État de l'art

1.1 Le LiDAR : un outil performant pour l'étude de la géomorphologie côtière ?

1.1.1 Vers une utilisation courante du LiDAR

Les levés topographiques répétitifs sont nécessaires pour appréhender les changements morphologiques des plages (Thom & Hall, 1991). Les mesures topographiques sont traditionnellement effectuées au sol au moyen de procédures utilisant des GPS différentiels ou des stations topographiques totales. En l'absence de main-d'œuvre ou de véhicules capables de circuler sur les plages, ces technologies sont rentables et efficaces seulement sur de petites surfaces facilement accessibles (Baptista *et al.*, 2008). Pour ces raisons, ces technologies, encore largement utilisées aujourd'hui, ont prouvé leur efficacité en privilégiant la mesure haute-fréquence de profils de plages (Lee *et al.* 1998; Cooper *et al.* 2000; Suanez *et al.*, 2012; Masselink *et al.*, 2016b; Castle *et al.*, 2017). Depuis les années 70, la technologie LiDAR s'est fortement développée (Krabill *et al.*, 2000; Brock & Purkis, 2009). Pour les études en environnement côtier, le LiDAR aéroporté associé à un GPS RTK produit, en un temps réduit, un jeu de données topographiques précis (généralement $\pm 0,15$ m en altitude), régulier, et à haute résolution sur de grandes surfaces (Krabill *et al.*, 2000; Sallenger *et al.*, 2003). En comparaison, les levés de profils de plage au sol apportent un échantillonnage discontinu en deux dimensions ; le quadrillage fastidieux d'une zone à l'aide d'un d-GPS apporte en général une précision altimétrique supérieure (généralement inférieure à $\pm 0,05$ m), mais sur des zones plus réduites. Les campagnes de LiDAR aéroporté fournissent un jeu de données à la fois synoptique et précis avec une couverture continue en trois dimensions (Woolard & Colby, 2002; Zhang *et al.*, 2005; Pye & Blott, 2016). Grâce à ces caractéristiques, de nombreux paramètres morpho-métriques peuvent en être extraits (Brock *et al.* 2004; Saye *et al.*, 2005; Crapoulet *et al.*, 2016; Juigner *et al.*, 2017).

1.1.2 Les récents développements qui constituent une alternative au LiDAR et à ses limites

La photogrammétrie est la principale alternative aux chronophages méthodes d'acquisition au sol et au LiDAR aéroporté qui n'est rentable que sur de grandes surfaces. Les récents développements dans l'utilisation de drones équipés d'appareils photo permettent d'obtenir des jeux de données topographiques haute résolution parfaitement adaptés à l'observation et la quantification des changements morphologiques des plages (Mancini *et al.*, 2013; Casella *et al.*, 2016; Turner *et al.* 2016). De plus, cet outil peut permettre un suivi efficace de l'évolution des plages avec un coût réduit (Cook, 2017). Cependant, ces appareils sont déployés sur des zones côtières moins étendues que celles couvertes par les campagnes de LiDAR aéroporté.

Les mesures obtenues par ces méthodes ayant une bonne résolution spatiale sont seulement des images instantanées (*snapshot*) de l'état de la plage au moment de l'acquisition (Woolard & Colby, 2002; Pye & Blott, 2016). En raison du coût élevé et du temps nécessaire à la planification des vols, le suivi d'un littoral par une série de campagnes LiDAR aéroporté est souvent caractérisé par une plus faible résolution temporelle que les autres techniques de mesure. Les conditions météorologiques sont aussi un facteur qui réduit la fréquence d'acquisition de ces méthodes, no-

tamment en ce qui concerne l'utilisation des drones. À l'inverse des méthodes traditionnelles au sol, il est difficile d'obtenir un suivi morphologique d'une plage immédiatement avant et après une tempête, notamment pour des raisons de planification des vols. Les changements observés entre deux campagnes dont l'espacement peut atteindre plusieurs mois ou plusieurs années doivent donc être interprétés avec précaution.

De nouvelles méthodes sont développées pour observer et quantifier les changements morphologiques des plages à haute résolution spatiale et temporelle sur de grandes zones littorales. On peut par exemple mentionner l'utilisation du radar pour le suivi des larges estrans de l'estuaire de la rivière Dee (Bell *et al.* 2016; Bird *et al.* 2017). Bien que la précision altimétrique des MNT produits à partir de cette méthode soit inférieure à celle du LiDAR (une *Root Mean Square Error* ou RMSE d'environ 0,5 m est constatée entre les deux techniques à une certaine distance du radar), cette technologie présente des résultats d'une stabilité remarquable lorsque l'on compare les altitudes extraites à des points de contrôle. Ainsi, en évitant de comparer ces données altimétriques extraites avec celles d'un LiDAR ou d'un GPS RTK, l'utilisation du radar semble avoir une précision relative suffisante pour suivre et quantifier les changements morphologiques saisonniers ainsi que l'impact d'une tempête (Bell *et al.*, 2016; Bird *et al.*, 2017).

1.2 Détection des évolutions géomorphologiques et bilans sédimentaires

1.2.1 Le principe

À partir d'une diversité de traitements possibles, les données LiDAR permettent de produire des MNT de grande qualité (Woolard & Colby, 2002; White & Wang, 2003; Liu & Zhang, 2008). Lorsqu'une série temporelle de données LiDAR est disponible sur un secteur, une analyse volumétrique des évolutions est souvent effectuée en soustrayant les pixels de la collection de MNT deux à deux. Il résulte de la soustraction un raster de différence, autrement appelé en anglais DEM of Difference (*DoD*) (Wheaton *et al.*, 2010) ou Elevation Change Map (ECM) (Priestas & Fagherazzi, 2010). À partir de ce raster de différence, il est possible d'analyser les évolutions morphologiques des plages en réalisant une cartographie des zones d'érosion et d'accrétion, ou en calculant des budgets sédimentaires (Zhang *et al.*, 2005; Thornton *et al.*, 2006; Wheaton *et al.*, 2010).

1.2.2 La prise en compte de l'incertitude

La simple différence entre deux MNT permet de calculer une estimation brute des changements morphologiques. Une quantification fiable de ces évolutions doit tenir compte de l'incertitude inhérente aux données utilisées pour obtenir le raster de différence (Brasington *et al.* 2000; Wheaton *et al.*, 2010). De plus, les mesures acquises par LiDAR aéroporté ont la particularité d'être très bruitées à cause de leur résolution spatiale, généralement de 50 cm à 5 m, et de leur précision verticale, généralement entre 10 cm et 20 cm (Krabill *et al.*, 2000; Sallenger *et al.*, 2003). En raison de cette incertitude inhérente aux mesures, il est peu probable d'obtenir des zones sans changement dans un raster de différence, même sur des surfaces en théorie stables. Il en résulte une quantité importante de faibles variations aléatoires dont la somme tendrait vers zéro (Thomas *et al.* 2002; Bertin, 2005). Conscient de ce constat, certains auteurs n'estiment pas nécessaire d'ap-

plier un seuil de détection étant donné que la somme de ces petits changements s'annulerait. Le plus souvent, un seuil de détection des changements altimétriques est estimé en calculant l'erreur quadratique moyenne (RMSE) des données LiDAR avec des points de contrôle au sol mesurés avec une précision supérieure à l'aide, par exemple, d'un d-GPS (Sallenger *et al.*, 2003; Thornton *et al.*, 2006). Ce seuil peut aussi être estimé à l'aide d'une RMSE calculée entre les deux MNT utilisés sur des surfaces stables et planes comme des routes ou des parkings (Zhang *et al.*, 2005; Young & Ashford, 2006).

La prise en compte de cette incertitude dans les rasters de différence n'a pas été assez ou explicitement discutée pour l'étude des dynamiques côtières ; or elle pourrait avoir une influence sur la quantification des changements géomorphologiques des plages. Une autre méthode utilisant une approche probabiliste pour déterminer un seuil de détection, peut servir d'alternative à celles basées sur le calcul d'une RMSE. Elle est utilisée depuis presque 20 ans en environnement fluvial (Brasington *et al.* 2003; Wheaton *et al.*, 2010). Dans la mesure où les méthodes basées sur le calcul d'une RMSE n'ont pas permis de déterminer un seuil de détection satisfaisant, cette méthode, novatrice pour les systèmes côtiers sableux sera détaillée et appliquée dans le cadre de cette thèse.

1.3 Analyse de la mobilité du trait de côte à partir de données LiDAR

1.3.1 Le LiDAR permet une extraction plus objective du trait de côte que les méthodes traditionnelles

La cartographie du trait de côte et sa mobilité dans le temps est une des principales méthodes utilisées pour évaluer les changements d'état des plages (Crowell *et al.* 1991). Sans aborder le débat de la définition du trait de côte (Boak & Turner, 2005), il est traditionnellement obtenu lors de campagnes de mesures sur le terrain à l'aide d'un d-GPS, ou par photo-interprétation d'images aériennes. Dans les deux cas, la localisation du tracé du trait de côte est soumise à la perception de la personne qui s'en charge. Si on applique la même procédure à un jeu de données, la précision et la forme du tracé déterminé peuvent varier entre chaque personne en fonction de son expérience et de ses connaissances, voire même de son intuition (Rutzinger *et al.* 2012; Ruggiero *et al.*, 2013; Palaseanu-Lovejoy *et al.*, 2016). La disponibilité de données LiDAR permet une extraction plus objective d'un trait de côte (géomorphologique ou basé sur un niveau d'altitude). Sur des plages de plusieurs kilomètres, l'extraction à partir du LiDAR est aussi potentiellement plus rapide que la laborieuse digitalisation d'un trait de côte sur une image aérienne, ou l'acquisition sur le terrain (Stockdon *et al.*, 2002; Woolard & Colby, 2002; Baptista *et al.*, 2008; White *et al.*, 2011; Ruggiero *et al.*, 2013).

1.3.2 Quel trait de côte extraire du LiDAR ?

Selon les objectifs de l'étude, le trait de côte extrait des données LiDAR peut renvoyer à une courbe de niveau ; le niveau moyen des hautes mers (MHW) est souvent utilisé (Stockdon *et al.*, 2002; Ruggiero *et al.* 2003; Moore *et al.* 2006; Robertson *et al.* 2007). Il peut aussi correspondre à un indicateur géomorphologique comme le pied de dune (D_{low}) ou la crête de la dune bordière (D_{high}) (Elko *et al.*, 2002; Houser *et al.* 2008; Stockdon *et al.* 2009; Suanes *et al.*, 2012). Alors qu'extraire une courbe de niveau depuis un MNT est une opération plutôt simple, l'extraction du pied de

dune ou de la crête de dune représente davantage un défi. En effet, la hauteur et la forme de ces indicateurs géomorphologiques variant d'un système plage-dune à l'autre, ainsi qu'à l'échelle d'un cordon dunaire. Les campagnes de LiDAR aéroporté couvrent généralement des secteurs littoraux de plusieurs kilomètres de long.

Il existe donc un enjeu méthodologique pour développer une procédure d'extraction d'indicateurs géomorphologiques à partir de données LiDAR qui réponde à deux critères : (i) être la plus «automatisée» possible pour être exempt de la subjectivité de l'analyste, (ii) être complètement reproductible et applicable à n'importe quelle morphologie de système plage-dune.

1.3.3 Les méthodes existantes d'extraction d'indicateurs géomorphologiques

A notre connaissance, il existe trois principales méthodes dont l'objectif est d'effectuer une extraction la plus automatisée possible du pied de dune et/ou de leur crête à partir de données LiDAR : (i) la détection du plus haut sommet sur un profil de plage côté terre par rapport au niveau de MHW (Stockdon *et al.*, 2009), (ii) la création d'un chemin de plus faible coût d'une extrémité du système plage-dune à l'autre (Mitasova *et al.*, 2011; Hardin *et al.*, 2012), (iii) la détection du pic le plus important de la dérivée seconde (courbure) d'un profil topographique (Gao, 2009; Hugenholtz & Barchyn, 2010; Hugenholtz *et al.*, 2012; Rutzinger *et al.*, 2012).

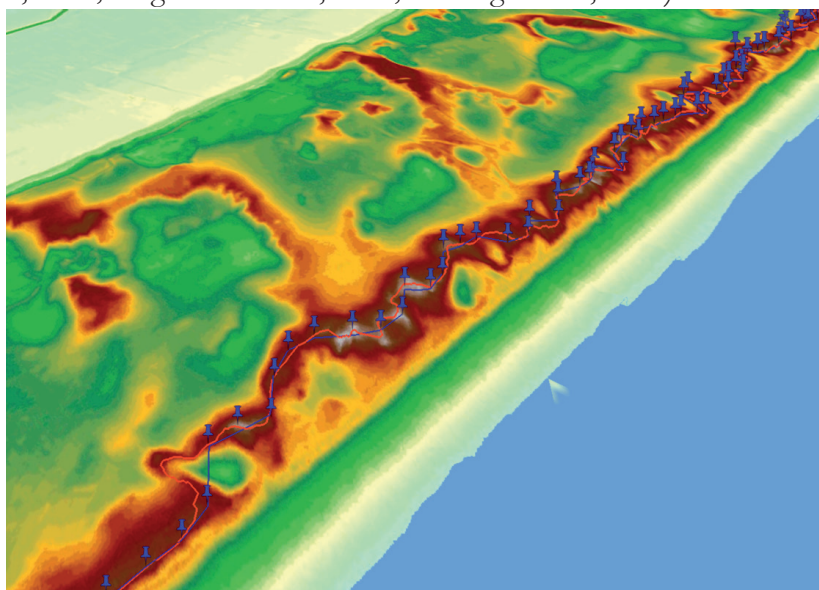


Figure 33 : Comparaison de deux méthodes d'extraction de la crête de la dune bordière. En rouge la méthode linéaire de Hardin *et al.* (2012) et en bleu la méthode par profil utilisée dans cette thèse (Martin Juigner).

Stockdon *et al.* (2009) propose une approche par profil de plage pour extraire la crête de dune. Celle-ci est adaptée lorsque la crête de la dune bordière est le point culminant du massif dunaire échantillonné sur le transect. L'approche du chemin de plus faible coût a l'avantage de permettre l'extraction du pied et de la crête de la dune tout en préservant la résolution du MNT analysé (Mitasova *et al.*, 2011; Hardin *et al.*, 2012). Le calcul est en effet effectué pixel par pixel. Cette méthode est aussi mieux adaptée lorsque la dune bordière atteint les sommets les plus hauts du massif dunaire. Pour cette raison, ces deux méthodes ne sont pas applicables à tous les systèmes

dunaires dans la mesure où la crête de la dune bordière n'est pas toujours la crête la plus haute du massif dunaire. Certains massifs dunaires du secteur étudié dans cette thèse sont caractérisés par une succession de crêtes de dune sur plusieurs dizaines de mètres où la crête de la dune bordière n'est pas la plus haute. Après avoir effectué différents tests dans le cadre de cette thèse, les crêtes de dunes extraites par ces deux méthodes se retrouvent parfois à plusieurs centaines de mètres en arrière de la dune bordière, généralement sur la crête la plus haute du massif dunaire. En revanche, l'approche basée sur le calcul de la dérivée seconde d'un profil peut varier d'une étude à l'autre. Par exemple, des traitements comme des filtres ou des seuils peuvent être appliqués pour adapter la procédure à la morphologie du site ou les objectifs de l'étude. Cependant, contrairement à la méthode de Hardin *et al.* (2012), cette dernière exige l'extraction de profils de plage sur lesquels l'analyse de pente, puis de courbure, est effectuée. Le contour de l'indicateur morphologique extrait possède donc une résolution longshore correspondant à l'espacement choisi par l'analyste entre chaque profil. Cet espacement est souvent plus grand que la résolution initiale du MNT analysé.

1.3.4 Vers une analyse plus complète de la mobilité du trait de côte à partir de données en 3 dimensions

L'analyse horizontale de la mobilité du trait de côte sert d'indicateur binaire pour appréhender l'évolution de l'état de la plage : un déplacement de cette ligne vers la mer (positif) indique une dynamique d'accrétion, alors qu'un déplacement vers l'intérieur des terres (négatif) indique au contraire une tendance à l'érosion (Dolan, Fenster & Holme, 1991; Boak & Turner, 2005; Moore *et al.*, 2006). Cette grille de lecture de la mobilité s'applique à tout type de trait de côte.

En complément, le mouvement vertical des indicateurs géomorphologiques, qui se traduit par une variation de la hauteur du pied et/ou de la crête de dune, est aussi un bon indicateur de l'évolution de la vulnérabilité de la plage (Houser *et al.*, 2008; Stockdon *et al.*, 2009; Suanez *et al.*, 2012a).

Le pied de dune se situe à l'interface entre la plage et la dune. Il est donc l'indicateur géomorphologique le plus pertinent pour comprendre l'impact des processus côtiers sur tout type de système plage-dune (Hesp, 2002). Malgré son importance, la mobilité à la fois horizontale et verticale du pied de dune n'a été que très peu analysée (Crapoulet *et al.*, 2017). Dans le cadre de cette thèse, nous faisons l'hypothèse que, selon la morphologie du système plage-dune, la réponse du pied de dune à un événement extrême ou à sa résilience se traduit par la combinaison d'un mouvement horizontal et vertical. Afin de compléter l'analyse binaire de la mobilité traditionnellement effectuée, nous proposons une analyse prenant en compte l'amplitude et l'angle du déplacement dans le but d'exploiter au mieux les trois dimensions des données LiDAR disponibles.

2. Méthodes à partir d'indicateurs extraits des plages et bilans sédimentaires

Afin d'analyser comment le système plage-dune a évolué entre chaque campagne LiDAR disponible, deux méthodes de suivi des dynamiques côtières seront approfondies. Le premier objectif est d'exploiter au mieux ce type de données topographiques haute résolution, à la fois précises et bruitées. Le second objectif s'attachera à rendre reproductibles ces procédures à une diversité

de morphologie de système plage-dune, des plus simples aux plus irrégulières. Deux approches communément utilisées dans la littérature scientifique sont considérées pour suivre les évolutions géomorphologiques entre deux campagnes : la cartographie des changements d'altitude complétée par le calcul de budgets sédimentaires, et l'analyse de la mobilité du pied de dune (D_{low}).

La première s'appuie sur l'outil *Geomorphic Change Detection* développé à l'origine en géomorphologie fluviale dont la procédure est implémentée dans une extension *ArcGis* (Wheaton *et al.*, 2010). À partir des mêmes travaux, un seuil de détection est déterminé de manière probabiliste. L'objectif est d'évaluer l'efficacité de cette méthode appliquée à la géomorphologie côtière à distinguer les changements significatifs de l'altitude par rapport aux changements imputables au bruit de la mesure. Cette approche est appliquée à tous les systèmes plage-dune recouverts par au moins 2 des 3 campagnes LiDAR, mais aussi aux zones intertidales du Goulet de Fromentine et de la Baie de Bourgneuf.

La plage et la dune forment un système complexe organisé en sous-systèmes interconnectés au sein desquels les réponses morphologiques, les processus et les rythmes d'évolution peuvent varier (Scott *et al.*, 2016). À l'intérieur des limites des MNT, la crête de dune (D_{high}), le pied de dune (D_{low}), et le niveau des hautes mers moyennes (MHW) sont utilisés pour isoler chaque sous-système sélectionné : l'arrière-dune (*back dune*), la dune bordière (*foredune*), le haut de plage (*upper beach*), l'estran (*tidal beach*). Les résultats obtenus par l'analyse des changements d'altitude sont compartimentés par cette décomposition cross-shore du système, dans le but de distinguer les évolutions de chaque sous-système. Pour compartimenter le système, une extraction de la crête de la dune bordière (D_{high}) et du pied de dune (D_{low}) est donc nécessaire. Cette opération a été réalisée pour les sites recouverts par les trois campagnes LiDAR : Luzeronde, la Tresson et les plages du nord des pays de Monts. L'objectif consiste à adapter la méthode qui utilise la dérivée seconde d'un profil de plage pour qu'elle soit efficacement reproductible à ces trois sites. Ces portions de littoral sont en effet caractérisées par une variabilité importante de la morphologie dunaire. Enfin, le suivi des évolutions géomorphologiques de ces plages est complété par le développement d'un indicateur de la mobilité du trait de côte qui prend en compte la combinaison des mouvements horizontaux et verticaux du pied de dune entre chaque campagne LiDAR.

La procédure complète de la démarche est résumée dans la figure 34 depuis les étapes de préparation des données à l'obtention des résultats finaux pour les trois principaux sites d'étude présentés dans ce chapitre à la section 3. Les aspects méthodologiques de cette procédure sont ensuite détaillés dans les sections suivantes.

2.1 Préparation des données LiDAR

2.1.1 Caractéristiques des données LiDAR utilisées

Les données LiDAR de 2008 ont été acquises dans le cadre du programme GERRICO. La densité de points obtenue avoisine 3 points/m². La campagne a eu lieu entre le 4 et le 7 mai 2008 sur l'ensemble de la Baie de Bourgneuf. La société ACTIMAR a conduit les levés et elle garantit une précision altimétrique inférieure à 0,15 m et une précision planimétrique inférieure à 1 m.

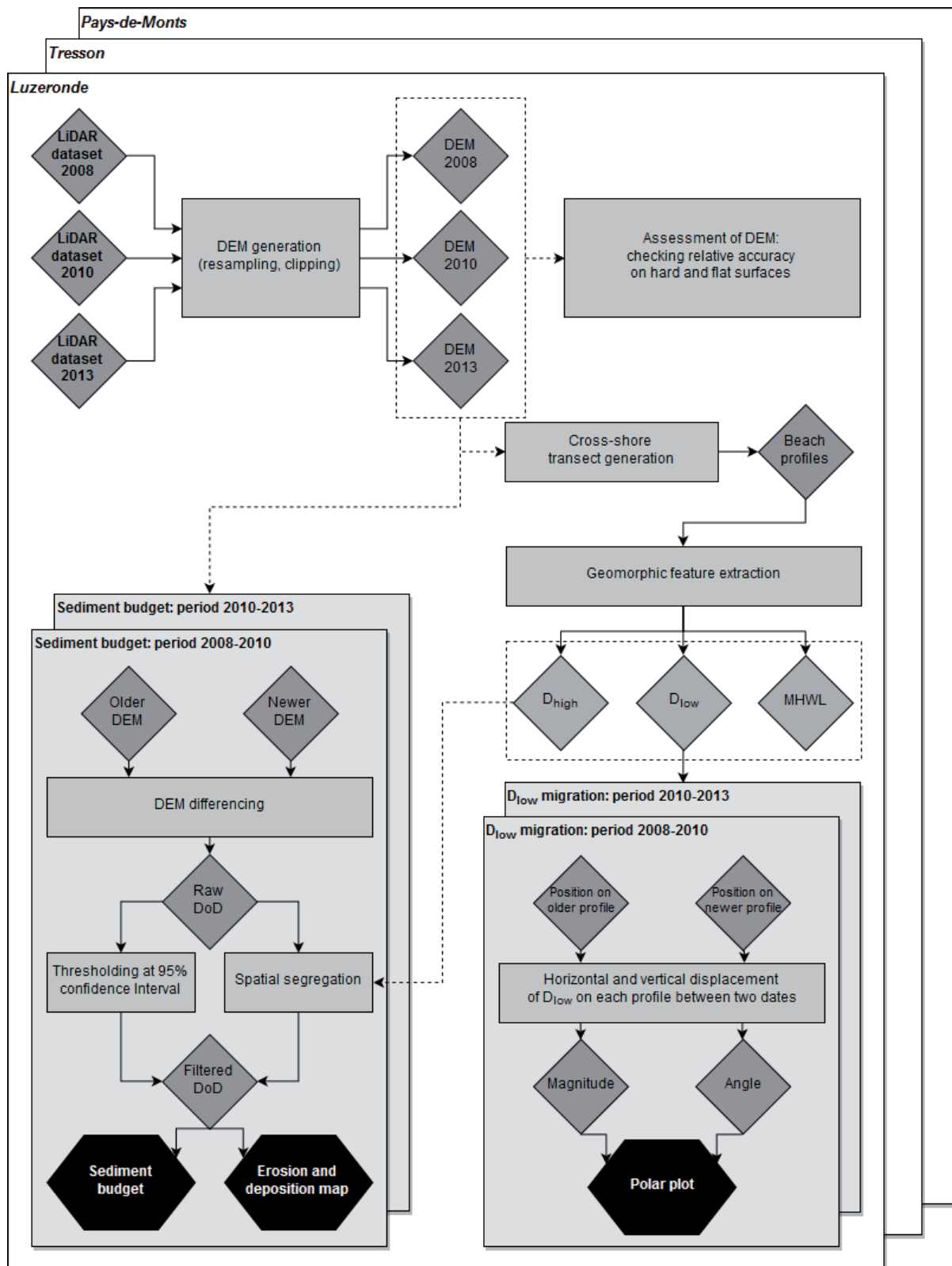


Figure 34 : Diagramme des étapes de la méthode employée dans ce chapitre

Dataset	Vertical accuracy ($\approx\sigma$)
2008	± 0.15
2010	± 0.20
2013	± 0.10

Tableau 1 : Précision altimétrique (m) uniforme de chaque jeu de données LiDAR.

Les données LiDAR de 2010 sont issues du projet Litto3D conduit par l'IGN et le SHOM. Les vols qui nous concernent ont été effectués le 28 et le 29 août 2010. La précision garantie par le fournisseur de la donnée atteint 0,2 m pour l'altitude et moins de 1 m pour le positionnement.

Les données de 2013 ont été acquises par le système LiDAR ALS70-HP lors d'un vol à 2500 m d'altitude (Ba *et al.*, 2015). La densité de points obtenue atteint cette fois 6 points/m² avec une précision altimétrique inférieure à 0,10 m. La campagne a été conduite par la société FIT-Conseil.

2.1.2 Découpage et rééchantillonnage des données LiDAR

Les trois jeux de données ont été fournis en tant que MNT avec la végétation haute et les bâtiments qui ont déjà été filtrés, c'est-à-dire arasés. De même, les secteurs urbains et forestiers, les marais, et la mer sont exclus de ces zones en se basant sur la photo-interprétation d'orthophotographies. Seules les zones recouvertes par la plage, l'estran et la dune sont conservées dans les données.

La couverture des campagnes LiDAR n'est pas la même aux trois dates. En les superposant, plusieurs sites sont délimités par l'emprise commune d'au moins 2 des 3 campagnes. Les limites de ces sites sont utilisées pour découper les jeux de données initiaux et ne garder que les zones de recouvrement. Enfin, chaque jeu de données est ensuite rééchantillonné sur une même grille au sein de zones délimitées. Les données sont rééchantillonnées en utilisant la méthode des plus proches voisins avec une résolution de 1 m, afin de conserver leur résolution initiale. Conformément aux recommandations de Woolard & Colby (2002), cette résolution de 1 m est la plus appropriée pour représenter la morphologie des dunes et pour calculer les changements volumétriques.

2.1.3 Évaluation de la qualité des données LiDAR

Dans le but de détecter les différences altimétriques entre deux campagnes, l'erreur relative entre les deux MNT utilisés est plus pertinente que l'erreur absolue calculée à partir de points de contrôle plus précis (Zhang *et al.*, 2005). Les trois jeux de données LiDAR sont donc comparés entre eux pour vérifier leur cohérence. Des régions d'intérêt sont délimitées sur des surfaces plates et stables correspondant à des parkings et de larges routes comme le suggère (Zhang *et al.*, 2005). Une RMSE est calculée entre les trois campagnes pour chaque pixel contenu dans ces régions d'intérêt. L'erreur relative est estimée à partir des RMSE calculées sur toutes les régions d'intérêt en comparant les trois dates entre elles. Elle atteint 0,09 m avec un écart-type de 0,04 m. Cette valeur est plus faible que les erreurs relatives (Zhang *et al.*, 2005; Young & Ashford, 2006) et absolues (Krabill *et al.*, 2000; Sallenger *et al.*, 2003) estimées dans la littérature scientifique.

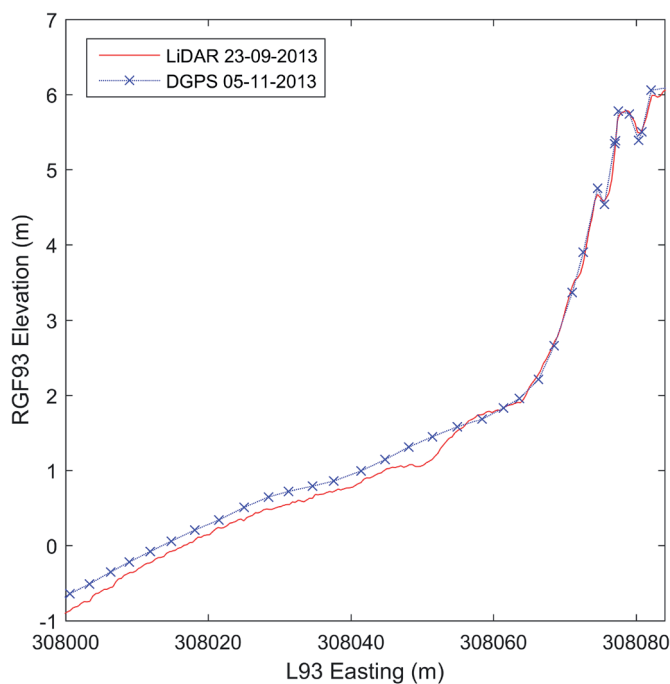


Figure 35 : Comparaison des données LiDAR 2013 avec un profil de plage mesuré au GPS-RTK

Pour mieux évaluer la cohérence des données LiDAR utilisées, la campagne aéroportée du 23/09/2013 a été comparée aux relevés effectués au GPS RTK du 05/11/2013 réalisés dans le cadre de l'OLPM (figure 35). En effet, ils se situent tous deux à l'automne de la même année en étant espacés d'un mois et demi. Les autres campagnes sont plus espacées des relevés de l'OLPM. On constate une cohérence très satisfaisante entre le profil de la dune extrait du LiDAR et celui relevé au GPS RTK. En revanche, sur la plage, la différence est marquante : on distingue sur le profil extrait du LiDAR un haut de plage plutôt bombé avec une berme adossée à une encoche marquée entre celle-ci et un bas de plage beaucoup plus plat. À l'inverse, sur le profil relevé au GPS RTK,

la plage présente uniquement de faibles variations de pente depuis le pied de dune. Entre les deux mesures, le littoral a subi les deux premières tempêtes d'une saison hivernale 2013-2014 très énergétique, la tempête Christian du 26-29 octobre, et la tempête Godehart du 03-06 novembre (SHOM, 2014b). Ces deux événements ont probablement eu pour effet de rééquilibrer le profil de la plage en érodant la berme d'un côté et surélevant le bas de la plage de l'autre. Cette évolution de la morphologie de la plage est en accord avec les variations saisonnières d'un profil de plage décrites dans la littérature scientifique (Winant, Inman & Nordstrom, 1975; Fox & Davis, 1978; Dean, 1991; Lee *et al.*, 1998). La plage ayant apparemment déjà subi un reprofilage entre les deux mesures, il apparaît difficile de valider ces données LiDAR en dessous du niveau de la dune à partir de ces relevés au GPS RTK.

2.2 Analyse et extraction d'indicateurs d'une plage

2.2.1 Extraction du niveau des hautes mers moyennes (MHW)

Le niveau des hautes mers moyennes (MHW) est calculé à partir des données du SHOM (SHOM, 2014a). Il correspond à la moyenne du niveau des pleines mers de morte-eau et des pleines mers de vive-eau. Il atteint une cote de 1,88 m NGF au port de Saint-Gilles-Croix-de-Vie qui varie très faiblement du nord au sud du secteur d'étude. Cette courbe de niveau est donc extraite uniformément à l'ensemble des MNT des sites recouverts par les trois campagnes LiDAR. Afin de ne garder qu'une ligne continue, le tracé de la courbe de niveau a nécessité par endroits une légère simplification voire un lissage.

2.2.2 Extraction du pied de dune (D_{low}) et de la crête de dune bordière (D_{high})

Contrairement à l'extraction du niveau MHW, l'extraction de ces deux indicateurs géomorphologiques est réalisée sur la base de profils de plage. Des transects sont générés perpendiculairement à la côte avec un espacement de 50 m. Sur chaque transect, un profil topographique de la plage est extrait des MNT réalisés à partir des données LiDAR. Au total, 39 profils sont extraits sur le site de Luzeronde, 59 sur celui de la Tresson, et 113 sur le site des pays de Monts.

Le pied de dune (D_{low}) et la crête de la dune bordière (D_{high}) sont identifiés à partir de la dérivée première (la pente) et la courbure d'un profil topographique de la plage (z) (figure 36). La crête de la dune bordière (D_{high}) correspond à une valeur élevée et négative de la courbure associée à une haute altitude sur le profil. Afin de limiter le nombre possible de crêtes détectables, on spécifie un seuil altimétrique en dessous duquel la crête de dune ne peut pas se trouver. Ce seuil est déterminé sur la base d'observation du relief des dunes sur les MNT, et à partir de tests de sensibilité. Le seuil de détection atteint 9 m pour le site de Luzeronde et celui de la Tresson, et 5 m pour celui des pays de Monts. Le pied de la dune (D_{low}) correspond à une valeur élevée et positive de la courbure associée à une augmentation abrupte de la pente. Afin de faciliter l'extraction de cet indicateur, son identification est effectuée sur un profil réduit, dont les limites sont le niveau MHW et la crête de dunes extraits précédemment.

La dérivée première du profil est définie comme suit :

$$z' = \frac{dz}{dx} \quad (1)$$

où dx correspond à un échantillonnage d'un mètre.

La courbure peut être écrite comme suit :

$$k = \frac{z''}{(1 + z'^2)^{3/2}} \quad (2)$$

où z' est la dérivée première et z'' la dérivée seconde décrite comme suit :

$$z'' = \frac{d^2 z'}{dx^2} \quad (3)$$

En raison de la résolution et de la précision du LiDAR, une certaine forme de bruit est présente dans la topographie des profils. En conséquence, le pied et la crête de la dune peuvent y être mal localisés. On applique un filtre sur la dérivée première et la courbure afin de ne conserver que les variations d'élévation significatives. Ainsi, une approche utilisant la théorie des espaces d'échelle (Witkin, 1984) est utilisée en suivant une méthode détaillée dans Gao (2009). Les profils issus des données LiDAR sont filtrés à l'aide d'un noyau gaussien pour ne garder que les variations significatives du signal. La distribution gaussienne $G(x)$ est définie comme :

$$G(x, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma^2}\right) \quad (4)$$

où x est la variable désignée et σ son écart-type. Le profil filtré $F(x) = Z$ est obtenu par la convolution du profil initial $f(x) = z$ comme suit :

$$F(x, \sigma) = f(x) * G(x, \sigma) \tag{5}$$

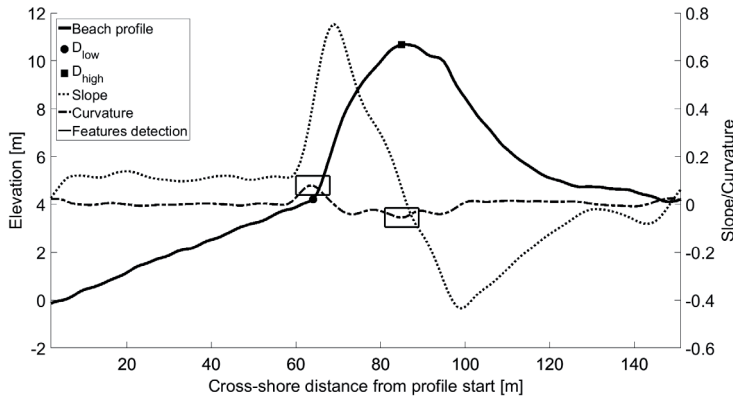


Figure 36 : Détection du pied et de la crête de la dune d'un profil de plage en utilisant la pente et la courbure.

où $G(x, \sigma)$ est le noyau gaussien et « * » symbolise la convolution. Pour tous les sites étudiés, $\sigma = 3$ a été utilisé ainsi qu'une fenêtre du noyau gaussien de [-5 ; 5] mètres. Une fois le profil z lissé, la pente et la courbure sont calculées.

En conclusion, cette extraction automatisée par profil du pied et de la crête de la dune se base sur un certain nombre d'hypothèses. Les critères d'identification de ces indicateurs ne permettent pas de les localiser infailliblement. La cohérence de l'extraction est donc vérifiée visuellement. Si nécessaire, leur position est rectifiée manuellement. Les autres méthodes d'extraction existantes nécessitent aussi un certain nombre de rectifications manuelles (Stockdon *et al.*, 2009).

2.2.3 Efficacité de l'extraction du pied et de la crête de la dune

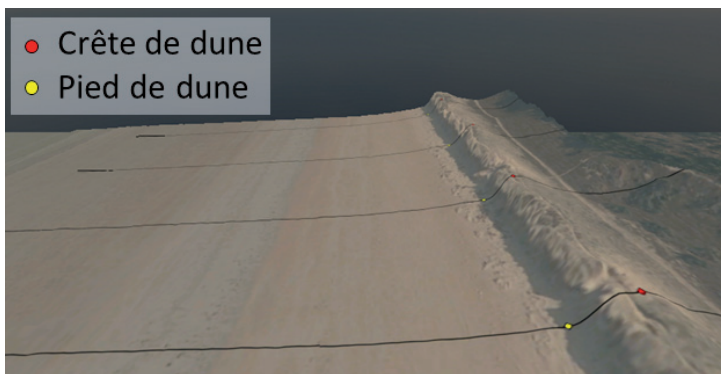


Figure 37 : Visualisation de la position de la crête et du pied de dune sur une portion de plage des pays de Monts

L'efficacité de l'extraction du pied et de la crête de la dune est évaluée par une vérification visuelle de leur position relative sur chaque profil de plage (figure 37). Dans quelques cas, si un des indicateurs est jugé mal placé, il est repositionné manuellement sur le profil (tableau 2).

Concernant la crête de dune, les erreurs se trouvent majoritairement sur les profils de plage traversés par une caoudeyre, comme c'est le cas sur les sites de la Tresson et des pays de Monts, ou quand la dune bordière est adossée à une crête de dune plus haute, comme sur le site des pays de Monts.

Concernant le pied de dune, son repositionnement manuel a été plus fréquent sur le MNT de la campagne LiDAR de 2013 que sur les autres, car le contact entre la plage et la dune présente une rupture topographique moins marquée. Sur le MNT de 2013, on trouve en effet des formes

Feature extracted	Dune base			Dune crest		
	Year	2008	2010	2013	2008	2010
<i>Luzeronde</i>						
Manually edited points	16	2	5	0	0	0
Number of points	39	39	39	39	39	39
Auto-detection rate (%)	59	95	87	100	100	100
<i>Tresson</i>						
Manually edited points	2	0	20	3	5	4
Number of points	59	59	59	59	59	59
Auto-detection rate (%)	96.6	100	66.1	94.9	91.5	93.2
<i>Pays-de-Monts</i>						
Manually edited points	8	11	55	8	12	17
Number of points	113	113	113	113	113	113
Auto-detection rate (%)	92.9	90.3	51.3	92.9	89.4	85

Tableau 2 : Efficacité de l'extraction du pied et de la crête de la dune.

qui seraient associées à une phase de reprofilage naturel de la plage, avec par exemple la formation de dunes embryonnaires qui complexifient la détection du pied de dune. Au contraire, les erreurs de positionnement sont beaucoup moins nombreuses sur le MNT de la campagne LiDAR de 2010. Le contact entre la plage et la dune y est très marqué avec la présence quasi continue d'une falaise dunaire qui surplombe une plage relativement plate. Bien que la campagne LiDAR ait été effectuée en fin d'été, la présence de cette falaise s'explique par la tempête Xynthia, survenue en février 2010, qui a laissé des stigmates que la résilience naturelle de la plage mettra plus d'un été à effacer. Cette morphologie du profil est favorable à l'extraction des indicateurs morphologiques qui nous intéressent.

Malheureusement, aucune mesure de terrain n'est disponible pour valider la position des indicateurs géomorphologiques extraits. Néanmoins, même si la précision d'un GPS RTK est très élevée, la délimitation sur le terrain du pied et de la crête de la dune est aussi soumise à l'interprétation de la personne qui effectue le relevé. De plus, comme démontré dans les travaux de Palaseanu-Lovejoy *et al.* (2016) et Rutzinger *et al.* (2012), la délimitation manuelle des ruptures morphologiques sur un MNT se caractérise par une plus faible précision planimétrique que l'extraction automatisée, et elle n'est pas reproductible à l'identique, car elle varie selon la personne qui l'effectue. On peut appliquer les mêmes limites aux relevés sur le terrain au d-GPS. De même, il est aussi très difficile de déterminer précisément un pied de dune sur le terrain lorsque le contact entre la plage et la dune n'est pas très marqué.

Palaseanu-Lovejoy *et al.* (2016), dans une tentative plus récente, trouvent une alternative pertinente à l'approche par la courbure et à celle du plus faible coût. Bien que cette procédure ait été développée sur des profils de falaises rocheuses, sa méthode semble assez robuste pour être appliquée au relief moins vertical d'un système plage-dune. De futures investigations sont nécessaires pour comparer toutes ces méthodes de détection et d'extraction sur une variété de morphologies dunaires.

2.2.4 Analyse des mouvements horizontaux et verticaux du pied de dune (D_{low})

La mobilité du trait de côte est évaluée à travers la création d'un nouvel indice qui résulte de la combinaison d'un mouvement horizontal et vertical du pied de dune extrait (D_{low}). Cet indice comprend la distance horizontale parcourue par le pied de dune entre deux campagnes LiDAR,

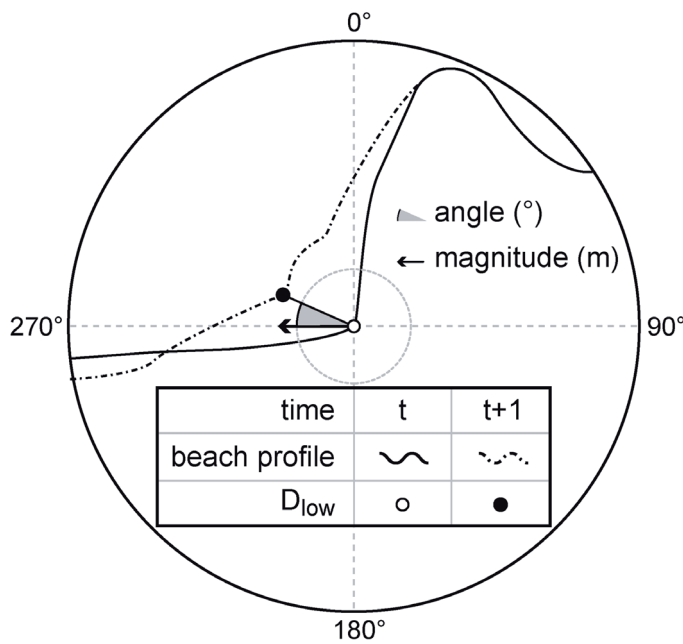


Figure 38 : Schéma explicatif d'un graphique polaire représentant la mobilité du pied de dune entre deux profils théoriques.

ainsi que l'angle de ce déplacement entre les deux positions. Ces informations sont collectées à chaque profil de plage extrait des MNT, elles sont ensuite projetées sur un graphique polaire. Chaque point sur le graphique représente donc la migration en deux dimensions d'un pied de dune extrait d'un profil sur une période donnée (figure 38). La magnitude du déplacement horizontal est présentée avec une échelle logarithmique afin d'améliorer la lisibilité entre les points.

Bien que trois indicateurs soient extraits des MNT (MHW, D_{low} , D_{high}), seule la mobilité du pied de dune est analysée. D'une part, la mobilité du niveau des MHW n'est soumise qu'à une mobilité horizontale de par sa nature. D'autre

part, cette courbe de niveau est plus fréquemment soumise à l'action des vagues et aux courants de dérive littorale associés que le pied de dune. Il serait donc encore plus difficile d'interpréter les évolutions compte tenu de la faible résolution temporelle des campagnes LiDAR. Dans ce contexte, la mobilité du pied de dune semble plus pertinente que celle du niveau des MHW pour analyser l'état de la plage à l'échelle de la période couverte par les campagnes LiDAR. Concernant la crête de la dune, la méthode a été appliquée aux secteurs d'étude couverts par les trois campagnes LiDAR. Cependant les résultats montrent des évolutions significatives, mais très localisées dans la mesure où la majorité des profils analysés ont une crête de dune bordière relativement stable.

2.3 Cartographie des différences d'altitude et bilans sédimentaires

2.3.1 Le principe

Plusieurs rasters de différences (DoD – DEM of Difference) sont calculés en soustrayant les valeurs d'élévation des pixels du MNT le plus récent avec ceux du MNT le plus ancien comme suit :

$$\Delta_{DoD} = z_{new} - z_{old} \quad (6)$$

où (Δ_{DoD}) est la variation altimétrique des valeurs d'élévations entre le MNT le plus récent (z_{new}) et celles du MNT le plus ancien (z_{old}).

Ainsi, l'érosion est exprimée par une différence négative représentée en rouge, et l'accumulation de sédiments est exprimée par une différence positive représentée en bleu.

Pour les secteurs concernés, un premier DoD couvre la période 2008-2010, de début mai 2008

jusqu'à la fin août 2010 ($\approx 2,5$ années). Un second $D\theta D$ couvre la période 2010-2013, de la fin du mois d'août 2010 au 23 septembre 2013 (≈ 3 années).

2.3.2 La prise en compte de l'incertitude des données LiDAR utilisées

La précision verticale des campagnes LiDAR utilisées pour quantifier l'évolution morphologique des plages est généralement estimée à $\pm 0,15$ m (Sallenger *et al.*, 2003). Dans notre cas, cette incertitude verticale (δz) associée aux données LiDAR utilisées est fournie par les producteurs ou les propriétaires des MNT (tableau 1). Ainsi, l'altitude réelle ($z_{réel}$) est représentée par une valeur d'élévation contenue dans chaque pixel du MNT (z_{MNT}) associée à une incertitude verticale (δz) qui peut être écrite comme suit (Wheaton, 2008) :

$$z_{réel} = z_{MNT} \pm \delta z \quad (7)$$

En considérant cette erreur potentielle, la probabilité qu'un pixel occupé par une structure stable (route, bâtiment, repère géodésique, *etc.*) affiche un changement nul dans un $D\theta D$ est très faible. Les valeurs de changement d'élévation sont distribuées en suivant une loi normale approximativement centrée sur zéro. Une quantité importante de petits changements topographiques explique la forme de cette distribution. Cependant, ces petits changements peuvent aussi bien être réels qu'attribués à l'erreur potentielle des mesures. En conséquence, l'interprétation de ces variations de petite ampleur est rendue très difficile à cause du bruit inhérent induit par cette incertitude. Un seuil de détection est donc appliqué aux $D\theta D$ dans le but de distinguer les changements géomorphologiques significatifs de ceux, trop faibles, dont l'incertitude est trop grande.

En faisant l'hypothèse d'une erreur indépendante, la première étape pour déterminer de manière fiable un seuil de détection consiste à propager les erreurs des données utilisées pour calculer le $D\theta D$ (Taylor, 1997; Brasington *et al.*, 2003) :

$$\delta_{D\theta D} = \sqrt{(\delta z_{new})^2 + (\delta z_{old})^2} \quad (8)$$

où :

- $\delta_{D\theta D}$ est l'erreur propagée du $D\theta D$,
- δz_{new} l'erreur individuelle associée au MNT le plus récent,
- et δz_{old} l'erreur individuelle associée au MNT le plus ancien.

Les campagnes LiDAR utilisées ici ont déjà été traitées par leurs prestataires respectifs, et aucune estimation de la variabilité spatiale de cette incertitude (δz) n'a été fournie. On pourrait par exemple s'attendre à trouver une incertitude plus importante sur les surfaces en pente par rapport aux surfaces plates (Wheaton, 2008). Pour chaque jeu de données LiDAR, une incertitude verticale est renseignée. Selon les campagnes, elle se situe entre $\pm 0,1$ m et $\pm 0,2$ m. Par conséquent, l'erreur propagée ($\delta_{D\theta D}$), calculée à partir des incertitudes indépendantes et associée aux MNT utilisés, est appliquée de manière uniforme à l'ensemble de la surface du $D\theta D$.

La seconde étape consiste à comparer les variations altimétriques (Δ_{DoD}) à l'erreur propagée associée au DoD (δ_{DoD}). Les variations altimétriques (Δ_{DoD}) calculées forment une distribution normale avec de nombreuses valeurs centrées de part et d'autre de zéro. On suppose que l'estimation de l'incertitude (δ_{z}) associée à chaque MNT est une approximation acceptable de l'écart-type (σ) de cette distribution normale. Comme décrit par (Lane, Westaway & Murray Hicks, 2003), en comparant les valeurs absolues des variations altimétriques $|z_{new} - z_{old}|$ à l'incertitude du DoD (δ_{DoD}), on calcule un score t qui est une estimation de la probabilité que le changement calculé soit réel :

$$t = \frac{|z_{new} - z_{old}|}{\delta_{DoD}} \quad (9)$$

En s'appuyant sur l'équation permettant de calculer δ_{DoD} , le seuil de détection déterminé en fonction d'un intervalle de confiance ajustable peut être écrit comme suit (Wheaton *et al.*, 2010) :

$$U_{crit} = t \left(\sqrt{(\sigma_{new})^2 + (\sigma_{old})^2} \right) \quad (10)$$

où :

- U_{crit} est le seuil critique de l'incertitude en dessous duquel les changements d'élévation sont considérés comme étant du bruit,
- σ_{new} est l'incertitude indépendante du MNT le plus récent,
- σ_{old} est l'incertitude indépendante du MNT le plus ancien, et t est le score associé au niveau de confiance choisi pour une distribution normale.

Tout comme dans les travaux de Wheaton *et al.* (2010), un intervalle de confiance à 95 % est choisi pour les analyses qui vont suivre. Des tests de sensibilité ont été effectués à des niveaux de confiance plus faibles, mais en dessous de ce niveau, nous avons repéré visuellement un bruit persistant dans les DoD et potentiellement des artefacts liés aux axes de vol des campagnes LiDAR. En suivant le principe de cette méthode, tous les changements d'élévation qui ont 95 % de chance de ne pas être attribués à l'incertitude des mesures sont considérés comme significatifs. Les pixels du DoD dont la valeur n'atteint pas ce niveau de confiance sont exclus de l'analyse. Par conséquent, ces faibles changements sont estimés trop incertains pour être intégrés au calcul des budgets sédimentaires, ou pour être interprétés au regard de processus géomorphologiques. Deux seuils de détection à un intervalle de confiance de 95

Study site	DoD: 2008–2010		DoD: 2010–2013	
	RMSE	95% CI	RMSE	95% CI
Luzeronde	±0.06	±0.49	±0.13	±0.43
Tresson	±0.05	±0.49	±0.04	±0.43
Pays-de-Monts	±0.13	±0.49	±0.14	±0.43

Tableau 3 : Comparaison des seuils de détection (m) calculés à partir de deux méthodes : l'une à l'aide d'une erreur RMS calculée sur des surfaces stables, et l'autre en utilisant l'approche probabiliste avec un intervalle de confiance à 95 %.

% sont calculés, le premier entre les MNT de 2008 et de 2010, et le second entre ceux de 2010 et de 2013. L'incertitude ne variant pas d'un site à l'autre, chaque seuil de détection est appliqué de manière uniforme (tableau 3).

2.3.3 Le calcul des budgets sédimentaires

Les budgets sédimentaires, qui résument les évolutions morphologiques exprimées en volumes, sont calculés en additionnant les pixels considérés significatifs des DoD . Les résultats volumétriques sont aussi classés en trois catégories : érosion, accrétion, et la différence nette qui est la balance entre l'érosion et la accrétion :

$$\Delta V_{DoD} = \sum V_{deposition} - \sum V_{erosion} \quad (11)$$

où :

- ΔV_{DoD} est le changement volumétrique net du DoD ,
- $\sum V_{deposition}$ la somme des volumes sédimentaires déposés,
- et $\sum V_{erosion}$ la somme des volumes sédimentaires érodés.

Afin de conserver une démarche cohérente, l'incertitude associée aux variations altimétriques du DoD est prise en compte dans les budgets sédimentaires. Une marge d'erreur volumétrique (\pm volume) est intégrée aux résultats des analyses volumétriques obtenues à partir des DoD sur lesquels est appliqué un seuil de détection. L'erreur volumétrique est calculée, pixel par pixel, en multipliant l'erreur propagée (δ_{DoD}) par la surface de chaque pixel.

De plus, les changements volumétriques par unité de surface (m^3/m^2) sont calculés dans le but de rendre les résultats comparables indépendamment de l'étendue des surfaces analysées. Ainsi, la comparaison des résultats entre les sites est facilitée.

2.3.4 Ségrégation cross-shore des résultats

Les indicateurs extraits sur les plages (MHW, D_{low} , D_{high}) sont finalement utilisés pour compartimenter les résultats obtenus dans les DoD . Ils servent de frontière entre 4 étages cross-shore d'un profil de plage, représentant 4 sous-systèmes interconnectés du système plage-dune, et une zone non classée.

- La zone la plus basse est la plage tidale (*tidal beach*), occupée en majorité par l'estran. Elle se situe entre la limite de l'extension du MNT côté mer, et le niveau des hautes mers moyennes (MHW).
- La seconde zone recouvre le haut de plage (*upper beach*), majoritairement composé de sable sec non végétalisé, entre le niveau des MHW et le pied de dune (D_{low}).
- La zone suivante intègre la face de la dune bordière (*foredune*) délimitée par son pied (D_{low}) et sa crête (D_{high}) et caractérisée par une pente forte et une végétation intermittente.
- À partir de la crête de la dune bordière (D_{high}) et jusqu'à la limite côté terre du MNT rééchantillonné, s'étend l'arrière-dune (*back dune*) dont la surface est stabilisée par une végétation pérenne.
- Une cinquième zone, nommée *unclassified*, inclut les portions des MNT où cette ségrégation cross-shore ne peut pas s'appliquer. On dénombre souvent plusieurs zones de ce type et elles se situent généralement aux marges des MNT où les profils de plage servant à l'extraction des indicateurs n'ont pas été générés. On retrouve aussi le secteur du Goulet de

Fromentine dont la morphologie particulière rend inappropriée l'analyse cross-shore de ces indicateurs.

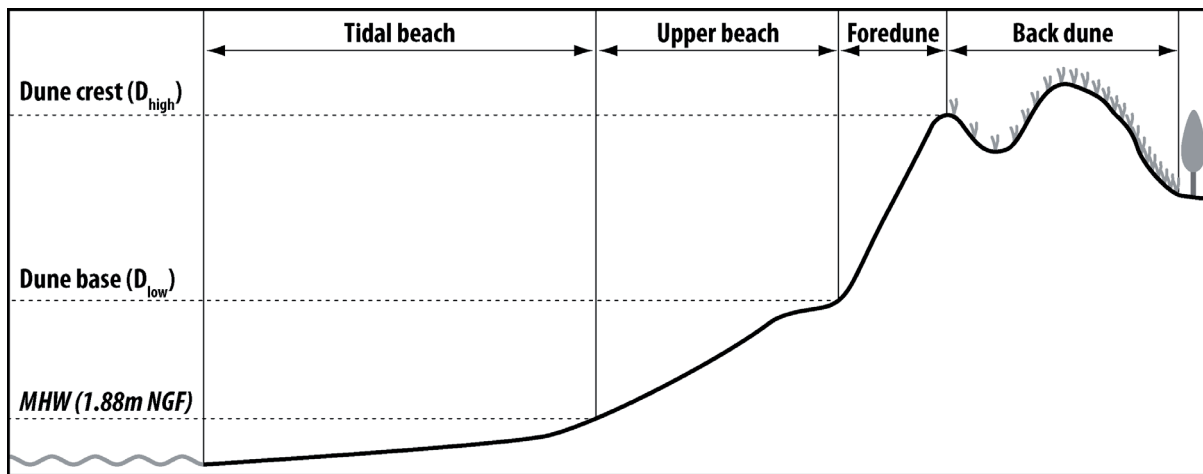


Figure 39 :La ségrégation des plages représentée sur un profil cross-shore.

La position des limites extraites de ces zones (MHW, D_{low} , D_{high}) peut varier entre chaque campagne sous l'effet des évolutions morphologiques des plages. Dans les DoD , les limites du MNT le plus ancien sont prises en compte pour le suivi des évolutions morphologiques.

2.3.5 Les logiciels utilisés

Les outils inclus dans le logiciel *ArcGis* v10.X et *Global Mapper* v17.0 sont utilisés pour collecter et transformer les jeux de données. L'extension d'*ArcGis Geomorphic Change Detection* dans sa version 6.1.10 (<http://gcd.joewheaton.org>), développée par (Wheaton, 2008) est utilisée pour construire les DoD tout en prenant en compte les incertitudes des mesures, calculer les budgets sédimentaires, et procéder à la ségrégation des résultats.

3. Un secteur d'étude inégalement recouvert par les levés LiDAR

3.1 La sélection des sites

Cette démarche est appliquée à plusieurs secteurs de la zone d'étude qui sont recouverts par au moins 2 des 3 campagnes LiDAR disponibles (figure 40 et tableau 4).

Seuls trois sites sont recouverts par les trois campagnes LiDAR utilisées. À eux trois, ils rassemblent des caractéristiques géomorphologiques différentes sur un linéaire côtier qui atteint une longueur cumulée de 11 km (figure 41). Bien que la disponibilité des campagnes LiDAR et de leur recouvrement aient déterminé l'emprise des sites choisis, ils représentent à eux seuls la diversité géomorphologique des systèmes plage-dune de la région. Présentés plus en détail du nord au sud dans les sections suivantes, on trouve les plages de Luzeronde, celle de la Tresson, et enfin celles du nord des pays de Monts.

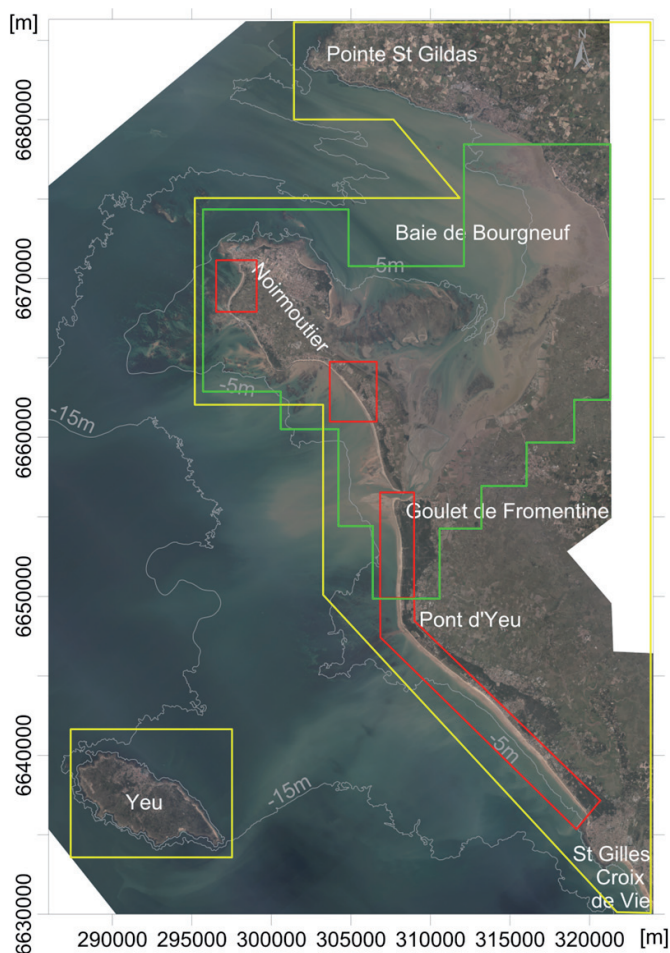


Figure 40 : Cartographie de la superposition des emprises des données LiDAR aéroportées.

D'autres secteurs dunaires sont recouverts par deux campagnes seulement. Ils sont malgré tout examinés, mais dans une moindre mesure : seuls les budgets sédimentaires et la cartographie des zones d'érosion et d'accrétion sont réalisés. On retrouve les plages de Noirmoutier comprises entre celles de Luzéronde et de la Tresson, dont celle des Eloux (couvertes par les campagnes LiDAR de 2008 et 2010). Il y a aussi les plages du sud des pays de Monts qui s'étirent du remblai de Notre-Dame-de-Monts jusqu'à la Corniche Vendéenne, dont notamment la plage saillante du Pont d'Yeu (couvertes par les campagnes LiDAR de 2010 et 2013). Enfin une grande partie émergée du delta de jusant du Goulet de Fromentine, y compris les plages adjacentes de la rive nord (la pointe de la Fosse) jusqu'à la Tresson (couvertes par les campagnes de 2008 et de 2010). En plus des systèmes plage-dune de la façade maritime, une partie des estrans de la moitié sud de la Baie de Bourgneuf est aussi couverte par les campagnes LiDAR de 2008 et de 2010

3.2 La plage de Luzeronde

La plage de Luzeronde est localisée au NW de l'île de Noirmoutier. C'est une plage de fond de baie orientée globalement NW de 2 km de long et encadrée par deux avancées rocheuses : la pointe de l'Herbaudière au nord et la pointe du Devin au sud. Adossé à la plage, un massif dunaire étroit, composé d'une crête de dune unique, présente des hauteurs variant de 8 à 12 m. La plage présente un profil assez pentu de l'ordre de 4° ($\tan \beta = 0,07$). Lors de marées basses de vive-eau, un platier rocheux peut émerger dans la partie sud de la plage. Cette extrémité sud de la plage, plus exposée, est soumise à une érosion chronique. Afin de lutter contre cette érosion, différents types de défenses contre la mer ont été construits depuis le

Sites sélectionnés	LiDAR 2008	LiDAR 2010	LiDAR 2013
Luzeronde			
Tresson			
Autres plages de Noirmoutier			
Estrans de la baie de Bourgneuf			
Delta de jusant			
Nord pays de Monts			
Sud pays de Monts			

Tableau 4 : Synthèse des données LiDAR disponibles sur chaque site sélectionnée.

milieu du XIXe siècle. Il s'agit de digues maçonnées, de perrés (enrochements), d'épis en bois, et de pieux hydrauliques implantés en bas de plage pour dissiper l'énergie des vagues. Quant à la partie nord de la plage, celle-ci est davantage abritée et de ce fait présente plutôt un phénomène d'accumulation. Le transport sédimentaire qui est associé à une dérive littorale dominante vers le nord est estimé à $< 10\,000\text{ m}^3/\text{an}$ pour cette cellule sédimentaire (DHI & GEOS, 2008).

3.3 La plage de la Tresson

Le second site est une portion rectiligne de la plage de la Tresson localisée sur la flèche sableuse de la pointe de la Fosse, dans la moitié sud de l'île de Noirmoutier. D'une longueur de 3,5 km, la plage est orientée SW. Sa pente est plus modérée que la plage de Luzeronde, et elle présente un gradient décroissant vers le sud-est avec des valeurs qui avoisinent $3,6^\circ$ ($\tan \beta = 0,06$) au nord-ouest à $1,75^\circ$ ($\tan \beta = 0,03$) au sud-est. La plage s'adosse à un massif dunaire large, mais parcouru d'une crête de dune unique qui atteint des hauteurs de 8 à 14 m. La linéarité du cordon bordier est parfois interrompue de caoudeyres. L'estran, dont la largeur peut atteindre 150 m, et les fonds marins adjacents sont plats et vaseux. Il est intéressant de remarquer sur ce secteur la présence de blockhaus, vestiges du «Mur de l'Atlantique», situés aujourd'hui sur le haut de plage, au pied des dunes sur lesquelles ils étaient initialement construits. Leur position actuelle indique un recul évident des dunes depuis au moins la Deuxième Guerre Mondiale. Plus au nord de la portion sélectionnée, aux racines de la flèche sableuse, la plage de la Guérinière est caractérisée par un déficit sédimentaire, en témoigne la construction de perrés et d'épis pour protéger les habitations construites parfois sur la dune. Le transport sédimentaire, associé à une dérive littorale orientée vers le SW sur toute la longueur de la flèche sableuse, est estimé à $25\,000\text{ m}^3/\text{an}$ (DHI & GEOS, 2008).

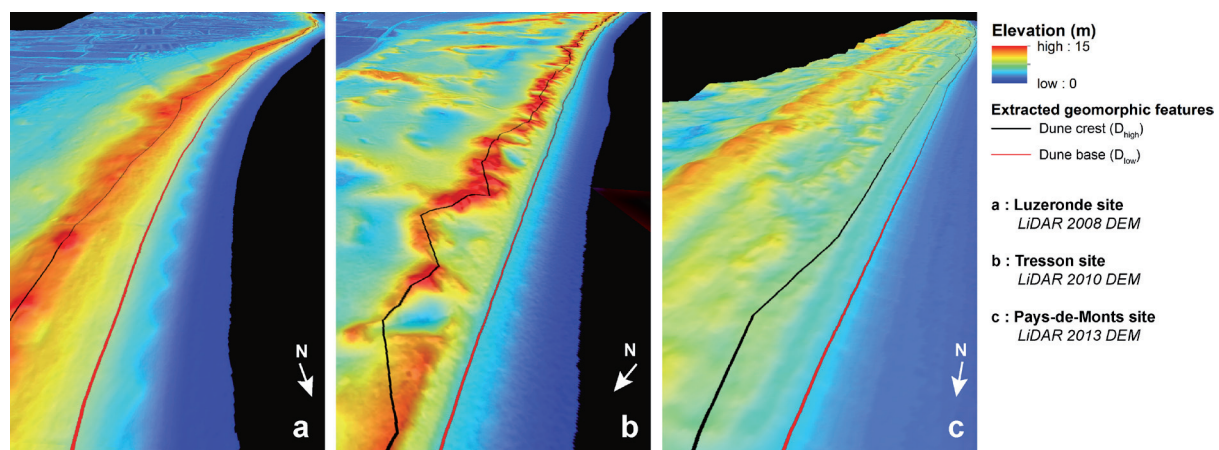


Figure 41 : Vue oblique des MNT des plages couvertes par les trois campagnes LiDAR. Malgré les différentes morphologies, la position des crêtes et pieds de dune est très satisfaisante.

3.4 Les plages du nord des pays de Monts

Le troisième site se trouve dans la partie nord des pays de Monts. Ce segment côtier, rectiligne, d'une longueur d'environ 7 km, est délimité au nord par le chenal principal du Goulet de Fromentine et au sud par la présence du remblai de Notre-Dame-de-Monts, à environ 1,5 km au nord du Pont d'Yeu. La plage, orientée ouest, est ouverte sur l'océan. Son profil est plus dissipatif que les

autres plages avec des pentes de l'ordre de 1° ($\tan \beta = 0,013$) et un estran plat qui dépasse 200 m (exception faite des plages associées au delta de jusant où la surface intertidale peut atteindre 2 km). En effet, les portions de plage du nord de la zone délimitée sont fortement influencées par les dynamiques hydro-sédimentaires du Goulet de Fromentine. Malheureusement, les bancs de sable du delta de jusant qui émergent à marée basse n'ont pas été couverts de manière systématique par les levés LiDAR. Adossé à la plage, le massif dunaire se caractérise par une succession de crêtes de dune qui peuvent atteindre 6 à 14 m et dont la largeur s'étend au maximum sur 2,2 km en intégrant la forêt de Monts. La crête de la dune bordière est rarement la plus haute, elle présente souvent une forme irrégulière interrompue par des caoudeyres. Entre le Goulet de Fromentine et la Pont d'Yeu, le transport sédimentaire, associé à une dérive littorale dominante orientée vers le nord, est estimé entre 0 et 20 000 m³/an (DHI & GEOS, 2008).

4. Contexte hydrodynamique de la période couverte par les levés LiDAR

4.1 Deux périodes différentes

Trois campagnes LiDAR permettent d'évaluer les évolutions morphologiques du secteur d'étude sur une période maximale d'environ 5 ans à raison d'un levé tous les 2 à 3 ans. Les dates des campagnes LiDAR nous permettent de délimiter deux périodes. Elles se distinguent l'une de l'autre lorsque l'on considère le nombre et les caractéristiques des tempêtes qui s'y sont produites. Entre les deux premières campagnes LiDAR, celle de mai 2008 et celle d'août 2010, la période est caractérisée par une succession de plusieurs tempêtes qui ont généré des niveaux d'eau parfois extrêmes. Ainsi, pendant cette période, la tempête Xynthia du 28 février 2010 a généré des niveaux supérieurs à la période de retour de 100 ans (Pineau-Guillou *et al.*, 2012). Pendant la seconde période, délimitée par les campagnes LiDAR d'août 2010 et de septembre 2013, seule une tempête notable est observée mais en période de morte-eau (la tempête Joachim de décembre 2011), ce qui serait favorable à la restauration des plages (Thom & Hall, 1991). Néanmoins, à cause de la faible résolution temporelle de la série de données LiDAR, les changements observés ne peuvent pas être attribués directement à l'impact d'une tempête en particulier. Les causes probables des évolutions pendant ces deux périodes peuvent seulement être déduites avec prudence.

4.2 Caractérisation des événements tempétueux

Afin d'isoler et de caractériser les événements les plus exceptionnels pendant la période étudiée, la hauteur significative des vagues, mesurée par une bouée située entre l'Île-d'Yeu et l'île de Noirmoutier, a été croisée avec les variations de niveau d'eau mesurées au marégraphe de Saint-Nazaire. Les données de vagues ont été mesurées par la bouée 08504 appartenant au réseau de mesure CANDHIS géré par le CEREMA. Elle se situe à environ 12 km au nord de l'Île-d'Yeu par des profondeurs qui atteignent en moyenne 14 m. C'est une bouée non directionnelle qui mesure des paramètres des vagues à un rythme variable : les mesures sont horaires pendant des conditions calmes, et toutes les 10 minutes pendant des conditions tempétueuses. Le marégraphe se situe dans le port de Saint-Nazaire à environ 30 km de la zone d'étude. Le réseau REFMAR permet de télécharger une valeur de niveau d'eau toutes les 10 minutes. Les deux séries temporelles ont

été fusionnées pour ne conserver que les enregistrements simultanés sur une période qui débute à l'hiver 2007 et qui se termine à la fin de l'été 2013.

Quatre événements sont identifiés pendant lesquels les hauteurs de vagues et/ou de niveaux d'eau dépassent au moins la limite de la période de retour de 1 an. Ces périodes de retour sont déterminées par le CEREMA (information disponible dans la fiche synthétique de la campagne 08504 : candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr) pour les vagues, et par le SHOM pour les niveaux d'eau (Pineau-Guillou *et al.*, 2012). Trois de ces événements notables appartiennent à la première période d'analyse associée aux deux premiers levés LiDAR entre l'hiver 2007-2008 et l'été 2010. On retrouve les tempêtes Isaak en décembre 2007, Johanna en mars 2008 et Xynthia en février 2010. Seul un événement appartient à la période suivante qui s'étend de l'été 2010 à l'été 2013, date du dernier levé LiDAR : il s'agit de la tempête Joachim de décembre 2011.

La tempête Xynthia est le seul événement qui dépasse au moins les deux limites de périodes de retour d'un an des hauteurs de vagues et de niveaux d'eau, mais pas de manière simultanée. Sous l'effet d'une surcote exceptionnelle, le niveau d'eau dépasse même la période de retour de 10 ans. En revanche, la hauteur des vagues mesurées pendant la tempête Joachim dépasse la période de retour de 10 ans, sans toutefois atteindre un niveau d'eau exceptionnel.

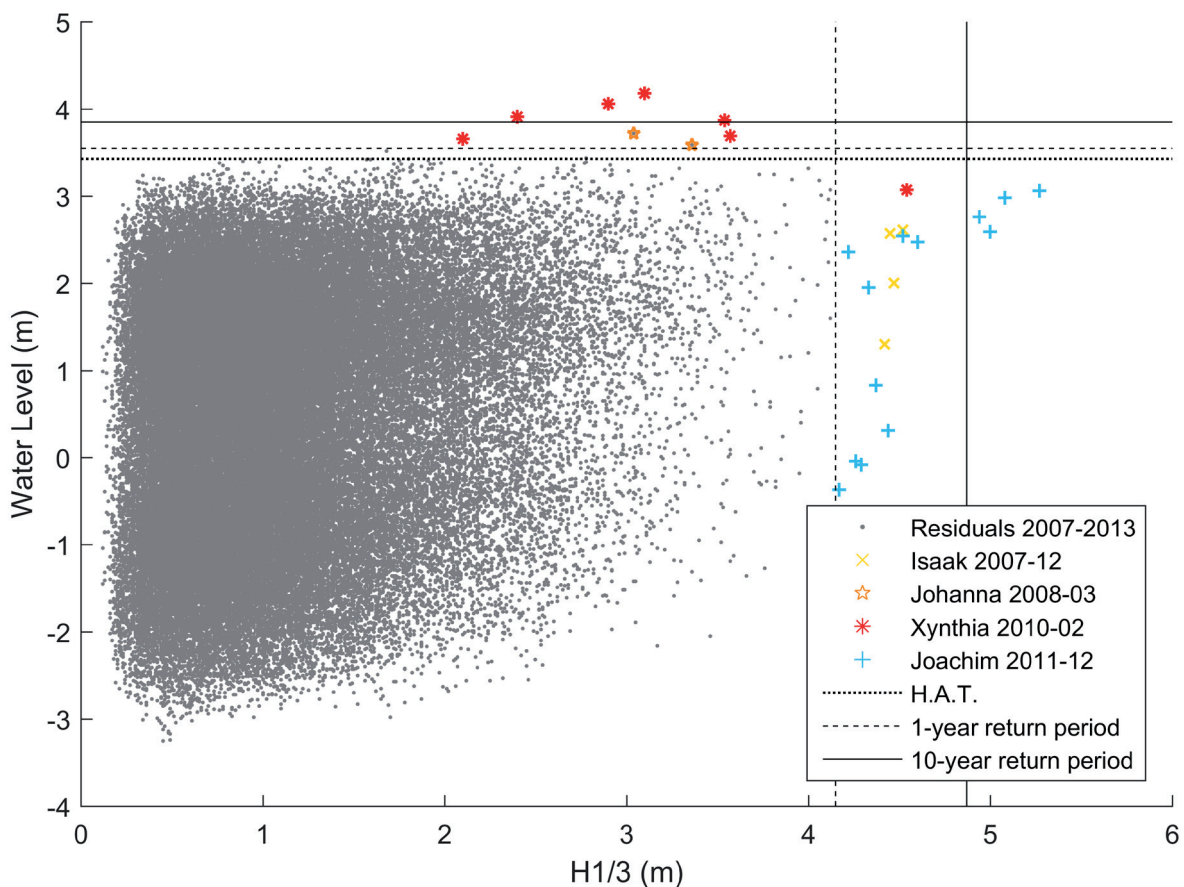


Figure 42 : Mesures simultanées des niveaux d'eau au marégraphe de Saint-Nazaire (REFMAR) et de la hauteur significative des vagues à la bouée YEU 08504 du réseau CANDHIS entre décembre 2007 et septembre 2013. Les périodes de retour de 1 et 10 ans des deux variables sont représentées ainsi que le niveau des plus hautes mers astronomiques (SHOM).

Sur la base de la classification des tempêtes de (Dolan & Davis, 1992), les tempêtes Isaak et Johanna appartiennent à la classe IV (*severe*) avec un *Storm Power Index* (SPI) qui atteint 2247 et 2036, juste en dessous du seuil (2322) de la classe suivante (*extreme*). Les tempêtes Xynthia et Joachim appartiennent à la classe V (*extreme*) avec un SPI qui atteint 3462 et 3721, en dessous de la moyenne de cette classe (4548). La classification de (Dolan & Davis, 1992) est construite à partir de 42 ans de mesures de vague sur la côte est américaine. En se basant sur la valeur maximale de hauteur significative des vagues (Hs) atteintes pendant la tempête, ainsi que sur la durée de celle-ci, cette classification donne une bonne indication de l'intensité d'une tempête et de son potentiel pouvoir destructif sur la côte. Cependant, dans des environnements macro-tidaux, la concomitance d'un haut niveau de vive-eau avec le pic de la tempête augmente ce potentiel destructif et la réponse érosive des plages (Short, 1991; Zhang, Douglas & Leatherman, 2001; Ruz & Meur-Ferec, 2004; Esteves *et al.*, 2012). Or, la classification de Dolan & Davis (1992) ne prend pas en compte ce phénomène.

Entre l'hiver 2007-2008 et l'été 2010, la tempête Johanna et particulièrement la tempête Xynthia ont fortement impacté la zone d'étude (Fattal *et al.*, 2010; Creach *et al.*, 2015; Juigner *et al.*, 2017) en atteignant des niveaux d'eau exceptionnels avec des vagues dont les hauteurs sont restées ordinaires (en dessous de la période de retour d'un an pour Johanna) ou relativement peu communes (au-dessus de la période de retour d'un an pour Xynthia). Pour ces deux événements, le pic de la tempête s'est produit aux environs d'une pleine mer de vive-eau (Fattal *et al.*, 2010; Bertin *et al.*, 2014). Les surcotes respectives ont engendré des niveaux d'eau assez hauts pour dépasser le niveau des plus hautes mers astronomiques (3,43 m NGF) provoquant des changements géomorphologiques importants sur les plages (Fattal *et al.*, 2010; Juigner *et al.*, 2017). De ce fait, les niveaux d'eau anormalement hauts atteints pendant une tempête sont les premiers facteurs qui influencent l'érosion potentielle des plages devant l'énergie des vagues (Dean, 1991; Zhang *et al.*, 2001). Ainsi, si l'on prend par exemple la tempête Joachim (décembre 2011) dans la zone d'étude : de fortes vagues dépassant la période de retour des 10 ans ont été mesurées, et la tempête s'est produite par ailleurs pendant une marée de morte-eau avec des niveaux d'eau qui sont restés en dessous de la période de retour d'un an. De plus, le frottement sur le fond est plus important lorsque les niveaux d'eau sont faibles ce qui dissipe l'énergie des vagues (Bertin *et al.*, 2007). Par conséquent, l'impact sur les plages de la zone d'étude a été limité.

4.3 La particularité de la tempête Xynthia

La tempête Xynthia a marqué les mémoires en raison de l'impact global (humain, économique, morphologique, *etc.*) qu'elle a eu sur les côtes atlantiques françaises. Pendant la nuit du 27 au 28 février 2010, 41 personnes sont décédées en France par noyade, dont 29 à la Faute/mer en Vendée, et les dommages matériels ont été estimés à plus de 2 milliards d'euros (Creach *et al.*, 2015). Le vent venait principalement du secteur SO avec des rafales mesurées à 36 m/s (\approx 130 km/h) à Noirmoutier (Creach *et al.*, 2015). La pression atmosphérique au niveau de mer est descendue à 977 mbar sur les côtes de Vendée (Creach *et al.*, 2015). Au moment du pic de la tempête, une marée de vive-eau (coefficient 102) a atteint la pleine mer alors que la hauteur significative des vagues (Hs) dépassait 3,5 m à la bouée située entre l'Île-d'Yeu et l'île de Noirmoutier. La hauteur des vagues mesurées n'était pas exceptionnelle pendant la tempête Xynthia (cf. figure 42), et les vents

étaient plus faibles que plusieurs tempêtes qu'a connues ce littoral ces 15 dernières années avec des rafales qui ont pu dépasser 50 m/s (≈ 180 km/h) (Bertin *et al.*, 2015). En revanche, la tempête a généré une surcote de 1 m au-dessus du niveau de la plus haute mer astronomique au port de Saint-Nazaire (44 – ce port est situé approximativement 30 km au nord du secteur d'étude dans l'estuaire de la Loire). Elle a également été de l'ordre de 1,25 m dans le port des Sables-d'Olonne (85 - situé à 45 km plus au sud) (Bertin *et al.*, 2012; Pineau-Guillou *et al.*, 2012; Weiss *et al.*, 2012). Cette surcote exceptionnelle s'explique par la trajectoire particulière de la dépression qui a suivi une direction allant du SW du golfe de Gascogne vers le nord-est (Rivière *et al.*, 2012). Le vent, soufflant sur une longueur de fetch réduite à quelques centaines de kilomètres, a généré un état de mer caractérisé par des vagues singulièrement courtes et cambrées pour ce type de tempête, ce qui a augmenté la rugosité de la surface de la mer. La contrainte de surface étant ainsi plus forte que pour des tempêtes plus courantes, la surcote a atteint un niveau exceptionnel (Bertin *et al.*, 2015). La période de retour associée à ces hauts niveaux d'eau observés pendant la tempête Xynthia dépasse 100 ans pour les ports de Saint-Nazaire et des Sables-d'Olonne (Pineau-Guillou *et al.*, 2012), alors que d'autres études statistiques suggèrent plutôt une période de retour de 60 ans pour Saint-Nazaire uniquement (Weiss *et al.*, 2012).

5. Description des résultats

5.1 Les sites couverts par les 3 campagnes LiDAR

5.1.1 Luzeronde

5.1.1.1 Cartographie des différences d'altitude et bilans sédimentaires

Entre 2008 et 2010, le budget sédimentaire de la plage de Luzeronde est approximativement à l'équilibre (figure 43). On note une très légère perte de sédiment ($- 1914$ m³) qu'il faut relativiser compte tenu d'une marge d'erreur bien supérieure au bilan net (± 16822 m³) (tableau 5). En effet, bien que le bilan sédimentaire total soit faible, il résulte d'érosion et d'accrétion d'ampleur équivalente non négligeable. Cependant, on remarque une différence dans la répartition spatiale de ces phénomènes. On retrouve une accrétion principalement de la plage tidale (79 % du volume total déposé), alors que l'érosion se trouve plutôt sur le haut de plage et la dune bordière ; elles représentent respectivement 50 % et 29 % du volume total érodé sur la période. Néanmoins, la plage tidale montre les évolutions les plus significatives avec un changement net de volume par unité de surface atteignant 0.35 m³/m², dont 0,45 m³/m² de dépôt, et un ratio de 71 % de pixel affichant une évolution considérée significative. De plus, l'accumulation de sédiment est principalement visible dans la moitié nord de la plage, tandis que l'érosion est visible dans sa moitié sud avec une magnitude plus importante de part et d'autre du pied de dune extrait du LiDAR de 2008. Des croissants de plage apparaissent sur le haut de plage par une accumulation de sédiment le long de la courbe du niveau des MHW au nord, et par une érosion de sédiment le long de la ligne du pied de dune au sud.

La deuxième période d'analyse (2010-2013) est moins ambivalente : le budget sédimentaire

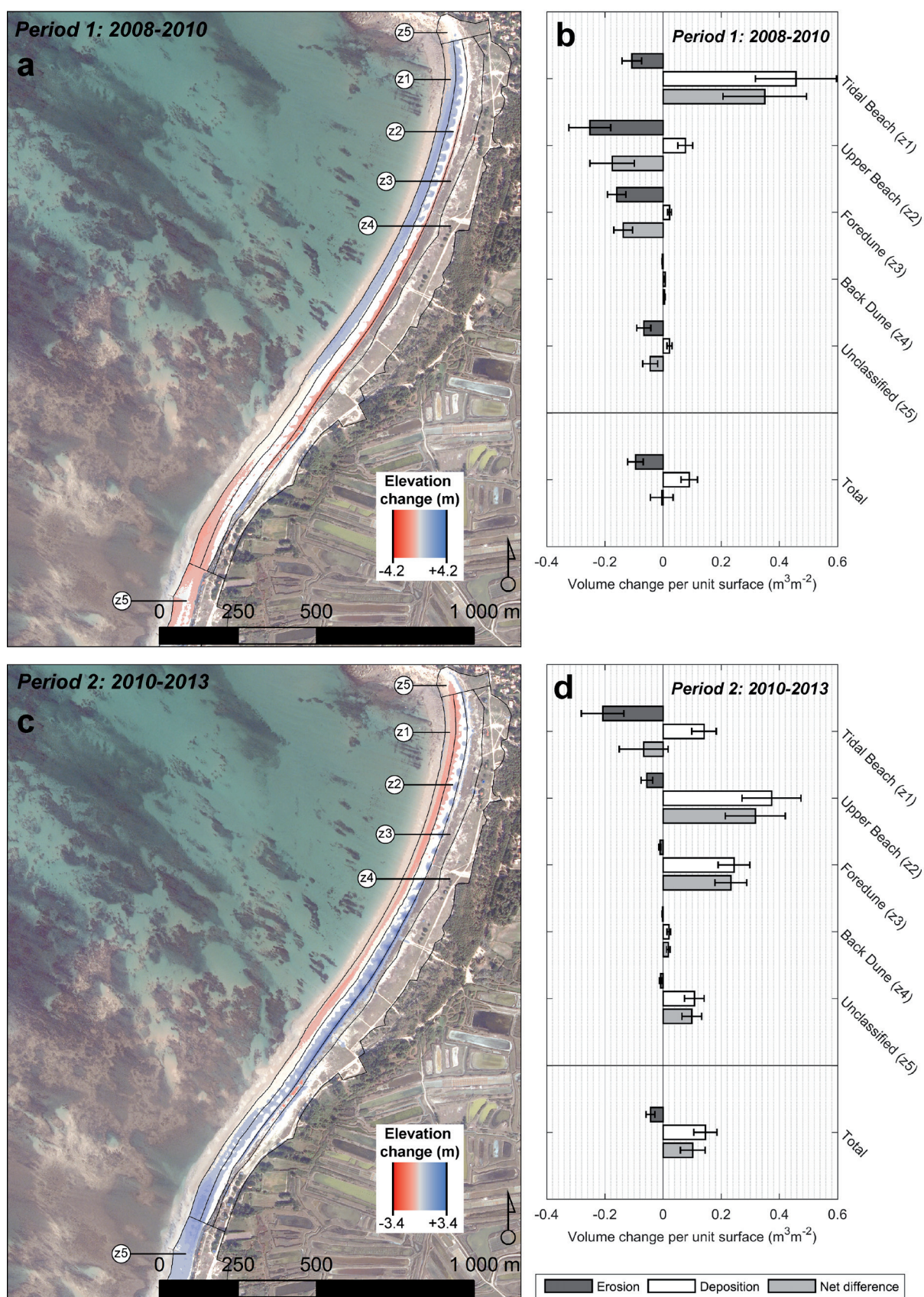


Figure 43 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le site de Luzeronde : (a) cartographie des différences altimétriques de 2008 à 2010, (b) budgets sédimentaires pour cette même période, (c) cartographie des différences altimétriques de 2010 à 2013, (d) budgets sédimentaires pour la dernière période.

est clairement positif avec 77 % du volume total de différence influencé par l'accumulation de sédiment. La répartition spatiale des changements significatifs suit le même schéma qu'entre 2008 et 2010, mais inversement en matière d'érosion et d'accrétion. Cette fois-ci, l'accumulation se produit principalement sur le haut de plage et la dune bordière, alors qu'on observe la majorité de l'érosion sur la plage tidale. De plus, le haut de plage et la dune bordière concentrent dorénavant les changements de volume par unité de surface les plus importants, particulièrement pour l'accrétion. À l'inverse, bien que les changements volumétriques de la plage tidale soient plutôt dominés par l'érosion, on observe aussi une accrétion relativement importante. Contrairement aux résultats de la période précédente, l'érosion est plutôt visible dans la moitié nord de la plage, alors que l'accrétion occupe majoritairement sa partie sud, avec une nouvelle fois une magnitude plus importante de part et d'autre du pied de dune. Des croissants de plage apparaissent encore sur le haut de plage, mais cette fois-ci, ils se traduisent dans le DoD par de l'érosion le long de la courbe de niveau des MHW au nord, et par l'accumulation de sédiment le long de la ligne du pied de dune au sud.

5.1.1.2 Analyse de la mobilité du pied de dune

Entre 2008 et 2010, les points représentant le pied de dune extrait sur les profils se déplacent principalement vers la mer et vers le bas. En revanche, entre 2010 et 2013, le pied de dune s'est déplacé majoritairement aussi vers la mer, mais cette fois-ci vers le haut (figure 44). Presque tous les points de la première période sont localisés dans la moitié basse du graphique dont plus de 80 % dans le quartier compris entre 180° et 270° . À l'inverse, la moitié haute du graphique est occupée par la plupart des points de la seconde période, à quelques rares exceptions près. Les deux nuages de points sont répartis d'une manière relativement symétrique par rapport à l'axe horizontal. Certains des points de la seconde période sortent de ce schéma en affichant un déplacement vers la mer légèrement orienté vers le bas caractérisé par une magnitude plus importante qui peut dépasser 10 m. Certains points de cette même période montrent parfois un déplacement

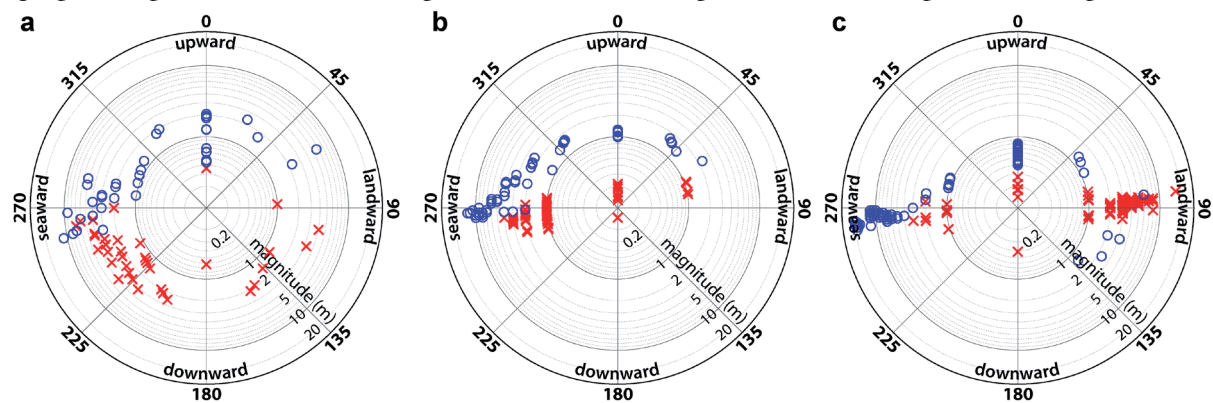


Figure 44 : Graphiques polaire représentant la migration du pied de dune entre 2008 et 2010 (en rouge) et entre 2010 et 2013 (en bleu) aux sites de (a) Luzeronde, (b) de la Tresson (c) et des pays de Monts.

horizontal nul, mais légèrement orienté vers le haut (< 1 m).

5.1.1.3 La complémentarité des approches

Il apparaît nettement sur le *DoD* comparant le LiDAR de 2008 à celui de 2010 que le pied de dune s'est érodé : on constate en effet un abaissement de son niveau altimétrique. Le graphique de la migration du pied de dune nous transmet des informations complémentaires : en plus de s'être abaissé, il s'est aussi majoritairement déplacé en direction de la mer pendant cette période érosive. Cette situation contradictoire peut être expliquée par une succession de phases entre les campagnes LiDAR : une première phase importante d'érosion associée à la tempête Xynthia (février 2010) pourrait avoir provoqué un recul et un abaissement du pied de dune, puis cette phase érosive aurait été suivie d'une seconde phase dominée par la mise en place progressive de processus de restauration jusqu'au levé LiDAR d'août 2010. Malgré un bilan sédimentaire à l'équilibre entre 2008 et 2010, une importante redistribution sédimentaire s'est produite. Pendant la seconde phase associée à une possible restauration, la redistribution du sable sur le haut de plage est peut-être à l'origine d'un déplacement vers la mer du pied de dune. Les processus de restauration étant relativement longs, ils n'auraient pas permis au pied de dune de retrouver les niveaux altimétriques observés sur le LiDAR de 2008. Des observations similaires ont été décrites par de récents travaux qui se basent sur l'utilisation de données LiDAR dans le nord de la France (Crapoulet *et al.*, 2017).

5.1.2 Tresson

5.1.2.1 Cartographie des différences d'altitude et bilans sédimentaires

Pendant la première période (2008-2010), le budget sédimentaire est très nettement positif avec 95 % du volume de différence nette attribué à l'accumulation de sédiment. Les 5 % d'érosion restant sont principalement localisés sur la large arrière-dune du site de la Tresson (tableau 5). Cette érosion correspond essentiellement à des arbres isolés qui ont été arasés du modèle numérique de terrain du LiDAR 2010 fourni par l'IGN. (figure 45) Des marques d'érosion sont aussi visibles à proximité de la crête de dune de plusieurs caoudeyres. Les changements volumétriques sont plus importants sur la plage tidale, même en tenant compte de sa surface, avec des dépôts supérieurs à $0,30 \text{ m}^3/\text{m}^2$ et 49 % des pixels du *DoD* contenus dans cette zone affichant des valeurs considérées significatives. La large surface d'accrétion est plus étroite dans la partie NW du site, et elle s'élargit en direction de la tête de la flèche sableuse vers le SE. Cette bande associée à de l'accrétion se situe presque intégralement sur la plage tidale, mais elle recouvre aussi la courbe de niveau des MHW pour empiéter sur le haut de plage. De fines marques d'accumulation sont aussi visibles de part et d'autre du pied de dune.

Entre 2010 et 2013, le budget sédimentaire reste positif, mais dans une proportion un peu plus modeste par rapport à la période précédente. L'érosion représente désormais 19 % de la distribution totale des changements volumétriques. Quelques arbres restant dans l'arrière-dune, qui ont été filtrés ou non des MNT fournis, peuvent encore causer quelques interférences dans le budget. Quelques caoudeyres sont encore marquées par une légère érosion. Cependant, l'augmentation de l'érosion sur cette période est principalement attribuée à une perte de sédiment de part et d'autre de la courbe du niveau des MHW sur la plage tidale et sur le haut de plage. Cette bande d'érosion est plutôt localisée dans la partie NW de la plage. Dans l'ensemble, l'accrétion, qui domine de nouveau le budget sédimentaire, se produit cette fois-ci sur les parties hautes de la plage, le long du pied de dune, en influençant à la fois le haut de plage et la dune bordière. Comme pour la période

précédente, cette bande d'accumulation s'élargit en direction de la tête de la flèche sableuse. De plus, on trouve en direction du SE des valeurs plus importantes d'accumulation et la formation de croissants de plage. Le haut de plage et la dune bordière sont les zones affichant les évolutions les plus significatives avec respectivement 0,35 et 0,15 m³/m² de dépôts de sédiment. De plus, 52 % des pixels du *DoD* contenus dans le haut de plage présentent des valeurs considérées comme significatives. À l'inverse, la perte de sédiment sur la plage tidale atteint seulement 0,05 m³/m², avec seulement 9 % de pixels affichant des valeurs significatives.

5.1.2.2 Analyse de la mobilité du pied de dune

Sur le graphique polaire, les points sont plutôt rassemblés en trois groupes distinctifs présentant peu de différences entre les deux périodes (figure 44). Le groupe le plus important est caractérisé par un déplacement vers la mer légèrement orienté vers le bas entre 2008 et 2010. Entre 2010 et 2013, le déplacement de ce groupe est toujours orienté vers la mer, mais un peu plus vers le haut, il est aussi un peu plus dispersé avec des magnitudes plus importantes dépassant parfois 10 m. Le second groupe ne présente aucune mobilité horizontale pendant les deux périodes étudiées. Cependant, on observe un mouvement vertical assez faible (< 1 m) entre 2008 et 2010, puis ce mouvement s'amplifie pour atteindre 1 m entre 2010 et 2013. Le dernier groupe est caractérisé par un déplacement modéré vers l'intérieur des terres. Les déplacements des pieds de dune de la seconde période sont davantage orientés vers le haut comparativement à ceux de la première période.

5.1.2.3 La complémentarité des approches

Dans le *DoD* représentant les évolutions de la plage entre 2008 et 2010, on observe peu de changements significatifs au niveau de la base de la dune. En effet, sur le graphique polaire correspondant, la migration du pied de dune est limitée à 4 m avec une direction vers la mer très horizontale. Entre 2010 et 2013, le *DoD* présente une bande continue d'accumulation de sédiments au niveau de la base de la dune. Cette accrétion se traduit dans le graphique polaire par un rehaussement du pied de dune et son avancée vers la mer.

5.1.3 Le nord des pays de Monts

5.1.3.1 Cartographie des différences d'altitude et bilans sédimentaires

Entre 2008 et 2010, les plages du nord des pays de Monts ont un bilan sédimentaire déficitaire influencé à 74 % par l'érosion (tableau 5). Les changements les plus significatifs sont observés sur le haut de plage et particulièrement sur la dune bordière avec respectivement 0,15 et 0,25 m³/m² d'érosion. Le secteur nord, associé au delta de jusant, semble concentrer la plupart de ces changements les plus importants, avec notamment de larges surfaces sur le haut de plage présentant les plus fortes valeurs d'érosion (figure 46). Les pixels du *DoD* qui affichent des changements significatifs représentent 23 % des pixels de la dune bordière et seulement 9 % de ceux de la plage tidale. À l'intérieur du secteur proche du Goulet de Fromentine et à la limite entre la plage sèche et la plage humide, on trouve une alternance de zones en érosion et en accrétion caractérisées par de fortes valeurs d'évolution. À 500 m plus au sud de la zone de forte érosion adossée au delta de

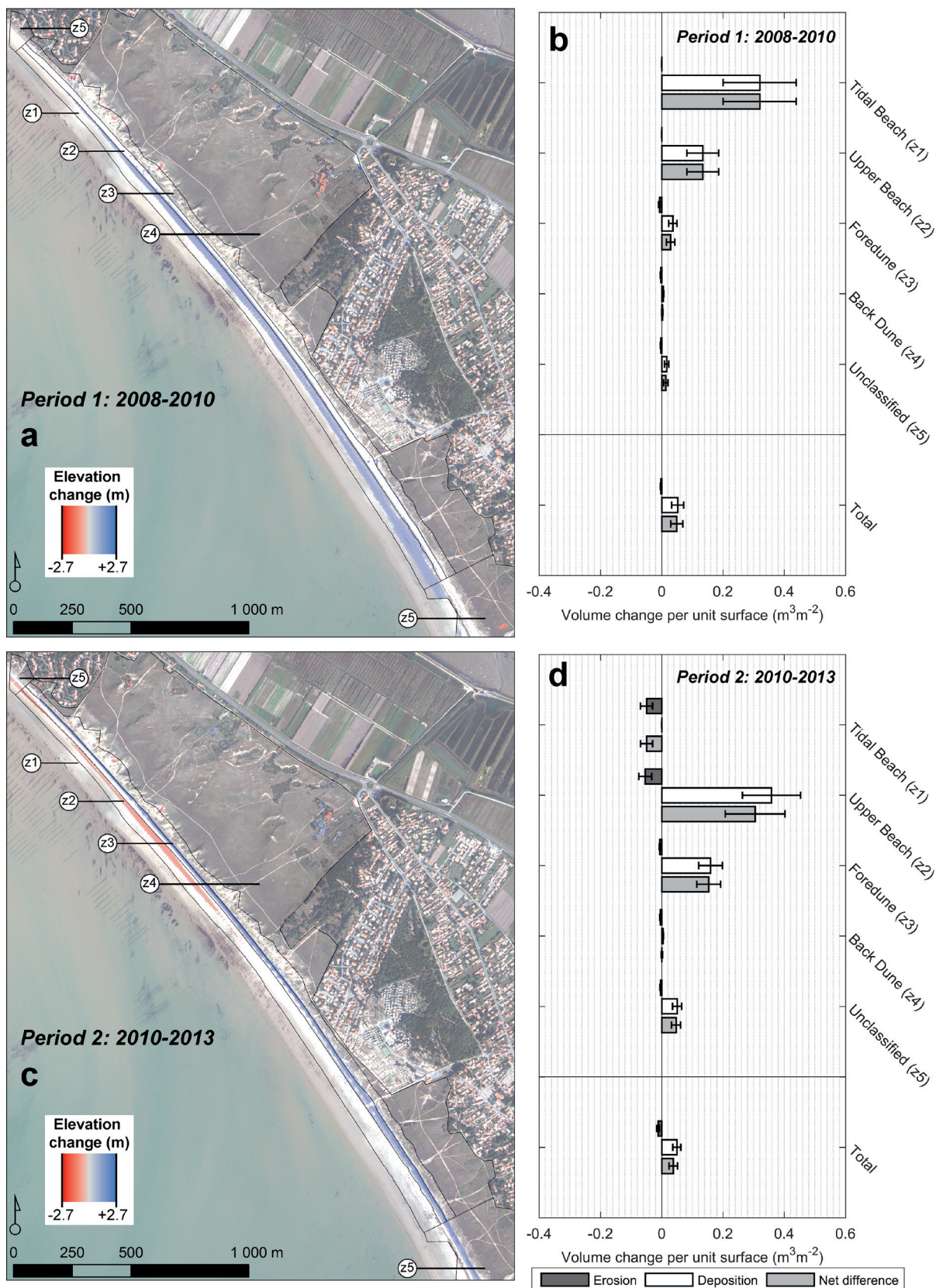


Figure 45 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le site de la Tresson : (a) cartographie des différences altimétriques de 2008 à 2010, (b) budgets sédimentaires pour cette même période, (c) cartographie des différences altimétriques de 2010 à 2013, (d) budgets sédimentaires pour la dernière période.

jusant, une zone d'accumulation de sédiment s'étend sur le haut de plage et le long de la courbe du niveau des MHW. À partir de cette zone d'accrétion, en direction du sud, une fine bande d'érosion s'allonge sur plusieurs kilomètres de manière continue au pied de la dune bordière jusqu'à la limite sud du secteur analysé.

Lors de la seconde période d'analyse, les plages du nord des pays de Monts ont un budget sédimentaire clairement positif avec 81 % de la distribution des changements volumétriques attribués à l'accrétion. La zone proche du Goulet de Fromentine concentre à elle seule 58 % des changements volumétriques totaux, dont 50 % de l'érosion totale et 59 % des volumes totaux déposés. Le poids de ce secteur dans le bilan sédimentaire global s'explique par la présence de larges zones, qui s'étendent globalement à travers la plage sèche et la plage humide, caractérisées par des valeurs élevées d'évolution significative que l'on peut attribuer à sa proximité avec le Goulet de Fromentine. En dehors de cette zone particulière, le haut de plage et la dune bordière restent les zones présentant les changements volumétriques par unité de surface les plus significatifs, notamment en matière d'accumulation de sédiment : les dépôts atteignent respectivement 0,30 et 0,20 m³/m². De plus, 44 % des pixels du *DoD* contenus dans la zone du haut de plage affichent des changements significatifs. Les plus grandes surfaces présentant des évolutions significatives demeurent dans la partie nord du site analysé. Au sud de la zone associée au delta de jusant, on retrouve une zone d'érosion d'emprise similaire à celle du premier *DoD* (2008-2010), mais de magnitude inférieure. De même plus au sud de cette zone, on retrouve de nouveau une zone d'accumulation, mais cette fois-ci, cette dernière est beaucoup plus étendue vers le sud occupant presque intégralement la largeur du haut de plage avec des valeurs de d'accumulation plus élevées. La longue bande continue associée à de l'érosion, visible dans le premier *DoD* (2008-2010), est désormais associée à de l'accrétion. Elle s'est aussi élargie pour recouvrir une partie du haut de plage de part et d'autre de la ligne représentant le pied de dune extrait sur le LiDAR de 2010.

L'arrière-dune représente quant à elle 12 % du volume total d'accrétion pour la période comprise entre 2010 et 2013. Cette proportion, plus élevée que celle mesurée entre 2008 et 2010, peut probablement s'expliquer par une redistribution éolienne du sable en direction de la dune. À cet effet, on remarque notamment sur l'orthophotographie de 2011 un secteur dont la dune bordière est très peu végétalisée, dans la partie centrale du site analysé, entre l'accès plage des Lays et de la Parée Grollier. Compte tenu de l'érosion intense subie par la plage visible dans le *DoD* de la période 2008-2010, on peut se demander si un événement comme la tempête Xynthia ne serait pas à l'origine d'overwashes qui auraient mis à nu le sable de la dune bordière. Sans végétation pour stabiliser la dune, l'intégralité du profil de plage très érodé de 2010 a évolué de manière significative jusqu'en 2013, depuis le haut de plage jusqu'à l'arrière-dune. Le haut de plage est rehaussé comme sur une grande partie du *DoD* des pays de Monts entre 2010 et 2013. En revanche, la crête escarpée de la dune bordière du profil de 2010 est arasée, sur une épaisseur qui peut atteindre 2,5 m, probablement sous l'influence de processus éoliens. Ce sable érodé de la crête de la dune bordière a pu se déposer en arrière de celle-ci. On retrouve en effet des dépôts significatifs qui recouvrent l'arrière-dune sur une épaisseur qui peut être supérieure au mètre. Il en résulte un profil de plage régularisé et adouci depuis le haut de plage jusqu'à l'arrière-dune.

La zone du Goulet de Fromentine influence fortement le budget sédimentaire total du site du

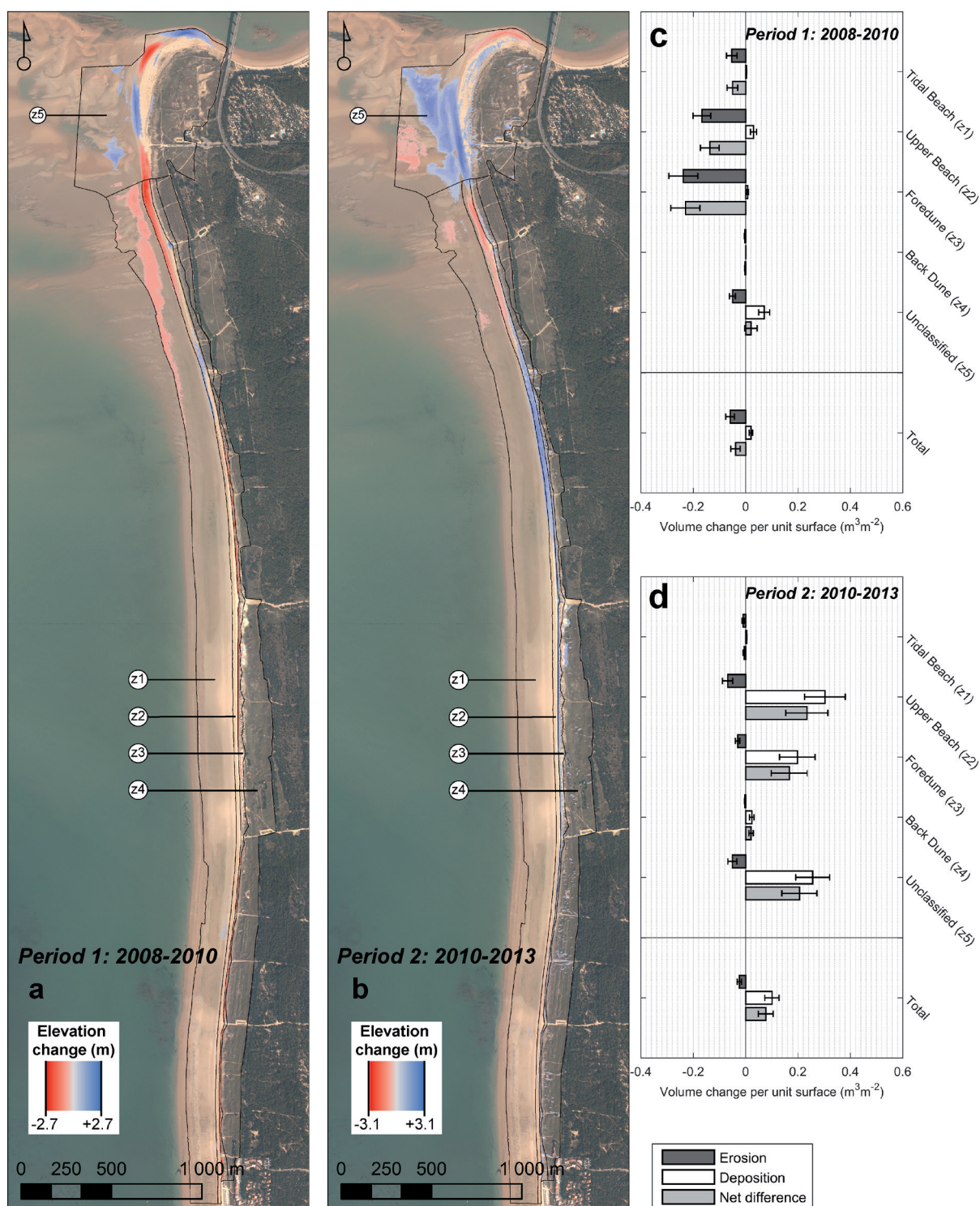


Figure 46 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le site au nord des pays de Monts : (a) cartographie des différences altimétriques de 2008 à 2010, (b) budgets sédimentaires pour cette même période, (c) cartographie des différences altimétriques de 2010 à 2013, (d) budgets sédimentaires pour la dernière période.

nord des pays de Monts. Pour illustrer ce constat, si on exclut cette zone particulière du budget sédimentaire total, le déficit sédimentaire mesuré entre 2008 et 2010 augmenterait de 11 %, alors que le bilan positif de la période 2010-2013 serait divisé par 2,5 en réduisant l'importance de la accrétion dans le bilan sédimentaire total. La partie nord du secteur analysé, qui inclue la zone du Goulet de Fromentine, est caractérisée par une alternance de surface en érosion et en accrétion. Leur localisation ne varie pas notablement entre les deux périodes, bien que l'érosion tende à couvrir une surface plus importante pendant la première période, alors que c'est les zones d'accumulation de sédiments qui s'étendent davantage pendant la seconde période. Ces changements significatifs peuvent être largement influencés par les dynamiques et les processus associés au fonctionnement de l'embouchure tidale. En dehors de la zone d'influence potentiellement directe de l'embouchure, les changements significatifs observés sur les plages le sont principalement au niveau du contact entre la plage et la dune. La face de la dune bordière est en effet uniformément érodée entre 2008 et 2010, et elle se restaure largement entre 2010 et 2013. En conséquence, nous pouvons faire l'hypothèse que cette restauration prend la forme d'une dune embryonnaire qui s'est construite dans un espace laissé vacant par l'érosion de la première période.

5.1.3.2 Analyse de la mobilité du pied de dune

Sur le graphique polaire, la migration du pied de dune se produit dans deux directions opposées entre les deux périodes analysées. Entre 2008 et 2010, la majorité des points sont densément regroupés de part et d'autre de l'axe horizontal orienté vers l'intérieur des terres et très légèrement vers le haut (figure 44). La magnitude de ce déplacement ne dépasse généralement pas 10 m, à l'exception d'un point qui atteint presque 20 m. Entre 2010 et 2013, la majorité des points est tout autant densément regroupée dans un déplacement horizontal, mais cette fois-ci en direction de la mer et très légèrement vers le bas. Pendant cette période, la magnitude est supérieure à la première avec plusieurs pieds de dune dont le déplacement dépasse 10 m et atteint presque 20 m pour certains. Plusieurs pieds de dune ne montrent aucun déplacement horizontal pour les deux périodes analysées, mais un léger mouvement vers le haut dont la magnitude est plus élevée entre 2010 et 2013. Dans les deux cas, quelques points présentent une mobilité dans une direction opposée à celle de la tendance majoritaire de leur période respective. Ces exceptions sont plus dispersées pour la période de 2010 à 2013 que pour la première période en s'étalant entre les angles 45 ° et 135 °.

5.1.3.3 La complémentarité des approches

Au sud du Goulet de Fromentine, la réponse des plages au niveau de la base de la dune est binaire et opposée : elle est dominée par l'érosion entre 2008 et 2010, alors qu'elle est dominée par l'accrétion entre 2010 et 2013. Ce comportement est autant évident dans les résultats obtenus à partir des *DoD* que sur les graphiques polaires. En complément, on constate sur les graphiques polaires que la migration du pied de dune est principalement caractérisée par des mouvements horizontaux.

5.2 Les sites couverts par 2 des 3 campagnes

5.2.1 La façade maritime de Luzéronde à la Tresson (2008-2010)

	Volume of erosion (m ³)			Volume of deposition (m ³)			Net volume difference (m ³)		
	Raw	Thresholded	± Error	Raw	Thresholded	± Error	Raw	Thresholded	± Error
<i>Luzeronde 2008–2010</i>									
Tidal beach	8446	6827	2143	32,431	29,029	8875	23,985	22,203	9130
Upper beach	24,180	17,143	4887	8102	5226	1750	-16,078	-11,917	5191
Foredune	11,653	9773	1930	5989	1384	398	-5664	-8390	1971
Back dune	7038	347	116	4290	997	342	-2748	650	361
Unclassified	13,799	6705	2459	7908	2245	881	-5891	-4460	2611
Total area	65,116	40,796	11,535	58,720	38,882	12,245	-6396	-1914	16,822
<i>Luzeronde 2010–2013</i>									
Tidal beach	16,819	13,095	4604	12,043	8901	2648	-4776	-4194	5311
Upper beach	5724	3651	1315	29,471	24,496	6669	23,747	20,845	6797
Foredune	1039	695	199	25,234	15,735	3518	24,195	15,040	3524
Back dune	1055	263	95	21,521	2682	849	20,466	2418	855
Unclassified	5869	883	350	16,467	10,910	3404	10,598	10,028	3421
Total area	30,512	18,592	6563	104,737	62,724	17,089	74,225	44,132	18,306
<i>Tresson 2008–2010</i>									
Tidal beach	2179	0	0	73,292	54,054	20,197	71,113	54,054	20,197
Upper beach	659	0	0	21,320	9845	3788	20,661	9845	3788
Foredune	2125	1027	303	22,913	4966	1819	20,787	3939	1844
Back dune	16,961	2594	894	53,010	4511	1546	36,050	1917	1786
Unclassified	4142	643	169	21,690	3468	1466	17,547	2824	1475
Total area	26,067	4265	1366	192,225	76,843	28,816	166,159	72,578	28,848
<i>Tresson 2010–2013</i>									
Tidal beach	22,159	6851	2697	4462	27	13	-17,697	-6824	2697
Upper beach	8712	5400	2135	44,898	36,078	9562	36,186	30,678	9798
Foredune	2543	829	269	35,264	22,087	5327	32,721	21,258	5334
Back dune	24,433	3681	1221	37,586	4144	1254	13,154	463	1750
Unclassified	3349	747	321	24,409	10,675	3103	21,060	9928	3120
Total area	61,196	17,507	6644	146,618	73,010	19,259	85,422	55,503	20,373
<i>Pays-de-Monts 2008–2010</i>									
Tidal beach	123,394	52,711	20,065	94,202	2718	1190	-29,191	-49,993	20,100
Upper beach	36,396	27,869	5635	20,733	5066	1939	-15,664	-22,803	5959
Foredune	35,587	26,917	6251	4961	881	356	-30,627	-26,036	6261
Back dune	62,938	1552	477	4496	488	202	-58,442	-1064	518
Inlet area	84,085	26,920	6016	69,478	37,985	11,210	-14,607	11,065	12,722
Total area	342,659	136,032	38,465	194,304	47,501	14,976	-148,355	-88,531	41,277
<i>Pays-de-Monts 2010–2013</i>									
Tidal beach	87,931	9428	3762	48,590	3903	1584	-39,341	-5525	4082
Upper beach	20,295	13,625	3874	70,687	60,020	15,401	50,391	46,395	15,880
Foredune	4126	3054	837	32,992	19,708	6778	28,866	16,654	6829
Back dune	6672	1383	455	78,630	11,516	4247	71,958	10,133	4271
Inlet area	41,605	27,073	9150	196,262	136,792	34,576	154,657	109,719	35,766
Total area	160,631	54,564	18,078	427,161	231,938	62,586	266,530	177,375	65,145

Tableau 5 : Détail des budgets sédimentaires brutes et filtrés avec un intervalle de confiance à 95 % par site et par période.

Entre l'extrémité sud de la plage de Luzéronde et l'extrémité nord du site de la Tresson, on trouve une succession de petites plages avec deux orientations principales, sud-ouest et sud. Cette façade est structurée par deux avancées rocheuses qui se prolongent en mer par des platiers étendus. Au nord, la pointe du Devin marque la limite avec la plage de Luzéronde, et plus au sud, la pointe de la Loire marque un changement d'orientation entre la plage des Eloux et celles de la Guérinière. Bien que le recouvrement des campagnes LiDAR de 2008 et de 2010 ait déterminé les limites de l'emprise de cette façade, ces plages ont le point commun d'être fortement aménagées.

Les évolutions morphologiques devraient être marquées par un contexte météorologique plutôt tempétueux. Cependant, le bilan sédimentaire, bien que négatif, est en quasi équilibre si on prend en compte la marge d'erreur volumétrique ($-13\,000\text{ m}^3 \pm 18\,000\text{ m}^3$) (figure 47). En effet, d'importants volumes de sable ont été érodés ($-52\,000\text{ m}^3$), et presque autant ont été déposés ($+39\,000\text{ m}^3$). La valeur moyenne des variations altimétriques significatives en valeur absolue atteint 0,88 m.

Dans ce secteur, la dérive littorale dominante est orientée vers le SE (cf. chapitre 1 section 2.2.6). Or, on remarque paradoxalement dans le $D\theta D$, une érosion marquée à l'amont du port par rapport au sens de la dérive littorale, contre la jetée principale. L'érosion peut atteindre par endroit

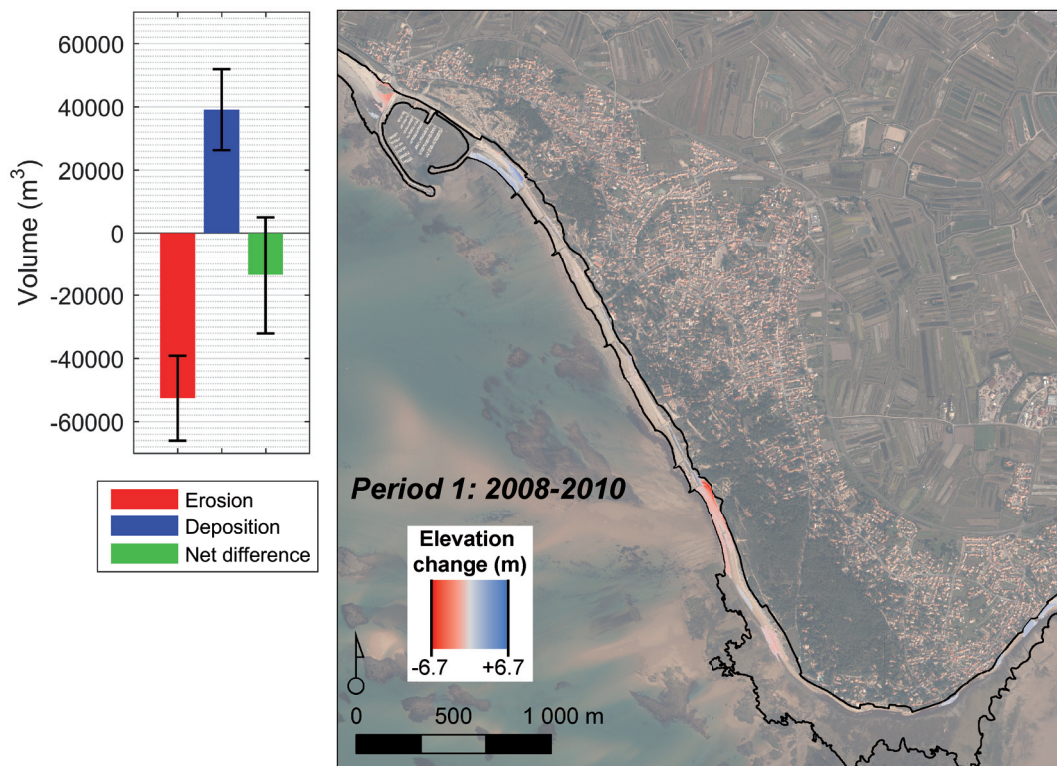


Figure 47 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le littoral situé entre Luzeronde et la Tresson : à gauche le budget sédimentaires pour la période 2008-2010, et à droite la cartographie des différences altimétriques sur la même période

3,5 m en contournant très nettement un îlot de végétation au pied de la capitainerie. À l'aval du port, une accumulation de sédiments est visible sur toute la longueur du premier casier (entre la jetée du port et le premier épi) au milieu de l'estran, et d'autres dépôts sont venus conforter le pied de la dune sur une épaisseur de plus de 3 m. Peu d'évolutions significatives sont détectées dans les casiers suivants (entre chaque épi). On remarque tout de même une accumulation à l'arrière des perrés en enrochements alors que l'érosion affecte le pied d'un perré et le long d'un épi. Plus au SE, la dune a été fortement érodée en aval d'un des derniers épis de cette façade orientée SW visible sur l'orthophotographie de 2011. Il s'agit de la plage des Eloux, connue pour son érosion depuis plus d'un siècle (Fattal *et al.*, 2010). Dans ce secteur, les valeurs de différence altimétrique les plus fortes atteignent - 7,5 m et la dune a été érodée sur toute sa hauteur. Bien que l'érosion s'atténue vers le SE, la plage s'est abaissée sur toute sa longueur jusqu'à hauteur des roches de la Loire. On remarque ensuite une accrétion modérée du bas de plage, suivis d'une zone d'érosion relativement étendue au bout du bois des Eloux. Enfin, sur la façade orientée sud, les plages de la Guérinière sont aussi découpées en casier par de nombreux épis transversaux. Paradoxalement, on constate dans le *DoD* de l'accrétion en aval de certains épis par rapport à la dérive littorale.

Très exposé aux houles, l'aménagement de certaines portions de ce littoral débute dès 1770 aux roches du Devin (Fattal *et al.*, 2010). Bien avant les aménagements portuaires et d'après les habitants, des épis transversaux en bois sont déjà visibles sur des photographies datant des années 50 en aval de ce qui était à l'époque le mouillage du Morin, une zone de relatif abri derrière un platier rocheux. Un port avec une jetée de protection est demandé depuis notamment la tempête de 1883 qui a détruit 19 embarcations. Il faut attendre 1995 pour que la première jetée principale

soit inaugurée, et 2006 pour voir la troisième jetée s'achever. Plus au sud, le déficit sédimentaire d'origine anthropique de la plage des Eloux aurait débuté dès 1978 par la construction d'une cale de mise à l'eau, conduisant progressivement à une fortification du littoral en aval de la dérive littorale. Des méthodes « classiques » ont été utilisées comme la construction de perrés, d'épis et des rechargements de plage, mais aussi d'autres méthodes plus expérimentales ont été installées pour contribuer à stabiliser le niveau du sable notamment l'implantation des pieux hydrauliques mis en place en 2007 (Fattal *et al.*, 2010).

Bien que « protégée » par de nombreux aménagements, cette portion de littoral nécessite une intervention humaine régulière pour réguler le transport sédimentaire. En effet, un déficit sédimentaire semble déjà précéder la construction du port du Morin. La présence de celui-ci en amont des plages n'a certainement fait qu'aggraver la situation en aval. De ce fait, une très grande partie de l'accrétion visible dans le *DoD*, notamment sa localisation paradoxale par rapport à la dérive littorale, s'explique par des opérations de rechargements et de transferts de sédiments, y compris à la Guérinière. Ainsi, et à titre d'exemple, l'érosion contre la jetée nord du port du Morin est la marque d'un transfert de sable en septembre 2009 depuis cette zone vers la plage au sud du port (information de la Communauté de Communes de l'île de Noirmoutier). En plus de lutter contre l'érosion en aval du port, la commune a testé le « désensablement » d'ouvrages (perré et jetée) en espérant limiter l'action éolienne entraînant du sable dans le port (figure 48). Les variations altimétriques positives observées sur ou en arrière des perrés peuvent s'expliquer par le rehaussement de ceux-ci pour éviter les franchissements des paquets de mer. Plusieurs opérations de transfert et de rechargement ont eu lieu chaque année sur les plages en aval du port pendant la période analysée. Elles semblent avoir réussi à stabiliser le niveau de sable des plages à court terme. En revanche, aux Eloux la situation est critique, l'érosion de cette plage apparaît inéluctable.



Figure 48 : Les opérations de transfert « mécanique » de sable depuis le nord du port du Morin (photo de gauche) jusqu'au plages en aval de la dérive littorale (photo de droite). Cliché de septembre 2009, Martin Paillart.

5.2.2 Le Goulet de Fromentine et la pointe de la Fosse (2008-2010)

Dans la continuité de la Tresson jusqu'au Goulet de Fromentine, le littoral est couvert par les campagnes LiDAR de 2008 et de 2010 uniquement (figure 49). Le bilan sédimentaire y est positif pour cette période. À la limite de la Tresson, une large surface de dépôt est également visible dans le *DoD* pour la période 2008-2010, et elle se prolonge vers le SE. Dans cette direction les

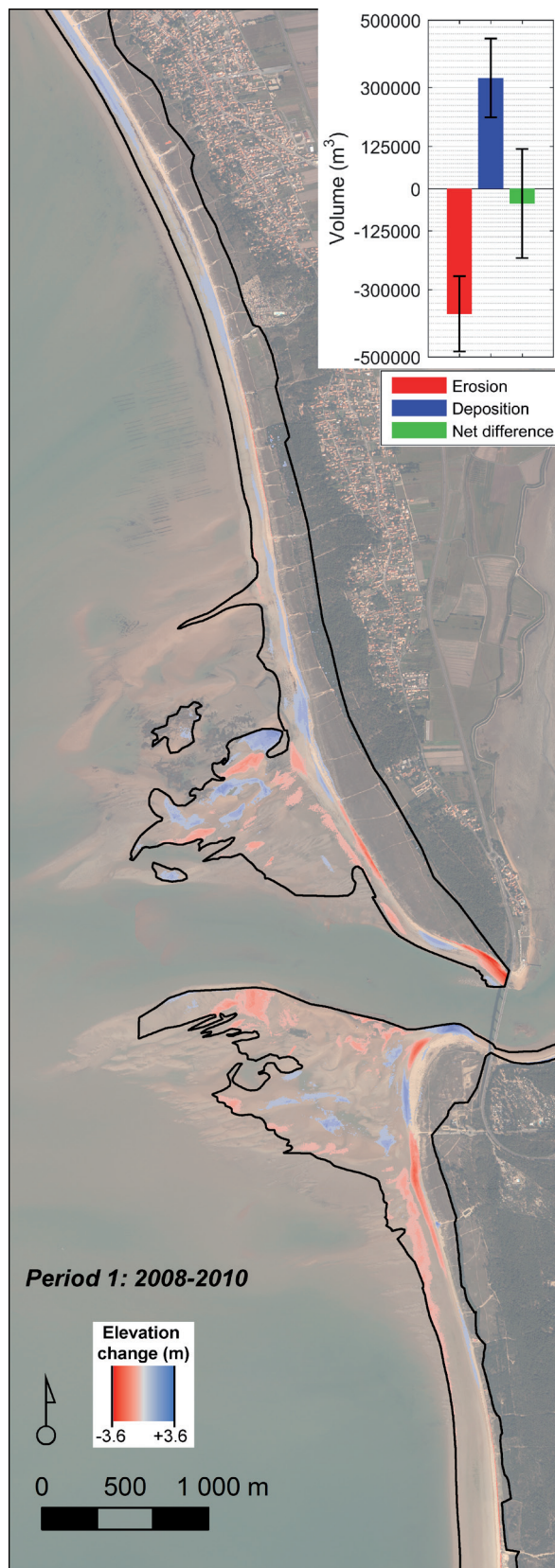


Figure 49 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le delta de jusant et les plages adjacentes entre 2008 et 2010.

dépôts diminuent sur une portion de la plage. Ce secteur identifiable se situe exactement devant une encoche large de 2 km dans la morphologie des fonds où la bathymétrie est légèrement plus profonde. À proximité de cette encoche, en face d'une installation de bouchot, le haut de plage et la dune sont érodés sur environ 1,5 km et on remarque une récurrence de dépôts en haut de l'estran.

Vers le sud, la bathymétrie devient moins profonde avec le développement de la partie noirmoutrine du delta de jusant. De larges surfaces de dépôts sont de nouveau visibles. À son extrémité, la pointe de la Fosse est caractérisée par deux portions de plage en érosion. La plus au nord présente une érosion assez intense sur le haut de plage ainsi qu'à son contact avec la dune. Les vagues pourraient être à l'origine de ce phénomène entraînant la migration des barres du delta de jusant. Il peut aussi s'agir d'une des tempêtes de la période 2008-2010. Quant à la seconde portion, elle présente une érosion très intense entre 2008 et 2010 au pied du pont de Noirmoutier alors que sur la rive opposée les dépôts sont importants. Cette configuration serait imputable aux dragages importants réalisés dans le chenal principal du Goulet de Fromentine comme évoqué dans le chapitre 1.

Sur l'estran du delta de jusant, sur la partie nord autant que sur la partie sud, on observe une mosaïque complexe de surface en érosion et en comblement. En se basant seulement sur deux dates, il est très difficile de distinguer et d'interpréter des migrations de barres sableuses. Par ailleurs, on peut observer sur la berge sud du chenal principal, une érosion de barres longitudinales entre la tourelle du milieu et celle du Boisvinet accompagnée d'une accrétion des barres longitudinales situées plus à l'ouest vers l'évasement du chenal principal. Sur la rive opposée, on n'observe pas de dynamique significative le long de la rive nord du chenal principal. Enfin,

l'emprise du *DoD* exclut certainement de l'analyse des secteurs potentiellement très dynamiques.

Dans la partie interne de l'embouchure, sur la plage de Fromentine, on observe une érosion entre l'embarcadère et l'école de voile, compensée par des dépôts de sable entre l'école de voile et le pont de Noirmoutier. Compte tenu de la situation d'abri de cette plage qui limite l'influence des vagues, ces déplacements de sables peuvent probablement être attribués aux puissants courants de jusant qui vidangent la baie à marée haute au niveau du Goulet de Fromentine (cf. chapitre 1 section 2.4.4.2). Cette plage est bordée par des installations humaines qui constituent des enjeux économiques importants ; une intervention pour gérer artificiellement les stocks sableux pourrait aussi expliquer ces dynamiques.

5.2.3 Les estrans de la moitié sud de la Baie de Bourgneuf (2008-2010)

L'objectif de cette analyse est de prendre en compte la plus grande étendue possible de la Baie de Bourgneuf rendue disponible par l'emprise commune des campagnes LiDAR de 2008 et de 2010. Le *DoD* qui en résulte recouvre une grande partie des estrans de la moitié sud de la Baie de Bourgneuf ; il possède une très grande surface comparativement aux plages analysées sur la façade océanique (figure 50). Étant abritée derrière l'île de Noirmoutier, on peut se demander dans quelle

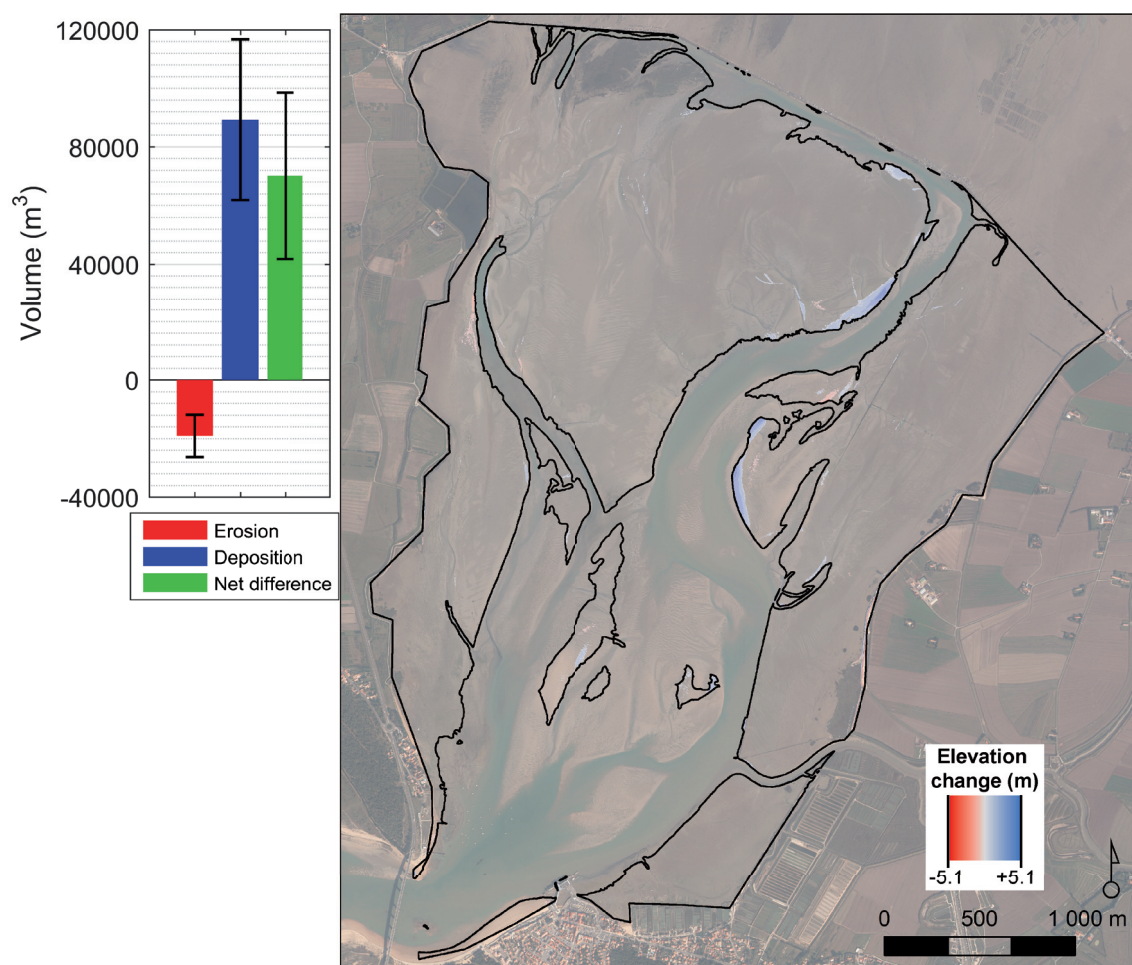


Figure 50 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques dans le versant sud de la Baie de Bourgneuf entre 2008 et 2010.

mesure le contexte météorologique peut avoir une influence sur la sédimentologie et les évolutions morphologiques observées.

À peine 2 % de la surface du *DoD* présente des changements significatifs sur la période analysée, mais il faut aussi noter qu'une très grande quantité de faibles variations altimétriques n'a pas été prise en compte dans l'analyse. Bien que significatives, ces évolutions altimétriques présentent des valeurs plutôt faibles avec une moyenne se situant aux environs de 0,75 m ($\pm 0,25$ m). On les retrouve principalement sur les limites du *DoD*, qui correspondent généralement aux berges de chenaux et aux contours de bancs de sable pour les limites internes, et aux abords des digues pour les limites externes. Le bilan sédimentaire est malgré tout clairement positif entre 2008 et 2010, avec un apport net de 200 000 m³ ($\pm 70 000$ m³) au nord du Gois et de 70 000 m³ (30 000 m³) pour le versant sud de la Baie de Bourgneuf. De plus, l'application du seuil de détection augmente le bilan net avec un facteur de 1.75. Les nombreuses variations altimétriques centrées autour de zéro tendent ici à sous-estimer le bilan final. Ainsi, des dépôts significatifs sont par exemple visibles sur des schorres à l'exutoire d'étiers, ou sur des installations conchylicoles ou des affleurements rocheux dont les surfaces plus rugueuses et plus élevées que l'estran ralentissent les courants de marée et favorisent le dépôt de sédiments. Cependant, ils peuvent aussi correspondre au développement de végétation halophile. Les évolutions altimétriques qui affichent les valeurs les plus importantes se trouvent sur les rives convexes des méandres du principal chenal de drainage qui rejoignent le Goulet de Fromentine. Ces surfaces étendues peuvent atteindre jusqu'à 2 m d'accumulation de sédiment. Plus à l'ouest, dans le versant sud de la baie, on observe que le méandre principal du chenal subit une érosion de sa rive concave et une accrétion de sa rive convexe. Ce méandre se déplace donc vers l'ouest et son angle s'accroît. On distingue également une accumulation notable de sédiments sur la rampe de flot et un bouclier de jusant recouverts en partie par l'emprise du *DoD*. Une grande partie de l'érosion observée se situe sur les digues qui encadrent la Baie de Bourgneuf. La limite externe du *DoD* se trouve approximativement juste derrière celles-ci côté marais. Il apparaît difficile d'interpréter ces valeurs négatives sur des structures théoriquement stables. On peut les attribuer à la difficulté de représenter ces enrochements déstructurés, étroits et linéaires, avec un MNT d'une résolution de 1 m.

5.2.4 *La façade maritime du Pont d'Yeu à la Corniche Vendéenne (2010-2013)*

Du remblai de Notre-Dame-de-Monts jusqu'à la Corniche Vendéenne, les plages de cette façade océanique longue de 18 km sont couvertes uniquement par les campagnes LiDAR de 2010 et de 2013. Compte tenu de la longueur du linéaire côtier, nous n'effectuerons pas de budget sédimentaire à cette échelle. En revanche, nous nous focaliserons sur les dynamiques de certaines portions.

Ce littoral est caractérisé par une alternance de traits de côte fixés par des remblais ou des enrochements, et par de longues portions de cordons dunaires. Il comprend notamment la plage du pont d'Yeu dont la forme saillante est une singularité notable. Bien que le bilan sédimentaire soit positif sur la période étudiée, on observe qu'il existe une diversité de réponses morphologiques. Le résultat de l'évolution morphologique des plages entre le levé LiDAR de 2010 et celui de 2013 est décrit portion par portion du nord au sud à partir d'extraits du *DoD* issu de ces deux levés.

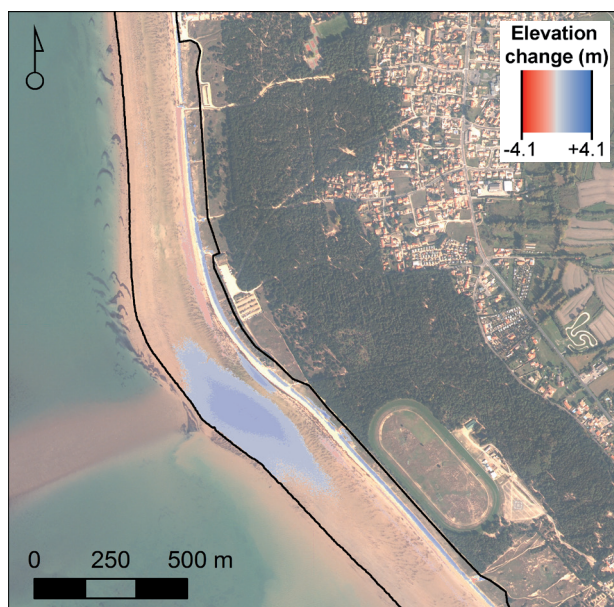


Figure 51 : Cartographie des différences altimétriques au Pont d'Yeu (2010-2013).

un adoucissement du profil de plage qui prendrait la forme d'une dune embryonnaire. Plus bas, sur le haut de l'estran, on remarque deux zones d'érosion de part et d'autre du Pont d'Yeu. Dans le prolongement de celui-ci, on observe un grand banc de sable qui s'exhausse avec des valeurs pouvant dépasser 1,30 m. Dans le même axe, mais plus haut sur l'estran, un autre bombement plus petit se forme avec des dépôts de l'ordre du mètre. La question de la propagation des vagues sur le Coureau Islais apparaît comme centrale pour comprendre ces phénomènes. En effet des phénomènes de réfraction et de diffraction des vagues de part et d'autre de l'Île-d'Yeu et du Pont d'Yeu pourraient contribuer à expliquer la présence de ces formes particulières sur l'estran.

Entre le Pont d'Yeu et le remblai de Saint-Jean-de-Monts, la bande de dépôts visible au niveau du contact entre la plage et la dune se poursuit. Sa largeur varie au point que cet exhaussement occupe parfois toute la largeur de la plage sèche. Le bilan sédimentaire positif est dominé par ce phénomène. Cependant, on peut relever de petites marques d'érosion aux abords des chemins d'accès, et de faibles zones d'érosion parfois visibles sur le haut de l'estran.

Devant le remblai de Saint-Jean-de-Monts, la largeur de la plage sèche est artificiellement agrandie par des rechargements

Au pied du remblai de Notre-Dame-de-Monts, la plage sèche s'est rehaussée sur toute sa largeur avec des valeurs comprises entre 0.5 et 1 m maximum uniquement en contrebas du remblai, ce qui nous fait penser à une opération de rechargement estival de la plage. La petite bande d'érosion à l'extrémité sud du front de mer est causée par des travaux visant à réhabiliter et prolonger le remblai suite à la tempête Xynthia ; travaux qui sont en cours et visibles sur l'orthophotographie de 2011.

Entre le remblai de Notre-Dame-de-Monts et l'hippodrome, on retrouve au niveau du Pont d'Yeu le cordon dunaire courbe et convexe, orienté d'abord ouest puis sud-ouest (figure 51). Au contact entre la plage et la dune, on observe de manière quasi continue

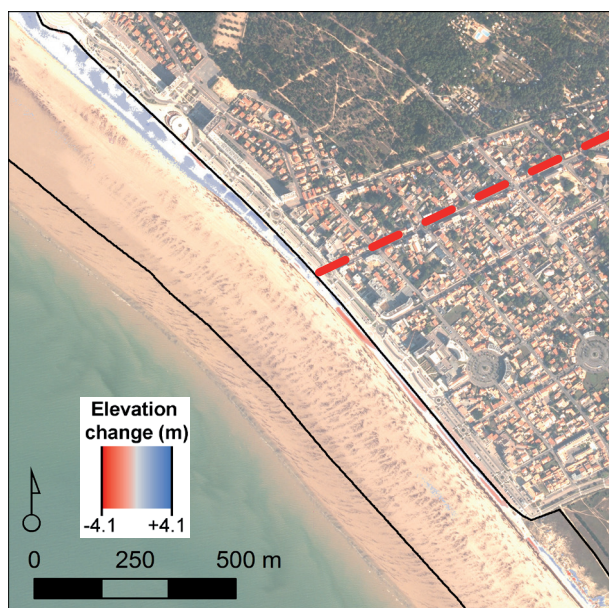


Figure 52 : Cartographie des différences altimétriques à la limite communale de SJDM et SHDR figurée en pointillés (2010-2013)..

et des remaniements saisonniers de sables (information de la Communauté de Commune Océan-Marais de Monts). Une berme semble s'être formée entre la plage sèche et l'estran humide et elle pourrait être artificielle (rechargements) (figure 52). Enfin, vers le SE, la largeur de la plage sèche diminue assez brusquement, et un abaissement de celle-ci est parfois visible. En effet, cette extrémité SE du remblai n'appartient pas à la commune de Saint-Jean-de-Monts, mais à celle de Saint-Hilaire-de-Riez. Cette dernière ne semble donc pas adopter les mêmes stratégies de gestion des plages que sa commune mitoyenne.

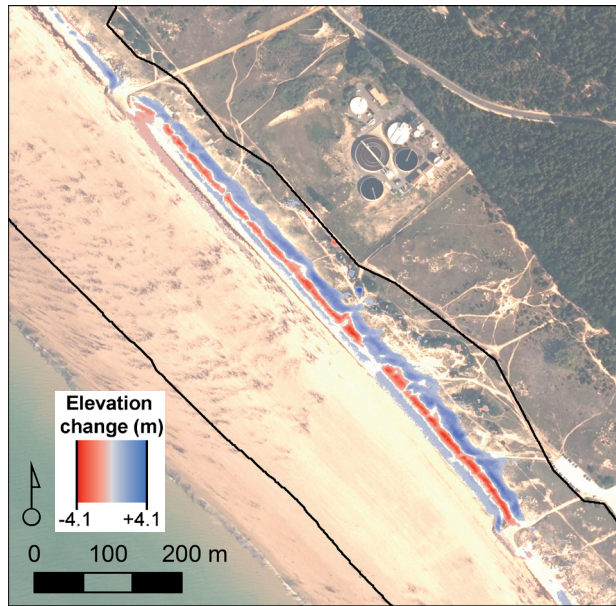


Figure 53 : Cartographie des différences altimétriques à la plage des 60 Bornes (2010-2013).

Entre le remblai de Saint-Jean-de-Monts et les enrochements de la plage des Becs, on trouve un cordon dunaire dont l'évolution morphologique entre 2010 et 2013 est similaire à celle observée dans le nord des pays de Monts (cf. chapitre 2 section 5.1.3). La dune bordière est ici peu végétalisée et visiblement arasée sur sa crête sur près de 4 m, avec des dépôts supérieurs à 3 m en arrière de cette dernière. La plage est quant à elle rehaussée (figure 53).

À l'approche de l'enrochement des Becs, des épis ont été construits pour capter une partie du transit sédimentaire ce qui est confirmé par les dépôts importants observés sur l'estran et le long de l'épi le plus grand. En aval de ce dernier, alors que la dérive littorale est dans ce sens, on

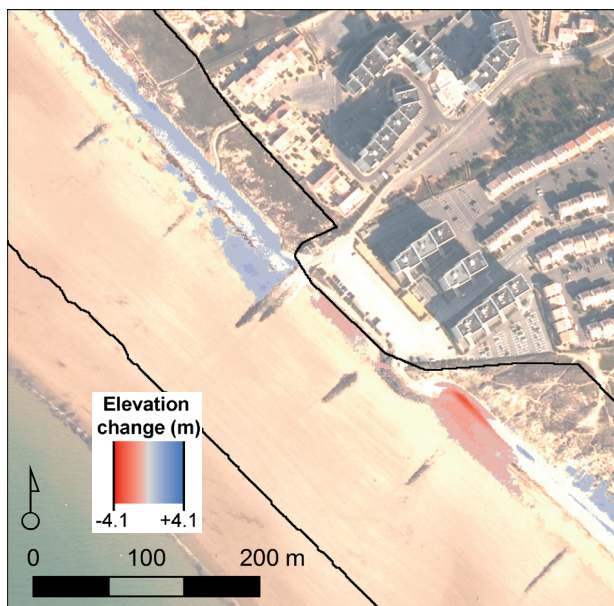


Figure 54 : Cartographie des différences altimétriques devant le front de mer des Becs (2010-2013).

remarque un abaissement du haut de plage au pied de l'enrochement qui borde le parking des Becs. La plage et la dune ont subi ici une érosion très importante et l'abaissement du pied de dune de l'ordre de 3,25 m (figure 54).

Entre l'enrochement de la plage des Becs et celui de la plage des Mouettes, on retrouve un cordon dunaire dont la dune bordière est peu végétalisée. Son évolution morphologique pourrait se rapprocher de celle évoquée précédemment dans le nord des pays de Monts, ou entre le remblai de Saint-Jean-de-Monts et les enrochements de la plage des Becs, mais le reprofilage s'effectue de manière moins continue et linéaire. On assiste ici à une redistribution éolienne du sable dans des caudeyres et les dépôts importants, parfois très étendus que

l'on peut observer dans le *DoD*, ont certainement été favorisés par des stratégies douces mises en œuvre par l'ONF dans ce secteur.

À mesure que l'on s'approche de la plage des Mouettes, un déficit sédimentaire significatif s'accroît sur le bas de la plage sèche, malgré la présence d'épis transversaux. L'érosion de la plage est la plus importante au pied de l'enrochement des Mouettes. Elle se poursuit ensuite sur une longueur de 500 m sur le bas de la plage sèche. En aval de l'enrochement, et à proximité de celui-ci, on retrouve une petite section de dune peu végétalisée où l'on observe de nouveau un reprofilage depuis l'arrière-dune jusqu'au haut de plage. L'abrasion de la crête de la dune bordière, et les dépôts en arrière de celle-ci sont aussi ici très importants, avec des changements altimétriques qui peuvent dépasser 4 m en érosion et en accrétion.

Jusqu'à la Corniche Vendéenne, il n'y a plus d'enrochement ou de remblai. Sur les cordons dunaires, on note quelques comblements de caoudeyres, un rehaussement quasi continu du haut de plage parfois marqué par des croissants de plage, et des chemins d'accès érodés. En revanche, plusieurs zones d'érosion relativement étendues commencent à apparaître sur le haut de l'estran. La plus importante d'entre elles est accompagnée d'une érosion du contact entre la plage et la dune. À partir d'une certaine proximité de la Corniche Vendéenne, conformément au sens du transit sédimentaire dominant, des sédiments s'accumulent provoquant un rehaussement de l'estran, marqué par des croissants de plage sur les parties hautes.

6. Discussion

6.1 Les mécanismes contrôlant la réponse morphologique des plages étudiées

6.1.1 *Similarité et variabilité des réponses morphologiques des plages étudiées*

En dépit des mécanismes propres à chaque site, des observations similaires peuvent malgré tout être effectuées quant à l'évolution globale des plages analysées. Entre 2008 et 2010, les évolutions les plus significatives ont provoqué soit de l'érosion, soit des dépôts de sédiments, plutôt sur les parties basses de la plage (la plage tidale). À l'inverse, entre 2010 et 2013, on observe les évolutions les plus significatives plutôt sur les parties hautes de la plage (le haut de plage et la face de la dune bordière), où cette fois-ci la accumulation de sédiment domine. Ainsi, entre 2010 et 2013, le pied de dune se déplace majoritairement vers la mer, alors qu'entre 2008 et 2010 lorsque les tempêtes sont plus nombreuses, sa mobilité se caractérise par une diversité de direction plus importante ainsi qu'une amplitude de déplacement en moyenne plus limitée. De plus, les plus fortes amplitudes de déplacement de la seconde période d'analyse (2010-2013) s'effectuent dans une direction horizontale vers la mer accompagnée d'un léger angle vers le bas.

Les systèmes plage-dune analysés montrent aussi des réponses morphologiques différentes à chacune des deux périodes analysées. Des configurations géomorphologiques spécifiques peuvent expliquer cette redistribution différente des sédiments entre les sites et à l'intérieur de chacun d'eux. De même, des facteurs locaux peuvent influencer les apports sédimentaires (Hesp, 2002). À

titre d'exemple, la proximité avec le Goulet de Fromentine des plages du nord des pays de Monts explique essentiellement la variabilité de la réponse morphologique des plages au sein de ce site. Cette embouchure est soumise à une combinaison complexe de processus liés aux vagues et aux courants de marée (Bertin *et al.*, 2013a; DoDet *et al.*, 2013; Hansen, Elias & Barnard, 2013) qui seront en partie abordés dans les chapitres suivants.

La variabilité des réponses morphologiques des plages entre les sites peut aussi être expliquée par les différentes orientations des façades analysées. À titre d'exemple, on peut rapprocher cette variabilité forte de la réponse morphologique des plages à celle observée le long de la côte SW britannique où des campagnes LiDAR ont été effectuées sur les plages avant et après les tempêtes de l'hiver 2013-2014. L'impact de ces événements a été très variable d'une plage à l'autre, de même que les mécanismes de restauration. Selon l'étude réalisée, cette variabilité de la réponse morphologique des plages est principalement attribuée à la configuration de la côte qui se caractérise par une succession de baies dont les plages présentent des orientations différentes (Masselink *et al.*, 2016a; Scott *et al.*, 2016; Burvingt *et al.*, 2017).

L'impact d'une succession de tempête sur un système plage-dune est difficile à anticiper à cause de l'interaction complexe entre la configuration géomorphologique spécifique de chaque site d'une part, et les caractéristiques propres des tempêtes d'autre part (Coco *et al.*, 2014; Masselink *et al.*, 2016b; Scott *et al.*, 2016). Il est aussi difficile d'imputer les évolutions mesurées sur les plages aux différentes tempêtes, à cause de la fréquence d'acquisition et le moment (instantané) des campagnes LiDAR par rapport à l'enchaînement des événements tempétueux. En outre, la réponse des plages pendant la phase de restauration apparaît ici plus homogène entre tous les sites analysés.

6.1.2 Homogénéité de la réponse morphologique au niveau du contact plage-dune

Sur les longues portions de plage plutôt dissipative et ouverte sur l'océan, la réponse morphologique des plages semble être plus uniforme avec peu de variations le long de la côte. C'est par exemple le cas sur les plages des pays de Monts, où à partir d'une certaine distance du Goulet de Fromentine, on observe une érosion marquée du contact plage-dune, et ce de manière quasi continue et uniforme entre la campagne LiDAR de 2008 et celle de 2010. À l'inverse, l'homogénéité de la réponse est plus forte encore pour les résultats de la période 2010-2013 des sites de la Tresson et des pays de Monts. Elle se traduit par un rehaussement continu et uniforme du haut de la plage, notamment au niveau du pied de dune. Ce type de réponse homogène a également été observé sur les plages linéaires de la côte Girondine suite à l'hiver 2013-2014 (Castelle *et al.*, 2017), ou encore sur des îles barrières du Golfe du Mexique où la dune bordière a été uniformément érodée suite à l'ouragan Denis (Priestas & Fagherazzi, 2010).

Ainsi, la réponse morphologique des plages des pays de Monts est dominée par un abaissement du haut de plage et un recul du pied de dune pendant la première période, et une reconstitution progressive du haut de plage et de la dune bordière pendant la deuxième période. En mai 2013, l'ONF a effectué un relevé linéaire de la limite de végétation à l'aide d'un GPS RTK le long des dunes des pays de Monts. En projetant cette ligne sur un secteur du *DoD* de la période 2010-2013, on constate qu'elle borde, de manière assez surprenante, la bande de sédiments qui se sont déposés

au pied de la dune. De plus, on constate aussi que le pied de dune extrait du MNT de la campagne LiDAR de septembre 2013 se situe environ 1 à 2 m plus vers la mer que la limite de végétation de l'ONF. Ce décalage peut s'expliquer, soit par l'avancée du pied de dune pendant l'été entre mai et septembre 2013, soit par le décalage réel qui existe entre la rupture de pente extraite et la limite de végétation qui ne correspondent pas toujours. En dépit de la nature différente et discutable des données fournies par ONF, ces observations tendent à valider notre méthode d'extraction du pied de dune utilisée pour ces travaux. De surcroît, la comparaison des résultats avec la limite de végétation permet de valider l'hypothèse que la restauration du contact plage-dune prend ici la forme d'une dune embryonnaire. L'espace laissé par l'érosion de la face de la dune bordière a permis à la dune embryonnaire de se développer au pied de celle-ci, comme cela a déjà été observé par d'autres auteurs (Thom & Hall, 1991; Suanez *et al.*, 2012a; Cohn *et al.*, 2018).

6.1.3 La rotation des plages de fond de baie

Sur la plage de Luzéronde qui est relativement plus petite et en situation de fond de baie, on observe un mécanisme de redistribution des sédiments qui se traduit par une rotation périodique de la plage. En effet pendant les deux périodes analysées consécutivement, cette plage qui est encadrée par deux avancées rocheuses connaît une redistribution des sédiments en travers et le long de celle-ci de manière presque symétrique et quasi équilibrée. Sous l'effet de cette redistribution particulière, la plage de Luzéronde effectue deux rotations dans un sens opposé en s'articulant sur un point d'équilibre (*fulcrum point*) comme le décrit (Harley, Turner & Short, 2015).

Bien que la résolution temporelle de la série temporelle de données LiDAR ne nous permette pas d'attribuer les changements morphologiques observés à une tempête en particulier, nous pouvons faire l'hypothèse que l'angle d'incidence important des vagues, notamment celles de Xynthia, provenant d'un secteur plutôt SW, a probablement généré une rotation de la plage. Cette rotation se serait traduite dans la première période d'analyse par une érosion significative dans la partie sud de la baie (en amont par rapport à l'approche des vagues), et une accumulation de sédiments dans la partie opposée, au nord de celle-ci (en aval par rapport à l'approche des vagues). Comme décrit dans la chapitre 1 à la section 2.1.2, les vagues les plus fréquentes, et généralement les moins énergétiques, proviennent des secteurs W-WNW et W-WSW. De plus, pendant la seconde période d'analyse, la tempête Joachim de 2011 a généré de fortes vagues, mais dans une direction similaire aux plus fréquentes (Bertin *et al.*, 2015). En conséquence, ces conditions de vagues différentes de la première période plus tempétueuse, davantage dominées par des houles provenant d'un secteur ouest, ont pu provoquer une contre-rotation de la plage.

La rotation périodique des plages de fond de baie a été observée dans le monde entier, à différentes échelles de temps, consécutivement à des conditions de vagues survenues tant à l'échelle d'un seul événement qu'à l'échelle d'oscillations climatiques (Ranasinghe *et al.*, 2004; Thomas *et al.*, 2012; Turki *et al.*, 2013; Harley *et al.*, 2015).

6.1.4 *La contribution des vagues et du vent favorisant la restauration des plages bordées par des petits fonds peu profonds*

Il est conventionnellement admis que des conditions énergétiques, comme lors d'une tempête, participeraient à l'érosion de la plage (Russell, 1993). Inversement, des conditions de vague peu énergétiques tendent à générer un transport sédimentaire vers la plage et ainsi à contribuer à son accrétion (Hoefel & Elgar, 2003). Cette accrétion se traduit généralement par la croissance de la dune bordière sous l'influence de processus éoliens (Hesp, 1984). Or les conditions de vent n'étant pas toujours bien corrélées avec cette croissance (de Vries *et al.*, 2012), il a été démontré que la croissance de la dune bordière est aussi dépendante de la synchronisation de vents forts avec la présence d'un stock sédimentaire sur l'estran issu des petits fonds (Houser, 2009). Récemment, des études ont montré que des événements énergétiques, notamment caractérisés par des houles longues, peuvent être paradoxalement nécessaires pour permettre à certaines plages de s'engraisser (Scott *et al.*, 2016; Cohn *et al.*, 2018). Ces houles longues permettraient à un stock sédimentaire présent dans des petits fonds peu profonds d'être mobilisé et transporté vers l'estran. Cet apport sédimentaire serait ainsi rendu disponible pour alimenter le haut de plage et la dune bordière. Or, compte tenu de la nature peu profonde des petits fonds du secteur d'étude, ce mécanisme pourrait être une piste d'explication pour déterminer l'origine des apports sédimentaires de certaines plages analysées à partir des *DoD*.

Si à présent on étudie la plage de Luzeronde, cette dernière présente un bilan sédimentaire en relatif équilibre en dépit des conditions de vagues issues de la première période tempétueuse. Un premier élément pourrait d'abord expliquer cette situation et elle se rapporte à la configuration de cette plage de fond baie. En effet encadrée par les deux avancées rocheuses déjà décrites, la perte en sédiment a été limitée même lorsque les mouvements sédimentaires étaient importants. De même, entre 2010 et 2013 le bilan sédimentaire est nettement positif, et celui-ci peut être attribué à des apports sédimentaires en provenance des petits fonds, remontés par les houles longues de la tempête Joachim survenue en décembre 2011 ; ce processus a notamment été discuté par Scott *et al.* (2016) et Cohn *et al.* (2018). En réalité, à cause des hauts niveaux d'eau atteints pendant les tempêtes Johanna et Xynthia, le haut de plage et la face de la dune bordière ont certainement été érodés. Une partie de ces sédiments érodés ont probablement été étalés sur la plage tidale, voire dans les petits fonds. La houle longue de la tempête Joachim, dont la période pic (tp) atteint 15 secondes (Bertin *et al.*, 2015), a probablement pu mobiliser des sédiments présents dans les petits fonds, et les transporter vers la plage. Cet apport sédimentaire a pu ensuite être redistribué par les mécanismes de rotation de la plage. Si cette hypothèse était confirmée par des mesures avant et après les tempêtes en question, elle pourrait expliquer en partie le bilan sédimentaire positif de la seconde période d'analyse.

Concernant le site de la Tresson, les petits fonds bordant cette plage sont particulièrement plats, peu profonds, et très étendus puisque pour atteindre la profondeur de 5 m CM il faut parcourir au large une distance de 3 km. L'angle d'incidence des vagues de tempête, notamment celles de Xynthia, a été très faible par rapport au rivage de la plage, car en provenant plutôt du SW, elles ont touché la côte quasi perpendiculairement. Si on se base à présent sur l'hypothèse évoquée plus haut, une certaine quantité de sédiments a pu être mobilisée sur ces larges petits fonds et trans-

portée vers la plage. Bien que la période des vagues n'excède pas les 10 secondes pendant le pic de la tempête Xynthia, des houles plus courtes pourraient mobiliser des sédiments compte tenu de la configuration très dissipative de la plage et surtout des petits fonds. Si cette hypothèse s'avérait pertinente, ce phénomène a pu de nouveau générer un apport sédimentaire à la plage, d'autant que l'on observe des mouvements plus limités en comparant les positions des pieds de dune de 2008 à celles de 2010. Le haut de plage et la face de la dune bordière auraient donc été moins sévèrement impactés par les tempêtes de la première période d'analyse. Si la tempête Xynthia a affecté l'ensemble du littoral des Pays-de-la-Loire (Creach *et al.*, 2015; Chaumillon *et al.*, 2017; Juigner *et al.*, 2017), il est probable que grâce à un apport sédimentaire conséquent survenu dans les 6 mois qui séparent cette tempête de la campagne LiDAR de 2010, la plage se soit partiellement restaurée et ait effacé en partie les stigmates de son impact. L'apport sédimentaire, transporté sur les parties basses de la plage par les houles longues de la première période, a probablement été redistribué en direction du haut de plage par des mécanismes relayés ensuite par des processus éoliens. Ces mécanismes ont notamment été décrits sur des plages dissipatives de même type (Ruz & Meur-Ferec, 2004; Suanez *et al.*, 2012a). Les sédiments sont ensuite redistribués le long de la plage en direction de la tête de la flèche sableuse principalement par des processus associés aux vagues (Evans, 1942; Héquette & Ruz, 1991; Davis & FitzGerald, 2004). Les conditions de vagues de la seconde période, davantage dominées par des houles provenant d'un secteur ouest, impliquent une obliquité plus importante de celles-ci par rapport au rivage. Or, l'angle d'incidence des vagues à l'approche de la côte est un paramètre clé contrôlant l'amplitude du transport sédimentaire le long du littoral (Komar & Inman, 1970; Longuet-Higgins, 1970; Liu & Dalrymple, 1978; Castelle *et al.*, 2006; Sedrati & Anthony, 2007; Bertin *et al.*, 2008). Ce phénomène peut ainsi expliquer l'augmentation de l'accumulation de sable vers le SE (en aval par rapport à l'approche des vagues), ainsi que le léger déficit sédimentaire dans la partie NW du site étudié (en amont par rapport à l'approche des vagues). De plus, l'obliquité de la plage par rapport aux vents dominants de secteur ouest expose une longue distance de fetch, favorisant le transport sédimentaire éolien dans le sens de la dérive littorale et vers les dunes (Bauer *et al.*, 2009).

En outre, l'érosion potentielle des pointes rocheuses de l'Herbaudière, du Devin et de la Loire est aussi une source potentielle de sédiment pour les plages de la façade maritime de Noirmoutier (Bernier & Gruet, 2011).

6.1.5 *L'origine anthropique de certaines évolutions morphologiques*

Plusieurs secteurs analysés précédemment présentent aussi des évolutions morphologiques influencées par des facteurs d'origine anthropique. Ces évolutions peuvent être attribuées à l'impact d'activités humaines sur le transit sédimentaire, comme la construction d'un port, ou aux interventions humaines en lien avec les politiques de gestion du trait de côte. Face à l'érosion côtière chronique, trois approches sont possibles : (i) accepter le recul du trait de côte, (ii) lutter en essayant d'inverser la tendance par des méthodes dites « douces », ou (iii) en fixer la position par la construction d'ouvrages (van Rijn, 2011).

La première approche a été privilégiée dans le secteur nord des pays de Monts, sur la plage de la Bergère et de part et d'autre du Pont d'Yeu, dans la mesure où la plage et les dunes concernées

sont larges, et avec peu d'enjeux. En effet, à part la mise en place de fils lisses ou de ganivelles, pour limiter le piétinement des dunes, aucune autre mesure n'a été employée à notre connaissance pour lutter spécifiquement contre l'érosion bien connue de ces secteurs. Bien qu'une certaine inquiétude soit justifiée concernant l'hippodrome au SE du Pont d'Yeu, ces portions de plage se situent à une distance d'environ 500 m des premières habitations. De plus elles ne représentent qu'une petite portion de la cellule sédimentaire.

Dans la mesure où les dunes sont un environnement fragile, l'ONF s'emploie à appliquer des méthodes douces pour en préserver l'intégrité générale. Des fils lisses, ou au besoin des ganivelles, sont mis en place sur l'ensemble des cordons dunaires des sites d'étude. En limitant l'impact de la fréquentation des plages par des fils lisses et des ganivelles, l'ONF contribue à favoriser les dynamiques naturelles de restauration du système plage-dune, en protégeant par exemple le développement de dunes embryonnaires. D'autres méthodes douces sont aussi employées localement par l'ONF pour accompagner ces dynamiques comme la plantation d'oyats pour stabiliser, ou encore l'utilisation de branchage pour ralentir les effets du vent et favoriser la sédimentation du sable. L'efficacité de toutes ces méthodes est perceptible dans les *DoD*, tant pour les dunes embryonnaires que pour les comblements de caoudeyres.

Sur d'autres secteurs, là où les enjeux sont plus exposés ou plus importants, la construction d'ouvrages de défense a été privilégiée. Ces aménagements ont souvent pour effet d'être à l'origine, de déporter, voire d'amplifier un déficit sédimentaire en aval de l'ouvrage (Nordstrom, 1994, 2014; van Rijn, 2011; Pranzini, 2018). Ces ouvrages de défense ont notamment pour effet indésirable de réduire la largeur des plages (Pilkey & Wright, 1988). C'est par exemple le cas de la façade maritime des plages de l'Épine et des Eloux, où la construction du port du Morin et la fortification du littoral ont amplifié les problématiques d'érosion pour toute la cellule sédimentaire. En outre, les opérations de transferts et de rechargements de sable ont permis de contrôler l'érosion côtière comme le montrent les résultats du *DoD* correspondant. Par ailleurs, suite aux tempêtes de l'hiver 2013-2014, de nouveaux perrés et épis ont été construits en aval de l'épi des Eloux. Ces ouvrages semblent avoir reporté encore plus au sud les conséquences du déficit sédimentaire de cette cellule. En effet, sur les orthophotographies actuelles, le sable semble avoir considérablement disparu des plages de la pointe de la Loire. Il existe d'autres exemples de ce type qui sont présents aux pays de Monts, en aval de chaque remblai ou enrochement, là où la dune est érodée, parfois de manière importante, sur quelques dizaines voire quelques centaines de mètres. Les cellules sédimentaires du littoral des pays de Monts n'étant pas en situation de déficit sédimentaire aussi sévère qu'aux Eloux, le transit sédimentaire à l'échelle des cellules semble relativement peu affecté par ces aménagements.

La construction d'ouvrages de défense peut s'accompagner de méthodes d'ingénierie «douce» comme le rechargement de plage (Hamm *et al.*, 2002; Hanson *et al.*, 2002). Les rechargements et les transferts de sable ont montré leur efficacité dans les *DoD*. Ils ont permis aux plages de l'Épine de rester relativement stable malgré la présence du port du Morin qui perturbe le transit sédimentaire. Les plans de gestion des plages aux pieds des remblais des communes de Notre-Dame-de-Monts et de Saint-Jean-de-Monts semblent aussi efficaces et les plages élargies apparaissent en accrétion, alors qu'à l'inverse, sur les plages aux pieds des aménagements appartenant à la commune de Saint-

Hilaire-de-Riez, la situation semble déficitaire. Pour comprendre cette situation, il faut intégrer la configuration des petits fonds. En effet, la limite communale dans le sud du remblai de Saint-Jean-de-Monts s'accorde avec un changement d'état de la plage. En direction du SE, les petits fonds sont plus profonds et plus étroits ce qui par conséquent, dissiperait moins l'énergie des vagues vers Saint-Hilaire-de-Riez. Cette hypothèse sera étudiée dans le chapitre 4. De plus, le transport sédimentaire associé à la dérive littorale augmente aussi dans cette direction (DHI & GEOS, 2008). Ces facteurs pourraient donc expliquer une érosion potentiellement moins facile à contrôler dans ce secteur, à moins que cela ne soit attribuable à des plans de gestions différents. Contrairement aux aménagements du nord-ouest de Noirmoutier, la plupart des aménagements des pays de Monts semblent n'avoir qu'une influence locale sur le transit sédimentaire : on remarque une érosion plus importante de part et d'autre des ouvrages, mais pas de déficit sédimentaire généralisé en aval de ceux-ci.

À l'évidence, l'interprétation des évolutions géomorphologiques des plages interfère avec les interventions humaines qui se mêlent aux dynamiques naturelles. D'ailleurs, ce constat ne se limite pas aux secteurs en situation de déficit sédimentaire. Le delta de jusant du Goulet de Fromentine est régulièrement utilisé comme réservoir de sable pour certaines plages de Noirmoutier.

6.2 Efficacité du seuillage probabiliste et ses effets sur l'estimation des budgets sédimentaires

6.2.1 Tests de sensibilité du seuillage sur une emprise réduite

La détection des changements morphologiques, effectuée à partir de différences de MNT, permet d'obtenir une évaluation complète des évolutions topographiques d'une plage, tant du point de vue quantitatif que qualitatif. À noter toutefois que la prise en compte des incertitudes reste un problème central lors de l'interprétation des résultats extraits du *DoD* et de leur fiabilité (Wheaton *et al.*, 2010; James *et al.*, 2012). Un seuil de détection est donc déterminé pour prendre en compte les incertitudes liées aux données dans l'analyse des changements morphologiques. Comme décrit dans la section 2.3.2 de ce chapitre, cette incertitude peut être calculée en se basant sur trois approches différentes :

- (1) l'erreur (RMS) absolue est calculée en comparant les MNT à des points de contrôle d'une précision supérieure,
- (2) l'erreur (RMS) relative est calculée en comparant les surfaces plates et stables des MNT deux à deux,
- (3) l'approche probabiliste consiste à appliquer la méthode décrite à la section 2.3.2 où une erreur est calculée partir des incertitudes propres de chaque MNT et ajustée selon intervalle de confiance choisi.

La sensibilité des résultats aux différentes approches de seuillage peut être évaluée de manière qualitative en effectuant une interprétation visuelle des cartographies des différences altimétriques et des budgets sédimentaires associés. En l'absence de points de contrôle d'une précision supérieure aux données LiDAR sur l'ensemble des emprises analysées, seules les approches (2) et (3) sont comparées aux résultats bruts (sans prise en compte de l'incertitude des données). On constate

sur la cartographie centrale, dont le seuil de détection a été déterminé à partir de l'approche (2), que du bruit est encore visible. On distingue par exemple, un artefact linéaire sur la plage tidale correspondant probablement à un axe de vol d'une des deux campagnes, ou encore une multitude des faibles évolutions négatives sur l'arrière-dune qui est sensée rester stable. Le niveau de seuillage calculé par l'approche (2) semble donc trop faible. En prenant en compte l'incertitude individuelle des données LiDAR, un niveau de seuillage plus important est déterminé par l'approche (3). Il en

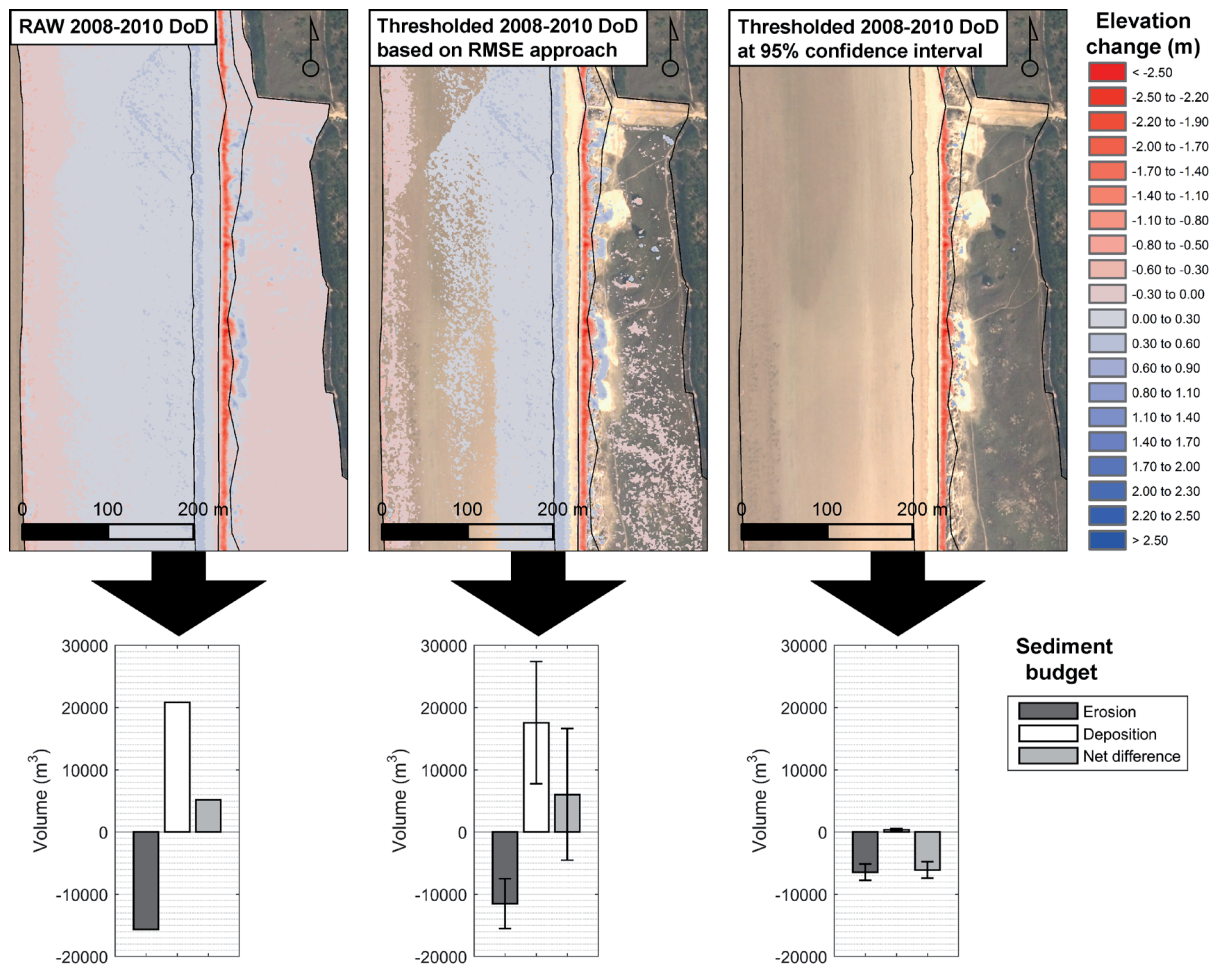


Figure 55 : Comparaison des résultats bruts, seuillés en se basant sur le calcul d'une erreur RMS, et filtré par l'approche probabiliste avec un intervalle de confiance à 95 %. La différence des MNT de 2008 et de 2010 est restreinte à une petite portion dynamique des pays de Monts contenant également des artefacts.

résulte un meilleur filtrage du bruit qui disparaît de la cartographie des différences altimétriques.

Cette démarche comparative met en lumière l'influence de ces faibles changements altimétriques difficilement interprétables dans les budgets sédimentaires. En raison de la haute résolution des données LiDAR et du caractère aléatoire de l'erreur potentielle liée aux mesures, le nombre important de ces faibles valeurs de différences altimétriques pèse lourdement dans les budgets sédimentaires, aussi bien dans l'érosion que dans la accréation. En conséquence, ces faibles changements, aléatoires et incertains, occultent l'importance des changements les plus significatifs. En effet, sur la cartographie brute des différences altimétriques, on remarque parfaitement l'érosion importante qu'a subie la dune bordière entre les MNT de 2008 et de 2010. Pourtant, le bilan sédi-

mentaire associé est légèrement positif avec un volume important de sédiment érodé, compensé par un volume plus important encore de sédiment déposé. Avec l'approche (2), le résultat est le même, seules les proportions sont légèrement réduites. Grâce à l'approche (3), on constate que la quasi-intégralité du volume de sédiment déposé s'est étalée sur de faibles épaisseurs, en dessous du seuil de détection qui nous permet de nous assurer de la réalité de ces évolutions avec un intervalle de confiance à 95 %. En outre, environ la moitié du volume érodé détecté par l'approche (2) est considérée comme significative par l'approche (3). Si l'on prend en compte les variations altimétriques les plus fiables, il en résulte un bilan sédimentaire négatif, presque intégralement contrôlé par l'érosion.

Les observations discutées précédemment rejoignent la mise en garde de Pye & Blott (2016) sur les effets des incertitudes sur le calcul de volumes à partir de la différence de deux MNT. En effet de faibles variations altimétriques sur de grandes surfaces, comme on peut en observer sur la plage tidale, peuvent avoir un impact conséquent sur le budget sédimentaire total.

On constate aussi que les marges d'erreur calculées à partir de l'incertitude associée à l'approche (2) sont plus importantes que celles calculées à partir de l'incertitude associée à l'approche (3). Comme détaillée dans la 2.3.2 de ce chapitre, cette incertitude volumétrique dépend du degré d'incertitude considéré ainsi que de la surface du DoD jugée significative par ce même seuil. Or, bien que le degré d'incertitude considéré associé à l'approche (2) soit plus faible que pour celui associé à l'approche (3), l'erreur volumétrique y est plus importante. En calculant cette erreur volumétrique, la surface du DoD considérée comme significative semble être le paramètre qui influence davantage l'amplitude des marges d'erreur que la valeur même du seuil de détection. En effet, dans le DoD filtré avec l'approche (2), de nombreuses variations altimétriques de faible intensité augmentent considérablement la surface jugée significative, alors que la surface des changements fiables est réduite dans le DoD filtré avec l'approche (3). En considérant ces marges d'erreur, les résultats volumétriques issus du DoD filtré avec l'approche (2) sont plus discutables. Par exemple, l'amplitude de la marge d'erreur associée à la différence volumétrique nette ne nous permet pas de conclure de manière fiable que le bilan sédimentaire est positif. À l'inverse, concernant les résultats volumétriques issus du DoD filtré par l'approche (3), les marges d'erreur sont plus faibles et l'on peut ainsi conclure de manière beaucoup plus certaine qu'un bilan sédimentaire négatif résulte des changements considérés.

En prenant en compte seulement les changements qui ont 95 % de chance de ne pas être attribués à une erreur de mesure, ce niveau de seuillage peut paraître trop précautionneux. En revanche, il permet d'isoler avec fiabilité les évolutions morphologiques les plus significatives.

Les seuils de détection probabilistes sont calculés ici à partir des incertitudes invariables fournies par les propriétaires des données LiDAR. Ils sont donc appliqués de manière uniforme à l'ensemble de la surface des différents DoD . À partir des données LiDAR brutes, une estimation variable de cette incertitude pourrait être calculée et affinée selon des paramètres comme la pente, la densité de points et leur dispersion, ou encore la rugosité (Wheaton, 2008; Wheaton *et al.*, 2010). Par exemple, une incertitude réduite pourrait être calculée sur certains secteurs plats et non végétalisés comme la plage tidale. Cette incertitude, spatialement variable, serait selon les

surfaces, potentiellement plus faible que celles, uniformes, fournies pour les données LiDAR utilisées. Malheureusement ces données brutes ne sont pas disponibles. De plus, afin d'évaluer de manière quantitative l'efficacité des différentes approches, les résultats issus d'un *DoD*, sur lequel sont appliqués différents seuils de détections doivent être comparés aux résultats issus d'un *DoD* de même emprise, mais réalisé à partir de données d'une précision et d'une résolution supérieures. Malheureusement, de tels jeux de données sont rarement disponibles.

6.2.2 *Des différences notables entre les résultats bruts et filtrés*

Sur la cartographie brute des différences altimétriques, tous les pixels de la grille affichent une valeur d'évolution, alors que sur la cartographie sur laquelle est appliqué un seuil de détection, un nombre plus réduit de pixels est pris en compte. Selon les sites et les périodes analysés, entre 8 % et 25 % des pixels des rasters de différences affichent des changements significatifs ; les pixels restants montrent une évolution trop faible relativement à l'incertitude considérée des données. De larges secteurs connus pour leur stabilité, comme l'arrière-dune, sont laissés intentionnellement dans l'emprise d'analyse dans le but d'évaluer l'efficacité du seuil de détection. Pour cette raison les sites caractérisés par une large arrière-dune possèdent à juste titre les plus faibles scores de changements significatifs. À l'inverse, la plage tidale, le haut de plage, et la face de la dune bordière peuvent afficher des scores variables atteignant jusqu'à 71 %. Quant aux scores associés à l'arrière-dune, ils ne dépassent jamais 4 %.

Concernant les résultats volumétriques bruts par rapport à ceux filtrés, si l'on considère tous les sites en incluant tous les compartiments, ils sont toujours surestimés aussi bien dans le positif que dans le négatif. Le compartiment de l'arrière-dune intègre beaucoup de variations non significatives sur de larges surfaces qui vont peser lourdement dans les budgets sédimentaires bruts. Dans certains cas plus anecdotiques, le budget sédimentaire net s'inverse entre les résultats bruts et les résultats filtrés par le seuil probabiliste et le bilan sédimentaire positif devient alors négatif ou inversement.

6.2.3 *Certains mécanismes peuvent être masqués par un niveau de seuillage trop élevé*

La méthode de détection des changements géomorphologiques, se basant sur la soustraction de deux MNT, est la mieux adaptée aux environnements dont les changements potentiels sont importants relativement à l'incertitude des données utilisées (James *et al.*, 2012). Bien que le seuillage probabiliste associé à un intervalle de confiance à 95 % semble être l'approche la plus efficace pour filtrer le bruit inhérent aux données LiDAR, il peut être considéré trop précautionneux lorsqu'il est appliqué sur les plages sableuses. En effet, certains compartiments de la plage sont dominés par des mécanismes qui favorisent l'étalement d'une grande quantité de sable, mais sur une grande surface. Cette évolution morphologique induit des variations altimétriques trop faibles qui se situent souvent sous ce seuil de détection. Par exemple, sur une plage dont les mécanismes d'évolution morphologique sont dominés par des mouvements sédimentaires cross-shore, le sable érodé par une tempête au niveau du contact entre la plage et la dune est généralement transporté sur le bas de la plage sous l'effet d'un mécanisme d'ajustement du profil d'équilibre (Winant *et al.*, 1975; Wright & Short, 1984; Short, 1991; Cooper *et al.*, 2000). Les changements au pied de la dune bordière

peuvent apparaître comme étant significatifs, concentrés sur une bande étroite, avec des variations verticales supérieures au seuil de détection. Dans le même temps, un volume tout aussi important de sable peut être étalé horizontalement sur la large surface du bas de la plage. Il en résulte des variations verticales potentiellement trop faibles pour être détectées par un seuil de détection aussi élevé que celui utilisé dans les travaux présentés.

À titre d'exemple, sur une grande partie du nord des pays de Monts, le contact entre la plage et la dune est uniformément érodé dans le *DoD* représentant la période plus tempétueuse entre 2008 et 2010. Ce phénomène se traduit dans le *DoD* par une bande étroite de variations altimétriques négatives très significatives. Dans le même temps, l'ajustement du profil d'équilibre de la plage pourrait générer un léger rehaussement du bas de la plage. Or, aucun changement significatif n'est détecté sur la plage tidale du même secteur. Dans la mesure où les incertitudes des données LiDAR utilisées sont trop grandes, elles ne nous permettent pas de mesurer avec fiabilité ce réajustement qui pourrait se traduire par une faible surélévation d'une partie de la plage sur une grande surface.

Un autre exemple concerne les évolutions morphologiques des estrans de la Baie de Bourgneuf. Bien que la surface totale du *DoD* soit très grande, seul environ 1,5 % des estrans montrent des changements altimétriques supérieurs au seuil de détection. Ce ratio est similaire entre les estrans au nord du Passage du Gois et ceux du versant sud de la baie. Malgré ce faible taux, on a pu conclure avec certitude à un comblement de la Baie de Bourgneuf entre 2008 et 2010 à partir des bilans sédimentaires. Cependant, alors que la part de l'érosion et des dépôts dans le bilan net reste nettement en faveur des dépôts pour les estrans au nord du Gois, on observe aussi bien dans les résultats bruts que dans les résultats filtrés que ce ratio évolue fortement dans le versant sud de la baie. Dans ce secteur, l'accrétion et l'érosion représentent respectivement 52 % et 48 % du bilan sédimentaire brut. Après avoir appliqué le seuil de détection, l'accrétion et l'érosion représentent désormais respectivement 82 % et 18 % du bilan sédimentaire filtré. Contrairement aux estrans au nord du Gois, une partie importante de l'érosion, dont les valeurs sont trop incertaines, est donc exclue de l'analyse comparativement aux dépôts. Cette différence notable de l'effet du seuil de détection probabiliste sur les résultats de part et d'autre du Passage du Gois met en lumière des mécanismes d'évolution morphologique différents entre les deux versants de la Baie de Bourgneuf. Or, cet exemple révèle aussi les limites de l'utilisation du LiDAR pour mesurer les évolutions morphologiques des vasières littorales. Il apparaît donc difficile d'estimer un taux de sédimentation de la Baie de Bourgneuf, d'autant plus que seuls deux levés espacés de deux années sont utilisés. En effet, les processus de sédimentation de ces environnements macro-tidaux génèrent des dépôts de faible épaisseur, sur les grandes surfaces intertidales qui les caractérisent, dont les rythmes sont souvent lents et complexes à appréhender (Tessier *et al.*, 2012).

Pour conclure, la prise en compte des incertitudes à travers un seuil de détection fiable est une méthode efficace pour filtrer avec succès le bruit inhérent aux mesures LiDAR se traduisant par de faibles variations altimétriques. Il en résulte une visualisation plus claire des évolutions morphologiques les plus marquantes, et les budgets sédimentaires sont affinés. Cependant, en étant trop précautionneux, ce seuil peut aussi masquer une partie des mécanismes spécifiques aux plages sableuses ou aux vasières littorales. Ces environnements meubles, caractérisés par un faible relief, peuvent malgré tout être le théâtre de mouvements sédimentaires impliquant un volume conséquent de sable. Cependant, ces mouvements sédimentaires volumineux se traduisent souvent

par un léger ajustement de niveau, rapporté sur une grande surface, qu'il est difficile de distinguer des faibles variations altimétriques liées à l'erreur aléatoire des mesures LiDAR.

6.3 La temporalité des mécanismes de réponse des plages par rapport à la résolution temporelle des mesures

Les processus de restauration d'un système plage-dune commencent peu de temps après une tempête, on peut observer certains mécanismes qui en découlent dans les jours qui suivent (Wang *et al.*, 2006). Ces processus peuvent durer tant qu'une nouvelle tempête impacte le système, ou jusqu'à atteindre un nouvel état d'équilibre (Woodroffe, 2007; Suanez *et al.*, 2012a; Houser *et al.*, 2015). En l'occurrence, les campagnes LiDAR de 2008 et 2010 ont été levées 3 mois et 6 mois, respectivement, après les tempêtes Johanna et Xynthia. Pendant ces quelques mois, certains mécanismes de restauration des systèmes plage-dune sont probablement déjà visibles. Par conséquent, l'impact de ces deux tempêtes majeures est sans doute sous-estimé dans l'analyse géomorphologique des MNT pendant cette période. La seconde période est une phase plus favorable à la restauration du système plage-dune après une période davantage tempétueuse. Elle est appréhendée en comparant deux jeux de données LiDAR collectés à trois ans d'intervalle à la même saison : à la fin des étés 2010 et 2013. Cette période n'est pas exempte de tempêtes hivernales. La tempête Joachim de décembre 2011 a certainement eu un impact, bien que relatif, accompagné d'une résilience rapide du système plage-dune. Ainsi, entre la campagne LiDAR de 2010, dont la morphologie des plages est encore marquée en fin d'été par de violentes tempêtes passées, et la campagne LiDAR de 2013, où les formes sont plus adoucies, les sites étudiés semblent s'être globalement restaurés en l'espace de trois ans. Deux raisons soutiennent cette hypothèse : (i) sur cette période, les budgets sédimentaires des systèmes plage-dune sont tous excédentaires, (ii) le déplacement vers la mer du pied de dune pendant cette période atteint globalement des amplitudes plus importantes que sa mobilité dans n'importe quelle direction de la première période. Ce dernier phénomène est le résultat de la construction de dunes embryonnaires, notamment dans un espace potentiellement créé par l'érosion de la dune bordière.

Les campagnes LiDAR aéroportées représentent un coût non négligeable et de ce fait sont sporadiquement collectées. Ce type de donnée fournit un état instantané (*snapshot*) de la plage au moment de la campagne (Woolard & Colby, 2002; Pye & Blott, 2016). La morphologie de la plage au moment de la campagne est fortement influencée par une combinaison de processus qui interviennent sur la plage aussi bien à court terme qu'à long terme (Cowell & Thom, 1995). En comparant deux MNT représentant une plage à deux dates différentes, on met en lumière des évolutions morphologiques qui sont le résultat cumulé de processus différents opérant à différentes échelles spatio-temporelles. Il devient alors très difficile d'identifier la contribution d'un événement isolé ou d'une séquence de tempête, ainsi que de leurs propres mécanismes de restauration associés, sur l'évolution à long terme de la plage, depuis l'échelle saisonnière à l'échelle d'oscillations climatiques (Lee *et al.*, 1998; Ranasinghe *et al.*, 2004; Scott *et al.*, 2016; Castelle *et al.*, 2017, 2018). En l'occurrence, dans les travaux présentés ici, l'interprétation de l'évolution des systèmes plage-dune est rendue difficile à cause de la faible résolution temporelle de la série temporelle des données LiDAR, et de la fréquence irrégulière à laquelle les campagnes ont été effectuées. Afin de mieux comprendre les changements morphologiques des systèmes plage-dune, de l'échelle de l'événement à celle d'une

évolution plus longue, un *snapshot* de la topographie du système doit être effectué dans le cadre d'un suivi régulier et à long terme (Andrews *et al.* 2002; Woolard & Colby, 2002), voire permanent, avec une campagne au moins deux fois par an (Pye & Blott, 2016).

De nouvelles méthodes développées récemment, comme celles utilisant la technologie radar (Bell *et al.*, 2016; Bird *et al.*, 2017), ou les drones dans la mesure où les conditions météorologiques l'autorisent (Mancini *et al.*, 2013; Gonçalves & Henriques, 2015; Turner *et al.*, 2016; Cook, 2017), permettent d'effectuer des mesures répétées avec une haute résolution temporelle et une précision suffisante, voire supérieure au LiDAR, pour suivre et quantifier les évolutions morphologiques. Bien que les surfaces couvertes ne soient pas aussi étendues que celles généralement mesurées par le LiDAR aéroporté, ces méthodes semblent complémentaires à des campagnes LiDAR effectuées sporadiquement.

Conclusion du chapitre

Au travers de ce chapitre, une méthode reproductible et fiable est proposée pour le suivi des dynamiques côtières à partir de données LiDAR. La procédure d'extraction du pied et de la crête de la dune s'est révélée efficace sur les trois plages proposées en dépit des différences morphologiques. L'analyse de la mobilité de ces indicateurs morphologiques a permis de mettre en lumière l'intérêt d'appréhender le trait de côte et le contact plage-dune en prenant en compte de manière combinée sa dimension horizontale et verticale. En outre, le seuillage de la détection des évolutions géomorphologiques avec un intervalle de confiance à 95 % a permis de se débarrasser du bruit inhérent aux données LiDAR aéroportées. Ainsi, la cartographie des différences altimétriques et le calcul des budgets sédimentaires sont affinés et plus fiables. Cependant, certains mécanismes peuvent être en partie occultés par cette méthode précautionneuse, comme l'étalement d'un volume important de sédiment sur les grandes surfaces intertidales. En effet, les évolutions altimétriques qui se trouvent en dessous du seuil de détection peuvent très bien être réelles, mais elles sont simplement trop faibles pour être prises en compte de manière fiable compte tenu de la précision des données utilisées. Par conséquent, il apparaît difficile d'estimer un budget sédimentaire pertinent des estrans de la Baie de Bourgneuf. En revanche, l'érosion du contact plage dune et la construction d'une dune embryonnaire sont bien détectées sur les plages.

En raison de la résolution temporelle du jeu de données LiDAR, l'interprétation de la réponse des plages doit être effectuée avec prudence. La variabilité des évolutions observées peut néanmoins être expliquée par l'orientation des plages et la disponibilité du stock sédimentaire. Sur les plages des pays de Monts, la perspective d'intégrer les profils de plages effectués deux fois par an sur la période analysée pourrait permettre d'affiner l'interprétation des résultats.

En complétant les analyses du trait de côte effectuées à une échelle spatio-temporelle plus large, ce chapitre a permis d'actualiser la connaissance des dynamiques de ce littoral notamment dans un contexte post-Xynthia. Ainsi, les mécanismes de résilience des plages semblent avoir largement gommé les stigmates de la tempête avant le début de l'hiver 2013-2014. De nouvelles données LiDAR acquises en 2015 et 2017 pourraient permettre de poursuivre ces analyses.

En se focalisant sur les surfaces émergées et avec une résolution spatiale fine, cette analyse révèle aussi la complexité des flux sédimentaires qui traversent les différentes unités morphologiques du système. Ainsi, afin de comprendre les processus qui pourraient influencer ces dynamiques, il apparaît nécessaire de s'affranchir de l'observation pour modéliser le fonctionnement du système sédimentaire. Le but des chapitres suivant est donc de mettre en place un modèle hydro-sédimentaire qui pourrait synthétiser et d'appréhender les mécanismes les plus importants qui contrôleraient ces flux.

Chapitre 3

Mesures et modélisation de la marée, des vagues et des flux sédimentaires

Introduction

La modélisation est un outil performant pour comprendre pourquoi la côte change et ainsi estimer comment elle pourrait évoluer dans le futur. Trois types de modèles sont utilisés pour comprendre les littoraux selon les objectifs et les contraintes (Woodroffe, 2003). Les modèles «physiques» d'expérimentation en laboratoire permettent de reproduire, souvent à une échelle réduite dans des bassins de houle, des processus difficilement mesurables sur le terrain (Sous *et al.*, 2013). Les modèles conceptuels synthétisent des mécanismes et des réponses morphologiques à partir d'observations pour déterminer des règles et des théories d'évolution des systèmes (FitzGerald *et al.* 2000). Enfin, les modèles mathématiques se basent sur la mise en équation de processus côtiers. Ces derniers sont utiles pour appréhender certains mécanismes qui sont trop complexes pour être évalués de manière expérimentale (Lakhan & Trenhaile, 1989). Ainsi, la mise en équation des processus côtiers peut être empirique pour isoler certaines relation et déterminer un mécanisme d'évolution (Bruun, 1962; O'Brien, 1969). Avec le progrès des méthodes de résolution numériques, plusieurs équations peuvent désormais interagir sur un domaine de calcul représentant les zones côtières en trois dimensions (Castelle, 2012). Ces modèles sont notamment capables de simuler les interactions entre les courants, la propagation des vagues et le transport sédimentaire. Ces derniers permettent ainsi d'évaluer la sensibilité des variables prises en compte en effectuant plusieurs simulations avec des conditions aux limites différentes. Ce genre d'expérimentation est rarement possible sur le terrain. En outre, la mise en place de ce type de modèle nécessite la collecte de données bathymétriques et de forçages pour représenter fidèlement les spécificités du secteur étudié. Néanmoins, le domaine de calcul doit rester une représentation simplifiée du système modélisé pour limiter les temps de calcul. Enfin, il faut garder à l'esprit que le caractère stochastique et non linéaire des processus simulés rend extrêmement difficile des prédictions précises sur l'évolution des systèmes côtiers (Castelle, 2012).

Dans le cadre de ces travaux de thèse, nous proposons d'utiliser un modèle numérique 2DH. Nous faisons donc l'hypothèse que la vitesse des courants dans la colonne d'eau est relativement homogène dans les environnements peu profonds du secteur étudié. Comparativement aux modèles numériques 3D, cette approche permet de simuler les courants moyens induits par les vagues et la marée avec des temps de calcul plus raisonnables. Le modèle permet ainsi de simuler la propagation des vagues depuis le large jusqu'à la rive en tenant compte des courants et des niveaux

de marée. À partir des simulations hydrodynamiques, nous pouvons calculer les flux sédimentaires sur le même domaine de calcul. En revanche, les flux sédimentaires calculés n'influencent pas en retour la bathymétrie. Afin d'évaluer la sensibilité des processus côtiers évoqués, la stratégie de modélisation adoptée vise à tester différentes conditions aux frontières du modèle. Nous proposons donc de simuler des scénarios théoriques à l'échelle d'un ou de plusieurs cycles de marée.

Le modèle Mike 21 développé par DHI (Danish Hydraulic Institute) a été choisi pour effectuer ces simulations. Ce modèle a en effet l'avantage de proposer une interface logicielle qui permet une rapidité d'exécution favorable à la configuration de nombreux tests et scénarios. De plus, les processus pris en compte dans le modèle et la configuration possible des paramètres des simulations sont adaptés aux objectifs de cette thèse de géographie. Enfin, Mike 21 est un modèle qui a fait ses preuves depuis de plusieurs années à la fois en ingénierie côtière et dans la communauté scientifique (Johnson & Kofoed-Hansen, 2000; Ranasinghe, Larson & Savioli, 2010; Waeles *et al.*, 2016).

Ce chapitre s'organise en deux temps. Une première partie présente les données nécessaires à la mise en place du modèle. Les données disponibles et celles acquises en complément dans le cadre de ces recherches sont détaillées. Une seconde partie présente le modèle Mike 21 et les trois modules utilisés. La stratégie et la calibration du modèle sont exposées pour la simulation de la marée, la simulation des vagues et le calcul des flux sédimentaires.

1. Inventaire des données nécessaires à la mise en place du modèle hydro-sédimentaire

1.1 Les données topo-bathymétriques : la difficulté d'obtenir un continuum terre-mer

Pour comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire, il est nécessaire d'acquérir des données bathymétriques et topographiques de qualité afin d'obtenir une représentation en trois dimensions des formes actuelles du système étudié qui servira lors de la modélisation. Une bonne résolution est indispensable dans certains secteurs, notamment là où se produisent des phénomènes physiques complexes, comme dans le Goulet de Fromentine, ou encore autour du Passage du Gois.

Le recensement des données ou des campagnes réalisées doit rassembler toutes ces données topo-bathymétriques afin de représenter d'une part les formes submergées, et d'autre part les frontières hautes du système susceptible d'être submergées lors de niveaux extrêmes. Toutefois, il est souvent difficile d'obtenir une continuité entre les mesures terrestres et sous-marines, dans la zone de déferlement, car le bateau ne peut pas toujours s'approcher trop près de la côte. Pour notre secteur d'étude, soumis à un régime macro-tidal, à marée haute et dans des conditions de mer calme, un bateau de faible tirant d'eau pourrait s'approcher assez proche du rivage. Puis, à marée basse, il pourrait procéder aux relevés terrestres au plus bas sur l'estran permettant ainsi d'obtenir la continuité des mesures topographiques et bathymétriques, du moins dans certains secteurs. Or, plusieurs études ont démontré l'importance des processus hydrodynamiques et sédimentaires qui

ont lieu dans l'avant-plage et la zone de déferlement des vagues (Wright & Short, 1984; Hoefel & Elgar, 2003; Stive & Reniers, 2003). En effet, une bonne connaissance du stock sédimentaire présent dans l'avant-plage est parfois essentielle pour comprendre les processus de développement des plages et des dunes (Houser, 2009). À ce jour, certains phénomènes physiques font encore l'objet de recherches actives comme l'effet des ondes infra-gravitaires sur les dynamiques de la zone côtière, ou sur leur rôle dans l'érosion ou la rupture de cordons dunaires (Sheremet *et al.*, 2014; Bertin & Olabarrieta, 2016; Baumann *et al.*, 2017; Bertin *et al.*, 2018).

Ainsi, pour pallier au manque de données, de nouvelles méthodes de télédétection se sont développées afin de mesurer la bathymétrie des petits fonds. Outre le fait qu'elles soient plus rapides que les campagnes classiques en mer, le LiDAR bathymétrique couplé au LiDAR terrestre permet d'obtenir le continuum terre-mer à haute résolution. Cette technique est actuellement testée sur le secteur du Pays de Monts et fera l'objet de futures publications. Il existe cependant d'autres méthodes de télédétection utilisant la technologie radar, l'imagerie vidéo, ou encore des images satellites, qui ont montré leur efficacité (Bell, 1999; Stockdon & Holman, 2000; Lafon *et al.*, 2002; Aarninkhof, Ruessink & Roelvink, 2005; Wilson *et al.*, 2014; Pacheco *et al.*, 2015; Bergsma *et al.*, 2016).

1.1.1 Les données disponibles

Les données bathymétriques sur le secteur d'étude sont de sources diverses et parfois lacunaires. Le SHOM présente quatre dalles (carreaux 14 572, 14 573, 14 562, 1461) qui permettent d'avoir un semi de points d'une densité variable entre le large, Quiberon et la Tranche-sur-mer. Cependant, il existe localement une discontinuité dans les données qui apparaît aux abords de la façade maritime de Noirmoutier (figure 56).

Afin de combler ces discontinuités, nous avons collecté :

- des levés bathymétriques réalisés par petits fonds aux alentours des plages de l'Épine et des Eloux. Ils ont été effectués au sondeur mono-faisceau dans le cadre d'une étude de danger réalisée par DHI en 2015.
- des levés, réalisés par l'Haliotis (IFREMER-GENAVIR) au large de Noirmoutier, en 2012 et en 2013, ont aussi été utilisés. Cette campagne au sondeur multi-faisceau s'inscrit dans le cadre de travaux menés par le laboratoire LETG-Nantes.
- des sondes de la carte marine 7394 du SHOM ont été numérisées pour combler les secteurs restants non couverts. Leur densité est en revanche plus faible.

De même, le Conseil Général de Vendée conduit régulièrement des campagnes de mesures bathymétriques dans le cadre de l'entretien du chenal de navigation du Goulet de Fromentine. En janvier 2011, le bureau Astérie a réalisé une de ces campagnes. Celle-ci couvre une zone étendue qui prend en compte une partie du delta de jusant avec une bonne densité de point (un point tous les 3 m sur des transects espacés de 50 m proches de la côte, et de 200 m plus au large).

En ce qui concerne la zone de l'estuaire de la Loire qui s'étend jusqu'à Nantes, les données topo-bathymétriques sont issues du MNT-Unifié réalisé par le GIP Loire-Estuaire. Les berges et le fond de l'estuaire sont ainsi bien représentés.

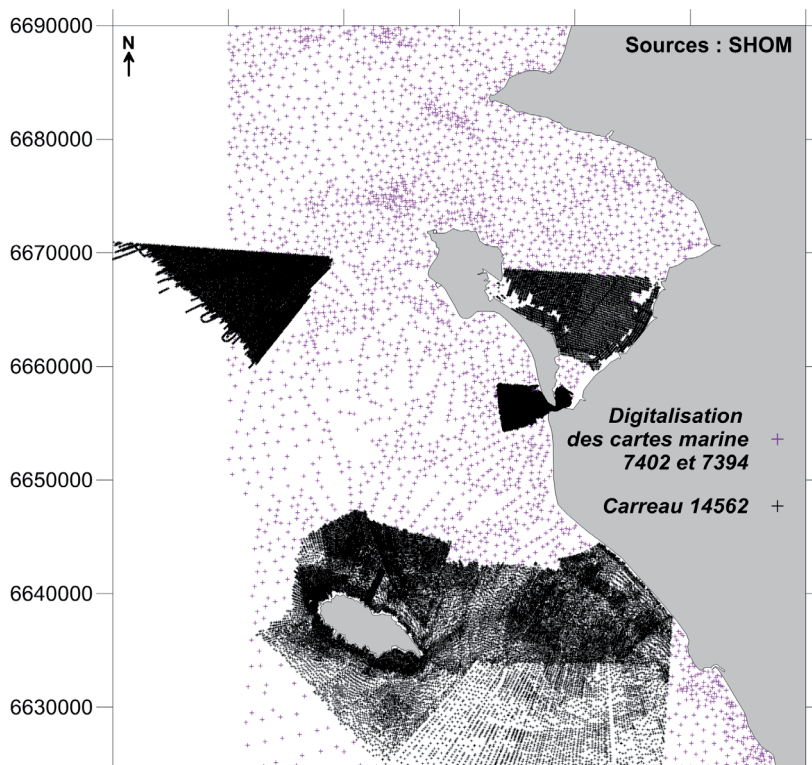


Figure 56 : La densité variable des sondes du SHOM dans le secteur.

Entre la pointe Saint-Gildas et Saint-Gilles-Croix-de-Vie, il existe des données LiDAR issues de la campagne IGN Litto-3D de 2010 qui ont été utilisées pour tenter d'établir une continuité entre les petits fonds, les plages, et les ouvrages. Cette campagne réalisée à un niveau de marée assez bas représente une grande partie des estrans de la zone d'étude. D'ailleurs, dans certains secteurs comme celui du Goulet de Fromentine, les données bathymétriques et les données LiDAR se recoupent sur une partie du delta de jusant. De même, le

Passage du Gois et les estrans du versant sud de la Baie de Bourgneuf sont aussi bien représentés dans ce jeu de données LiDAR alors que la mesure par bateau est quasi impossible sur ce secteur. Par conséquent, aucune donnée précise et actualisée n'existe à notre connaissance sur la profondeur des principaux chenaux toujours en eau qui serpentent au travers du sud de la Baie de Bourgneuf et le long du Passage du Gois

1.1.2 Acquisition de données complémentaires au sondeur mono-faisceau

1.1.2.1 Contexte des deux campagnes bathymétriques

Deux campagnes bathymétriques ont été réalisées en utilisant les ressources matérielles et humaines de l'IGARUN et du laboratoire LETG.

1.1.2.1.1 La campagne bathymétrique de l'OLPM (2013)

La première a été réalisée pendant plusieurs jours entre juin et septembre 2013 avec l'appui technique du bureau d'étude CREOCEAN, avant le début des travaux de recherche présentés dans ce manuscrit. Cette campagne réalisée dans le cadre de l'Observatoire du Littoral des Pays de Monts avait pour objectif de mieux appréhender les dynamiques côtières tout en procédant à des prélèvements de sédiments ainsi qu'à des mesures sismiques pour connaître la nature et le stock sédimentaire en présence. Ces levés ont été effectués sur les petits fonds de l'ensemble de la cellule sédimentaire situés entre le Goulet de Fromentine et la Corniche Vendéenne, entre les isobathes 0 et 5 m CM.

1.1.2.1.2 La campagne bathymétrique des Sableaux (2014)

La seconde campagne a été réalisée sur une zone qui s'étend au large de la plage des Sableaux, entre le port de Noirmoutier-en-l'Île et l'extrémité du Bois de la Chaise. Les relevés bathymétriques ont été effectués les 14 et 15 juillet 2014, en parallèle à des mesures sismiques menées dans le cadre d'un projet du laboratoire LETG.

Pour ces deux campagnes, le matériel et la méthodologie présentée ci-dessous sont identiques.

1.1.2.2 Matériel et acquisition

La vedette de l'IGARUN est équipée d'un sondeur mono-faisceau Hydrotrac (Odom Hydrographic Systems) avec un transducteur qui émet une onde acoustique de 200 kHz. La hauteur d'eau est ainsi mesurée avec une précision centimétrique dès lors que le sondeur a été étalonné. Un GPS Leica Viva GS 10 a aussi été utilisé pour le positionnement du bateau (en XY). Ce dernier reçoit les corrections de son positionnement en temps réel (RTK), via les signaux GNSS des stations du réseau Orphéon, pour atteindre une précision de ± 2 cm. Les valeurs altimétriques (Z) du GPS permettent de déduire la marée qui sera soustraite lors du traitement des sondes.

Les campagnes ont été effectuées en suivant le tracé de profils élaborés dans un projet préalablement préparé avec le logiciel Hypack (v. 2012). En effet, ces profils préétablis servent à définir la trajectoire à suivre lors de la navigation qui se fait à vitesse réduite pour limiter le bruit lors de l'acquisition ou encore éviter le «décrochement» du sondeur.

Pour la campagne du secteur de l'OLPM, les profils mesurés sont perpendiculaires au trait de côte. Compris entre les isobathes 0 et 5 m CM, ils sont distants les uns des autres de 250 m. À ces

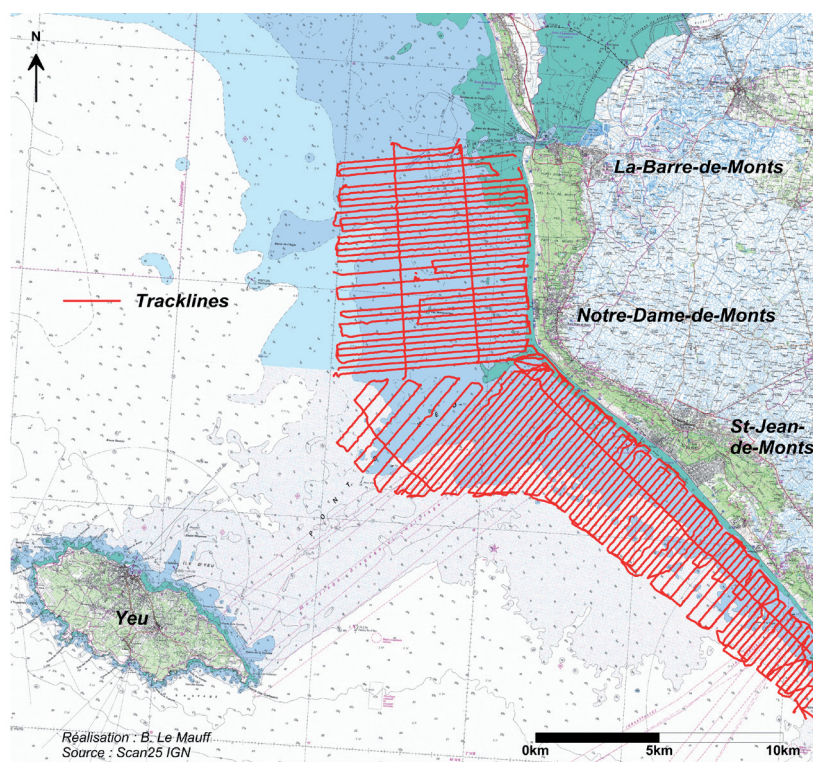


Figure 57 : Tracé des mesures acquises avec une correction RTK stable pendant la campagne bathymétrique de l'OLPM (été 2013).

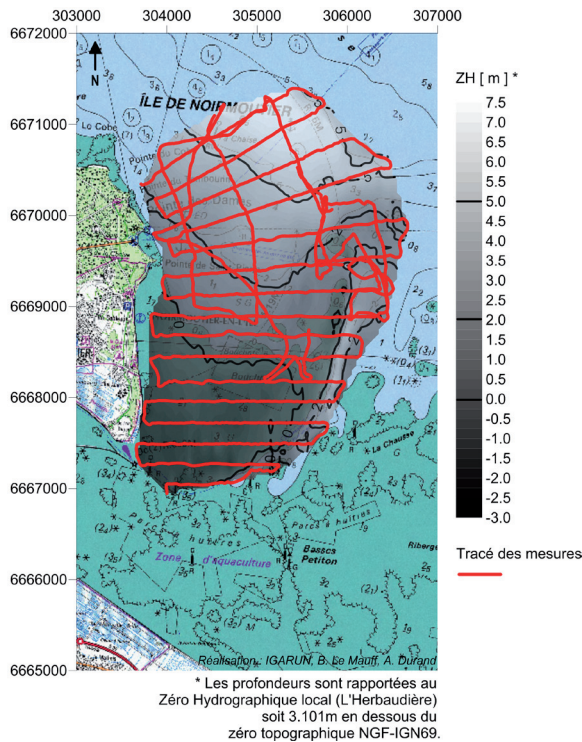


Figure 58 : tracé des mesures acquises avec une correction RTK stable pendant la campagne bathymétrique des Sableaux (juillet 2014).

opérateurs, des pertes de signal peuvent être récurrentes. Pour autant, la majeure partie des sondes a été acquise avec des corrections en temps réel stables (environ 95 % des sondes). La seconde étape a consisté à filtrer les sondes, car les profils bruts se présentent sous une forme très «bruitée» avec de nombreux pics dont certains s'écartent de plusieurs mètres du profil moyen. De même, les artefacts identifiés visuellement et attribués par exemple à la présence de poissons ou d'algues sont aussi supprimés. Un filtre est enfin appliqué pour supprimer les sondes qui sont situées en dehors d'une limite définie selon deux paramètres personnalisables («limite de pic» et «pas de fenêtre»).

De plus, la haute fréquence du transducteur, combinée à la vitesse lente du bateau au moment de l'acquisition, engendre une densité de point très importante sur le linéaire du profil (une sonde tous les 10 à 15 cm environ). Afin de réduire la taille des fichiers et les temps de calcul, une sélection de sondes a été appliquée et elle se base sur une sélection à intervalles réguliers.

profils perpendiculaires, s'ajoutent trois profils longitudinaux utilisés notamment pour vérifier les points de sondes aux croisements. Au total, un linéaire de plus de 700 km a ainsi été mesuré (figure 57).

En ce qui concerne la campagne des Sableaux, les profils sont espacés en moyenne de 200 m et un linéaire de 65 km a été mesuré (figure 58).

1.1.2.3 Traitement

Il existe plusieurs étapes dans le traitement de la donnée acquise à commencer par la prise en main du logiciel Hypack (v. 2012). La première étape consiste à ne conserver que les sondes acquises avec une correction RTK stable. En effet, la communication entre le réseau de stations qui transmet les corrections en temps réel et le récepteur du GPS s'effectue par le réseau téléphonique classique. À cause d'une couverture qui se dégrade avec l'éloignement en mer selon les

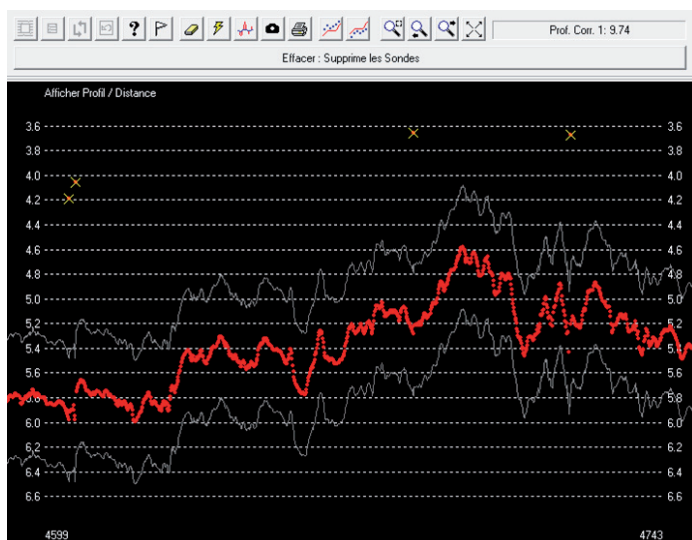


Figure 59 : Capture d'écran du logiciel Hypack qui illustre le nettoyage d'un profil : les sondes marquées d'une croix jaune sont supprimées des mesures.

Les corrections en temps réel fournies par le GPS permettent de prendre en compte les variations du plan d'eau pendant l'acquisition. Par conséquent, les données produites à partir des épaisseurs d'eau mesurées ne nécessitent aucune correction. Les épaisseurs d'eau mesurées sont calées en temps réel par rapport au niveau de la marée en fonction du référentiel altimétrique choisi.

Les données sont traitées profil par profil, elles sont ensuite compilées dans un seul fichier pour constituer un nuage de point non structuré.

1.1.3 Fiabilité des données du SHOM par rapport aux données acquises

Les données acquises au large des pays de Monts par LETG ont été comparées aux données du SHOM afin d'évaluer la cohérence des MNT respectifs. Sur l'emprise de la campagne bathymétrique, les données du SHOM disponibles sont composées d'une part des sondes du carreau n° 14562 au sud du Pont d'Yeu, et des sondes numérisées sur la carte marine 7394 pour le Pont d'Yeu et au nord de celui-ci.

Les deux MNT qui ont été construits à partir des deux sources respectives ont une résolution de 250 m. La comparaison des deux MNT révèle des variations importantes pour lesquelles nous tenterons d'apporter des éléments de réponse (figure 60). En dehors de ces variations, on découvre aussi une asymétrie nette entre un secteur nord qui recouvre le Pont d'Yeu et le nord des pays de Monts et un secteur sud qui s'étend du sud des pays de Monts jusqu'à la Corniche Vendéenne. Les évolutions les plus importantes se situent sans surprise au niveau du Goulet de Fromentine. En revanche, on retrouve paradoxalement une forte érosion sur des secteurs rocheux tels que le banc des Marguerites et la Basse de l'Aigle au SW du Goulet, le Pont d'Yeu ou encore le pied de la Corniche Vendéenne. Or, lorsque l'on compare les résultats issus de la campagne de prélèvements de sédiments de l'été 2013 à la carte de Vanney de 1970, ces secteurs sont supposés demeurer dépourvus de sédiments meubles. On constate par ailleurs que les évolutions du secteur sud sont davantage dominées par des dépôts.

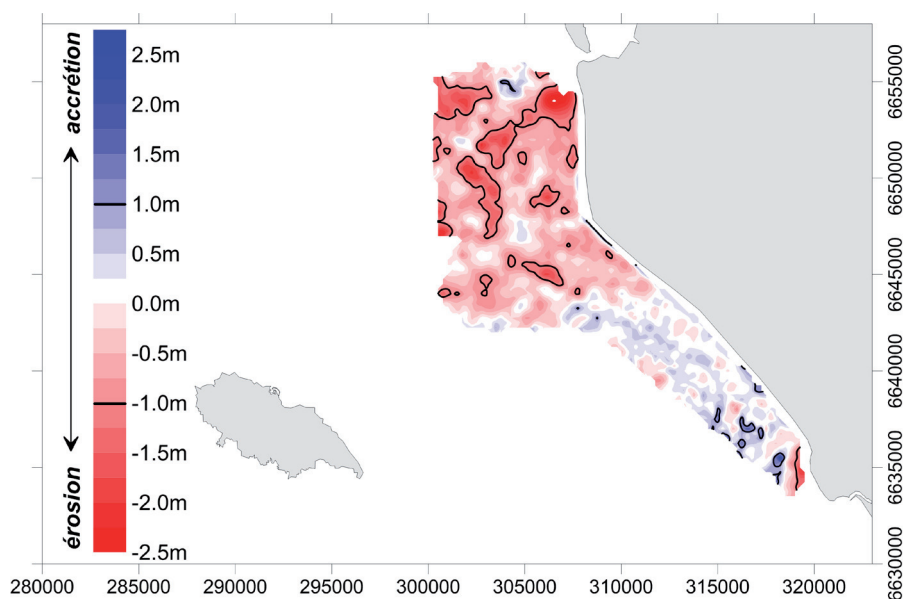


Figure 60 : comparaison entre les données du SHOM et la campagne bathymétrique de l'OLPM

Deux raisons peuvent expliquer ces évolutions :

D’abord, l’origine des renseignements hydrographiques disponibles sur la carte marine révèle que le secteur nord, qui coïncide avec les sondes numérisées, correspond à des sondes datant de 1821-1822 et de 1866-1893, donc anciennes (figure 61). Ces dates qui correspondent aux campagnes hydrographiques effectuées par les ingénieurs de la marine, notamment sous la supervision de M. Beautemps-Beaupré, ont servi à construire les Cartes Particulières des Côtes de France. Ces dernières ont été utilisées pour reconstruire l’évolution du système sédimentaire étudié depuis deux siècles (Bernier & Gruet, 2011; CREOCEAN, 2011; Coquet, 2013). D’après le Guide du Navigateur édité par le SHOM, les campagnes effectuées pendant ces périodes correspondent à des «levés de reconnaissance au plomb» et des «sondages au plomb» avec un «moyen de positionnement optique en vue de terre». Les techniques utilisées à cette époque et le vieillissement potentiel des renseignements hydrographiques fournis par la carte nous permettent «d’apprécier le degré de confiance que l’on peut leur accorder» (SHOM, 2012). En effet, alors que la précision altimétrique est estimée à 1 m, la précision du positionnement avoisine quant à elle 10 à 20 m (Bertin, 2005). Heureusement depuis 1945, les progrès technologiques ont grandement amélioré la fiabilité des mesures et du positionnement. Pour ces raisons, nous accordons une plus grande importance aux évolutions du secteur sud avec des petits fonds sableux de l’avant-plage qui s’y seraient apparemment exhaussés depuis une cinquantaine d’années.

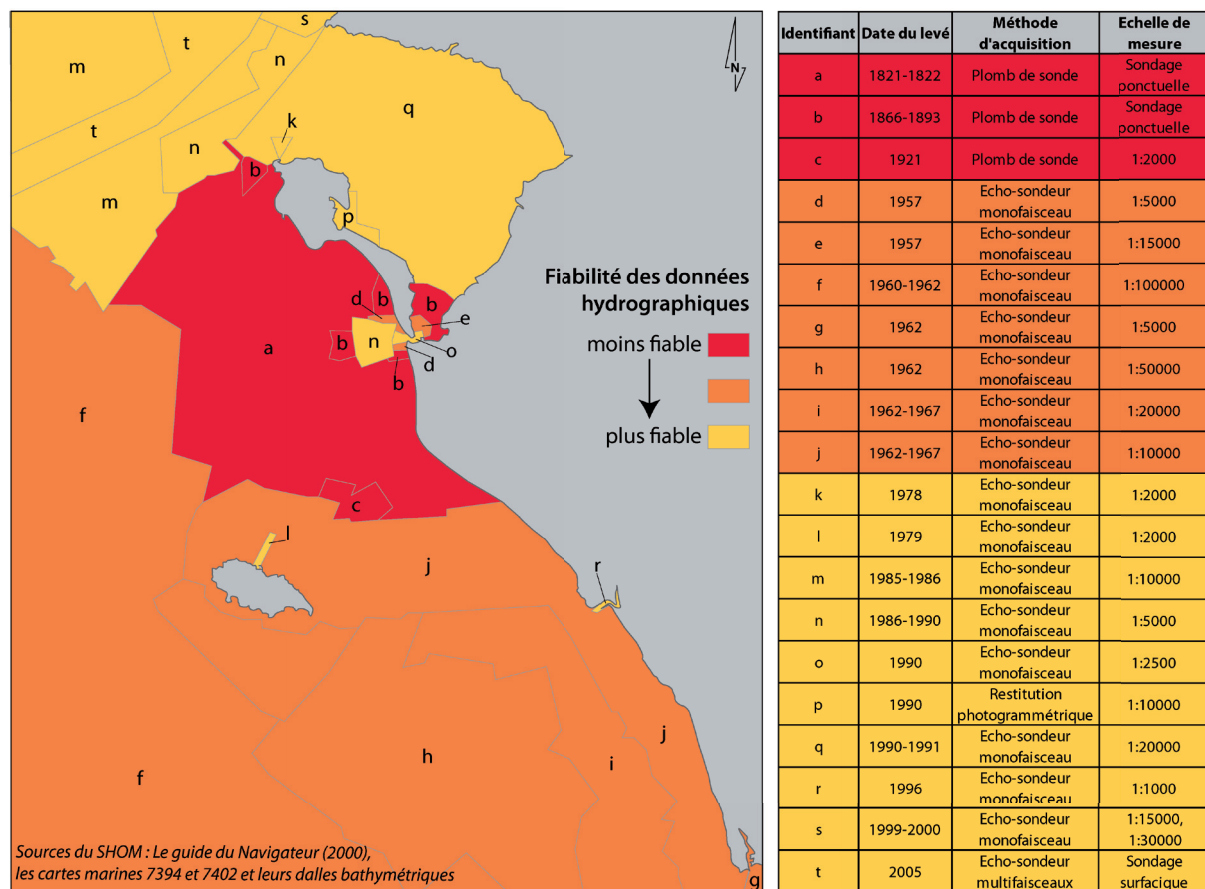


Figure 61 : Informations sur les données hydrographiques du SHOM de la Pointe Saint-Gildas aux Sables d’Olonne.

Ensuite et en réalité, ce qui a prévalu pour le SHOM, c'est le principe de précaution qui est appliqué dans le traitement des données bathymétriques. Les ingénieurs hydrographes privilégient donc les sondes les moins profondes afin de garantir la sécurité de la navigation. De ce fait, le fond marin est donc potentiellement moins profond dans les cartes marines qu'il ne l'est en réalité. Ce constat pourrait expliquer l'amplification de l'érosion obtenue lorsque l'on compare ces données à celles acquises lors de la campagne de 2013.

1.1.4 L'estimation de la profondeur du chenal adjacent au Gois

La synthèse des données bathymétriques disponibles a mis en évidence l'absence de données, notamment pour celles qui concernent la profondeur du chenal bordant la rive sud de la chaussée du Gois. Or, une bonne représentation en trois dimensions de ce secteur clé est nécessaire pour la calibration du modèle hydrodynamique et l'analyse des processus hydro-sédimentaires.

En effet, les faibles profondeurs dans la zone du Gois rendent très difficile l'accès d'un bateau équipé pour des mesures bathymétriques de haute précision. Or, comme nous l'indiquions plus haut, la profondeur du chenal est une information importante, notamment pour la construction d'un modèle hydrodynamique. Si aucune profondeur n'est spécifiée, la profondeur du chenal serait interpolée au niveau des estrans les plus proches où des données sont disponibles. C'est la raison pour laquelle un kayak a été équipé d'un sondeur de pêche (LOWRANCE Elite-3x), associé à un GPS, permettant ainsi d'estimer la position de l'embarcation et la hauteur d'eau instantanée sous cette dernière (figure 62).



Figure 62 : Benoît Waeles navigue sur le kayak équipé du sondeur de pêche lors des phases de tests le 16 avril 2015.

En prenant en compte le niveau de marée au moment des mesures, une profondeur moyenne de -3 m NGF est estimée au fond du chenal. Compte tenu de l'approximation des résultats induit par le caractère expérimental du protocole de mesure, plusieurs tests de sensibilité ont été réalisés en faisant varier cette profondeur de plus ou moins 1 m pendant la phase de calibration du modèle hydrodynamique. Les tests n'ont pas révélé de variations significatives pour la validation du modèle dans le secteur du Passage du Gois. Par conséquent, cette profondeur de -3 m NGF est paramétrée dans le modèle de manière linéaire au milieu du chenal.

1.1.5 Harmonisation des données

Les données topographiques et bathymétriques sont harmonisées dans un référentiel cartographique et altimétrique commun.

Le cas échéant, les données sont converties pour être projetées en Lambert 93, car cette projection cartographique permet une bonne conservation des formes et des surfaces avec une altération linéaire faible.

Le zéro hydrographique des données bathymétriques se base sur le niveau des plus basses mers astronomiques et ce référentiel varie d'un port à l'autre en fonction des variations de l'amplitude de la marée. Ainsi, il y a un décalage entre le zéro de la dalle n° 14573 du SHOM, dont le port de référence est celui de Concarneau, et celui de la dalle n° 14562 dont le port de référence est celui des Sables-d'Olonne. C'est la raison pour laquelle et afin de rendre l'ensemble des données interoperables, ces dernières sont calées par rapport au Nivellement Général de la France métropolitaine (NGF - IGN 69) grâce aux informations des Références Altimétriques Maritimes (SHOM, 2014a).

1.2 Les données de niveaux d'eau et de courant : des données lacunaires pour représenter la propagation de la marée dans la Baie de Bourgneuf

1.2.1 Les niveaux d'eau à l'extérieur de la Baie de Bourgneuf

1.2.1.1 La marée astronomique et mesurée par le SHOM

Le SHOM est l'institution référente en matière de niveaux d'eau sur l'ensemble des côtes françaises. Sur les plateformes de diffusion dédiées à cette institution, il est possible de télécharger les horaires et les niveaux théoriques de la marée astronomique, calculés à partir de la méthode harmonique, de plusieurs sites, correspondant à des points de mesure actifs ou inactifs. Dans une première approche de calibration en niveaux d'eau du modèle de marée, plusieurs stations de référence sont disponibles pour notre secteur d'étude. Ces derniers sont du nord au sud :

- Saint-Nazaire,
- la Pointe Saint-Gildas,
- le port de L'Herbaudière,
- Pornic
- l'embarcadère de Fromentine
- la bouée Fromentine
- Port-Joinville
- Saint-Gilles-Croix-de-Vie

Par ailleurs, le SHOM nous donne aussi accès à des mesures du niveau de la marée pour les marégraphes français via REFMAR. REFMAR est un réseau d'observation national piloté par le SHOM qui vise à collecter, coordonner et diffuser les mesures du niveau de la mer dans le but de promouvoir leur utilisation dans de multiples applications. Dans notre cas, les mesures de niveaux d'eau sont utilisées pour analyser le régime de la marée d'une part, et d'autre part pour valider la simulation de cette dernière dans un modèle hydrodynamique, à l'aide d'une analyse harmonique du signal.

Dans le secteur d'étude, deux marégraphes du réseau ont été sélectionnés à cause de leur localisation, mais surtout en raison de la durée et de la continuité des données disponibles. Le premier se situe à l'intérieur du port de l'Herbaudière, à l'entrée nord de la Baie de Bourgneuf. Il est relativement récent, opérationnel depuis juin 2014 avec des niveaux de marée mesurés de manière presque continue. Le second est celui situé dans le port de Saint-Nazaire qui est beaucoup plus ancien avec des premières observations qui datent de 1957. Outre le fait qu'il se situe à 30 km au nord de notre secteur d'étude, les mesures ne sont malheureusement pas continues.

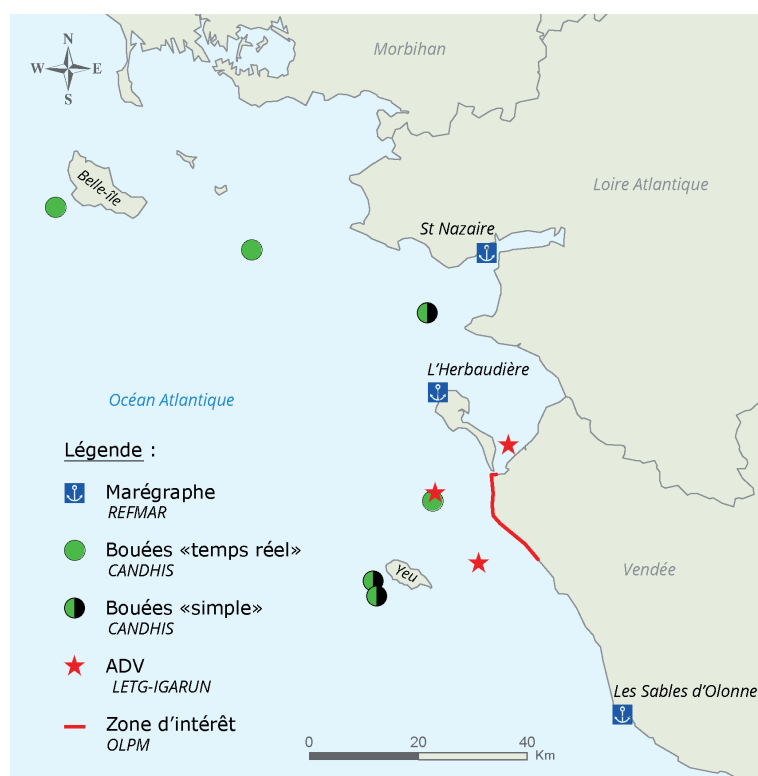


Figure 63 : Carte de localisation des données hydrodynamiques disponibles.

1.2.1.2 Analyse harmonique des mesures marégraphiques

À travers une analyse harmonique classique, le signal de la marée observée est décomposé comme étant une somme de sinusoides identifiées à des fréquences spécifiques et en lien avec des paramètres astronomiques. Chaque sinusoides correspond aux composantes harmoniques de la marée. Le spectre total de la marée est constitué de toutes ces composantes regroupées en clusters selon leurs fréquences. Ainsi, les principales composantes dans notre secteur sont les ondes semi-diurnes d'une période d'environ 12 h, dont M2 généré par la lune qui se caractérise donc par deux PM et deux BM par jour lunaire (24 h 50 min), et S2 généré par le soleil qui se caractérise par deux PM et deux BM par jour solaire (24 h). On peut aussi citer les ondes diurnes comme K1 et O1 d'une période d'environ 24 h qui ont pour origine les variations de la déclinaison de la lune et du soleil, et qui se traduisent chacune par une PM et une BM par jour.

Or, les variations des niveaux de marée observés dans les ports sont influencées par les conditions météo-marines (pression atmosphérique, setup lié au vent, voire setup lié aux vagues). Une analyse harmonique permet donc de s'affranchir de ces forçages non astronomiques des variations du niveau de la mer. De plus, il est possible de recomposer un signal de la marée astronomique en additionnant les différentes composantes harmoniques de la marée en fonction de leur fréquence propre. Une fois identifiées l'amplitude et la phase des composantes harmoniques pour un lieu d'observation, il est possible de reconstituer un signal de marée sur une période souhaitée et en fonction des composantes harmoniques sélectionnées.

Les données des marégraphes ont été analysées grâce au programme *Matlab* «t_tide» (Pawlowicz *et al.*, 2002). Afin d'effectuer une analyse harmonique avec ce programme, une année complète de mesures est recommandée ; ce qui a été fait pour chacun des marégraphes de l'Herbaudière et de Saint-Nazaire (cf. figure 11 au chapitre 1 section 2.1.1).

Cette méthode utilisée permet d'abord d'analyser finement le régime de la marée dans le but de calibrer le modèle hydrodynamique en niveau d'eau à l'Herbaudière et Saint-Nazaire. Puis, une seconde analyse harmonique est effectuée à partir de certains points extraits des simulations, dans le but d'étudier la déformation du signal de la marée en fonction de la morphologie du secteur d'étude.

1.2.2 Les mesures de courant et de niveau d'eau au Passage du Gois

1.2.2.1 Contexte des mesures au Passage du Gois

Les mesures du courant au niveau du Passage du Gois s'inscrivent dans le cadre d'une étude d'expertise réalisée pour le compte de la Dreal Pays de la Loire en collaboration avec Benoît WAELES, consultant génie côtier, et le bureau d'étude CREOCEAN. La DREAL PAYS DE LA LOIRE a souhaité aménager le Passage du Gois pour lui redonner l'aspect le plus proche de la configuration de 1936, date de la fin des travaux de pavage. Au préalable, il fallait caractériser le fonctionnement hydro-sédimentaire autour du Passage du Gois et identifier les mécanismes à l'origine de l'érosion constatée le long de certains tronçons de la chaussée, et ce dans un contexte d'évolution d'ensemble de la Baie de Bourgneuf.

Plusieurs études ont déjà décrit la propagation particulière de la marée dans la Baie de Bourgneuf (Papy, 1941; Gouleau, 1968; Verger, 2009; Bernier & Gruet, 2011; Coquet, 2013). Si l'hydrodynamisme du secteur du Goulet de Fromentine est davantage appréhendé, grâce à des mesures de courant et de niveau d'eau effectuées dans le cadre d'études techniques sur l'aménagement ou l'entretien du chenal de navigation (Paillart, 1998; CREOCEAN, 2011), en revanche, le secteur du Passage du Gois, dont l'originalité sédimentaire et patrimoniale n'est plus à prouver (Verger, 2009; Bernier & Gruet, 2011; Coquet, 2013), n'a fait l'objet d'aucune mesure spécifique récente. Or, une bonne compréhension des phases de courant et de niveau d'eau est indispensable pour identifier les mécanismes d'érosion de la chaussée dans le contexte hydrodynamique d'ensemble de la Baie de Bourgneuf.

1.2.2.2 Déploiement et acquisition des données

L'appareil de mesure utilisé pour cette campagne est un ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) Ocean fabriqué par SONTEK et appartenant à l'IGARUN (figure 64). Ce courantomètre permet de mesurer la direction et la vitesse instantanées des courants à très haute fréquence dans une cellule de mesure (*Sampling Volume*), et non sur l'ensemble de la colonne d'eau (figure 65). L'ADV est aussi équipé d'un capteur de pression qui permet de mesurer les variations du niveau d'eau. Le probe, qui mesure les vitesses, est monté sur un trépied tête en haut et relié à un caisson où sont enregistrées les données et qui abrite la batterie.

Les courants de marée étant dominants dans la zone, il a été convenu de mesurer approximativement un cycle de marée complet, soit environ 12 h de mesure. Le courantomètre fonctionne par salves de mesures à haute fréquence et il a été paramétré afin qu'il enregistre une salve (*burst*) toutes les 5 minutes. Chaque salve dure une minute pendant laquelle est enregistrée une mesure (*sample*) toutes les deux secondes. Le post-traitement des mesures instantanées permet de déterminer le courant moyen dans la cellule de mesure.



Figure 64 : L'ADV de PIGARUN utilisé pour la campagne de mesures

L'ADV a été placé dans en bordure du chenal qui longe la rive sud de la chaussée entre la 5e et la 6e balise en partant de Noirmoutier. De plus, l'appareil a été positionné à ces coordonnées [469 299 °, -21 223 °] de sorte que les acquisitions soient le moins perturbées par des turbulences liées à la présence de la chaussée, des balises ou encore des déflecteurs.

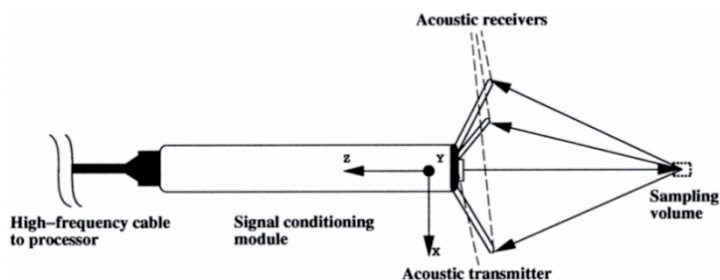


Figure 65 : Principe de mesure du probe de l'ADV

L'ADV a été déployé entre le 16 avril 2015 à 21 h et le 17 avril 2015 à 11 h 30 pendant une marée de coefficient 95.



Figure 66 : Localisation du déploiement de l'ADV.

1.2.2.3 Traitement des données brutes

1.2.2.3.1 Le prétraitement des données brutes

Les données brutes ont d’abord été importées avec le logiciel ViewHydraPro fourni par le fabricant (SONTEK) qui permet d’effectuer un premier tri des données. Seules les mesures acquises avec les capteurs submergés sont conservées. Le probe étant monté tête en haut, la cellule de mesure se situe à environ 80 cm du sol. Les plus bas niveaux de marée n’ont donc pas pu être mesurés. On applique ensuite un filtre afin d’éliminer les pics les plus importants selon la méthode développée par Goring & Nikora (2002).

Ces mesures instantanées sont ensuite exportées depuis ViewHydraPro vers *Matlab*. Plusieurs traitements ont été effectués sur les données à l’aide de scripts élaborés sur la base de ceux développés par Xavier Bertin (LIENSs – Université de La Rochelle) et par André Pacheco (CIMA - Universidade do Algarve). Les principales étapes des scripts sont détaillées ci-dessous.

1.2.2.3.2 Conversion de la pression en niveaux d’eau

La première étape consiste à convertir les mesures de pression en niveau d’eau. Il faut d’abord soustraire la pression atmosphérique extraite de la réanalyse de l’ECMWF afin de ne conserver que la pression associée à l’épaisseur d’eau au-dessus du capteur. Les valeurs de pression ainsi corrigées sont converties en hauteur d’eau en utilisant la formule suivante :

$$z = \frac{\rho g}{P_0 - P_\alpha} \quad (12)$$

où :

- z est la hauteur d’eau au-dessus du capteur de pression,
- ρ est la densité de l’eau,
- g est l’accélération de la gravité,
- P_0 est la pression correspondant à l’épaisseur d’eau au-dessus du capteur,
- P_α est la pression atmosphérique.

Enfin, la hauteur du capteur de pression par rapport au fond est ajoutée à la hauteur d’eau pour que le fond sur lequel repose le capteur corresponde au niveau 0. Ces épaisseurs d’eau sont moyennées pour chaque *burst*, soit une valeur toutes les 5 minutes.

1.2.2.3.3 Traitement des mesures de courant

Dans les données brutes issues du courantomètre, l’intensité et la direction des courants sont exprimées en vecteurs. L’ADV étant couplé à une boussole lors des mesures, ces vecteurs qui représentent les courants sont projetés dans un système en trois dimensions : *East-North-Up* (ENU). Ces vecteurs sont ensuite convertis en vitesse et en direction instantanées. La moyenne de ces valeurs instantanées est calculée pour chaque *burst*. Enfin, on applique à ces mesures hautes-fréquences une moyenne mobile avec une fenêtre de 30 minutes pour lisser les données en supprimant les fluctuations.

Dans la colonne d'eau, les frottements, qui se traduisent par une perte d'énergie d'une masse d'eau en mouvement, sont plus importants proche du fond qu'en surface, la vitesse du courant y est donc plus faible (Soulsby, 1997). Ce phénomène peut être représenté sur un profil vertical d'intensité du courant : les vitesses les plus intenses se trouvent proches de la surface, mais l'accélération la plus importante se trouve près du fond (figure 67). Ainsi, sur la base de certaines hypothèses, des relations mathématiques permettent de retrouver la vitesse moyenne de la colonne d'eau, à partir d'une vitesse de courant mesurée à une certaine hauteur par rapport au fond $u(z)$, et inversement. En effet, cette approximation est acceptable dans le cas d'un courant de marée, mais par exemple, elle ne l'est pas dans le cas de courants de densité dont la direction peut être inversée entre la surface et le fond. Cette relation se traduit en équations comme ce qui suit :

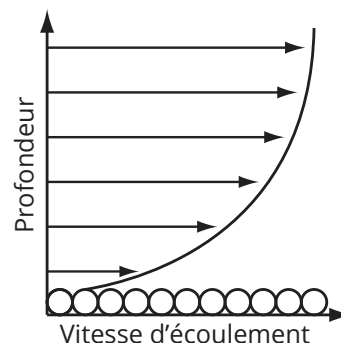


Figure 67 : Profil vertical d'intensité du courant proche du fond

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{e z_0} \right) \quad (13)$$

où :

- \bar{u} est la vitesse moyenne sur le profil vertical,
- u_* est la vitesse de frottement qui est représentée physiquement par l'intensité des mouvements près du fond ; elle se calcule à partir de la relation suivante :

$$u_* = \frac{u(z) k}{\ln \frac{z}{z_0}} \quad (14)$$

- $u(z)$ est la vitesse du courant à la hauteur z ,
- z est la hauteur depuis le fond,
- k est la constante de von Karman dont la valeur est estimée ici à 0,4,

$$z_0 = ks/30 \quad (15)$$

- z_0 représente la longueur de rugosité du fond estimée par :
- ks est le coefficient de Nikuradse lié aux caractéristiques du fond sédimentaire dont la valeur est estimée ici à 0,01 m.

Ces relations mathématiques nous permettent ainsi de comparer les données de courant mesurées par l'ADV avec les sorties du modèle hydrodynamique 2DH.

1.3 Les données d'état de mer : nécessité d'avoir des séries temporelles longues et exhaustives

Plusieurs sources de données nous permettent d'appréhender le climat de vague et de caractériser des événements spécifiques en matière d'état de mer. Ces séries temporelles ont des longueurs et des emprises temporelles différentes qui se recoupent en partie sur certaines périodes. Ces données sont issues à la fois de mesures in situ et de simulations de réanalyses.

1.3.1 Les données disponibles

1.3.1.1 La bouée 08504 – Yeu Nord du réseau de mesure CANDHIS

Plusieurs bouées du réseau CANDHIS gérées par le CEREMA se situent dans la zone d'étude, notamment aux abords de l'Île-d'Yeu (figure 63). Deux bouées qui ont été actives entre 1992 et 1998 et entre 2000 et 2005 sont localisées à environ 5 km au large de l'île. Depuis 2005, une bouée localisée entre l'île de Noirmoutier et l'Île-d'Yeu, aux environs de la Basse de l'Aigle, affiche des mesures en temps réel. Bien que située dans un secteur où les vagues ont déjà subi des modifications importantes (réfraction sur les plateaux rocheux, dissipation sur les fonds rugueux et diffraction à partir de l'Île-d'Yeu), seule cette bouée a été analysée, car d'une part la longueur de la série temporelle est plus grande et d'autre part elle recouvre la période étudiée spécifiquement dans le cadre de ces travaux (cf. chapitre 2 section 4). Celle-ci est localisée à 12 km au nord de l'Île-d'Yeu (bouée «08504 – Yeu Nord») et mesure la plupart des paramètres des vagues par une profondeur moyenne de 14 m. En revanche, cette bouée n'est pas directionnelle. De plus, selon des critères définis par le CEREMA, les mesures sont horaires pendant les conditions calmes, et au rythme de 10 minutes pendant les conditions tempétueuses (<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>).

1.3.1.2 La base de données HOMERE

La base de données HOMERE est une réanalyse d'états de mer, simulée par l'IFREMER (LOPS - Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale) à l'aide du modèle WAVEWATCH III (version 4.11) dans le cadre du projet MARC (Modélisation et Analyse pour la Recherche Côtière) (Boudière *et al.*, 2013). La modélisation porte sur une grille non structurée couvrant la Manche et le Golfe de Gascogne de 1994 à 2012, soit 19 années de données. Bien que la longueur des séries temporelles soit relativement courte en comparaison d'autres réanalyses (DoDet *et al.* 2010; Charles *et al.*, 2012; Bertin *et al.* 2013), nous avons choisi cette base de données en raison de la finesse du maillage à proximité de la côte. La mise à jour de la base de données (2013-2016), récemment mise en ligne, n'a pour le moment pas été intégrée aux analyses. Le paramétrage du modèle permet notamment de simuler (i) la génération des vagues par les champs de vent du CFSR (Climate Forecast System Reanalysis), (ii) la dissipation de ces vagues en prenant en compte différents types de moutonnement (Ardhuin, Chapron & Collard, 2009; Ardhuin *et al.*, 2010), et (iii) la variation du niveau de la marée issue d'une recombinaison harmonique.

Les variables simulées sont enregistrées à chacun des nœuds du maillage. On retrouve des

paramètres de vagues dont ceux utilisés dans cette thèse :

- la hauteur significative (m),
- la période moyenne (s),
- la fréquence pic (s⁻¹) qui est l'inverse de la période pic (s) utilisée ensuite,
- l'étalement directionnel (°),
- la direction moyenne (°).

Certaines variables météorologiques ont aussi été utilisées comme la vitesse et la direction du vent reconstruites à partir des vecteurs de la vitesse du vent vers l'est et vers le nord (m/s).

La grille non structurée est composée d'environ 110 000 nœuds. Dans notre secteur d'étude, les nœuds sont espacés d'environ 450 à 700 m en moyenne. Les variables ont été extraites sur deux nœuds de la grille. Un premier point extrait est localisé à environ 25 km au large de l'Île-d'Yeu à environ 65 m de profondeur. Ce point est utilisé pour représenter le climat de vague en eau profonde non altéré par la présence de l'Île-d'Yeu ou du Coureau Islais. Un second point est extrait à 12 km au nord de l'Île-d'Yeu, sur la Basse de l'Aigle, à une profondeur de 14 m en moyenne, à hauteur de la bouée CANDHIS et du capteur de pression de l'IGARUN dans un objectif de comparaison des données. En comparant les deux points d'extraction, il est notamment possible d'appréhender l'impact des transformations des vagues à l'approche de la côte sur les variables extraites.

Les données bathymétriques utilisées dans ce modèle sont celles du SHOM. Or, nous avons montré que leur fiabilité est questionable à hauteur du Goulet de Fromentine, entre Barbâtre et le Pont d'Yeu (figure 61). Par conséquent, les nœuds du maillage les plus proches de cette façade n'ont délibérément pas été utilisés.

1.3.2 *Les mesures complémentaires avec des capteurs de pression (2013-2014)*

1.3.2.1 Contexte de la campagne de mesures hydrodynamiques

Dans le cadre de l'OLPM, des mesures hydrodynamiques complémentaires ont été effectuées sur le Coureau Islais, entre les pays de Monts et l'Île-d'Yeu (figure 63). Les deux ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) Ocean de marque SONTEK équipés d'un capteur de pression. Ici, seules les mesures de pression sont utilisées pour être converties en séries temporelles de paramètres de vagues. Les deux appareils ont été déployés avant le début de cette thèse à une profondeur de 10 m CM entre l'Île-d'Yeu et les pays de Monts. Le premier ADV a été immergé à 12 km au nord de l'Île-d'Yeu, sur la Basse de l'Aigle, à hauteur de la bouée CANDHIS avec pour objectif de comparer des données. Le second a quant à lui été déployé à 10 km au large du remblai de Saint-Jean-de-Monts, en direction de la pointe S-E de l'Île-d'Yeu (la pointe des Corbeaux). Ainsi, au moyen de ces deux immersions, nous obtenons deux mesures simultanées de part et d'autre du Pont d'Yeu.

Une première période de mesures s'étend du début de l'été 2013 (juin) jusqu'en septembre 2013. Puis, pendant quelques jours, les ADV sont sortis de l'eau pour changer les batteries afin que les appareils soient opérationnels pendant l'intégralité de l'hiver 2013-2014. De nouveau immergés en septembre 2013, ils vont demeurer dans l'eau jusqu'à épuisement des batteries, soit jusqu'à la fin du mois de mai 2014. Si l'ADV au sud du Pont d'Yeu a mesuré l'intégralité de ces deux périodes,

en revanche, l'ADV situé au nord du Pont d'Yeu s'est arrêté dans la nuit du 01 au 02 février 2014. En effet, lors du repêchage de l'ADV, le caisson qui abritait la batterie et les enregistrements a été retrouvé détaché de son socle sur lequel il était théoriquement solidement riveté. On suppose que cet ADV a soit été endommagé par les puissantes tempêtes de cet hiver qui ont eu raison de l'appareil (de fortes vagues ont notamment été mesurées par la bouée CANDHIS la nuit de l'arrêt des mesures, avec des vagues d'une période pic de 15 à 20 secondes et une hauteur significative atteignant 4 m), soit, et plus probablement, par un tiers malgré les interdictions de pêche dans le secteur et en dépit des autorisations obtenues et l'identification claire de notre bouée de signalement avec le logo de l'université de Nantes.

1.3.2.2 Le paramétrage des capteurs de pression

Le paramétrage des capteurs de pression doit être effectué de sorte qu'il permette de mesurer les variations de la surface de l'eau afin de distinguer la mer du vent et la houle. Une fréquence d'acquisition élevée est donc requise comparativement aux mesures de courant et de niveau d'eau effectuées au Passage du Gois. Or, la longévité des batteries est dépendante de ce paramétrage : plus la fréquence des *samples* et des *bursts* est élevée, plus les batteries sont sollicitées, par conséquent plus la période de mesure est raccourcie. En prenant en considération les contraintes liées à l'autonomie des batteries et au coût de leur remplacement qui implique notamment l'emploi d'un bateau et d'un scaphandrier, la stratégie d'échantillonnage suivante a été choisie : 10 minutes de mesures à 2 Hz toutes les 180 minutes.

1.3.2.3 Le traitement des paramètres de vague

En premier lieu, la procédure du calcul des niveaux d'eau est la même que celle décrite pour la campagne de mesures hydrodynamiques au Passage du Gois (cf. chapitre 3 section 1.2.2.3). De plus, le signal de mesure de pression analysé pour les vagues est le même que celui corrigé en soustrayant la pression atmosphérique.

Le traitement des données est effectué en utilisant un script *Matlab* élaboré par Xavier Bertin (LIENSs – Université de La Rochelle) qui s'inspire notamment des routines *Matlab* développées par Urs Neumeier (ISMER - Université du Québec à Rimouski). Après avoir compensé l'atténuation des variations de la pression avec la profondeur, une analyse spectrale permet de traiter les données acquises par des capteurs de pression pour déterminer des paramètres de vague non directionnels tels que :

- la hauteur significative (m),
- la période moyenne (s),
- la période pic (s).

La procédure suit les mêmes étapes que celle détaillée dans la thèse de Guillaume DoDet (2013) dirigé par Xavier Bertin (chapitre 4, pp. 59-61). Cependant, un choix méthodologique différent est effectué pour différencier les vagues gravitaires des ondes infra-gravitaires. En effet, des spectres calculés pour certains *bursts* contiennent une part importante de leur énergie dans la bande infra-gravitaire (environ $< 0,04$ Hz). Par conséquent, des fréquences limites sont spécifiées pour isoler la bande gravitaire. Après des tests de sensibilité, une fréquence maximale est fixée de manière

constante à 0,5 Hz pour éliminer du spectre les petites variations qui seraient davantage associées à du bruit dans les mesures qu'à des vagues ; d'autant plus que le signal de pression n'atteint généralement pas le fond pour les hautes fréquences. En revanche, la fréquence minimale, servant à délimiter dans le spectre les ondes infragravitaires des ondes gravitaires, est ici plus difficile à déterminer. Deux raisons sont principalement à l'origine de cette complexité. Premièrement, la longueur relativement courte des *bursts* (10 min) empêche de bien distinguer les variations basses fréquences associées aux ondes infra-gravitaires. En effet l'analyse spectrale de chaque salve de mesures conduit à une résolution trop grossière du spectre moyen dans les basses fréquences. Deuxièmement, on observe sur la période mesurée une forte variabilité de la densité d'énergie dans cette bande, notamment pendant l'énergétique hiver 2013-2014. Cette fréquence limite est donc déterminée de manière adaptative pour chaque *burst* en détectant le minimum d'énergie pour les fréquences inférieures à 0,05 Hz (figure (68)). Ainsi, la partie du spectre des ondes gravitaires est délimitée et analysée de manière cohérente pour calculer les paramètres des vagues. En revanche, les ondes infra-gravitaires ne peuvent pas être analysées aussi précisément, à cause de la faible résolution du spectre dans cette bande qui résulte d'une durée de *burst* trop courte.

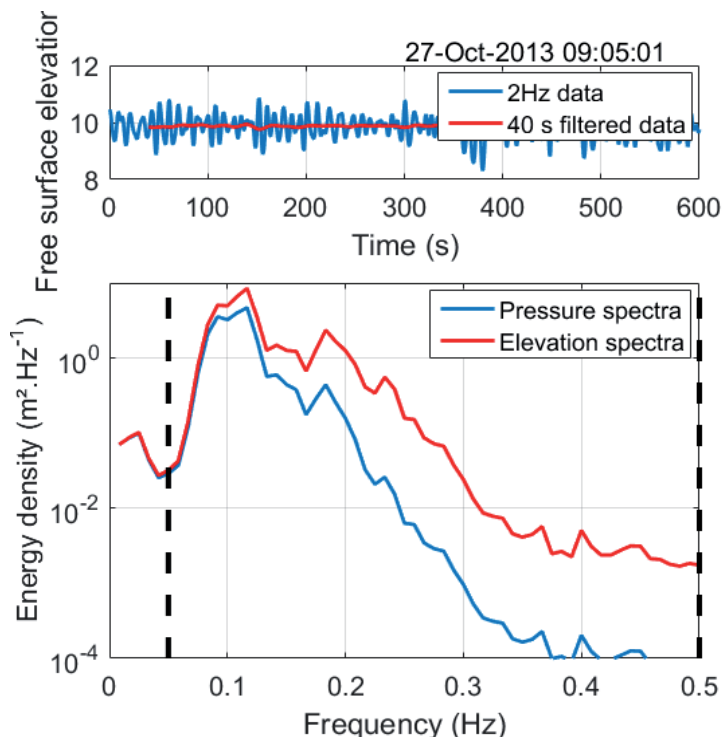


Figure 68 : Répartition fréquentielle de l'énergie pendant un *burst* de 10 minutes mesuré pendant la tempête Godehard. La droite en pointillés à gauche du graphique est la fréquence minimale qui s'adapte à la forme du spectre pour distinguer les ondes infragravitaires des ondes gravitaires. Au-delà de cette limite, on remarque que les basses fréquences sont mal représentées.

Le traitement des mesures de pression est effectué pour chaque *burst*. Les résultats de l'analyse de chaque *burst* sont ensuite compilés pour reconstituer des séries temporelles représentant (i) la variation de la marée, (ii) l'évolution du spectre et la densité d'énergie associée à chaque fréquence, (iii) les paramètres non directionnels de vague.

1.3.3 Comparaison des données d'état de mer

Les mesures de la bouée CANDHIS et de l'ADV le plus proche se recouvrent. On constate ici une bonne concordance des mesures de hauteur de vague avec une légère sous-estimation des mesures par l'ADV (figure 69). En revanche, pour la période des vagues, on remarque une surestimation nette de la période moyenne par l'ADV, notamment lorsque les vagues ont une hauteur et une période faibles. Le phasage est meilleur pour la hauteur et la période moyenne lorsque ces

paramètres ont des valeurs élevées. Le phasage est relativement bon pour la période pic, même si plus de creux importants marquent le signal de la bouée CANDHIS. Lors du traitement des données, l'utilisation de bornes fréquentielles différentes de celles utilisées par les ingénieurs du réseau CANDHIS explique les décalages observés entre les deux mesures en matière de période. En utilisant des bornes fréquentielles mobiles, le traitement des données utilisé pour les mesures ADV permet donc de distinguer plus efficacement la houle de la mer de vent.

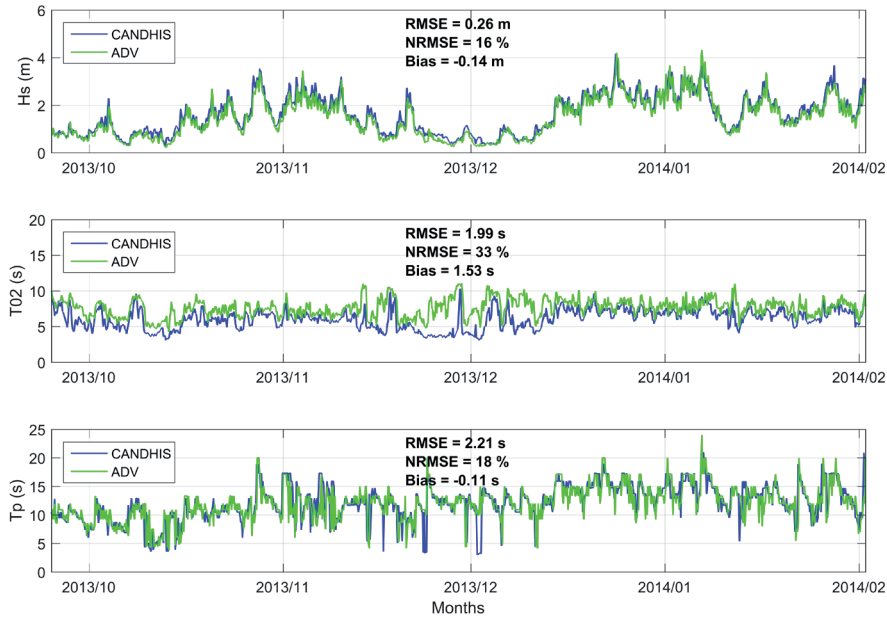


Figure 69 : Comparaison des mesures de l'ADV avec la bouée CANDHIS à proximité pendant une partie de l'hiver 2013-2014.

L'emprise temporelle de la base de données HOMERE recouvre une partie des mesures de la bouée CANDHIS. La comparaison de ces données met en évidence une sous-estimation de la hauteur des vagues les plus hautes par la réanalyse (figure 70). Par conséquent, dans les perspectives de ces travaux de recherche, les mesures de la bouée CANDHIS et des ADV nous permettent d'appréhender de manière plus fiable les conditions de vagues plus énergétiques.

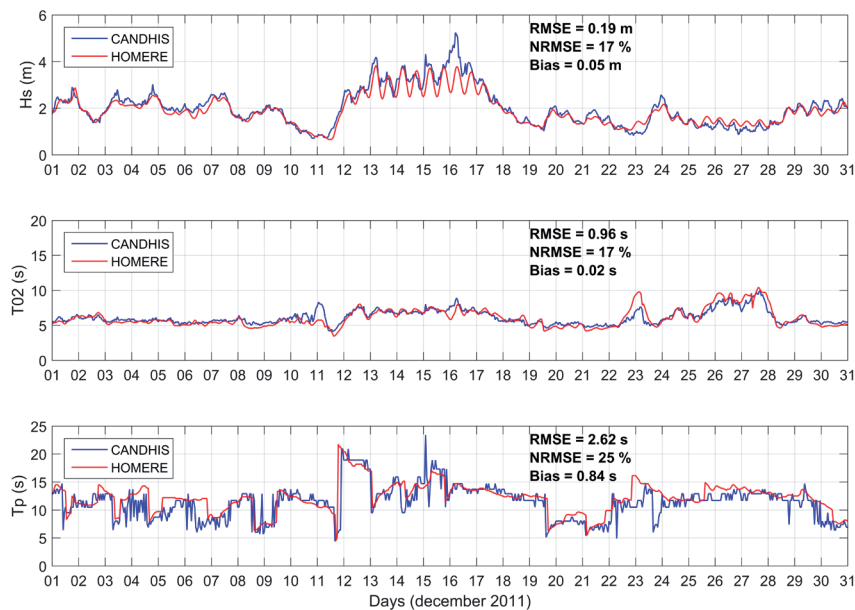


Figure 70 : Comparaison des mesures simultanées de la bouée CANDHIS avec le jeu d'état de mer HOMERE pendant la tempête Joachim.

2. Mise en place des simulations de la marée, des vagues, des flux sédimentaires associés

2.1 Un système de modélisation appliqué aux zones côtières : Mike 21 FM

La modélisation de la marée, des vagues, et du transport associé s'effectue avec le logiciel Mike21 FM développé par le *Danish Hydraulic Institute* (DHI). Ce modèle numérique 2DH permet la simulation en deux dimensions sur un plan horizontal de processus côtiers ou marins. Il est composé de plusieurs modules qui peuvent éventuellement fonctionner de manière couplée. Dans le cadre de ces travaux, trois modules ont été utilisés :

- Mike 21 HD (*HydroDynamic*),
- Mike 21 SW (*Spectral Wave*),
- Mike 21 ST (*Sand Transport*).

Le système de modélisation utilisé est décrit en détail dans plusieurs documentations scientifiques (DHI, 2017a, 2017b, 2017c) qui ont servi à présenter brièvement chaque module ci-dessous. Tous les modules adoptent une approche numérique qui résout des méthodes de calcul sur un maillage non structuré d'éléments finis triangulaires ou quadrangulaires de tailles variables (FM = *Flexible Mesh*). Ces modules peuvent être utilisés de manière indépendante et individuelle, ou alors de manière couplée, de sorte que les calculs des modules utilisés sont pris en compte réciproquement. Ainsi, le calcul de la propagation des vagues et le calcul de la marée en niveau et en courant s'influencent mutuellement.

2.2 Mise en place et calibration de la simulation de la marée

2.2.1 Présentation du module hydrodynamique : Mike 21 HD

Les équations principales qui régissent le module hydrodynamique se basent sur la moyenne de Reynolds appliquée aux équations de Navier-Stokes. Avec l'approximation de Boussinesq et de pression hydrostatique, la méthode permet de calculer l'évolution au cours du temps des écoulements à surface libre de types fluvial ou maritime en deux dimensions. Les équations de continuité et de quantité de mouvement sont notamment résolues simultanément. Le détail des équations résolues est disponible dans la documentation scientifique (DHI, 2017a). On détermine ainsi au centre de chaque élément du maillage, et à chaque pas de temps, des variables telles que la hauteur d'eau ou les composantes horizontales des courants. Le module hydrodynamique est le module de base des simulations effectuées dans la présente étude.

Le code de calcul est notamment capable de prendre en compte les phénomènes suivants :

- Marée,
- Inondation et drainage des zones intertidales,
- Frottement sur le fond,
- Influence de la force de Coriolis,
- Influence de phénomènes météorologiques comme le vent ou la pression atmosphérique,
- Interaction avec les courants induits par la houle,

- Source de fluide à l'intérieur du domaine de calcul comme le débit d'un fleuve.

2.2.2 Stratégie des simulations hydrodynamiques

Dans un premier temps, la marée seule est simulée sur le domaine de calcul. Le module Mike 21 HD est donc utilisé seul pour simuler les variations de hauteur d'eau et les courants de marée. Plusieurs simulations sont configurées dans le but d'explorer plusieurs situations théoriques.

Ainsi, en prenant en compte une phase de mise en régime du modèle (environ 48 h à partir d'une marée basse), la période du mois de mars 2015 a été choisie pour simuler la marée théorique sur un mois lunaire complet. Ce mois est caractérisé par des marées de vive-eau importantes. À titre d'exemple, le 21 mars 2015 a eu lieu ce qu'on appelle abusivement «la marée du siècle» (coefficient 119), qui correspond à une marée d'équinoxe en phase avec le cycle de Saros, ce qui arrive environ tous les 18 ans. On trouve aussi des marées de morte-eau avec de petits coefficients dont le plus faible est 36. Ainsi, on peut analyser les dynamiques liées à la marée dans des situations où le marnage peut être très important, moyen, voire très faible.

La simulation d'un mois lunaire complet permet notamment d'appréhender les phases de plusieurs cycles de marée cumulés, comme le revif, lorsque les coefficients de marée augmentent, et le déchet, lorsque les coefficients de marée diminuent, ou encore un cycle vive-eau morte-eau complet.

Une année complète a aussi été simulée avec une résolution de modèle légèrement dégradée par rapport aux simulations d'un mois. L'objectif de cette simulation est d'obtenir une année complète du signal de marée à n'importe quel nœud du maillage. On peut ainsi effectuer une analyse harmonique du signal avec T_tide (Pawlowicz *et al.*, 2002) dans plusieurs secteurs où aucune mesure aussi longue n'est disponible. La déformation de la marée est analysée à partir de l'amplification ou de l'affaiblissement des principales composantes harmoniques sous l'effet des variations morphologiques du domaine de calcul.

2.2.3 La construction du modèle

Les limites du modèle s'étendent depuis la Baie de Concarneau à La Tranche sur Mer et jusqu'à 130 km au large (figure 71). L'emprise du domaine a été déterminée en prenant en considération la contrainte de représenter correctement la propagation de la marée, tout en s'affranchissant des effets de bords au niveau du site d'étude.

Une gradation de la définition du maillage permet d'optimiser le

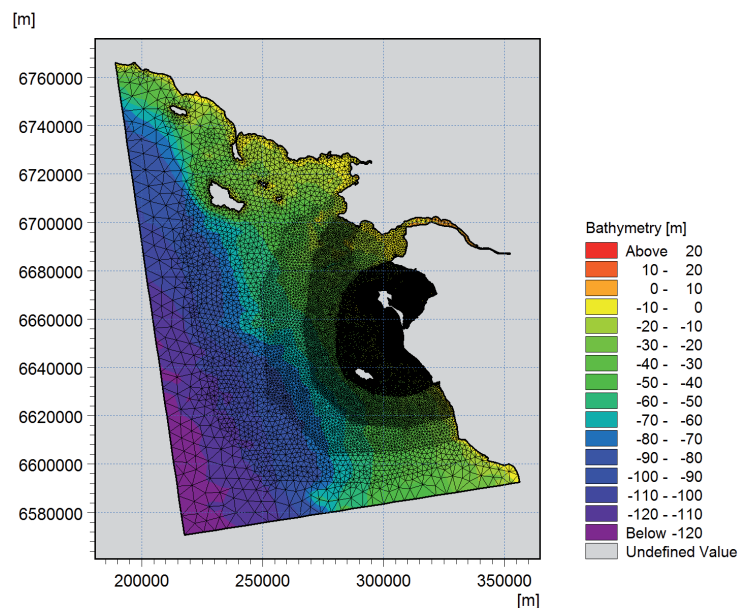


Figure 71 : Le domaine de calcul et son maillage d'éléments non structurés.

rapport entre une bonne représentation des phénomènes physiques et des temps de calcul raisonnables. Les mailles les plus fines (environ 2 m à 5 m) se trouvent sur le Passage du Gois afin de bien représenter l'obstacle à l'écoulement dans le domaine de calcul (figure 72). Le secteur du Goulet de Fromentine a aussi fait l'objet d'une attention particulière. Dans

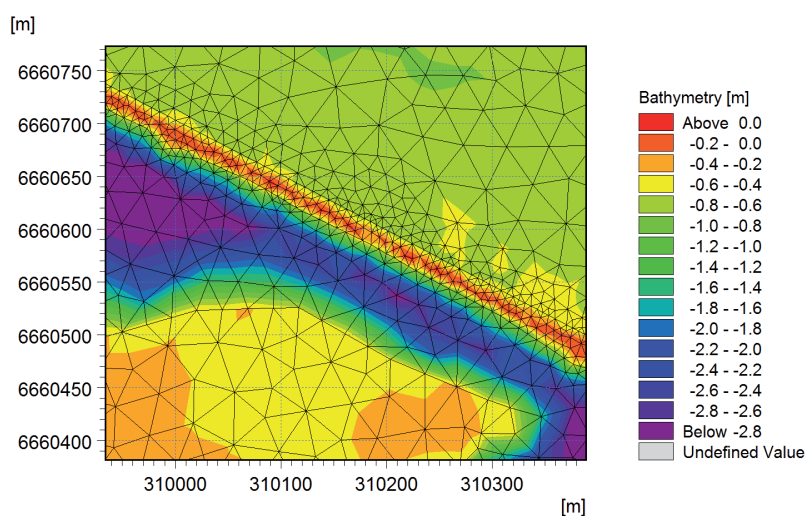


Figure 72 : Les plus petites mailles se trouvent sur le Passage du Gois.

ce secteur, le maillage est composé d'éléments mesurant environ 20 m de long. La section la plus étroite du Goulet est ainsi représentée par une quarantaine de mailles (figure 73).

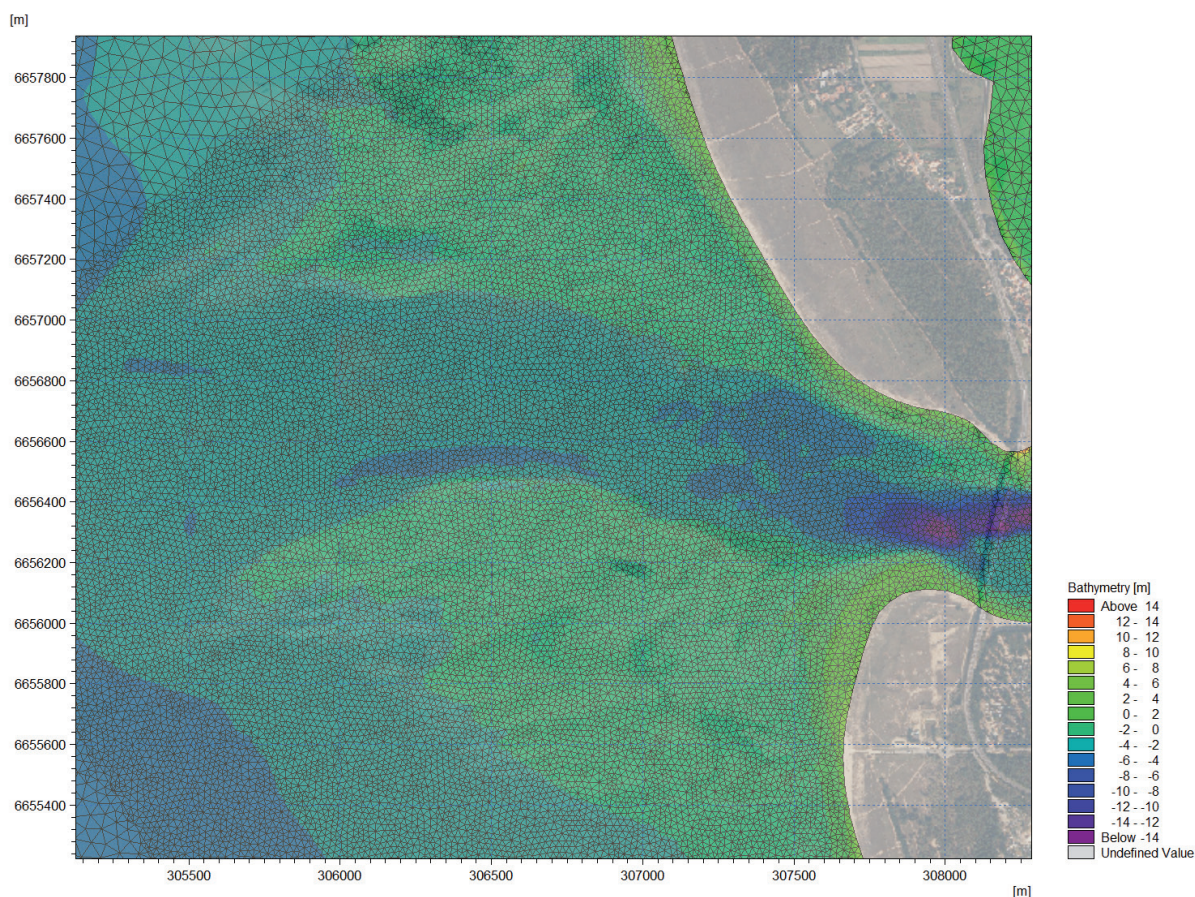


Figure 73 : Une bonne représentation de la morphologie du Goulet de Fromentine dans le maillage

Pour la simulation d'une année entière, la résolution du maillage a été légèrement dégradée afin de réduire les temps de calcul et la taille des fichiers de résultat. La taille des mailles a notamment été augmentée dans le secteur du Passage du Gois. L'objectif de cette simulation n'est effective-

ment pas d'étudier les mécanismes d'érosion le long de la chaussée. Des tests de sensibilité du modèle ont été effectués sur la résolution du maillage. Ainsi, on a pu conserver un signal de marée similaire aux ouvertures de la baie et y compris à hauteur du passage.

L'ensemble des données topo-bathymétriques, rassemblées et acquises, décrit à la section 1.1 de ce chapitre, ont été compilées et appliquées sur les maillages. En cas de superposition des données, des critères d'homogénéité, de densité de point, et d'ancienneté ont permis de sélectionner le jeu de donnée à prendre en compte. La taille des mailles a aussi été définie en fonction de la densité des points topo-bathymétriques. Ainsi, plusieurs points sont généralement compris à l'intérieur de chaque élément du maillage. Une valeur d'altimétrie est déterminée pour chaque élément du maillage par interpolation en utilisant la méthode des voisins naturels.

2.2.4 *Les conditions aux limites et les forçages pris en compte*

Des niveaux d'eau sont imposés aux limites marines du modèle hydrodynamique. Ces variations du niveau d'eau sont extraites du modèle global de marée DTU10 développé par DTU Space (Technical University of Denmark) (Cheng & Andersen, 2011). Ce modèle global de marée se base notamment sur le signal de la marée obtenu à partir des données altimétriques multiples dont les données satellitaires TOPEX/POSEIDON (Cheng & Andersen, 2011). Dans sa dernière version, les 12 principaux composants de la marée sont pris en compte sur une grille d'une résolution de 0,125 x 0,125 degré. Comparativement à des modèles de marée existants, comme le modèle FES2004 (Lyard *et al.*, 2006), les auteurs du modèle DTU10 montrent une meilleure précision des prédictions des amplitudes des quatre principaux composants M2, S2, K1, et O1 (Cheng & Andersen, 2011).

La marée est simulée seule, sans autre forçage, afin de ne prendre en compte que les dynamiques liées à celle-ci. Ainsi, aucune influence météorologique n'est prise en compte (pression atmosphérique ou vent).

De plus, un apport d'eau peut être configuré dans le modèle pour simuler le débit d'un fleuve par exemple. À l'intérieur du domaine de calcul, on trouve la Loire dont le débit moyen atteint 853 m³/s à Saint-Nazaire (GIP Loire-Estuaire). Des tests de sensibilité ont permis de révéler que l'influence du débit de la Loire sur les dynamiques de marée dans la zone d'étude est négligeable. On trouve aussi le réseau de drainage du Marais Breton. Cependant, les débits au niveau des exutoires d'étiers dans la Baie de Bourgneuf sont très faibles et fortement contrôlés par les usagers du marais (Pinot, 1980; Verger, 2009). L'apport d'eau douce du Marais Breton a donc aussi été jugé négligeable dans la configuration des simulations.

2.2.5 *Calibration et validation du modèle*

2.2.5.1 *Ajustement des conditions aux limites*

Une première étape de calibration du modèle a consisté à ajuster les conditions aux limites du modèle sur le référentiel altimétrique du domaine de calcul. En effet, un décalage de plusieurs centimètres a en effet été détecté aux frontières de celui-ci, entre les niveaux du modèle global de

marée DTU10 et les données du SHOM. C'est la raison pour laquelle les niveaux d'eau qui forcent le modèle aux frontières ont été ajustés pour correspondre aux niveaux de marée utilisés pour la validation du modèle (cf. chapitre 3 section 1.2.1).

2.2.5.2 Calibration avec le paramètre de longueur de rugosité

L'ajustement de la longueur de rugosité est le principal paramètre qui permet de calibrer les simulations hydrodynamiques. Ce paramètre rend compte de certaines caractéristiques de la nature du fond (aspérité, taille des grains), il permet ainsi d'ajuster l'intensité du frottement sur le fond. En augmentant ou en diminuant la longueur de rugosité, on modifie dans le modèle la contrainte exercée sur le fond qui se traduit par un frottement plus ou moins important des ondes et des écoulements. En comparant les résultats des simulations à des conditions réelles, nous pouvons ainsi calibrer et ajuster la forme du signal de marée. Le frottement sur le fond influence en effet l'amplitude et les phases des composantes harmoniques ainsi que la célérité des écoulements. La rugosité du fond peut être déterminée localement à l'aide de mesure de courant. Elle peut être aussi caractérisée par des mesures très haute-résolution de la nature et des aspérités de la surface du fond (sondeur multi-faisceau). Cependant, ce type de données est rarement disponible sur une emprise aussi grande que le domaine de calcul présenté ici. Sa valeur est souvent ajustée à l'aide de tests de sensibilité et calibrée par des mesures hydrodynamiques.

Compte tenu de la configuration des simulations dans le système de modélisation Mike 21, la longueur de rugosité est paramétrée par un nombre de Manning exprimé en $m^{1/3}/s$. La longueur de rugosité dans le domaine de calcul peut aussi bien être constante que spatialement variable. Pour les environnements côtiers, la documentation scientifique du modèle suggère que les valeurs du nombre de Manning se situent entre 20 et 40 $m^{1/3}/s$ avec une valeur recommandée à 32 $m^{1/3}/s$ (DHI, 2017a). Plus le nombre de Manning est élevé, plus la surface est supposée lisse et donc moins les frottements sur le fond sont importants. Une illustration de ces tests est proposée dans la section 2.2.5.6 de ce chapitre.

2.2.5.3 Validation des niveaux d'eau simulés par rapport aux prédictions en ligne du SHOM

Une première approche a consisté à utiliser le signal horaire de marée astronomique des prédictions en ligne du SHOM (<http://maree.shom.fr/>) pour calibrer le modèle. Ces données ont l'avantage d'être extraites gratuitement sur de nombreux points bien répartis sur le domaine de calcul (cf. chapitre 3 section 1.2.1.1).

Après son traitement, la campagne bathymétrique de 2013 acquise dans le cadre de l'OLPM a été ajoutée au modèle. De même, les données bathymétriques disponibles plus récentes ont servi à compléter celles du SHOM jugées parfois peu fiables dans certains secteurs (cf. chapitre 3 section 1.1.3). L'intégration de ces données bathymétriques récentes et d'une meilleure résolution du maillage, notamment dans certains secteurs clés comme le Goulet de Fromentine et le Coureau Islais, a permis d'améliorer grandement la qualité du modèle. De plus, le modèle global de marée fourni avec Mike 21, qui avait une résolution de 0,5 °, a été mis à jour fin 2014. Le modèle de marée DTU10 a ainsi été complété par deux composantes harmoniques supplémentaires (Q1 et M4) et sa résolu-

Stations du SHOM	RMSE (a)	RMSE (b)	RMSE (c)
Saint-Nazaire	(0,86)	(0,85)	0,18
Pointe Saint-Gildas	0,21	0,15	0,14
Herbaudière	0,2	0,17	0,14
Pornic	(0,9)	(0,88)	0,18
Embarcadère Fromentine	0,47	0,46	0,15
Bouée Fromentine	0,35	0,14	0,12
Port-Joinville	0,18	0,15	0,11
Saint-Gilles-Croix-de-Vie	0,16	0,13	0,13
Moyenne	0,26 (0,41)	0,2 (0,36)	0,14

Tableau 6 : Amélioration progressive de la simulation de la marée en niveaux d'eau en utilisant la bathymétrie du SHOM uniquement (a), après avoir installé la mise à jour du modèle de marée DTU-10 dans les paramètres du modèle (b), et après avoir intégré les données bathymétriques complémentaires et affiné les maillage en conséquence (c).

Stations du SHOM	RMSE (a)	RMSE (b)
Saint-Nazaire	<u>0,13</u>	0,18
Pointe Saint-Gildas	0,18	<u>0,14</u>
Herbaudière	<u>0,08</u>	0,14
Pornic	<u>0,13</u>	0,18
Embarcadère Fromentine	0,24	<u>0,15</u>
Bouée Fromentine	<u>0,1</u>	0,12
Port-Joinville	<u>0,07</u>	0,11
Saint-Gilles-Croix-de-Vie	<u>0,05</u>	0,13
Moyenne	0,12	0,14

Tableau 7 : Comparaison entre le modèle de marée de Troudet (2013) sur les Pays-de-la-Loire (a) avec le modèle mis en place au début de cette thèse.

Toutefois, il résulte de la comparaison du modèle avec les prédictions en ligne du SHOM une erreur RMS généralement inférieure à 0,15 m sur une période simulée d'un mois. Seuls les points de validation de Saint-Nazaire et Pornic affichent une erreur de 0,18 m. Bien que ces erreurs soient satisfaisantes comparativement aux modèles déjà en place dans le secteur (Troudet, 2013), des pistes d'amélioration du calcul de cette erreur sont encore envisageables avec une seconde approche.

2.2.5.4 Validation des niveaux d'eau simulés à partir d'une analyse harmonique de données marégraphiques

Une seconde approche consiste à changer de référentiel pour la calibration du modèle. En effet, les prédictions en ligne du SHOM sont calculées par la méthode harmonique en reconstituant un signal à partir de 125 composantes harmoniques de la marée. Or le modèle global de marée

est désormais de 0,125 °. L'intégration de cette mise à jour dans les conditions aux limites du modèle a aussi contribué à ajuster significativement la simulation de la marée sur le domaine de calcul.

De nombreuses configurations du modèle ont été testées avec des longueurs de rugosité différentes

: une rugosité uniforme à 32 m^{1/3}/s (valeur recommandée par DHI) et des rugosités variables notamment dans la Baie de Bourgneuf. L'objectif était en effet de faire correspondre le mieux possible la forme du signal de marée simulée avec celle des données du SHOM. Nous avons par exemple testé une rugosité moins importante dans le versant sud de la Baie de Bourgneuf, constitué principalement d'estran sableux, par rapport au versant nord, plus rocheux. Bien que la forme du signal évolue légèrement, les résultats des tests ne montrent pas une grande sensibilité du modèle sur les hauteurs d'eau simulées ($\approx \pm 0,02$ m).

DTU10, utilisé aux limites du modèle, prend en compte seulement les principales composantes harmoniques de la marée dont :

- les ondes semi-diurnes : M2, S2, K2, N2 ;
- les ondes diurnes : S1, K1, O1, P1, Q1 ;
- une onde quart-diurne (plus importante dans les eaux peu profondes) : M4.

Bien que ces constituants soient suffisants pour simuler la marée sur nos côtes avec l'emprise du domaine de calcul utilisé (Cheng & Andersen, 2011), la comparaison avec les prédictions en ligne du SHOM induit nécessairement un signal légèrement différent du fait des composantes harmoniques supplémentaires prises en compte. Ainsi, ajuster la longueur de rugosité dans le modèle pour calibrer à outrance les niveaux d'eau du modèle par rapport aux prédictions du SHOM, reviendrait à compenser le léger décalage induit par la différence des composantes harmoniques prises en compte. La longueur de rugosité paramétrée pourrait donc atteindre des valeurs trop éloignées de la réalité sans pour autant améliorer la qualité de la simulation de la marée.

Comme décrit à la section 1.2.1, des données marégraphiques ont été collectées aux ports de l'Herbaudière et de Saint-Nazaire à partir desquelles une analyse harmonique a été effectuée. Un signal de marée a été reconstitué pour chaque port à partir des mêmes composantes harmoniques prises en compte dans le modèle global de marée DTU10 (figure 74 et tableau 8). Ce signal est ainsi plus justement comparable aux résultats des simulations de la marée. En revanche, compte tenu des critères nécessaires à l'analyse harmonique (une année complète de mesures continues), le modèle ne peut être calibré avec cette seconde approche plus fine qu'à hauteur de ces deux marégraphes uniquement. On regrette par exemple l'absence de mesures assez longues dans le Goulet de Fromentine ou à l'intérieur de la Baie de Bourgneuf.

Harmonique	Période (h)	Amplitude (m)	Phase (°)
M2	12.42	1.6820	98.00
S2	12.00	0.6052	131.21
N2	12.66	0.3465	78.74
M4	6.21	0.1725	25.45
K2	11.97	0.1707	127.96
MN4	6.27	0.0817	334.32
O1	25.82	0.0721	328.20
MS4	6.10	0.0650	116.11
NU2	12.63	0.0638	80.81
K1	23.93	0.0632	77.18
MU2	12.87	0.0559	68.21
L2	12.19	0.0504	106.09
MSM	763.49	0.0457	54.19
2N2	12.91	0.0432	58.19
SA	8766.23	0.0352	29.85
T2	12.02	0.0314	133.28
M3	8.28	0.0282	338.99
SSA	4382.91	0.0255	91.53
MF	327.86	0.0249	262.35
P1	24.07	0.0246	61.32
Q1	26.87	0.0223	297.14
MM	661.31	0.0205	297.44
2MS6	4.09	0.0159	197.27
H1	12.44	0.0154	70.17
H2	12.40	0.0153	155.03
MK4	6.09	0.0150	141.63
MSF	354.37	0.0146	81.73
LDA2	12.22	0.0137	90.24
SK4	5.99	0.0125	302.81
MO3	8.39	0.0120	14.44
S1	24.00	0.0109	225.40

Tableau 8 : Résultat de l'analyse harmonique des données marégraphiques de l'Herbaudière.

Les harmoniques en rouges correspondent à celles prises en compte dans le modèle de marée DTU-10.

Différents tests sont réalisés en ajustant la longueur de rugosité dans le modèle. Les résultats des tests sont comparés avec le signal de marée recomposé à partir des données marégraphiques. Nous constatons que, à hauteur de ces deux marégraphes et au Passage du Gois, le modèle est

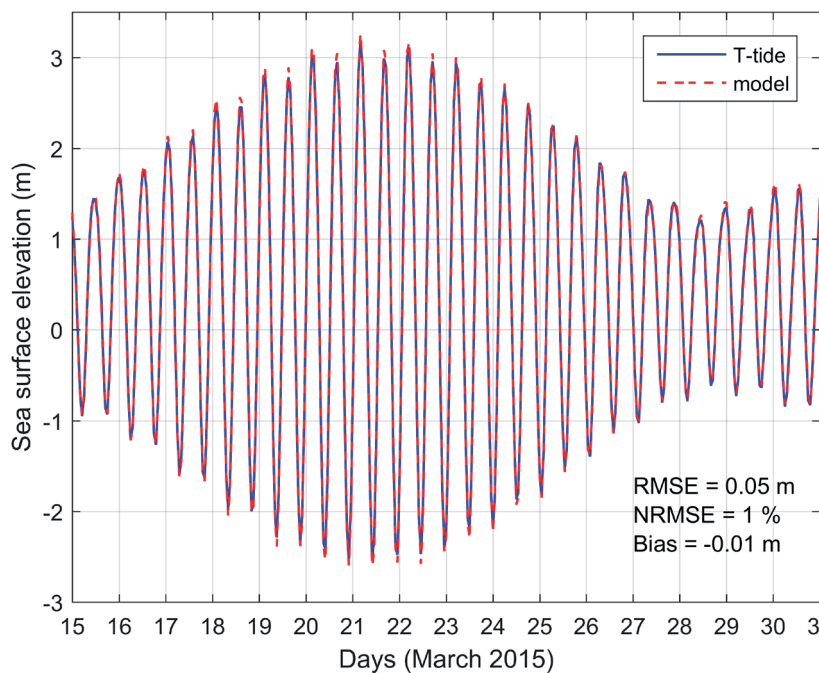


Figure 74 : Validation de la marée à l'Herbaudière avec le signal extrait de l'analyse harmonique (T-tide).

ensuite comparés au signal de marée recomposé à partir des composantes harmoniques citées plus haut. L'erreur RMS des niveaux simulés atteint désormais 0,05 m à l'Herbaudière et 0,15 m à Saint-Nazaire sur une période simulée d'un mois (figure 74). Saint-Nazaire étant situé à 30 km de la zone d'intérêt, la résolution du maillage est plus grossière. L'erreur RMS calculée à Saint-Nazaire, bien que satisfaisante, est par conséquent plus importante qu'à l'Herbaudière. À l'inverse, compte tenu de sa proximité immédiate avec la Baie de Bourgneuf, la résolution du maillage à hauteur du marégraphe de l'Herbaudière est relativement plus fine. Un maillage plus fin permet ici une meilleure représentation de la morphologie du fond. Les interactions non linéaires des composantes de la marée avec le fond sont donc mieux appréhendées réduisant l'erreur RMS de la simulation.

2.2.5.5 Calibration du modèle de marée dans la Baie de Bourgneuf

Dans le cadre de l'expertise sur les mécanismes d'érosion du Passage du Gois, le modèle a aussi été comparé aux mesures hydrodynamiques réalisées dans la nuit du 16 au 17 avril 2015, en bordure du chenal qui longe le sud de la chaussée (cf. chapitre 3 section 1.2.2).

Lors des mesures, la pression atmosphérique était moyenne, le vent faible et la mer étaient calmes. Dans ces conditions, le forçage du modèle avec les facteurs météo-marins est négligeable. Seule une surcote moyenne d'environ 20 cm est mesurée au marégraphe du Port de l'Herbaudière (REFMAR). Elle est ajoutée au forçage du niveau d'eau aux limites du modèle mis en place pour l'expertise.

Des tests de sensibilité ont été effectués pour calibrer le modèle en ajustant le paramètre de rugosité du fond. Ainsi, une rugosité moins importante du fond a été paramétrée sur l'ensemble de la Baie de Bourgneuf. En effet, les estrans qui recouvrent la baie sont relativement homogènes avec

peu sensible aux différentes longueurs de rugosité paramétrées (figure 75). Compte tenu de la situation géographique et de la morphologie des fonds situés au nord de l'île de Noirmoutier, le frottement sur le fond de l'onde de marée à l'approche du port de l'Herbaudière est effectivement relativement faible.

Des niveaux d'eau ont été extraits des simulations paramétrées avec une longueur de rugosité constante fixée à $32 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ en dehors de la Baie de Bourgneuf. Ils sont

des sables plutôt fins. En comparant les épaisseurs d'eau simulées avec celles des mesures de l'ADV, le modèle reproduit pour la nuit du 16 au 17 avril 2015 un signal de marée satisfaisant. De plus, on note que le modèle reproduit bien les effets de seuil induits par le Passage du Gois (figure 75).

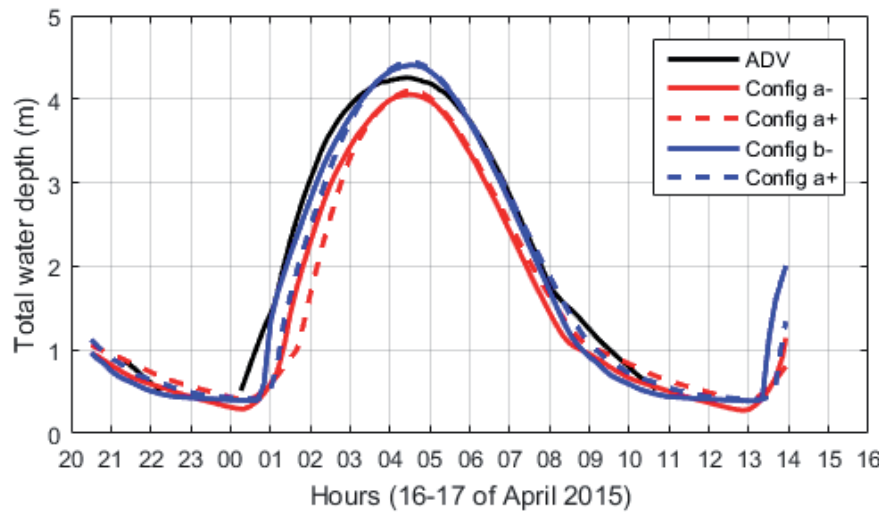


Figure 75 : Comparaison des épaisseurs d'eau simulées avec celle mesurée par l'ADV.

Deux configurations de maillage sont présentées l'une affinée demandant plus de temps de calcul (la largeur de la chaussée du Gois est recouverte par au moins 4 éléments de maillage) et l'autre dégradée (pas plus de 2 mailles sur cette même largeur). Les signes - et + font référence au niveau de rugosité paramétrée. Ici - = $20 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ et + = $40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$.

Les vitesses et les directions des courants simulés et mesurés par l'ADV sont représentées sur un hodographe et nous constatons que le schéma de circulation est aussi plutôt bien reproduit (figure 76). En effet, nous retrouvons les mêmes quatre phases qui caractérisent ici la marée (cf. chapitre 4 section 2.1.1). Cependant, les vitesses d'écoulement sont plus élevées dans le modèle. C'est la raison

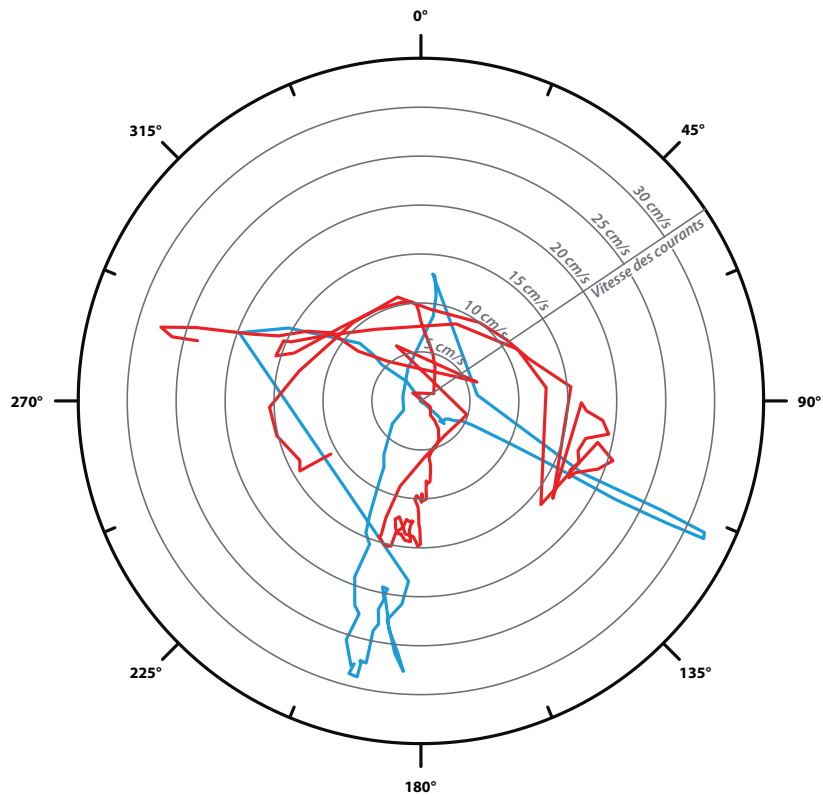


Figure 76 : Hodographe des courants mesurés par l'ADV (en rouge) et simulés par le modèle hydrodynamique (en bleu).

pour laquelle des tests ont été effectués avec une rugosité plus importante pour réduire la vitesse des écoulements. Il en résulte que même si nous augmentons la rugosité tout en prenant en compte la validation de la simulation de la marée en niveaux, nous ne parvenons pas à diminuer significativement la surestimation des vitesses dans le modèle.

Cette différence d'intensité des courants peut s'expliquer par la difficulté de simuler les écoulements dans des secteurs turbulents que l'on peut trouver derrière un seuil topographique tel que celui du Gois. Par ailleurs, ne possédant pas de données bathymétriques fines pour représenter les formes et la pente de la bordure du chenal où était positionné l'ADV, nous considérons que l'emplacement de ce dernier n'est pas idéal pour calibrer le modèle. En revanche, il permet d'évaluer in situ des dynamiques de marée dans un secteur clé de la Baie de Bourgneuf.

2.2.5.6 Validation de la simulation de la marée au Goulet de Fromentine

Le Goulet constitue une zone stratégique dans l'élaboration du modèle de marée. Or, aucune mesure hydrodynamique n'a été réalisée dans le cadre de ces recherches. Il existe cependant d'autres données qui sont consultables dans la littérature aux abords du Goulet de Fromentine pour évaluer la qualité du modèle.

Le bureau d'étude CREOCEAN a déployé un ADCP sur une structure flottante tractée derrière un zodiac dans des conditions météorologiques calmes et favorables (CREOCEAN, 2011). Pendant environ 7 h, d'une mi-marée descendante à la fin du remontant, l'appareil a mesuré les courants d'une marée moyenne (coefficient 70) dans la partie externe du chenal principal, à l'ouest de l'ombilic (figure 77). Bien que les données ne soient pas disponibles, le graphique du rapport d'étude représentant les mesures ADCP comparées à la simulation du modèle de CREOCEAN, a été confronté aux résultats de notre propre modèle de marée (figures 78, 79 et 80). Bien que les intensités de courant mesurées soient dispersées, elles montrent une asymétrie des vitesses plutôt en faveur du flot, phénomène que le modèle de CREOCEAN semble bien reproduire. À partir des vitesses de courant de marée extraites du modèle de CREOCEAN au droit du pont de Noirmoutier, nous retrouvons les caractéristiques particulières de la marée dans ce secteur : comme décrits dans le chapitre 1 à la section 2.4.4.2, les courants de marée sont caractérisés par deux pics d'intensité au jusant et un pic au flot. De plus, entre ces pics d'intensité, nous constatons que la courbe des vitesses de courant simulées est relativement fluctuante.

Pour confronter les mesures et le modèle de CREOCEAN avec le modèle mis en place dans le cadre de nos travaux, la même période a été simulée. À partir d'un point d'extraction situé à proximité de celui de CREOCEAN, nous constatons que les résultats montrent des similitudes, mais aussi des différences notables. En effet, nous retrouvons d'abord les deux pics de jusant et le pic de flot, mais de manière moins marquée dans notre modèle. Par ailleurs, ces deux pics de jusant semblent plus marqués dans notre modèle dans la rade de Fromentine, conformément aux mesures discutées par Paillart (1998) qui se trouvent près de l'estacade. Par contre, et à l'inverse des résultats de l'étude de CREOCEAN, l'asymétrie des vitesses des courants de marée est plutôt en faveur du jusant avec des intensités plus faibles. De plus, nous constatons moins de fluctuations marquées sur la courbe des intensités de courant. Aussi, afin d'augmenter la vitesse des courants

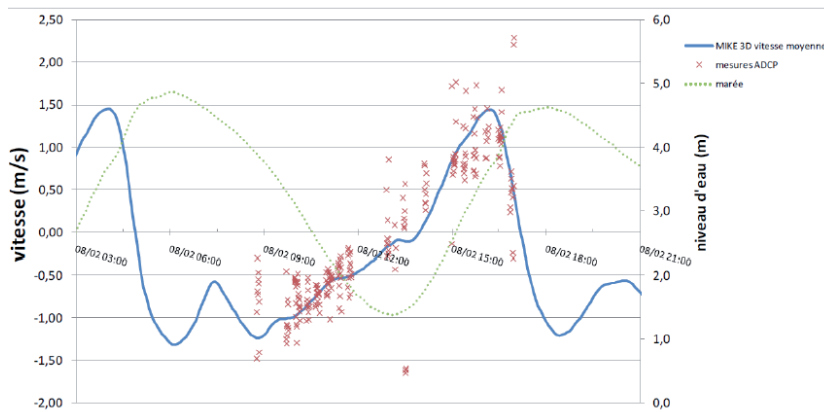


Figure 77 : Les mesures de courants et de niveaux d'eau effectuées par CREOCEAN au Goulet de Fromentine sont comparées aux vitesses des courants simulés par leur modèle. Extrait du rapport d'étude (CREOCEAN, 2011).

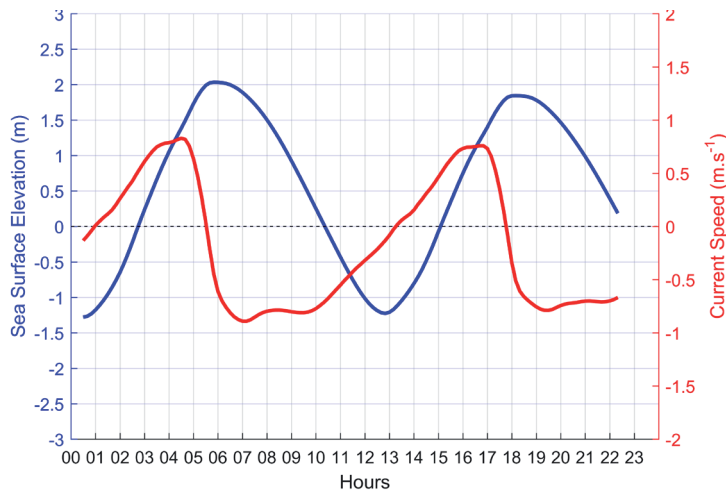


Figure 78 : Vitesses des courants et niveaux d'eau simulés au Goulet de Fromentine sur la même période que la simulation de CREOCEAN de la figure 76. Le modèle est ici configuré avec une rugosité importante dans la Baie de Bourgneuf ($20 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$).

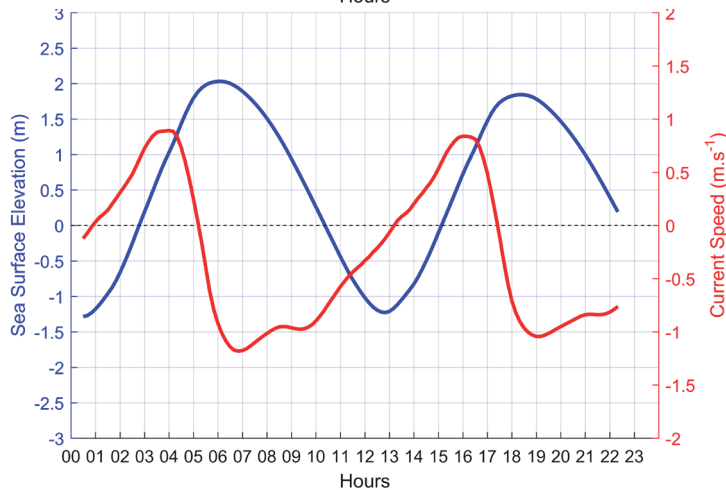


Figure 79 : Vitesses des courants et niveaux d'eau simulés au Goulet de Fromentine sur la même période que la simulation de CREOCEAN de la figure 76. Le modèle est ici configuré avec une rugosité moyenne sur tout le domaine ($32 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$).

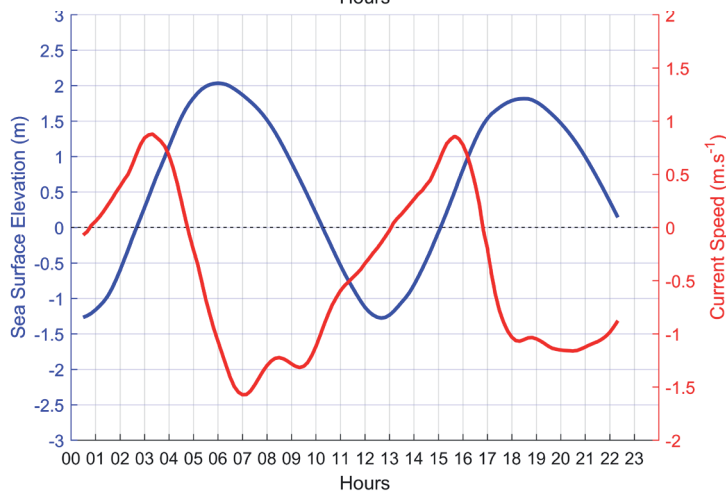


Figure 80 : Vitesses des courants et niveaux d'eau simulés au Goulet de Fromentine sur la même période que la simulation de CREOCEAN de la figure 76. Le modèle est ici configuré avec une rugosité très faible dans la Baie de Bourgneuf ($60 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$).

dans le Goulet, plusieurs longueurs de rugosité ont été testées dans le modèle dans la Baie de Bourgneuf, mais également de manière uniforme. Nous pouvons regretter qu'aucune information sur ce paramètre ne soit renseignée dans le rapport d'étude de CREOCEAN. À titre expérimental, une rugosité plus importante a été paramétrée dans la Baie de Bourgneuf. Il en résulte des vitesses de courant plus faibles avec un signal et des pics d'intensité moins marqués. À l'inverse, en diminuant progressivement la rugosité, les pics et les fluctuations sont plus marqués et la vitesse des courants augmente. Cependant, la vitesse maximale du flot augmente très faiblement par rapport à celle du jusant. Par conséquent, en diminuant artificiellement la rugosité du fond dans le modèle, nous accentuons l'asymétrie en faveur du jusant. Par ailleurs, pour retrouver le caractère fluctuant de la courbe des vitesses de courant du modèle de CREOCEAN, il faudrait appliquer dans le modèle une rugosité très faible, en dehors des limites de sa stabilité.

En conséquence, malgré un code de calcul similaire (MIKE by DHI), nous constatons des différences entre le modèle de CREOCEAN, qui s'appuie sur les mesures ADCP, et celui développé dans cette thèse. Dans la mesure où ces différences ne semblent pas nécessairement liées à un calibrage de la rugosité du fond dans le modèle, elles pourraient s'expliquer par des différences dans les données bathymétriques utilisées ou dans la construction du maillage. En effet, nous verrons que la géométrie du fond est déterminante concernant l'asymétrie de la marée (cf. chapitre 4 section 3). Or, la caractérisation de l'asymétrie de la marée est significative pour évaluer le transport résiduel dans le Goulet de Fromentine. En effet, les dynamiques et les évolutions morphologiques possibles d'une embouchure tidale découlent principalement du sens et de l'intensité du transport résiduel induits par cette asymétrie (Dronkers, 1986). Comme évoqué dans cette partie, certains résultats du modèle de CREOCEAN vont à l'encontre de plusieurs travaux qui optent plutôt pour une asymétrie de la marée au Goulet de Fromentine en faveur du jusant, tant en durée qu'en vitesse, et ce pour des coefficients de marée variables (Gouleau, 1968; Paillart, 1998; Verger, 2009; Bernier & Gruet, 2011).

En plus de l'étude de CREOCEAN, quelques travaux complémentaires permettent d'évaluer la qualité du modèle présenté. Nous pouvons évoquer l'ouvrage de Verger (2009) qui estime à 16 000 000 m³ le volume du flot qui entre dans la Baie de Bourgneuf par le Goulet, et à 60 000 000 m³ le volume qui en sort, pour une marée de vive-eau moyenne. Si nous simulons avec notre modèle une marée de coefficient 90, nous obtenons des résultats qui sont remarquablement concordants avec les estimations de Verger (2009) : le volume de remplissage de la Baie de Bourgneuf par le Goulet de Fromentine s'élève alors à 15 581 000 m³, et à 58 965 000 m³ pour le volume de vidange.

2.2.5.7 Les limites de la validation du modèle de marée

Le système de modélisation mis en place dans le cadre de ces recherches se base en grande partie sur la qualité de la simulation de la marée et de la circulation des masses d'eau associée. Dans ce sens, une attention particulière a donc été portée sur la calibration et la validation du modèle de marée. Cependant, nous pouvons regretter l'absence de mesures exploitables pour une validation quantifiable de la simulation de la marée entre le Passage du Gois et le Goulet de Fromentine. De courtes mesures ont été effectuées aux abords du Passage du Gois, mais la configuration et l'accessibilité du site ne nous a pas permis de placer l'ADV à une position optimale et sur une

longue durée. De plus, aucune mesure n'a pu être effectuée ou obtenue dans le Goulet de Fromentine qui tient pourtant une place centrale dans le fonctionnement hydro-sédimentaire du système. Cependant, compte tenu des objectifs de l'étude, la validation de la simulation de la marée est tout à fait satisfaisante.

2.3 La simulation du climat moyen de vague à partir de conditions théoriques

2.3.1 Présentation du module de vague : Mike 21 SW

Le module Mike 21 SW simule la génération, la propagation, les transformations, et la dissipation des vagues générées par le vent et de la houle au large et à la côte. Basé sur l'équation de conservation de la densité d'action des vagues, ce modèle spectral intègre deux différentes formulations :

- une formulation par des paramètres dissociés,
- une formulation par un spectre d'énergie complet (fréquence et direction).

Le choix de la formulation détermine les caractéristiques des conditions aux limites du modèle. Le détail des équations résolues est disponible dans la documentation scientifique (DHI, 2017b). En fonction de la configuration de la simulation, les calculs peuvent prendre en compte les phénomènes suivants :

- la génération des vagues par l'action du vent,
- la réfraction et le shoaling causés par les variations spatiales de la profondeur,
- l'influence des variations dans le temps de la hauteur d'eau (marée),
- la dissipation des vagues causée par le frottement sur le fond,
- la dissipation des vagues causée par le déferlement des vagues induit par la profondeur,
- la dissipation des vagues causée par le moutonnement,
- les interactions des vagues avec le courant.

2.3.2 Stratégie de la simulation de la propagation de la houle

2.3.2.1 Principe général

L'objectif est ici d'appréhender la propagation des vagues du large vers le littoral étudié, la circulation induite par celles-ci, parfois en interaction avec les courants de marée, ainsi que le transport potentiel de sable associé. Compte tenu du régime macro-tidal de la marée, et du caractère peu profond et complexe du secteur étudié, il est essentiel de prendre en compte l'influence du marnage de la marée sur les phénomènes physiques liés aux vagues.

Le module de vague (SW) est donc couplé avec le module hydrodynamique (HD) de Mike 21. Les simulations hydrodynamiques, dont la configuration et la calibration sont détaillées précédemment (cf. chapitre 3 section 2.2.5), servent de base au modèle de vague.

Dans ce contexte hydrodynamique où la marée joue un rôle primordial, différentes conditions théoriques de vague ont été simulées avec pour objectif d'évaluer les différents schémas possibles de propagation, de circulation, mais aussi de transport sédimentaire induits par les principales

caractéristiques du climat moyen de vague. Il ne s'agit donc pas de simuler des événements réels comme des tempêtes ou des événements identifiés, mais des états de mer reflétant la diversité des directions et des caractéristiques du climat moyen de vague du secteur d'étude.

2.3.2.2 L'intérêt du couplage des modules de marée, de vague

En plus du niveau de marée qui influence ici de manière déterminante les phénomènes de shoaling, de réfraction et de dissipation des vagues, les courants sont aussi susceptibles de modifier les caractéristiques des vagues et le transport potentiel associé. À l'approche de la côte, et notamment dans les embouchures tidales, les vagues subissent en effet de nombreuses interactions avec les courants de marée (DoDet *et al.*, 2013). Le couplage des modules HD et SW permet d'appréhender une partie de ces mécanismes d'interactions, et ce bien que le modèle soit en deux dimensions.

Au moment du déferlement des vagues, l'énergie de ces dernières est transférée dans la colonne d'eau. Cette force est un gradient de tension de radiation qui est à l'origine de courants à la côte comme la dérive littorale (Soulsby, 1997). Le module SW permet de calculer ces gradients de tension de radiation qui vont être utilisés par le module HD pour simuler explicitement ce type de courant dans le modèle.

2.3.2.3 Les limites du couplage des modules de marée, de vague et de transport sédimentaire

Le couplage du module hydrodynamique, du module de vague et du module de transport augmente de manière très significative les temps de calcul des simulations. Afin de conserver des temps de calcul raisonnables permettant d'ajuster le modèle, seule une marée moyenne complète est prise en compte dans les résultats (en excluant le temps de mise en régime du modèle). Contrairement aux simulations de la marée seule où plusieurs cycles consécutifs de marée sont reproduits, seul un cycle complet d'une marée moyenne de coefficient 70 est pris en compte dans les simulations prenant en compte les vagues.

2.3.3 La construction du modèle

L'emprise du domaine de calcul présenté pour les simulations de la marée seule est identique à celui utilisé pour le modèle de vague. La démarche d'optimisation du maillage est également similaire. Par conséquent, afin de bien représenter les phénomènes physiques liés aux vagues, la résolution du maillage a été affinée le long des façades maritimes exposées aux houles océaniques ainsi qu'autour de l'Île-d'Yeu. Cette

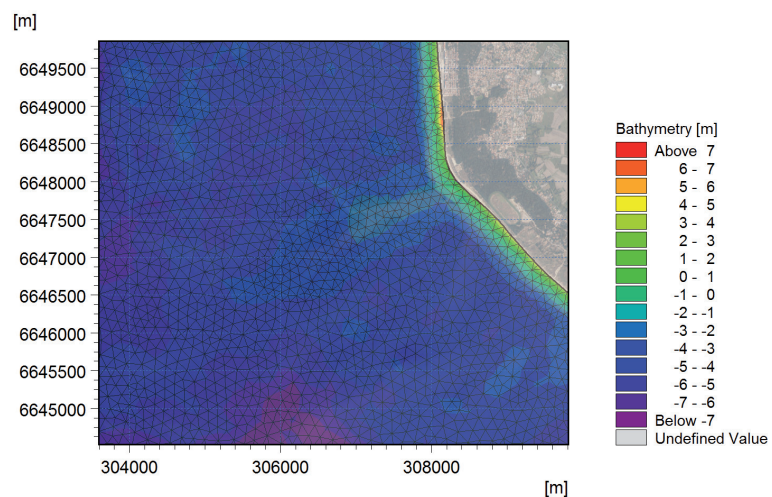


Figure 81 : Le maillage au Pont d'Yeu composé d'éléments de 100 m.

bande englobant les petits fonds est d'une largeur variable selon la pente et la complexité des fonds. La résolution du maillage est donc exactement similaire au modèle de marée partout ailleurs, elle est composée d'éléments triangulaires pouvant être inférieurs à 100 m de côté (figure 81). Par conséquent, le nombre de mailles du modèle prenant en compte les vagues est considérablement augmenté. Cependant, la taille minimale des mailles dans la zone de surf est encore trop grossière pour simuler convenablement le déferlement des vagues.

2.3.4 Les conditions théoriques de houle à appliquer aux frontières du domaine

2.3.4.1 Le paramétrage des conditions aux limites

Compte tenu des objectifs de modélisation décrits précédemment, le modèle spectral est paramétré selon une formulation par des paramètres dissociés plutôt que par un spectre complet. La formulation par un spectre est plus difficile à manipuler, mais plus adaptée à la simulation de conditions réalistes. À partir de la formulation choisie, le modèle spectral est configuré selon des conditions de houles incidentes aux frontières du domaine de calcul définies par quatre paramètres de vague :

- la hauteur significative, hs (m),
- la période pic, tp (s)
- la direction moyenne, dir (deg),
- l'écart-type directionnel, $dir\ std$ (deg).

Ces paramètres sont appliqués de manière constante sur l'ensemble de la période simulée, mais aussi dans l'espace et aux limites maritimes du modèle. De plus, des tests ont été effectués pour évaluer la sensibilité des résultats dans la zone d'étude en modifiant la valeur de ces paramètres aux limites du domaine de calcul. Ainsi, et à titre d'exemple, une atténuation des vagues est estimée par interpolation linéaire vers les extrémités des frontières sans pour autant modifier les résultats entre la pointe Saint-Gildas et la Corniche Vendéenne.

2.3.4.2 Détermination des conditions théoriques de houle

Afin d'identifier les directions dominantes du climat de houle et leurs principales caractéristiques, une analyse statistique des paramètres de vague est effectuée à partir d'une série temporelle de paramètres de vagues. Une telle démarche est souvent utilisée pour déterminer différentes conditions de vague à simuler (Hansen *et al.*, 2013; Idier *et al.*, 2013b). Dans notre cas la base de données HOMERE a été utilisée. Un point d'extraction est choisi à hauteur des frontières au large du domaine de calcul. Une série temporelle des trois paramètres de vague (hs , tp , et dir) est extraite sur l'ensemble de la période de la base de données, soit 19 ans d'observations horaires.

Une méthode de classification d'observations multivariées est utilisée pour regrouper la série temporelle en classes homogènes dont le nombre est défini a priori. Cette série temporelle est constituée de 166 560 observations, auxquelles sont associées les valeurs de trois des quatre variables de vague nécessaires au paramétrage du modèle spectral. La série temporelle multivariée est segmentée par la méthode des nuées dynamiques, aussi appelée *k-means* (MacQueen, 1967). Elle permet de regrouper de manière non hiérarchique les n observations en k groupes distincts

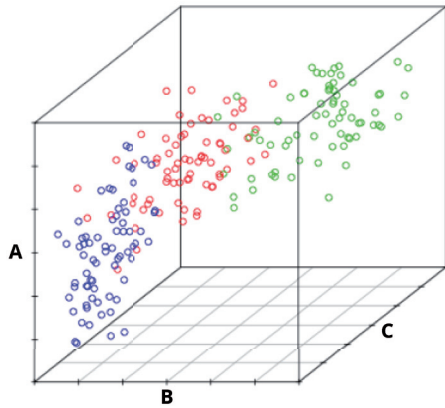


Figure 82 : Exemple de d’une classification en trois groupes d’un nuage de points représenté par 3 variables à l’aide de la méthode k-means.

Pour chacun de ces groupes, la moyenne de chaque variable est calculée.

S_j , constitués de n_j observations. Chaque groupe S_j est déterminé selon un critère d’homogénéité basé sur la distance des différentes variables des observations n_j par rapport à un centre de gravité du nuage correspondant. Le calcul du centre de gravité d’un nuage est effectué de manière itérative de façon à minimiser la variance de chaque variable au sein de chaque groupe S_j : les centres de gravité sont calculés de nouveau lorsqu’une observation change de groupe. En fonction du nombre d’itérations, les k groupes sont déterminés de manière optimale lorsque les observations ne changent pas de groupe entre deux itérations successives. Les centres de gravité sont associés à des valeurs moyennes des trois variables représentant les caractéristiques des vagues regroupées par nuage homogène. Ces valeurs moyennes sont ensuite utilisées pour paramétrer le modèle spectral.

Les classes ainsi déterminées constituent les différents scénarios de conditions de vague à simuler. Une illustration de la méthode est schématisée dans la figure 82.

Cette méthode a l’avantage de permettre la classification homogène et non hiérarchique d’ensembles volumineux et multivariés. En revanche, l’inconvénient de cette méthode est que le nombre de classes k doit être défini au préalable. Or, elle ne permet pas de savoir si le nombre de classes utilisé est cohérent. Dans notre cas, une connaissance des phénomènes analysés permet une évaluation de la cohérence du nombre de classes k . Pour ce faire, plusieurs tests ont été réalisés pour déterminer un nombre de scénarios à simuler permettant de représenter la diversité des conditions de vague du secteur d’étude, notamment en direction moyenne, tout en prenant en considération leur probabilité d’occurrence respective.

Enfin, une fois les classes déterminées, l’écart-type de la direction moyenne des vagues ($dir\ std$) est calculé au sein de chaque groupe. Cette variable est en effet le quatrième paramètre nécessaire au forçage du modèle spectral.

Il résulte de ces analyses 6 scénarios de conditions de vagues dont les caractéristiques sont

id	Scénario	Dir (°)	Hs (m)	Tp (s)	dir std (°)	Probabilité d’occurrence (%)
0	marée seule	-	-	-	-	-
5	NNW	330	1.19	10	13	4
3	WNW	295	1.46	10.5	6	23
1	W(N)	280	2.04	11.5	4	37
2	W(S)	264	2.7	11.5	5	24
4	WSW	241	2.34	10.5	10	7
6	S(W)	187	1.83	10	19	2

Tableau 9 : Synthèse des scénarios classés selon leur direction du nord au sud. La numérotation des identifiants s’appuie sur la probabilité d’occurrence de chacun des scénarios exceptée pour la marée seule.

résumées dans le tableau 9 suivant.

En utilisant 6 classes (k), la méthode des nuées dynamiques nous permet de définir 6 scénarios de climat moyen de vague. Un large spectre directionnel est représenté ainsi que plusieurs niveaux d'énergie des vagues. Cette classification est en accord avec les analyses des états de mer effectuées précédemment sur la zone d'étude (cf. chapitre 1 section 2.1.2). Par exemple, les scénarios de vagues les plus fortes sont associés à des directions de secteur W à SW. Nous remarquons aussi que l'écart-type de la direction des vagues augmente lorsque la probabilité d'occurrence diminue. Nous pouvons déduire de ce constat que les scénarios dont la probabilité d'occurrence est élevée sont très homogènes avec un climat moyen de vague cohérent. À l'inverse, lorsque la probabilité d'occurrence est faible, les valeurs moyennes qui définissent le climat moyen de ces scénarios représentent probablement des conditions de vague très hétérogènes.

2.3.4.3 Les approximations des conditions aux limites du modèle de vague

La détermination des conditions aux limites et leur implémentation dans le modèle se basent donc sur deux approximations :

- les conditions représentent des paramètres moyens de vagues,
- elles sont appliquées de manière constante aux frontières du modèle sur un cycle de marée complet.

Pour autant, la simulation de ces conditions théoriques semble suffisante pour appréhender l'essentiel des processus qui contrôlent le fonctionnement hydro-sédimentaire du secteur d'étude. De plus, il est ainsi possible de tester plus aisément une diversité de conditions de vagues. Selon les objectifs, ce type de conditions est souvent utilisé en ingénierie côtière (CREOCEAN, 2011; CASAGEC Ingénierie, 2017), mais aussi dans le cadre de recherches scientifiques sur les dynamiques côtières (Nahon *et al.*, 2012; Hansen *et al.*, 2013). Par ailleurs, la simulation d'événements plus «réaliste» implique une autre démarche de modélisation. Par exemple, elle nécessite des données de forçage comme des spectres de houles. De plus, elle requiert de pouvoir valider le modèle à partir de données de vagues observées. Or, nous ne disposons pas de mesures directionnelles de vagues dans le secteur d'étude.

2.4 La simulation des flux sédimentaires

2.4.1 Présentation du module de transport de sédiments non cohésifs : Mike 21 ST

Le module *Sand Transport* du système de modélisation Mike 21 FM calcule le transport de sédiments non-cohésifs, sur le fond et en suspension, à partir des composantes moyennes du courant issues des simulations hydrodynamiques, et le cas échéant, des conditions de vagues issues du modèle spectral. En fonction de la configuration de la simulation, deux types de modèle sont donc possibles :

- courant uniquement (*pure current*),
- courant et vagues combinés.

Le transport de sable en chaque point du maillage du domaine est simulé par une formule de

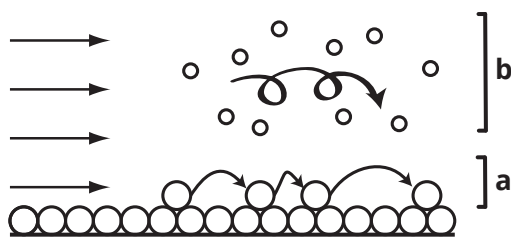


Figure 83 : Schéma du transport des sédiments par charriage (a) et suspension (b).

capacité de transport total (charriage + suspension) détaillée dans la documentation scientifique du modèle (DHI, 2017c). Le modèle est paramétré selon une granulométrie déterminée par l'utilisateur. En effet, le seuil critique de mise en mouvement et la vitesse de chute dans l'eau des sédiments varient avec le diamètre du grain sélectionné.

Dans le cas d'une simulation du transport de sédiment associé au courant uniquement, les résultats des simulations hydrodynamiques en cours suffisent à calculer les contraintes de mise en mouvement des sédiments en fonction des conditions de courant à chaque pas de temps. En revanche, dans le cas d'une simulation du transport de sédiment associé à la combinaison du courant et des vagues, il est nécessaire de définir certaines propriétés de transport sédimentaire spécifique à l'action combinée des vagues et des courants. En conséquence, le transport total est ainsi déterminé à partir d'une table de transport sédimentaire générée préalablement par la *Toolbox* de Mike 21. Cette table permet de décrire les processus hydrodynamiques complexes, dans la colonne d'eau et dans la couche turbulente, issus de l'action combinée des vagues et des courants.

2.4.2 Principe du couplage avec les modules HD et SW

Contrairement aux modules HD et SW dont les calculs interagissent réciproquement, le couplage de ces modules avec le module ST est unilatéral. C'est-à-dire que le transport sédimentaire calculé à partir des résultats du modèle de marée et le cas échéant de vague n'implique pas une modification de la forme du fond en réponse à l'intensité et la direction du transport. La bathymétrie du modèle est donc supposée immuable.

Les courants calculés dans les simulations présentées précédemment constituent les variables forçantes du module de transport sédimentaire. La modélisation du transport est donc réalisée sur le même domaine de calcul et le même maillage.

2.4.3 Une approximation des caractéristiques sédimentaires

Les cartes sédimentologiques disponibles (Vanney, 1977) montrent une couverture sédimentaire de la Baie de Bourgneuf variant du sable moyen et grossier (grains médians variant entre 500 μm et 2000 μm) au sable fin (grains médians variant entre 50 μm et 500 μm). Des tests de sensibilité du modèle ont été effectués pour plusieurs tailles de grains afin de représenter au mieux la variabilité sédimentaire dans la zone d'étude, par exemple 200 μm et 1000 μm . Les tests de sensibilité sur la granulométrie des sables ont montré que les schémas de transport sont du même type entre les deux classes de grains étudiées, seule l'intensité des flux est modulée selon le diamètre du grain paramétré dans le modèle. Sur la base de ces tests de sensibilité, une granulométrie constante à 200 μm est paramétrée sur l'ensemble du domaine de calcul.

Pour chaque simulation, la répartition granulométrique des sables est supposée constante et

la disponibilité en sable est supposée totale sur l'ensemble du domaine. Autrement dit, aucune distinction n'est faite entre les secteurs sableux et les secteurs rocheux sans stock sédimentaire. Par conséquent, les résultats du modèle de transport sédimentaire correspondent donc à une visualisation du transport sableux potentiel.

2.4.4 *Flux et capacité potentielle de transport*

Les simulations de transport nous permettent d'obtenir une cartographie des flux sédimentaires et de leur capacité potentielle de transport. Compte tenu des approximations évoquées ci-dessus, l'amplitude du transport calculé dans les résultats des simulations nous renseigne davantage sur l'intensité du transport et sa direction. Le transport instantané peut être présenté, c'est-à-dire le transport potentiel à un pas de temps sélectionné, mais on peut aussi présenter les résultats sous forme de flux résiduels, c'est-à-dire le transport potentiel net sur une période délimitée, comme un ou plusieurs cycles de marée. Ces schémas de capacité potentielle de transport permettent notamment de localiser les zones préférentielles d'érosion ou de dépôts. Globalement, les zones de gradient décroissant et/ou de convergence des vecteurs indiquent les dépôts potentiels ; les zones de gradient croissant et/ou de divergence des vecteurs se traduisent plutôt par de l'érosion.

En plus des schémas de transport, il est possible d'estimer un volume de sédiment transporté. Tout comme pour les volumes des masses d'eau, on peut notamment calculer le volume potentiel de sédiment qui transite par les ouvertures de la Baie de Bourgneuf afin d'estimer un bilan. Encore une fois, ces valeurs nous renseignent sur l'intensité du transport, notamment dans un rapport de proportion. Elles ne doivent pas être perçues comme des estimations précises, d'autant plus qu'aucune validation des simulations de transport n'est effectuée. On peut seulement vérifier la cohérence des schémas de transport par la morphologie des zones étudiées.

Conclusion du chapitre

La construction du modèle hydro-sédimentaire a été une démarche progressive. La disponibilité d'une mise à jour du logiciel, l'acquisition de données complémentaires, et l'analyse harmonique des mesures marégraphiques ont permis d'affiner la simulation de la marée. Néanmoins, à l'image des mesures au Passage du Gois, la validation de la propagation de la marée sur les grandes surfaces intertidales de la Baie de Bourgneuf mériterait d'être approfondie. On peut également regretter l'absence de mesures hydrodynamiques sur plusieurs cycles de marée dans le Goulet de Fromentine. Quant à la simulation des vagues, les conditions aux limites du modèle sont déterminées selon une analyse statistique d'une série temporelle de paramètres de vague. Il résulte de cette analyse six scénarios représentatifs de conditions moyennes d'état de mer. Si un large panel de provenances des vagues est pris en compte, les différences d'énergie des vagues entre les scénarios semblent limitées. De plus, on peut regretter que la simulation des vagues n'ait pas été validée à partir de la simulation d'un événement réel. Enfin, à partir des conditions hydrodynamiques simulées, seules l'intensité et la direction des flux sédimentaires sont calculées.



Chapitre 4

Fonctionnement hydro-sédimentaire du système côtier

Introduction

À partir des mesures et des simulations présentées dans le chapitre précédent, nous aborderons ici le fonctionnement hydro-sédimentaire des principales unités géomorphologiques, ainsi que la variabilité des conditions hydrodynamiques qui les caractérisent. Les processus qui contrôlent les dynamiques sédimentaires de la façade océanique et du Coureau Islais seront abordés dans un premier temps, puis nous examinerons ceux qui contrôlent les dynamiques de la Baie de Bourgneuf. Le Goulet de Fromentine se situant à l'interface de ces deux unités, son cas sera donc étudié dans les deux parties. Enfin, nous essaierons d'appréhender le système dans sa globalité pour évaluer les relations d'interdépendance qui sont susceptibles d'exister entre les processus côtiers contrôlant chacune de ces unités. L'objectif de ce chapitre est donc d'appréhender la sensibilité du système aux différents forçages appliqués aux frontières du modèle. Il s'agit d'identifier quelles variations dans les conditions hydrodynamiques sont susceptibles d'engendrer des changements dans les dynamiques du littoral étudié. En dernier lieu, nous nous interrogerons sur l'éventuelle évolution du système sédimentaire.

1. Fonctionnement hydro-sédimentaire de la façade océanique et du Coureau Islais : variabilité de l'influence des vagues

La façade maritime du secteur d'étude et le Coureau Islais sont exposés aux houles océaniques. Nous étudierons donc dans un premier temps la propagation et la transformation de différentes conditions de vagues à l'approche de la côte. Puis, dans un second temps, nous analyserons les courants induits par la marée et influencés par les vagues. Ainsi, une fois ces conditions hydrodynamiques appréhendées, intégrant leurs variabilités spatiales sous l'effet de différents forçages, nous examinerons les schémas de transport en cartographiant les flux de transport résiduels et instantanés. Enfin, notre réflexion portera sur les travaux déjà effectués par DHI et GEOS (2008) sur les dynamiques hydro-sédimentaires de cette façade maritime et les résultats seront interprétés pour tenter de comprendre le fonctionnement et la sensibilité du système sédimentaire.

1.1 Propagation et modifications des états de mer à l'approche de la côte

À l'approche de la côte, les vagues sont affectées par des phénomènes de réfraction, de diffraction, et de dissipation par frottement sur le fond qui modifient leurs caractéristiques, notamment leur hauteur et leur direction. Ces modifications sont appréhendées à partir de plusieurs séries temporelles de paramètres de vagues d'emprises spatiales et temporelles différentes. Cependant, ces séries temporelles sont ponctuelles et elles ne permettent donc pas de visualiser les phénomènes de diffraction et de réfraction. Ainsi, après avoir analysé ces séries temporelles, une cartographie des hauteurs significatives des vagues et de leurs directions est proposée afin de représenter l'effet de ces phénomènes. Les résultats des simulations des scénarios sont analysés pour évaluer la sensibilité spatiale de ces transformations aux différentes conditions théoriques de vague.

1.1.1 Variabilité des paramètres de vagues entre le large et le Coureau Islais et entre l'été et l'hiver

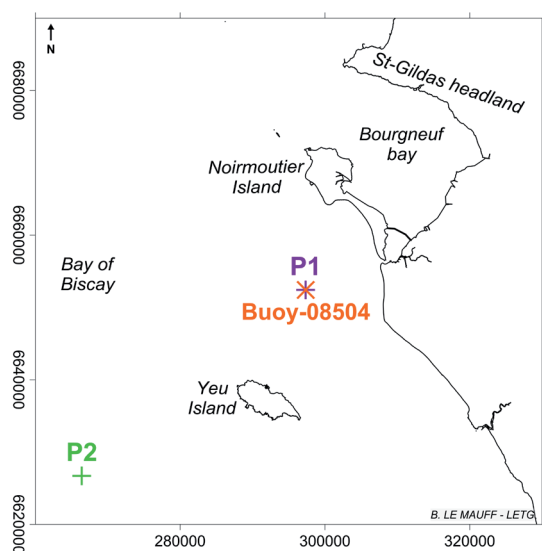


Figure 84 : Localisation des points d'extraction de la base de données HOMERE.

À partir de la base de données HOMERE, le climat moyen mensuel des états de mer est calculé pour un point extrait au large de l'Île-d'Yeu et un point entre l'Île-d'Yeu et Noirmoutier (figure 84). Au large, la hauteur significative des vagues est graduellement plus forte en hiver, avec une moyenne mensuelle maximale de 3 m au mois de décembre, alors qu'au mois de juin elle atteint 1,30 m. Les moyennes mensuelles des directions et les écarts-types correspondants révèlent une plus grande hétérogénéité des directions moyennes WSW propres aux mois d'hiver, et une plus grande homogénéité des directions WNW d'été. De même, l'étalement directionnel moyen est plus faible et plus homogène pour les mois d'été (figure 85).

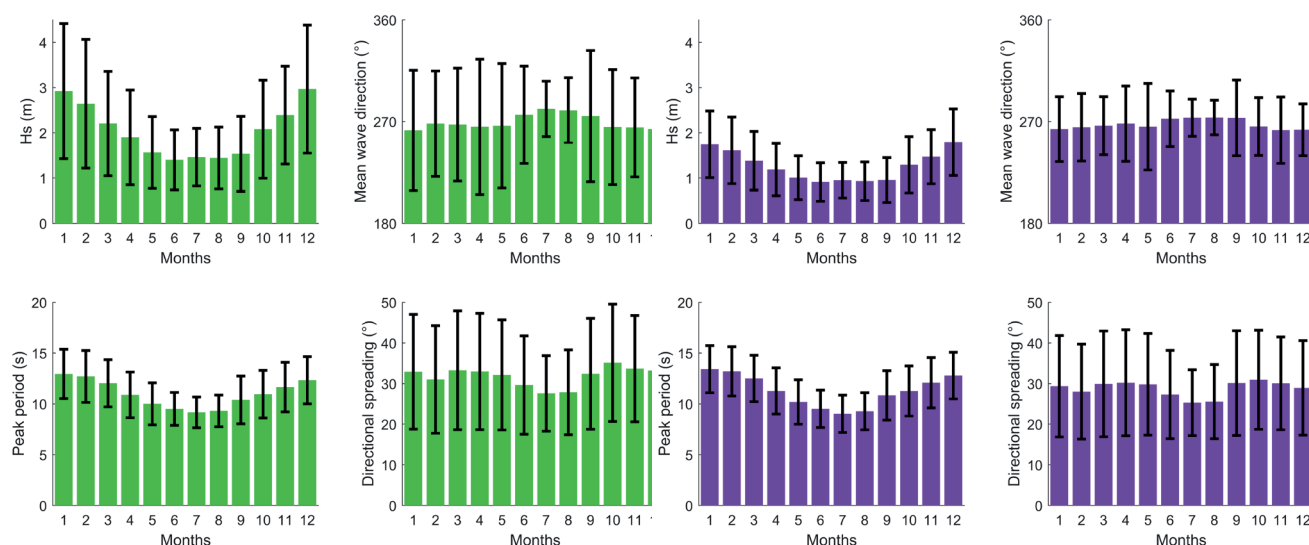


Figure 85 : Moyennes mensuelles des vagues au large (P2 en vert) et sur le Coureau Islais (P1 en violet) calculées à partir de la base de données HOMERE. Les barres d'erreur représentent les écarts-types.

En revanche, à hauteur du point situé plus proche de la côte entre l'Île-d'Yeu et l'île de Noirmoutier, on constate une forte dissipation de l'énergie des vagues qui se traduit par une diminution importante des hauteurs par rapport au large. Dans ce secteur, la moyenne mensuelle du mois de décembre se situe légèrement en dessous de 2 m, et celle du mois de juin atteint environ 1 m. Les différences sont plus faibles entre les mois d'hiver et d'été. Par ailleurs, la diminution de la hauteur des vagues est plus significative pour les mois d'hiver caractérisés par des conditions de vagues plus énergétiques. On constate aussi une tendance à l'uniformisation des caractéristiques des vagues. En effet, les écarts-types des moyennes mensuelles sont beaucoup plus faibles pour tous les paramètres présentés ici, à l'exception de la période qui reste stable. De plus, les directions moyennes et les étalements directionnels sont plus homogènes d'un mois à l'autre, et bien que la répartition soit conservée entre l'hiver et l'été, les différences sont un peu moins marquées.

Le point d'extraction situé proche de la côte se trouve à plus de 5 km au large des pays de Monts sur le Coureau Islais. Or, cette description met en évidence l'influence forte du Coureau Islais sur la transformation des vagues depuis le large. La nature rocheuse des fonds et les faibles profondeurs qui s'étendent assez loin au large induisent des transformations complexes, et relativement importantes et loin du rivage affectant les houles.

1.1.2 Variabilité spatiale et temporelle des épisodes tempétueux sur le Coureau Islais

Les mesures non directionnelles de vagues des ADV nous permettent d'avoir un aperçu in situ des états de mer sur le Coureau Islais pendant presque un an complet. De juin à septembre 2013, les vagues d'été peu énergétiques sont ponctuées de quelques événements caractérisés par des vagues dépassant 2 m avec une période pic pouvant avoisiner 15 secondes. Pendant la seconde période de mesure, de septembre à la fin de l'hiver 2013-2014, des épisodes de forte houle se succèdent à partir du mois d'octobre jusqu'au mois de mars. Par exemple, plusieurs événements sont caractérisés par des vagues dépassant 3 m voire 4 m, avec des périodes pics atteignant 20 secondes. Bien que la durée des salves de mesures (*burst*) ne soit pas idéalement adaptée (cf. chapitre 3 section 1.3.2), nous avons pu également isoler la présence d'ondes infragravitaires (figure 86).

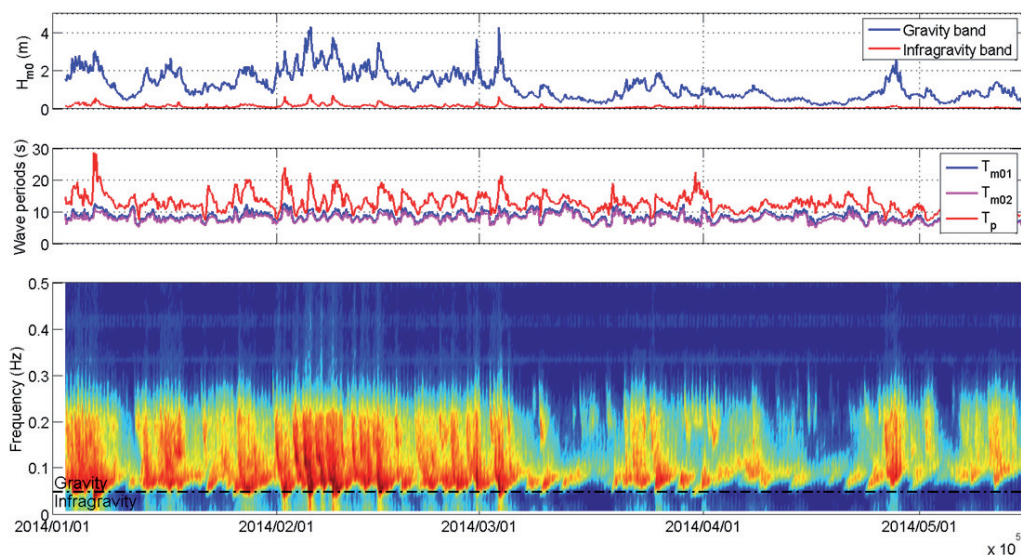


Figure 86 : Répartition fréquentielle de l'énergie des vagues obtenue à partir du traitement des mesures de pression de l'ADV déployé sur le Coureau Islais.

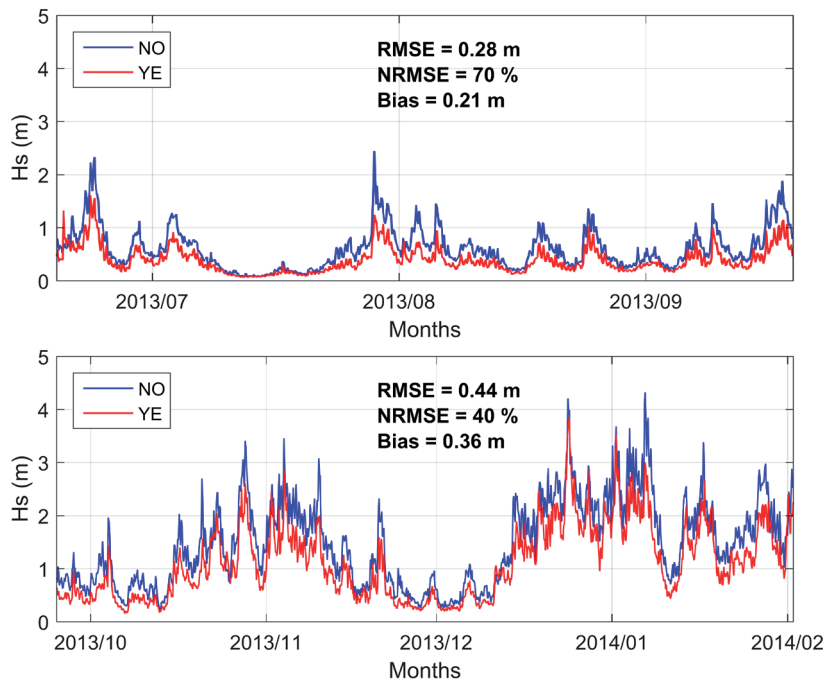


Figure 87 : Comparaison de la hauteur des vagues mesurée par les ADV déployés sur le Coureau Islais. Celui situé au nord de l'Île-d'Yeu est représenté par les courbes bleues (NO) et celui situé plus à l'est de cette dernière est représenté par les courbes rouges (YE).

La comparaison des mesures des deux ADV nous permet de constater que la hauteur des vagues mesurée au nord de l'Île-d'Yeu est en moyenne légèrement plus importante qu'à l'ADV situé à l'est de l'île (figure 63). De plus, cette différence est plus importante en période estivale dans des conditions peu énergétiques (NRMSE = 70 %) qu'en période hivernale (NRMSE = 40 %). L'Île-d'Yeu située directement à l'ouest de l'ADV fait certainement écran aux houles qui proviennent majoritairement de cette direction. La différence en matière de hauteur de vague est aussi plus importante lors des épisodes dont la hauteur des vagues est relativement élevée avec une période pic faible comme fin juillet 2013. À l'inverse, on observe moins de décalage lorsque les épisodes sont plus énergétiques (figure 87). Ainsi, en fonction de la direction et de l'énergie des vagues, l'Île-d'Yeu pourrait donc jouer un rôle protecteur à préciser.

L'hiver 2013-2014 est particulier par l'intensité et la succession des tempêtes qui se sont abattues sur le littoral atlantique (Blaise *et al.*, 2015; Castelle *et al.*, 2015, 2017; Autret *et al.*, 2016; Kandrot, Farrell & Devoy, 2016; Masselink *et al.*, 2016b, 2016a). Ainsi, une analyse détaillée des conditions hydrodynamiques de cet hiver énergétique à partir des mesures des ADV constitue une perspective intéressante à ces travaux de recherche.

1.1.3 Cartographie de la propagation des vagues à partir des conditions théoriques

Les cartes de la hauteur significative instantanée des vagues et de leur direction issues des résultats des simulations des différents scénarios de vague nous permettent d'appréhender les phénomènes qui affectent la modification de ces caractéristiques à l'approche de la côte, et de visualiser certains phénomènes comme la diffraction et la réfraction. On distingue notamment deux grands secteurs séparés par le Pont d'Yeu et l'Île-d'Yeu : la partie nord du Coureau Islais, et sa partie sud. Leurs différentes configurations géographiques et morphologiques induisent des transformations différentes selon les secteurs.

1.1.3.1 La partie nord du Coureau Islais

En arrivant du large, les premiers obstacles que rencontre la houle sont l'Île-d'Yeu et le plateau des Bœufs, dont une partie émerge à marée basse. Entre ces deux avancées rocheuses, le linéaire côtier avec les seuils bathymétriques forme grossièrement une baie dont certains tronçons sont émergés et d'autres, immergés. Le tracé de cette baie suit au nord le plateau des Bœufs et les cordons dunaires de l'île de Noirmoutier, puis ceux des pays de Monts vers le sud, et enfin le Pont d'Yeu qui rejoint l'Île-d'Yeu sous le niveau de la mer par le SW. Entre ces limites, la bathymétrie épouse relativement bien la forme de cet évasement qui occupe la partie nord du Coureau Islais. Seuls la Basse de l'Aigle et le delta de jusant s'avancent vers le large. Il résulte de cette morphologie un effet combiné de diffraction et de réfraction qui affecte la houle entrant dans cet évasement (figure 88). À l'exception du scénario 6 dont les vagues proviennent d'un secteur trop méridional (figure 89), on assiste pour tous les autres scénarios à des changements de direction des vagues qui génèrent :

- une concentration de leur énergie sur le plateau des Bœufs et la pointe NW de l'Île-d'Yeu (les vecteurs de direction des vagues tendent à converger),
- une dispersion de leur énergie entre ces deux obstacles (les vecteurs de direction tendent à diverger).

On remarque par ailleurs une réfraction et une amplification systématique et importante de la hauteur des vagues aux abords directs de l'Île-d'Yeu induite par une augmentation rapide de la bathymétrie. En revanche, la remontée des fonds plus progressive aux abords du plateau des Bœufs induit une amplification plus faible. À une échelle plus fine, la propagation des vagues sur le plateau des Bœufs s'accompagne aussi de la convergence des vecteurs de direction sur la pointe de l'Herbaudière, du Devin, et sur celle de la Loire. Ce phénomène se traduit notamment par des vagues plus hautes sur la partie SW de la plage de Luzeronde proche de la pointe du Devin, par rapport à sa partie NE où les vagues sont davantage dissipées par diffraction. De même, sur la façade orientée SW des plages de l'Épine, la plage des Eloux, adjacente à la pointe de la Loire, concentre une énergie plus importante que celles proches du port du Morin. Au centre de cette baie, le promontoire immergé de la basse de l'aigle, où se situent la bouée CANDHIS et l'ADV, provoque aussi une légère amplification de la taille des vagues.

En se propageant à l'intérieur de cet évasement, les vagues divergent progressivement de sorte qu'elles arrivent avec un angle d'incidence très faible sur les cordons dunaires de la pointe de la Fosse et du nord des pays de Monts. Par exemple, la réfraction et la diffraction sont maximales à La Guérinière, à la racine de la flèche sableuse de la pointe de la Fosse. Entre le large et cette petite baie, les vagues provenant d'un secteur ouest sont déviées de plus de 45 °.

Les phénomènes décrits précédemment sont identifiables sur 5 des 6 scénarios simulés avec des intensités variables en fonction des caractéristiques des vagues aux frontières du modèle. À l'exception du scénario 6, on constate une très faible variabilité des directions de vagues proche du rivage du nord du Coureau Islais. Dans le cas du scénario 6 dont les vagues proviennent davantage du sud, celles-ci convergent également vers les pointes rocheuses de l'île de Noirmoutier sous l'effet de phénomènes de réfraction. En revanche le sud de Noirmoutier, et le nord des pays de Monts sont plus abrités des vagues provenant de ce secteur méridional.

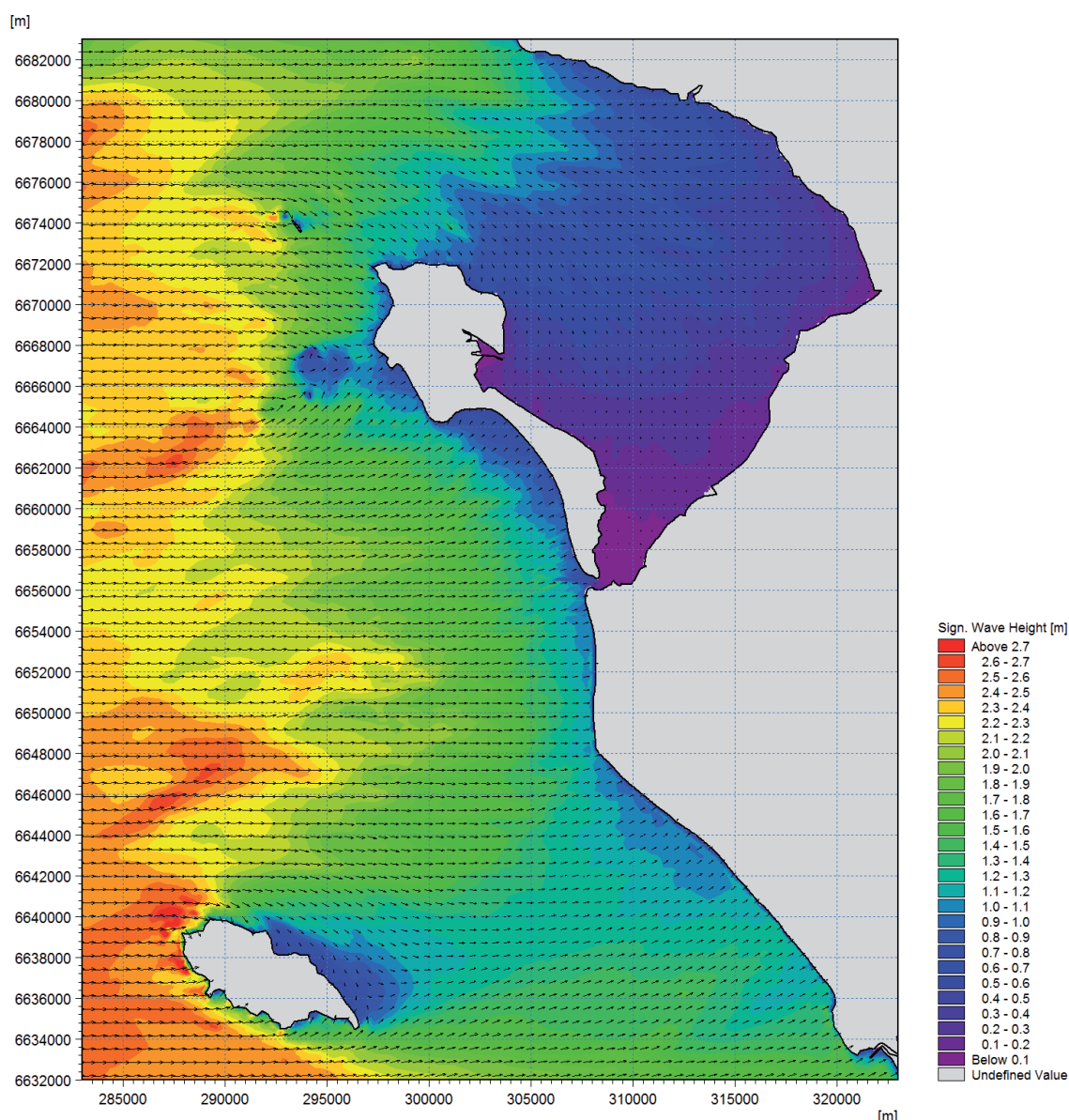


Figure 88 : Hauteur significative des vagues et leur direction pour le scénario (2) le plus énergétique à marée haute (cf tableau 9 p. 164).

1.1.3.2 La partie sud du Coureau Islais

La partie sud du Coureau Islais peut être délimitée par le Pont d'Yeu au nord, l'Île-d'Yeu à l'ouest et la Corniche Vendéenne au SE. Ce secteur prend la forme d'un delta dont le côté NW est relativement protégé par le Pont d'Yeu, et le côté méridional est ouvert sur l'océan entre l'Île-d'Yeu et la Corniche Vendéenne. Le côté terrestre suit le tracé des cordons dunaires orientés vers le SW, et la bathymétrie est ici caractérisée par un gradient de pente : (i) la pente est faible à hauteur du Pont d'Yeu où les petits fonds sont larges et peu profonds ; (ii) en direction du SE jusqu'à la Corniche Vendéenne, elle augmente perpendiculairement à la plage (figure 4).

Située directement à l'ouest de ce secteur, l'Île-d'Yeu joue ici un rôle encore plus remarquable que dans la partie nord du Coureau Islais. La propagation de part et d'autre de l'île crée une zone d'ombre en arrière de l'île qui évolue en fonction de la provenance et de l'intensité des vagues. En effet, cette zone d'ombre se déplace vers le SE de l'île pour les vagues provenant du secteur WNW

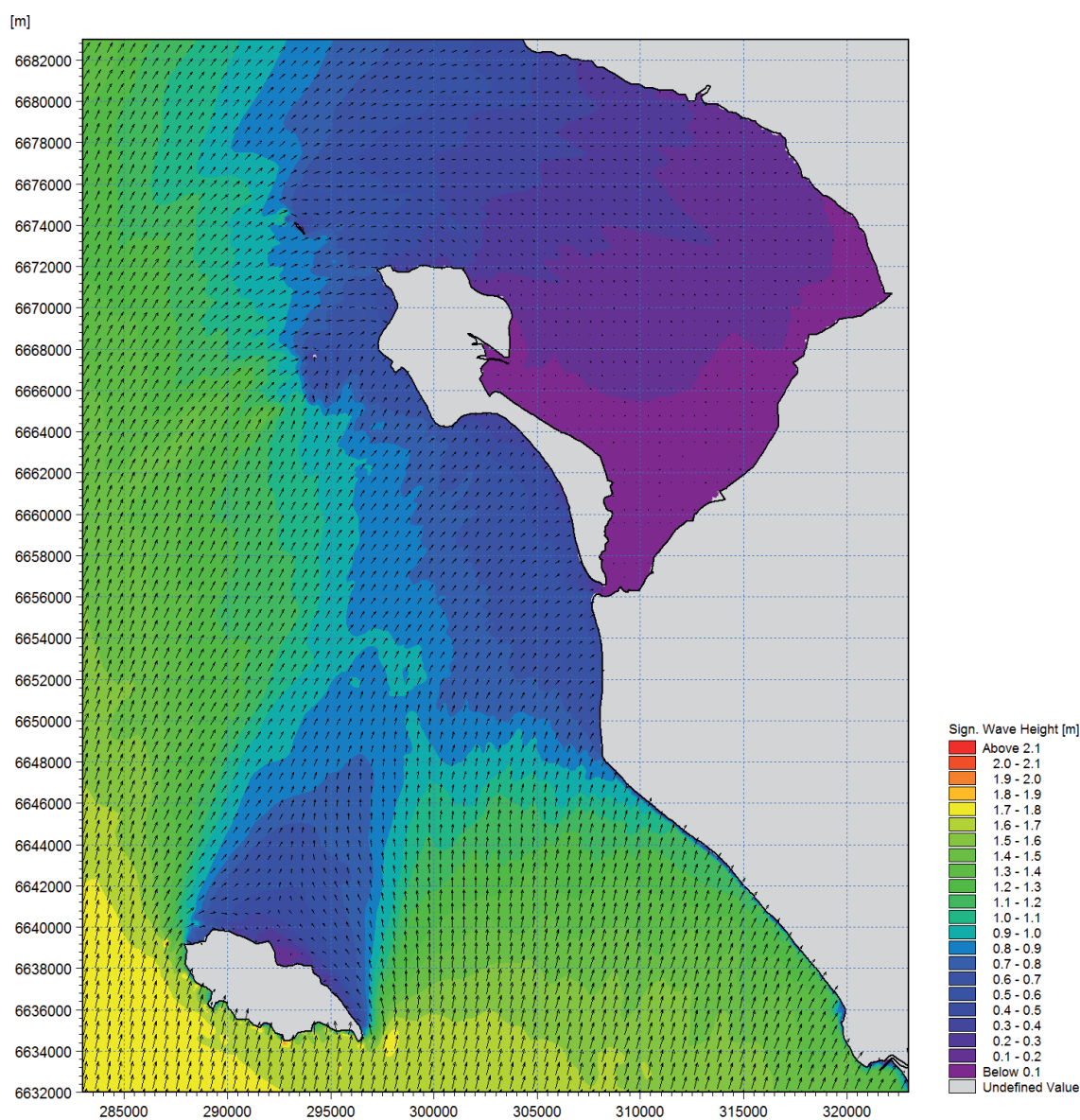


Figure 89 : Hauteur significative des vagues et leur direction pour le scénario 6 à marée haute [m] (cf tableau 9 p. 164). La provenance des vagues représente un cas particulier par rapport aux autres scénarios..

(scénario 5), et au nord pour les vagues de secteur sud (scénario 6). Ainsi, la façade maritime située entre le Pont d'Yeu et Saint-Jean-de-Monts est plus favorablement abritée des houles dominantes par l'Île-d'Yeu. À l'inverse, les houles de secteur WSW et de sud sont très peu dissipées avant d'arriver sur le tronçon SE de ce linéaire côtier situé entre Saint-Jean-de-Monts et la Corniche Vendéenne. Ce tronçon de la côte est en conséquence le plus exposé du secteur.

1.1.3.3 L'importance des niveaux de marée sur la dissipation des vagues

Compte tenu des faibles profondeurs du secteur d'étude, les variations du niveau de marée peuvent modifier la propagation de la houle jusqu'à la côte. Ainsi, à marée basse, les schémas de propagation ne changent globalement pas par rapport à la marée haute. En revanche, la dissipation de l'énergie des vagues est plus forte à marée basse qu'à marée haute. Sur l'ensemble de la façade maritime, les faibles niveaux d'eau entraînent ici une diminution importante de la hauteur des

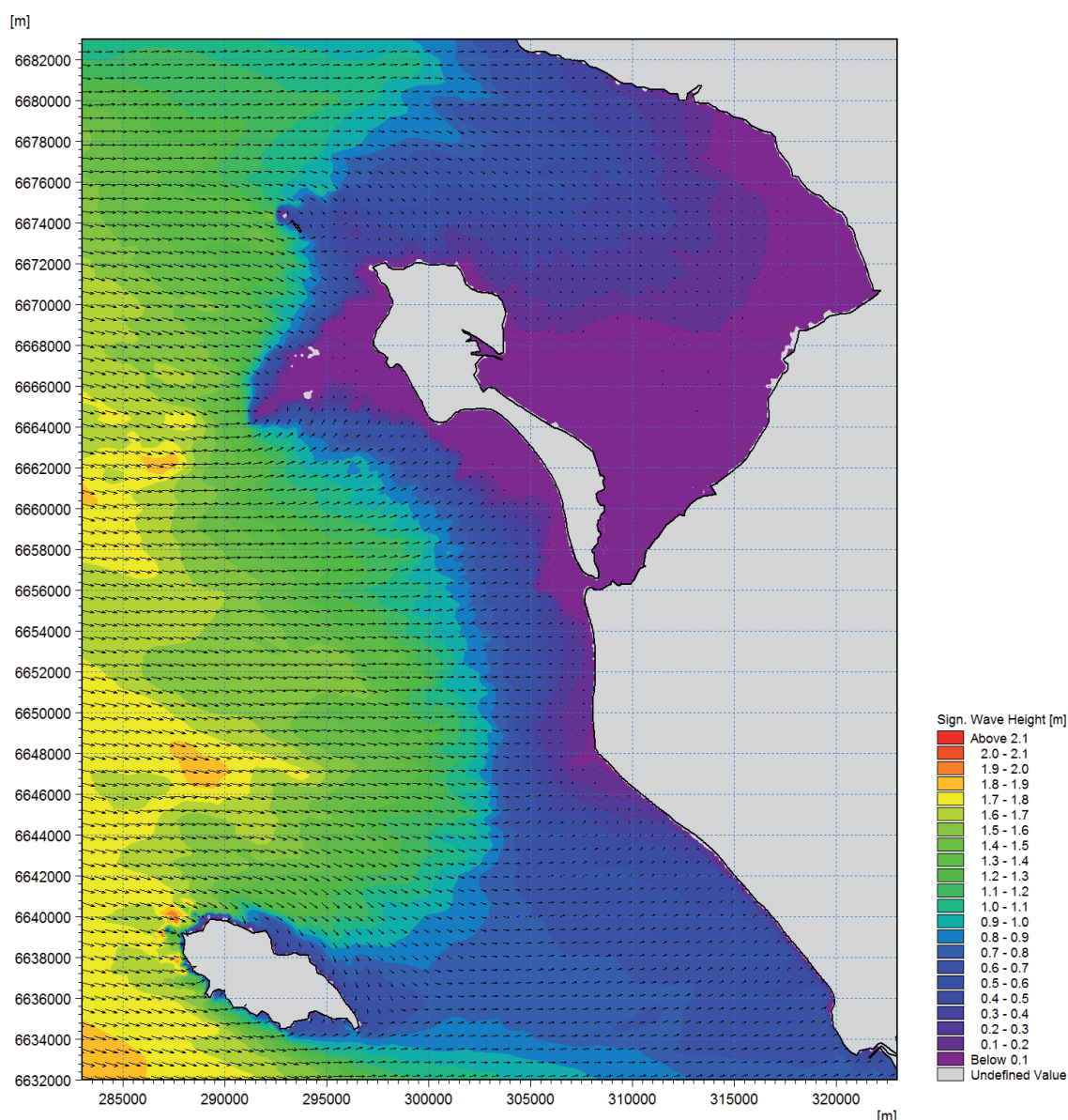


Figure 90 : Hauteur significative des vagues et leur direction pour le scénario 1 (cf tableau 9 p. 164) au moment de la marée basse d'une grande marée (coefficient 118).

vagues sur une large bande avant d'atteindre la côte (figures 90 et 91). L'émergence d'une partie du plateau des Bœufs et du Pont d'Yeu protège d'autant plus les plages de Luzeronde, de l'Épine et celles du Pont d'Yeu. Par ailleurs, les larges estrans qui découvrent à La Guérinière et à Barbâtre à marée basse contiennent également les vagues, et ce, loin en retrait des dunes. À l'inverse, au sud du Pont d'Yeu en direction de la Corniche Vendéenne, les vagues conservent relativement plus d'énergie à proximité du rivage. Ici, la pente plus importante des fonds entraîne une plus faible dissipation des vagues même à marée basse.

1.1.3.4 La propagation des houles jusqu'aux ouvertures de la baie

Compte tenu de la largeur et de la profondeur de l'ouverture nord, les vagues provenant du large peuvent pénétrer à l'intérieur de la baie par l'ouverture nord avec plus ou moins d'intensité selon les scénarios. L'énergie des vagues est ensuite dissipée progressivement vers le fond de la

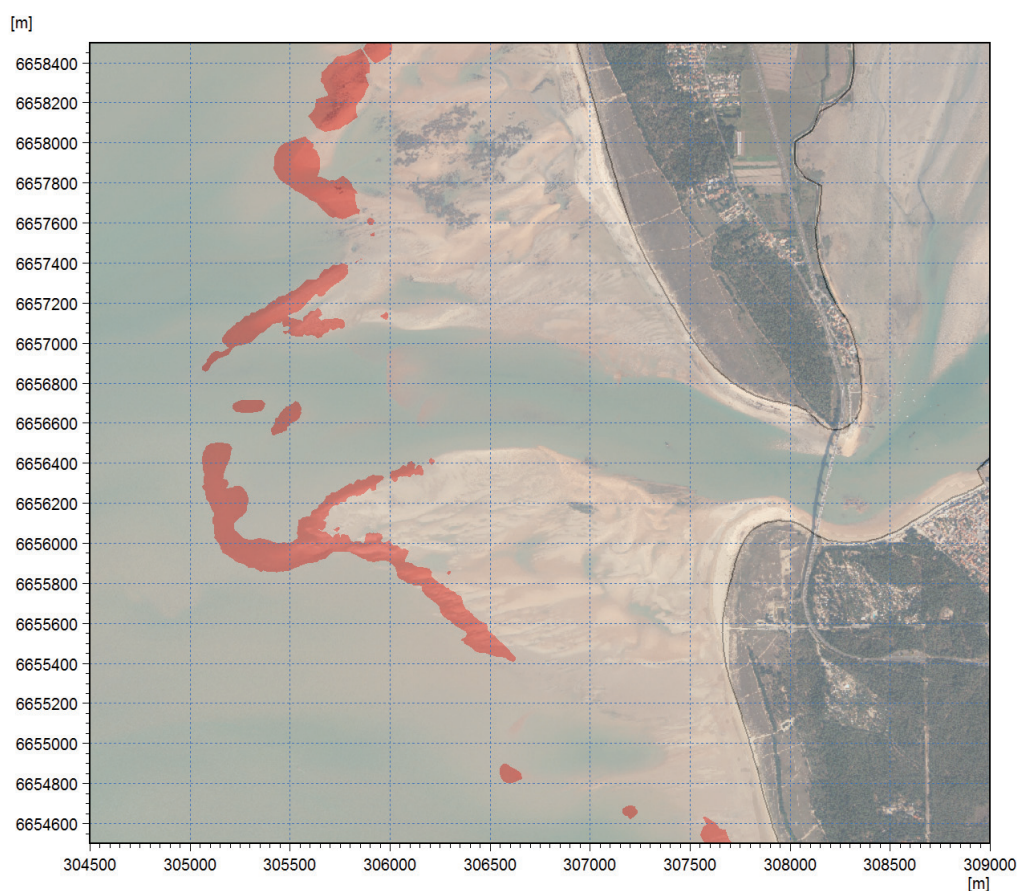


Figure 91 : Représentation du déferlement des vagues du scénario 1 (cf tableau 9 p. 164) à marée basse à l'extérieur du Goulet de Fromentine. Le déferlement est figuré en rouge lorsque le breaking index est positif.

baie. Ainsi, la hauteur des vagues faiblit rapidement après avoir franchi l'ouverture, et l'intégralité de l'énergie est dissipée avant d'atteindre les larges estrans du NE et du centre de la baie. Cette dissipation est d'autant plus rapide que le niveau de la mer est bas (figure 90).

Au Goulet de Fromentine, la dissipation de l'énergie des vagues est beaucoup moins progressive. La houle qui provient du large ne franchit pas la gorge de l'embouchure (figure 91). Sur le delta de jusant, une combinaison de phénomènes de diffraction et de réfraction modifie la hauteur et la direction des vagues. Aussi, ces modifications sont fortement dépendantes des niveaux d'eau. Sous l'effet des transformations qui affectent la houle dans la partie nord du Coureau Islais, les vagues atteignent le Goulet de Fromentine avec une direction qui varie très peu. D'un scénario simulé à l'autre, les schémas décrits ci-dessous varient donc principalement en intensité (figure 92).

À tous les niveaux de marée, les vagues ont tendance à converger sur les deux extrémités du delta de jusant, et elles divergent vers l'intérieur du chenal principal. Lors des niveaux de marée les plus bas, une barre de déferlement entrave l'entrée du chenal à hauteur du lobe terminal (figure 91), où on constate aussi une légère augmentation de la taille des vagues. À mi-marée, les vagues se propagent sur une partie réduite du delta de jusant, et elles convergent sur ses rives avec une augmentation de leur hauteur aux extrémités de ce dernier. Enfin, à marée haute, les vagues se propagent sur l'ensemble du delta de jusant alors immergé en conservant une hauteur plus importante à l'entrée du chenal et sur les extrémités du delta de jusant, avant de se dissiper de

manière plus désordonnée sur le delta. Aux abords de la gorge de l'embouchure, les vagues tendent à diverger en direction des deux rives du chenal, vers la pointe de la Fosse et vers la Grande Côte. Au-delà de la gorge de l'embouchure, dans la rade de Fromentine, l'intégralité de l'énergie de la houle est dissipée.

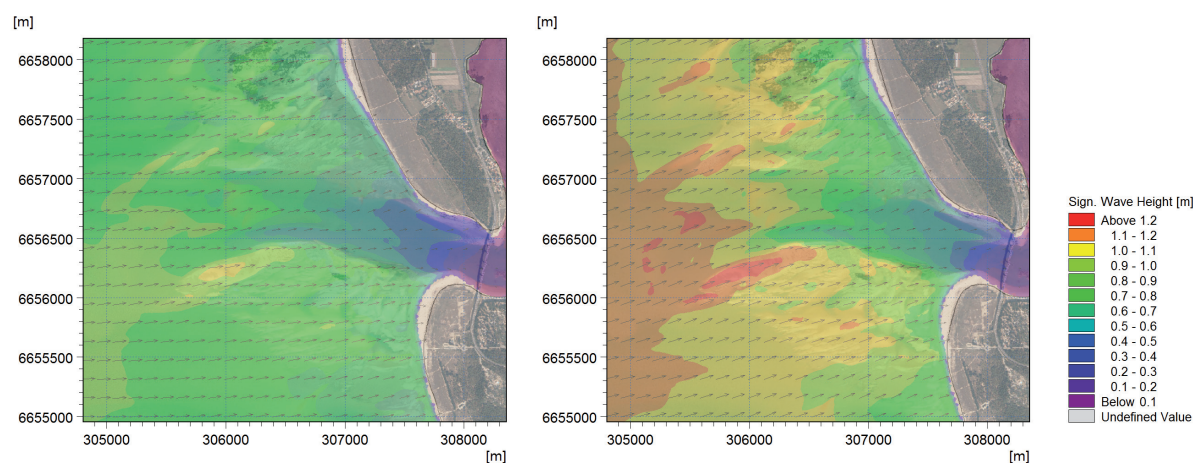


Figure 92 : Comparaison entre la hauteur significative des vagues des scénarios 1 provenant de l'ouest et celles du scénario 4 provenant du sud-ouest (cf tableau 9 p. 164).

1.2 La circulation des masses d'eau à l'extérieur de la Baie de Bourgneuf

Aux abords de la façade maritime étudiée, la circulation des masses d'eau est contrôlée par le flot et le jusant qui traversent le Coureau Islais. La configuration de la côte, et la présence d'îles et de hauts-fonds qui émergent à marée basse affectent la propagation de la marée dans ce secteur. Au Goulet de Fromentine, la morphologie du delta de jusant indique des écoulements complexes. De plus, la présence de vagues peut à la fois accélérer, freiner voire modifier la direction des courants. Ainsi, pour comprendre ces phénomènes, nous allons cartographier de la vitesse et de la direction des courants issues des résultats du modèle hydrodynamique.

À partir des simulations effectuées, nous avons constaté que les schémas de circulation et les différentes phases de la marée varient très peu entre les marées de vive-eau et les marées de morte-eau. Lors d'une marée de morte-eau, les intensités des courants sont en revanche beaucoup plus faibles.

1.2.1 Description de la circulation des masses d'eau sur le Coureau Islais

1.2.1.1 Les courants dominants induits par la marée

Dans le Golfe de Gascogne, l'onde de marée se propage du sud vers le nord. En arrivant sur le Coureau Islais, elle se divise au sud de l'Île-d'Yeu. Cette séparation des masses d'eau provoque une accélération des courants aux deux extrémités de l'île (figure 93). Au début d'une marée montante de vive-eau, les vitesses peuvent atteindre 0,9 m/s en direction du nord-est, au large de la pointe de la Butte au nord-ouest de l'île, et 0,5 m/s en direction du nord, à la pointe des Corbeaux au sud-est de l'île. À mesure que la marée monte, ces vitesses diminuent.

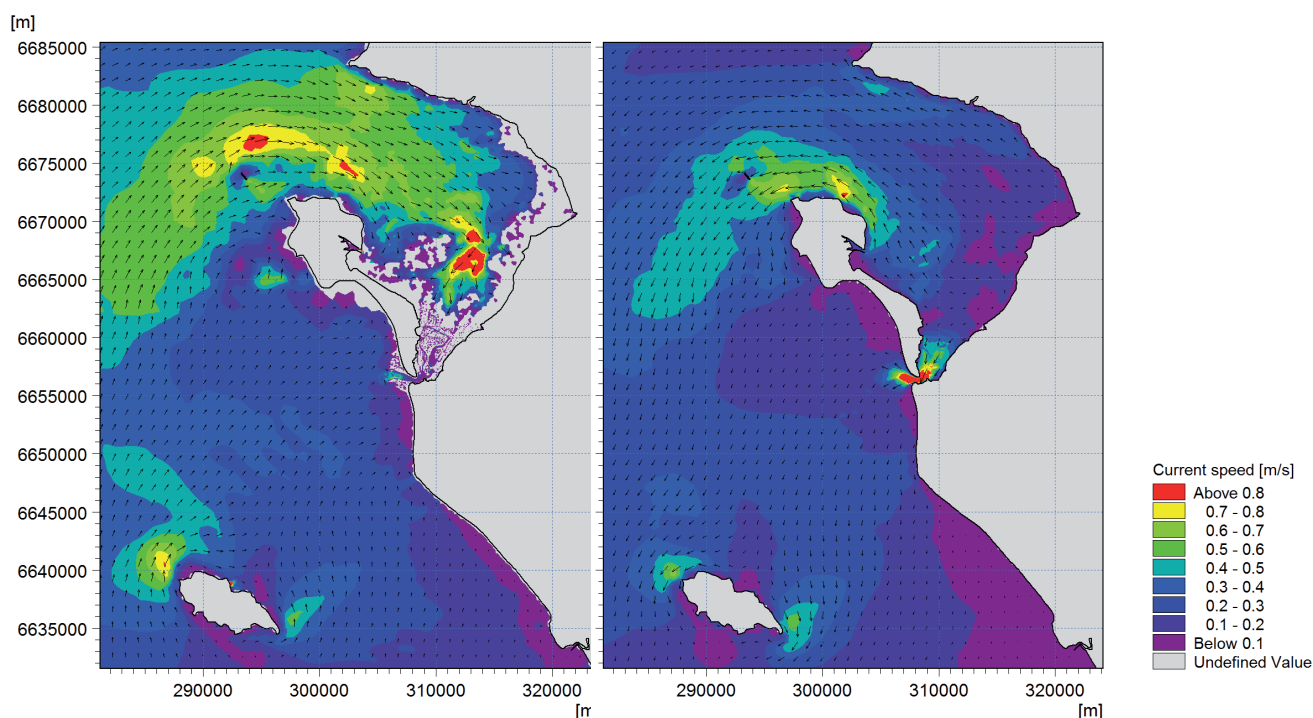


Figure 93 : Vitesse des courants d'une marée de vive-eau à mi-marée montante (à gauche) et à mi-marée descendante (à droite).

Lorsque la marée redescend, les masses d'eau se séparent de nouveau de part et d'autre de l'Île-d'Yeu, mais dans la direction opposée. Le Coureau Islais se vidange alors peu à peu. Autour de l'Île-d'Yeu, on retrouve les mêmes zones d'accélération des courants orientés à présent vers le sud et l'ouest. Ils sont aussi plus intenses à la pointe des Corbeaux par rapport à la marée montante. À l'inverse, les courants à la pointe de la Butte sont moins intenses comparativement à la marée montante. Lors d'une marée descendante de vive-eau, les vitesses de part et d'autre de l'Île-d'Yeu peuvent atteindre environ 0,65 m/s. Sur un cycle complet d'une marée, on observe donc une forme de rotation horaire des courants dominants de part et d'autre de l'Île-d'Yeu. Sur sa façade nord-est, une zone de faibles courants se maintient tout le long du cycle aux abords de Port-Joinville. Entre l'île et le continent, les courants qui traversent le Pont d'Yeu sont aussi plus intenses vers le sud au début de la marée descendante, que lors de la marée montante lorsqu'ils sont orientés vers le nord. En revanche, du fait de profondeurs plus importantes, ces courants restent relativement faibles au sud du Pont d'Yeu.

Plus au nord, sur le plateau des Bœufs, les courants s'accélèrent également sur les faibles profondeurs du plateau des Bœufs. Cependant, il faut noter que les niveaux de marée contraignent ici fortement les écoulements. Au début de la marée montante, l'accélération des courants se situe à l'ouest des roches émergentes. Le flot contourne l'île de Noirmoutier de part et d'autre de l'île du Pilier en bifurquant vers l'intérieur de la baie. Au nord de l'île, l'accélération du flot est maximale à mi-marée avec des vitesses qui peuvent atteindre 1 m/s en vive-eau. Au moment de l'étale de pleine mer, on remarque une légère accélération des courants en direction du sud au droit des pointes de l'Herbaudière et du Devin, là où les niveaux d'eau ne le permettaient pas auparavant. À mesure que le jusant se met en place, ces petits bras de mer, situés à l'est de l'île du pilier et des

roches émergentes du plateau des Bœufs, constituent le passage privilégié des courants de jusant vers le sud. Les vitesses peuvent atteindre 0,8 m/s au début du jusant d'une marée de vive-eau. Progressivement, les niveaux d'eau baissent ce qui contraint le jusant à contourner finalement le plateau des Bœufs par l'ouest avant la mi-marée.

1.2.1.2 Les vagues modifient les courants dominants seulement en intensité

Sur le Coureau Islais, en présence de vagues, les schémas de courant changent peu. En revanche, leur intensité varie d'autant plus que les vagues sont importantes. Pour les scénarios dont les vagues proviennent majoritairement d'un large secteur ouest, on observe les phénomènes suivants. A basse mer, le courant de flot orienté vers le nord est ralenti. La diminution de la vitesse est plus flagrante aux abords de l'Île-d'Yeu et sur les parties hautes du plateau des Bœufs. À mesure que le niveau d'eau monte, le flot s'oriente plus favorablement vers la terre, il est de ce fait accéléré par le courant induit par les vagues par rapport à la simulation de la marée seule. Cette accélération est plus flagrante de nouveau au plateau des Bœufs et au nord du Pont d'Yeu. Ce phénomène persiste lorsque le jusant se met en place en direction du sud. À mi-marée descendante, la marée qui se retire vers le SW est légèrement ralentie comme au nord du Pont d'Yeu. Au plateau des Bœufs, des courants complexes sont amplifiés probablement à cause du déferlement des vagues qui s'additionne à la vidange des secteurs émergents. Au sud du Pont d'Yeu, les courants induits par le mouvement des masses d'eau restent relativement faibles et peu influencés par les différentes conditions aux limites des principaux scénarios. Pour les scénarios 4 et 6 dont les vagues proviennent davantage d'un secteur sud, on retrouve quelques différences d'intensité par rapport aux précédents scénarios. Par exemple, la rotation des courants autour de l'Île-d'Yeu est légèrement ralentie par rapport aux courants induits par la marée uniquement. Au début de la marée montante, l'accélération du flot est plus forte, et ceci est aussi visible au sud du Pont d'Yeu. Cette portion de la côte est plus exposée aux vagues de ces deux scénarios, ainsi les courants induits par les vagues dans cette partie du Coureau Islais sont plus importants.

1.2.2 Description des courants au Goulet de Fromentine

1.2.2.1 Les courants dominants induits par la marée

Au début de la marée montante, le delta de jusant est découvert : le flot emprunte donc d'abord le chenal principal de l'embouchure vers l'intérieur de la baie. À mesure que le niveau d'eau monte, les courants s'intensifient dans le chenal principal vers la baie. Dans le même temps, le delta est peu à peu recouvert par la marée, et on constate alors une accélération du flot sur les faibles profondeurs de la rive sud du delta de jusant en direction du chenal principal. Peu après la mi-marée, le maximum du flot est atteint dans la gorge de l'embouchure, et des vitesses importantes sont aussi visibles aux abords de la tourelle du Boisvinet (figure 94). En vive-eau, la vitesse maximale du flot dans le chenal peut atteindre localement 1,5 m/s à hauteur de l'ombilic. La renverse intervient rapidement avant la pleine mer, après une courte étale. Au moment de la pleine mer, le jusant est déjà bien établi. Les courants sont de nouveau plus intenses dans la partie la plus étroite du chenal. Ils sont également aussi rapides sur la partie sud du delta de jusant au niveau de la tourelle du Boisvinet. La vitesse maximale du jusant est atteinte peu après la pleine mer atteignant locale-

ment 2 m/s en période de vive-eau (figure 95). À mesure que le niveau d'eau baisse, les courants s'affaiblissent dans la partie sud du delta de jusant pour se concentrer dans le chenal principal. À mi-marée descendante, les courants les plus intenses se situent maintenant dans la partie maritime du chenal principal, notamment dans le chenal entretenu pour la navigation.

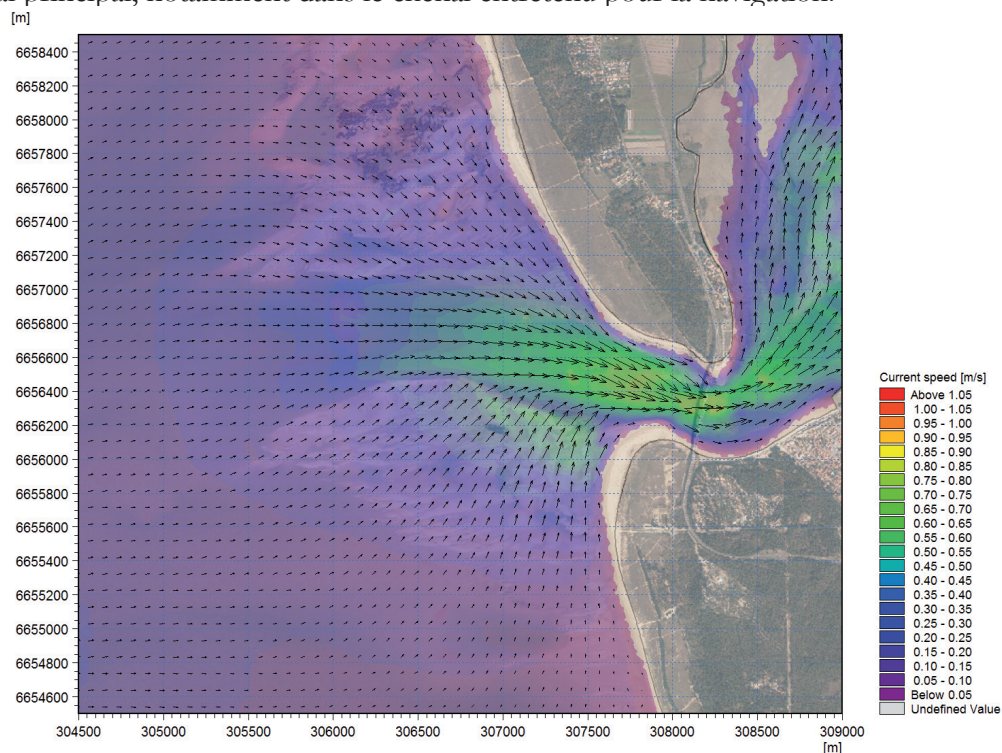


Figure 94 : Vitesses maximums du flot atteintes pendant la simulation d'une marée moyenne.

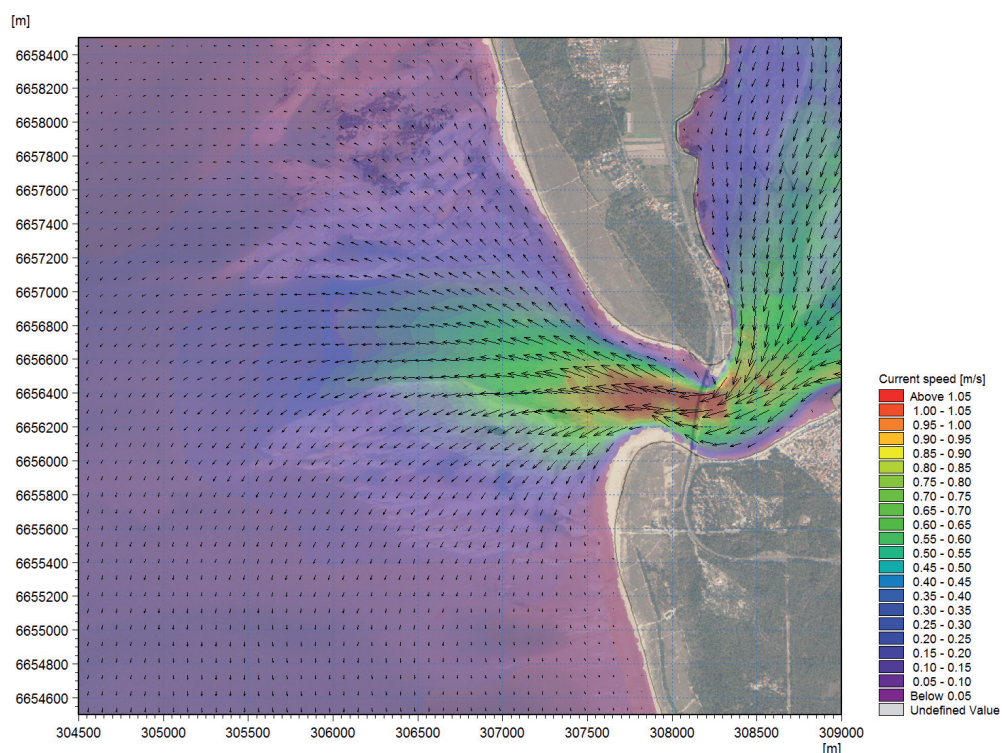


Figure 95 : Vitesses maximums du jusant atteintes pendant la simulation d'une marée moyenne.

1.2.2.2 Les vagues complexifient les courants sur les faibles profondeurs du delta

Sur les faibles profondeurs du delta de jusant, les vagues ont peu d'influence sur le schéma de circulation des courants dominants. En fonction des niveaux d'eau, elles peuvent avoir une influence locale. Ainsi et par exemple, lors du flot, le courant apparaît légèrement accéléré sur les extrémités du delta et sur les rives du chenal principal par rapport à la simulation de la marée seule (figures 94 et 96). De même, au moment de l'étalement de pleine mer, l'agitation associée aux vagues maintient des vitesses relativement plus importantes sur la partie sud du delta de jusant et dans certains chenaux de la partie nord. Pendant la longue phase de jusant, les vagues ont peu d'influence dans le chenal principal. En revanche, le courant sortant qui s'évase en sortie du chenal a tendance à être dévié plus favorablement vers le SW sous l'effet des vagues. À l'extrémité de la partie sud du delta de jusant, on remarque une petite zone où l'intensité des courants est notablement plus faible dans les simulations de vagues par rapport à la marée seule (figures 95 et 97). Par ailleurs, ce secteur du delta correspond à une zone d'amplification de la taille des vagues. Ces deux observations nous conduisent à déduire que la convergence des vagues avec le courant de marée provoquerait ici une diminution locale des courants pendant une partie du jusant.

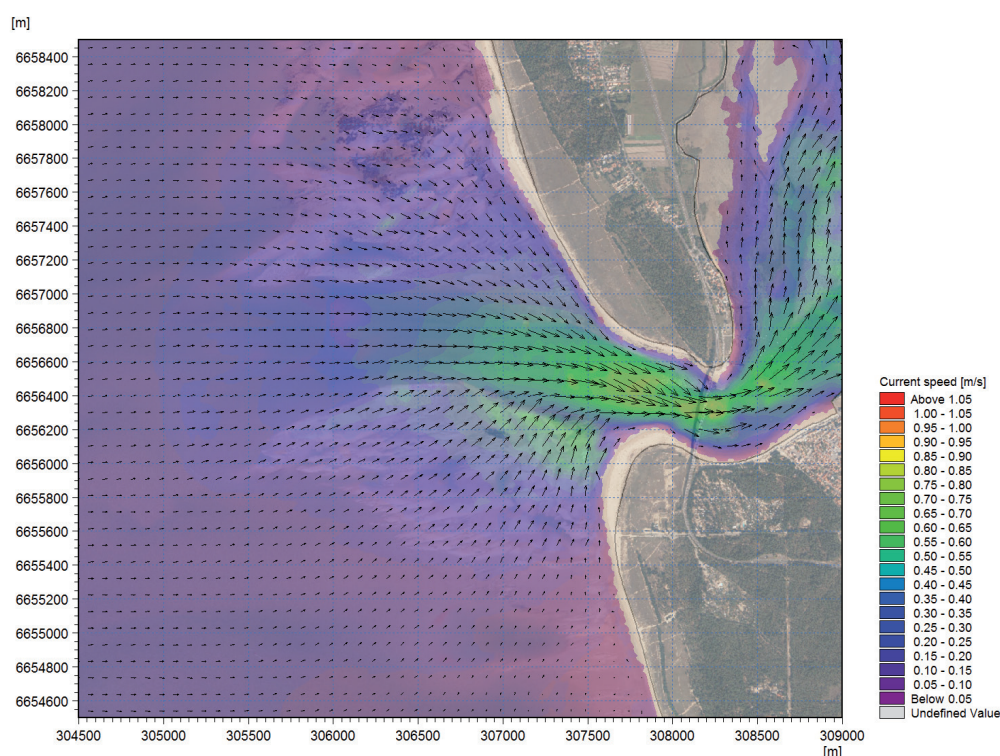


Figure 96 : Vitesses maximums du flot atteintes pendant la simulation d'une marée moyenne et du scénario 1 (cf tableau 9 p. 164).

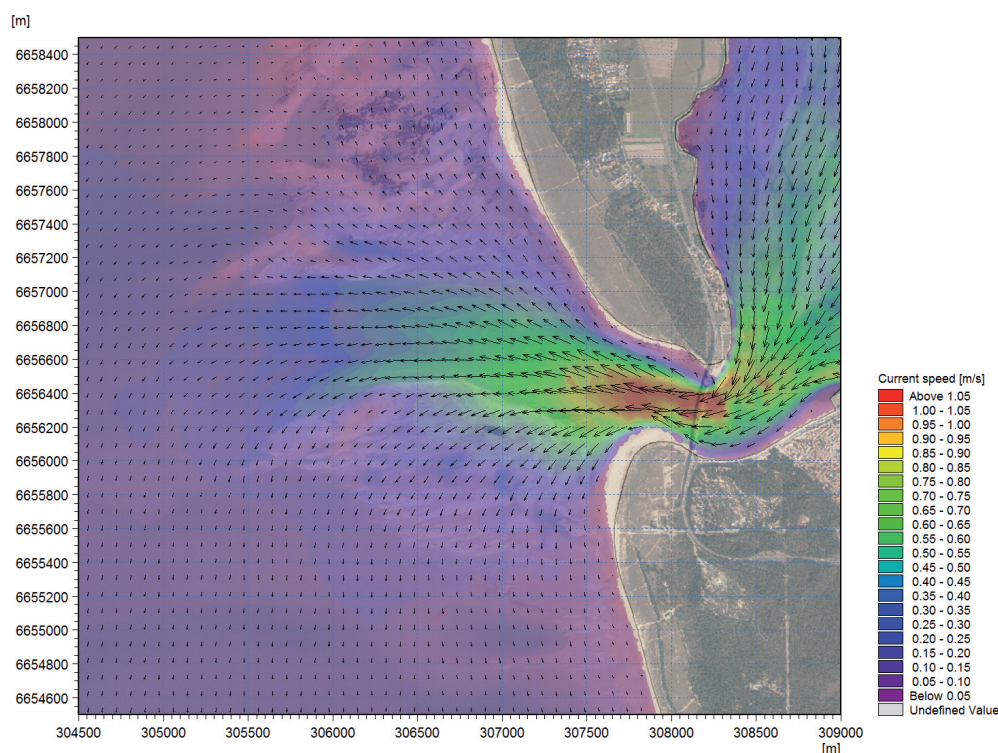


Figure 97 : Vitesses maximums du jusant atteintes pendant la simulation d'une marée moyenne et du scénario 1 (cf tableau 9 p. 164).

1.3 Description des schémas de transport et des flux sédimentaires à l'extérieur de la Baie de Bourgneuf

Les conditions hydrodynamiques décrites précédemment, bien que théoriques, nous permettent d'appréhender la circulation potentielle de sédiments sur la zone d'étude. Les schémas de transport sont estimés ici à partir de la cartographie des flux résiduels. Dans le cas d'une simulation de la marée seule, il est possible de prendre en compte plusieurs cycles de marée consécutifs pour calculer ces flux. En revanche, lorsque les conditions théoriques de vagues sont appliquées aux frontières du modèle, seul le cycle d'une marée moyenne est considéré.

La description des schémas de transport et des flux sédimentaires est d'abord effectuée à l'échelle de l'ensemble de la façade maritime et du Coureau Islais, puis certains secteurs seront ensuite décrits plus précisément à une échelle plus fine.

1.3.1 Description générale des schémas de transport à l'échelle de l'ensemble de la façade maritime et du Coureau Islais

1.3.1.1 Sous l'influence de la marée

A l'échelle de l'ensemble de la façade maritime, la marée seule induit une capacité de transport négligeable. Seuls les deux ouvertures de la Baie de Bourgneuf et, dans une moindre mesure, les abords de l'Île-d'Yeu sont traversés par des flux sédimentaires significatifs attribués à la marée.

1.3.1.2 Sous l'influence des vagues et de la marée

Sous l'influence des vagues, ces schémas de transport sont en grande partie modifiés. Les sédiments sont globalement transportés du large vers la côte : les schémas varient peu d'un scénario à l'autre. Les vagues ont aussi pour effet d'augmenter la capacité de transport, notamment sur l'ensemble du bassin sédimentaire du Coureau Islais. Par exemple, le Pont d'Yeu et les plateaux incisés de son versant nord sont marqués par une capacité potentielle de transport relativement importante. La diffraction des vagues dans ce secteur induit un flux sédimentaire résiduel qui traverse le Pont d'Yeu avec une direction légèrement SE (figure 98). Par conséquent, sur le Pont d'Yeu, les flux sédimentaires résiduels des vagues et de la marée ont plutôt tendance à s'additionner. Après avoir traversé ce seuil rocheux, le flux sédimentaire résiduel est rabattu vers la côte de Saint-Jean-de-Monts. Ici, seul le scénario 6, dont les vagues proviennent du sud, induit un flux sédimentaire qui traverse le Pont d'Yeu et le Coureau Islais dans la direction opposée (figure 99).

Bien que l'intensité du transport potentiel varie d'un scénario à l'autre, ce sont les secteurs les moins profonds qui concentrent les capacités de transport les plus élevées particulièrement sous l'effet du déferlement des vagues. Cependant certains secteurs rocheux, dont ceux du Pont d'Yeu

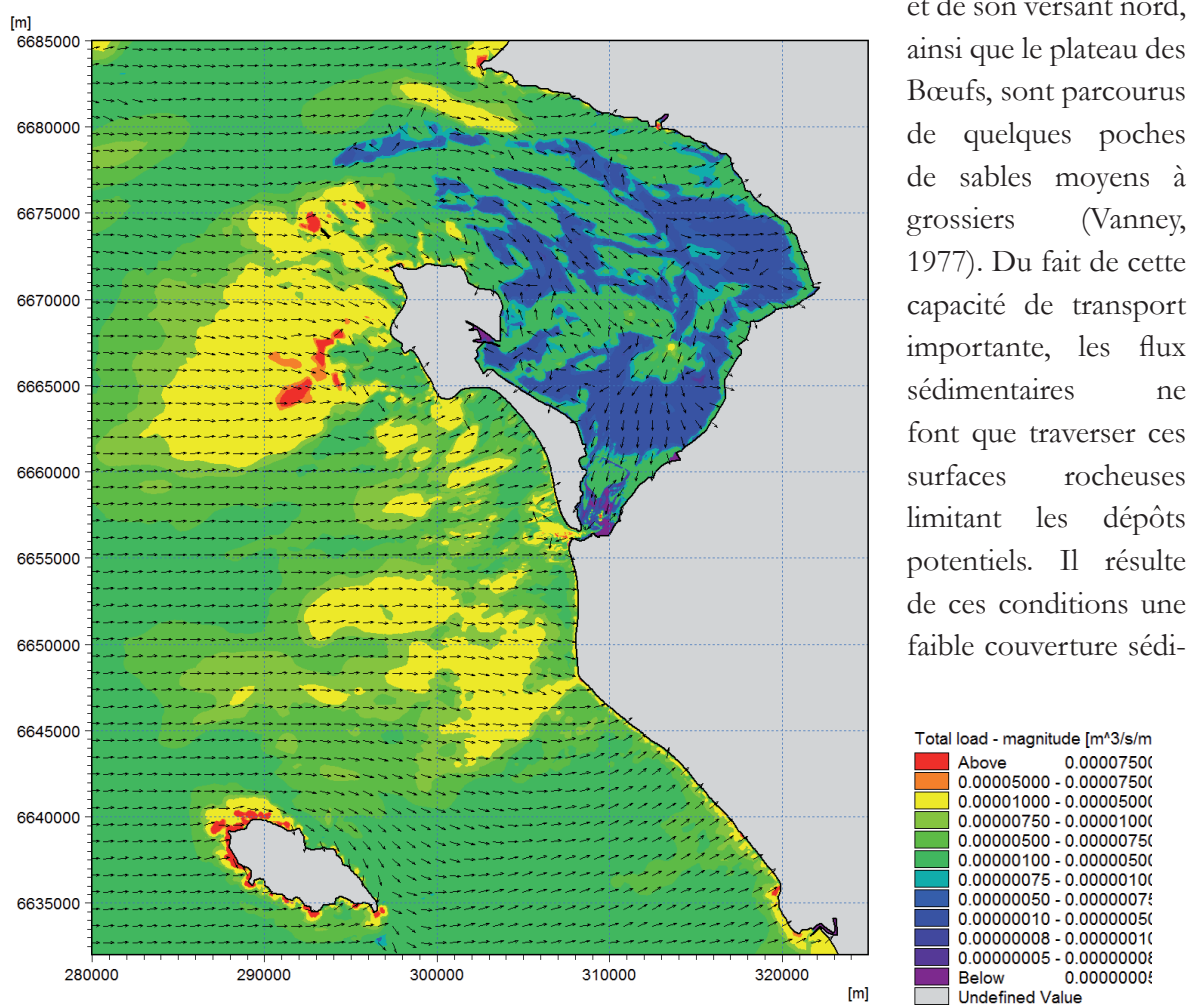


Figure 98 : Capacité de transport résiduelle d'une marée moyenne simulée avec le scénario (2) le plus énergétique (cf tableau 9 p. 164).

mentaire mobilisable. À l'inverse, une capacité de transport assez élevée est aussi visible sur les petits fonds sableux du delta de jusant et des plages de la façade maritime. Pour ces secteurs, les vecteurs convergent vers la côte qui a donc plutôt tendance à accumuler les sédiments. La capacité de transport demeure élevée même lors de conditions peu énergétiques à cause du déferlement constant des vagues sur les plages. Plus au large et par conséquent plus exposée aux houles, une capacité de transport très importante est constante sur la façade SW et les deux extrémités de l'Île-d'Yeu. Ici, les flux sédimentaires contournent l'île sous l'effet combiné des vagues et de la marée.

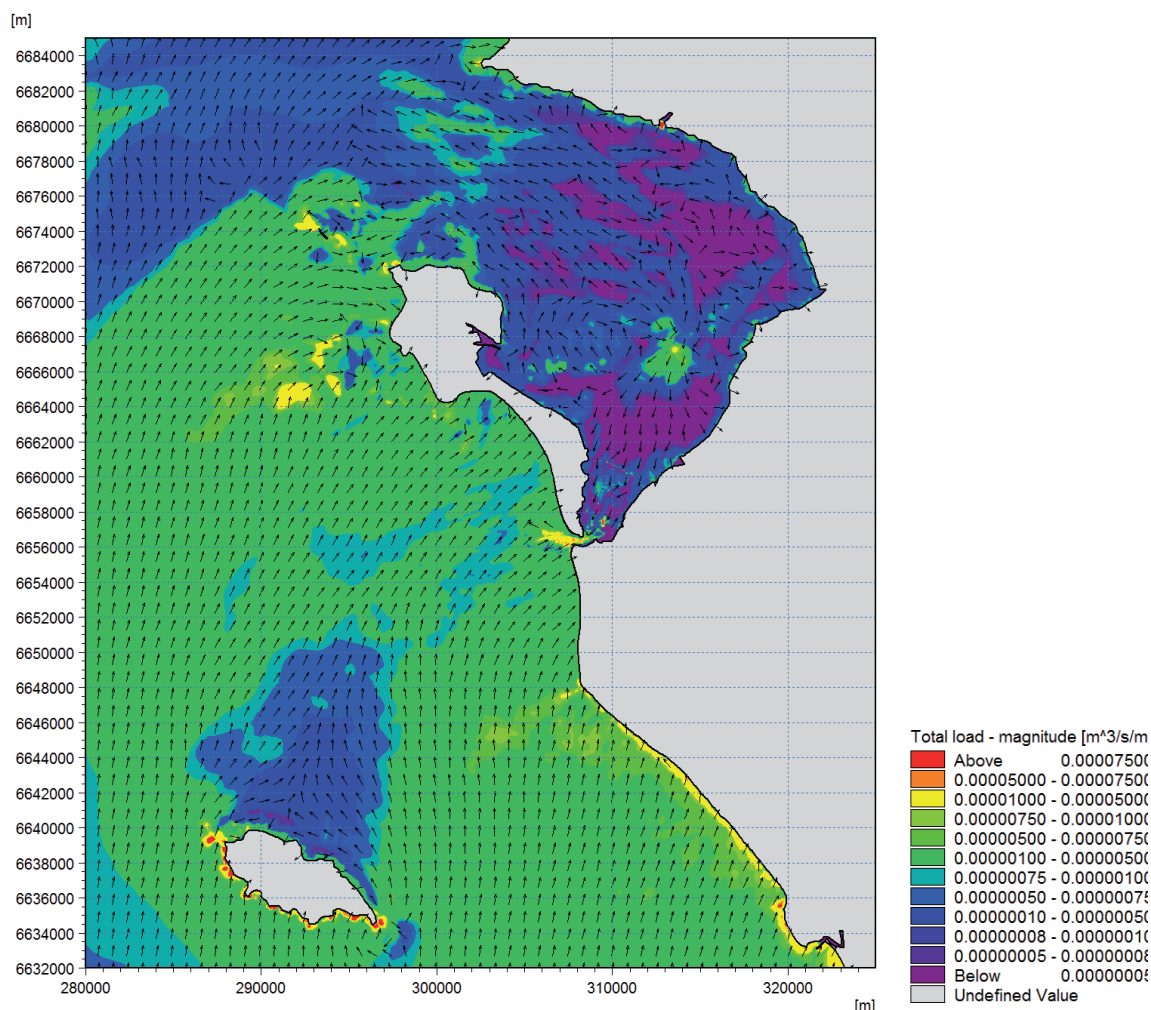


Figure 99 : Capacité de transport résiduelle d'une marée moyenne simulée avec le scénario (6) le plus atypique (cf tableau 9 p. 164).

1.3.2 À l'approche des plages de la façade maritime (du nord au sud)

À une échelle plus fine, à l'approche des plages de l'ensemble de la façade maritime du secteur d'étude, on remarque une variabilité locale des schémas de transport.

Dans la partie NW de Noirmoutier, les secteurs peu profonds ont des schémas de transport complexes. Par exemple, dans le bras de mer entre l'île du Pilier et l'Herbaudière, lorsque l'intensité des vagues est suffisante, le sens du flux sédimentaire résiduel est inversé vers l'intérieur de la baie par rapport au flux résiduel induit par la marée seule. Inversement, sous l'influence de la réfraction des vagues et de la prépondérance du jusant en vitesse dans ce secteur, les flux résiduels qui longent les pointes du Devin et de la Loire ont tendance à être amplifiés vers le sud. Dans ce secteur,

la réfraction des vagues sur le plateau des Bœufs et ses hauts-fonds rocheux à proximité du rivage joue un important pour expliquer la variabilité des directions des flux sédimentaires résiduels. Ainsi, sur certaines portions de plages comme le sud de Luzeronde ou le secteur des Eloux, la capacité de transport est plus importante par rapport aux autres plages du secteur. En arrière du plateau, on remarque aussi quelques vecteurs orientés vers le sud ou le SE dont la direction peut être attribuée aux courants de vidange qui s'intensifient en fin de marée descendante (figure 100).

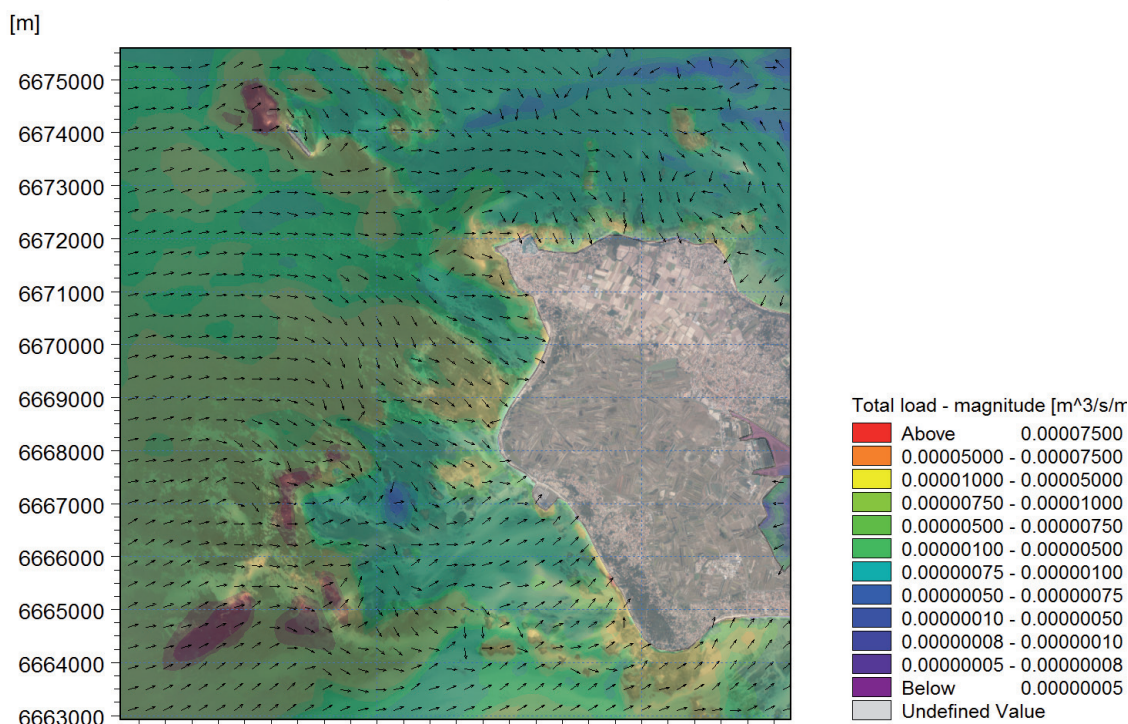


Figure 100 : Capacité de transport résiduelle, au nord-ouest de Noirmoutier, d'une marée moyenne simulée avec le scénario 4 (cf tableau 9 p. 164). Bien que les vagues proviennent du sud-ouest, on remarque des vecteurs orientés vers le sud en arrière des platiers rocheux.

Plus au sud, à l'approche de la Tresson, les vagues induisent une capacité de transport plus importante sur les faibles profondeurs qui s'étendent loin au large, alors qu'elle est nulle sous l'effet de la marée seule. La capacité de transport de ces petits secteurs augmente sensiblement avec l'énergie des vagues. Cependant, les différents phénomènes qui modifient les caractéristiques des vagues génèrent un flux résiduel manifestement perpendiculaire à la plage pour tous les scénarios simulés (figure 101). De même, les schémas de transport dans la partie nord des pays de Monts sont similaires : ils sont nuls sous l'effet de la marée seule, et les flux sédimentaires sont plus importants et perpendiculaires au rivage sous l'effet des vagues, à l'exception du scénario 6 (figure 99). La zone de déferlement des larges estrans de ces plages dissipatives est caractérisée par une capacité de transport plus importante sur les plages du nord des pays de Monts par rapport aux plages du SE de Noirmoutier comme celle de la Tresson.

À mesure que l'on se rapproche du Pont d'Yeu, les flux résiduels s'amplifient et s'orientent vers le SE. Sur les plages du Pont d'Yeu, la capacité de transport peut être notablement importante avec un flux résiduel orienté vers le SE au travers de celui-ci (figure 102). Sous l'influence de la réfraction des vagues dans la partie sud du Coureau Islais, l'obliquité du flux sédimentaire résiduel s'atténue, mais elle reste toujours visible, notamment pour des conditions de vagues énergétiques,

où les vecteurs s'orientent vers l'est favorisant un transport longshore.

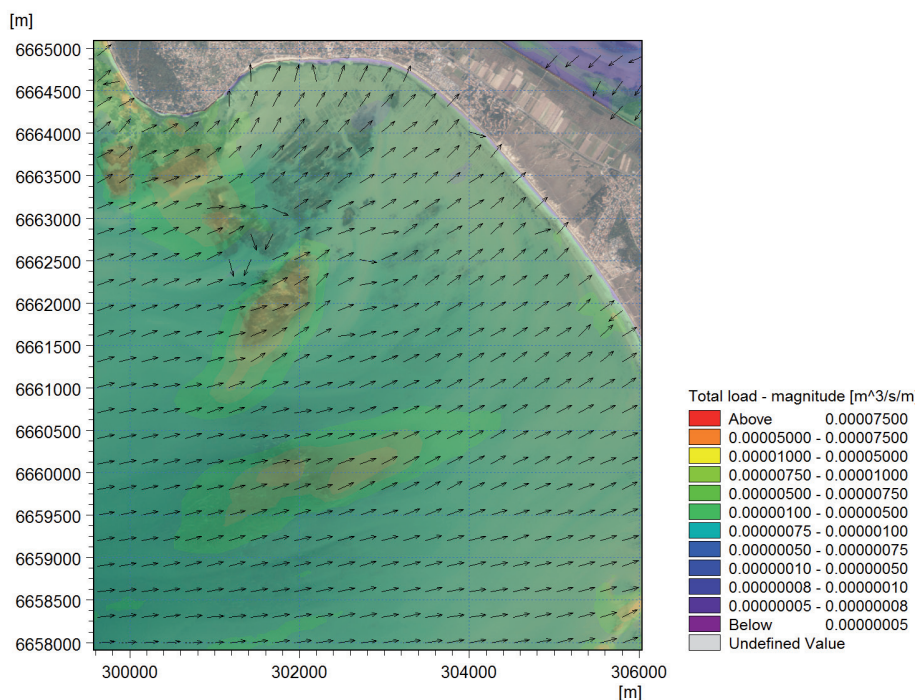


Figure 101 : Capacité de transport résiduelle au large de la Tresson d'une marée moyenne simulée avec le scénario 1.

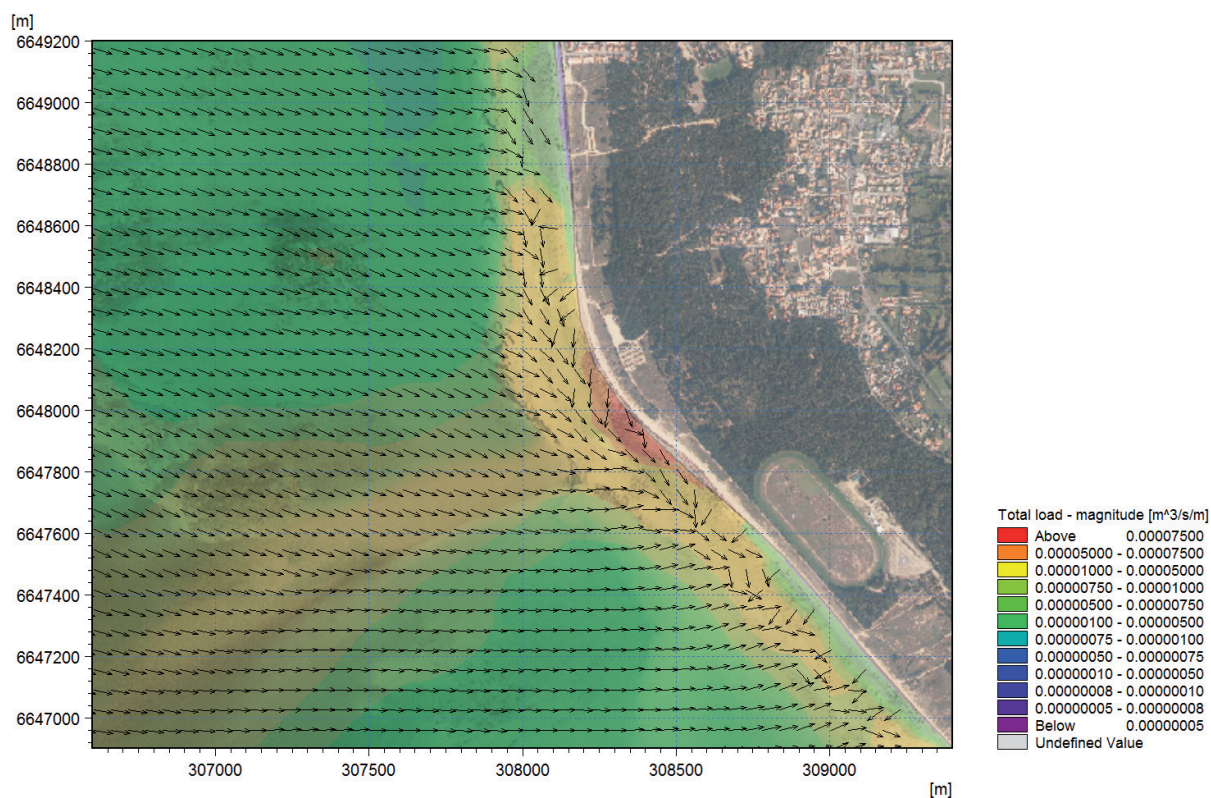


Figure 102 : Capacité de transport résiduelle sur le Pont d'Yeu lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario 2 (cf tableau 9 p. 164).

1.3.3 Les schémas de transport de la partie maritime du Goulet de Fromentine : une interaction complexe entre les vagues et les courants de marée

La partie maritime du Goulet de Fromentine est caractérisée par une interaction complexe entre les vagues et les courants de marée. Dans le chenal principal, c'est le jusant qui domine le flux sédimentaire résiduel jusqu'à son exutoire. À hauteur du lobe terminal, deux flux résiduels opposés convergent : celui induit par le jusant et celui induit par les vagues depuis le large (figures 103 et 106). La convergence de ces flux sédimentaires provoque sans doute une sédimentation à l'origine du lobe terminal du delta. Lorsque les vagues sont importantes, le flux résiduel provenant de l'ouest semble s'avancer davantage à l'intérieur du chenal au détriment du flux contrôlé plus favorablement par la marée. Directement au nord et au sud du chenal, les flux résiduels plutôt associés à la marée sont progressivement déviés par les vagues sur les deux parties du delta de jusant où la capacité de transport augmente.

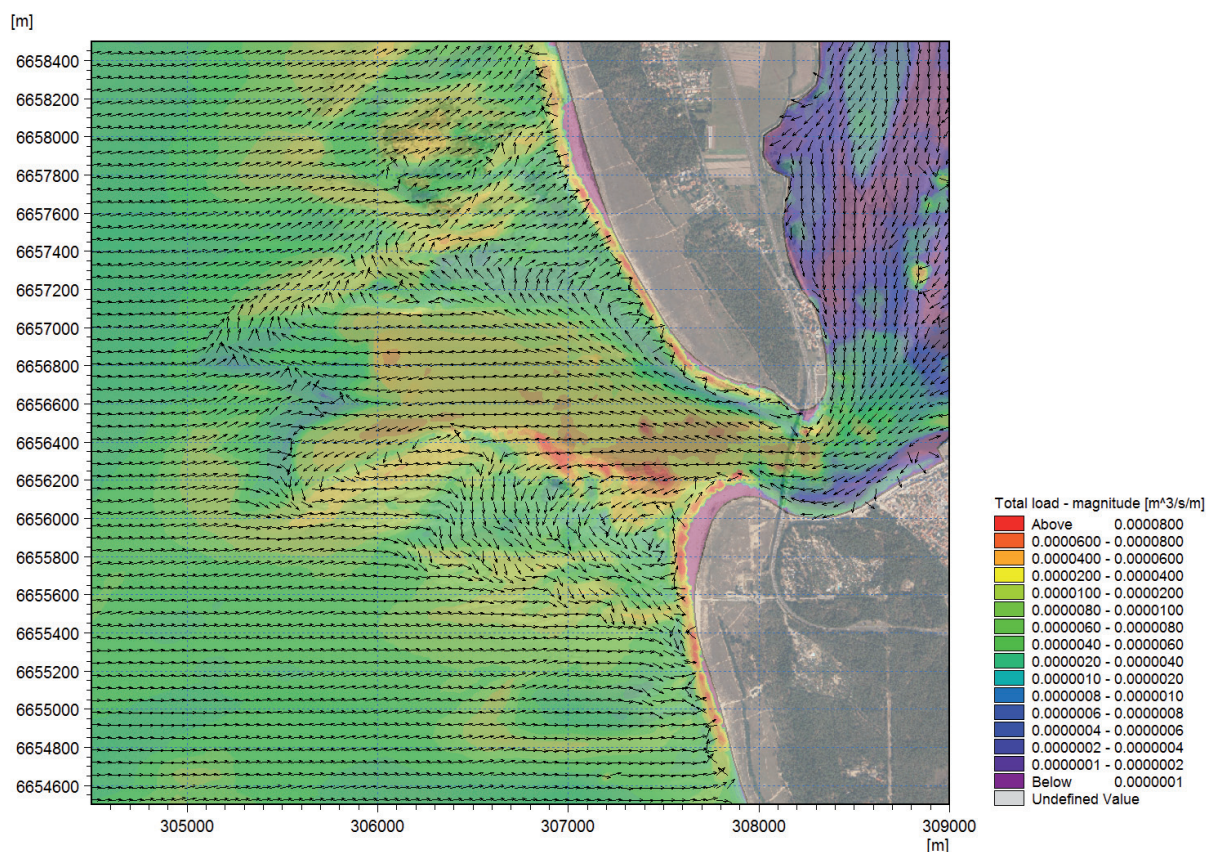


Figure 103 : Capacité de transport résiduelle sur le Goulet de Fromentine lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (2) le plus énergétique (cf tableau 9 p. 164).

Sur la surface émergente du delta de jusant, la direction des vecteurs varie selon la puissance des vagues simulées. Lorsqu'elles sont puissantes, le flux sédimentaire est plus favorablement orienté vers les plages adjacentes. Par contre, si l'intensité des vagues est plus faible, les dynamiques de marée prennent le dessus en orientant les vecteurs vers le large. Dans tous les cas, les flux sédimentaires résiduels sont déviés vers les plages sur le pourtour du delta de jusant. Aussi, la capacité de transport augmente localement sur les massifs d'Hermelles ainsi que sur certaines barres sableuses comme celles qui longent le chenal principal.

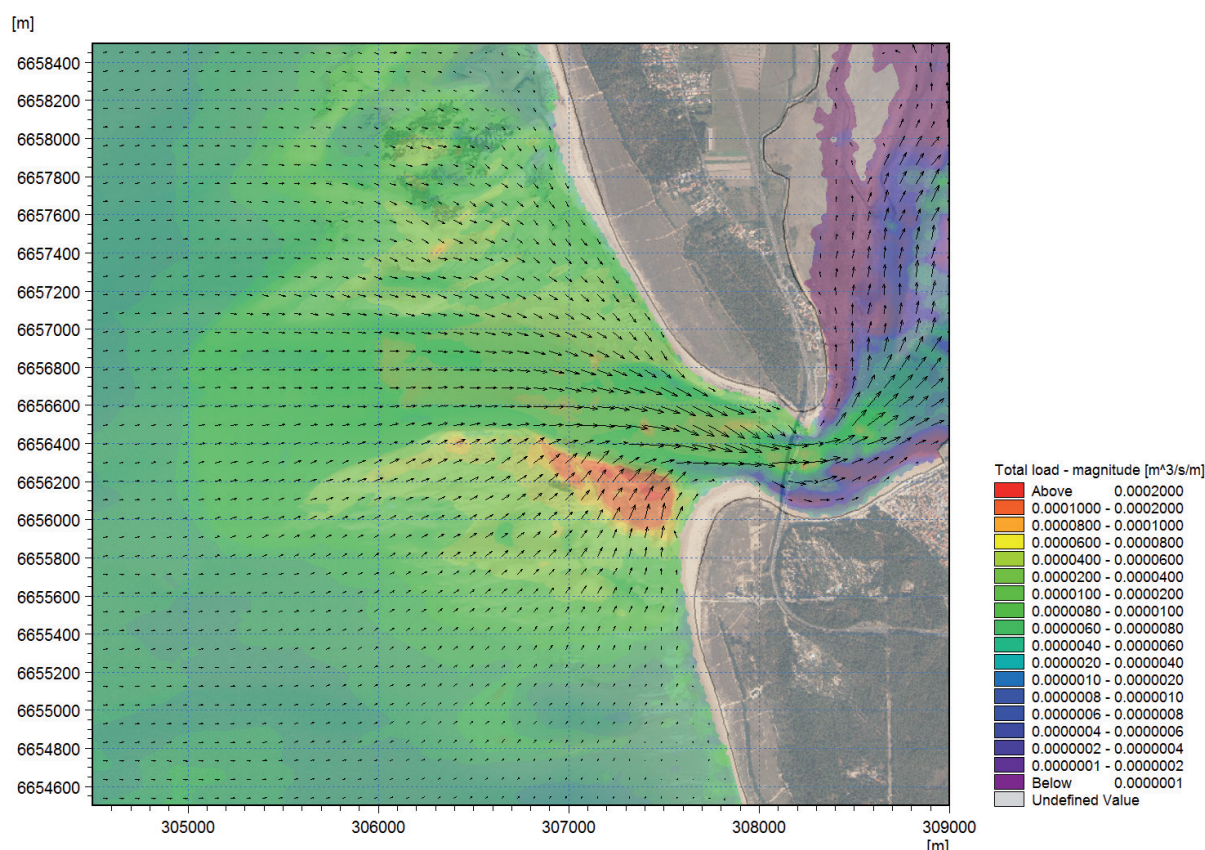


Figure 104 : Capacité de transport instantané au moment du maximum de flot sur le Goulet de Fromentine lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario 2 (cf tableau 9 p. 164).

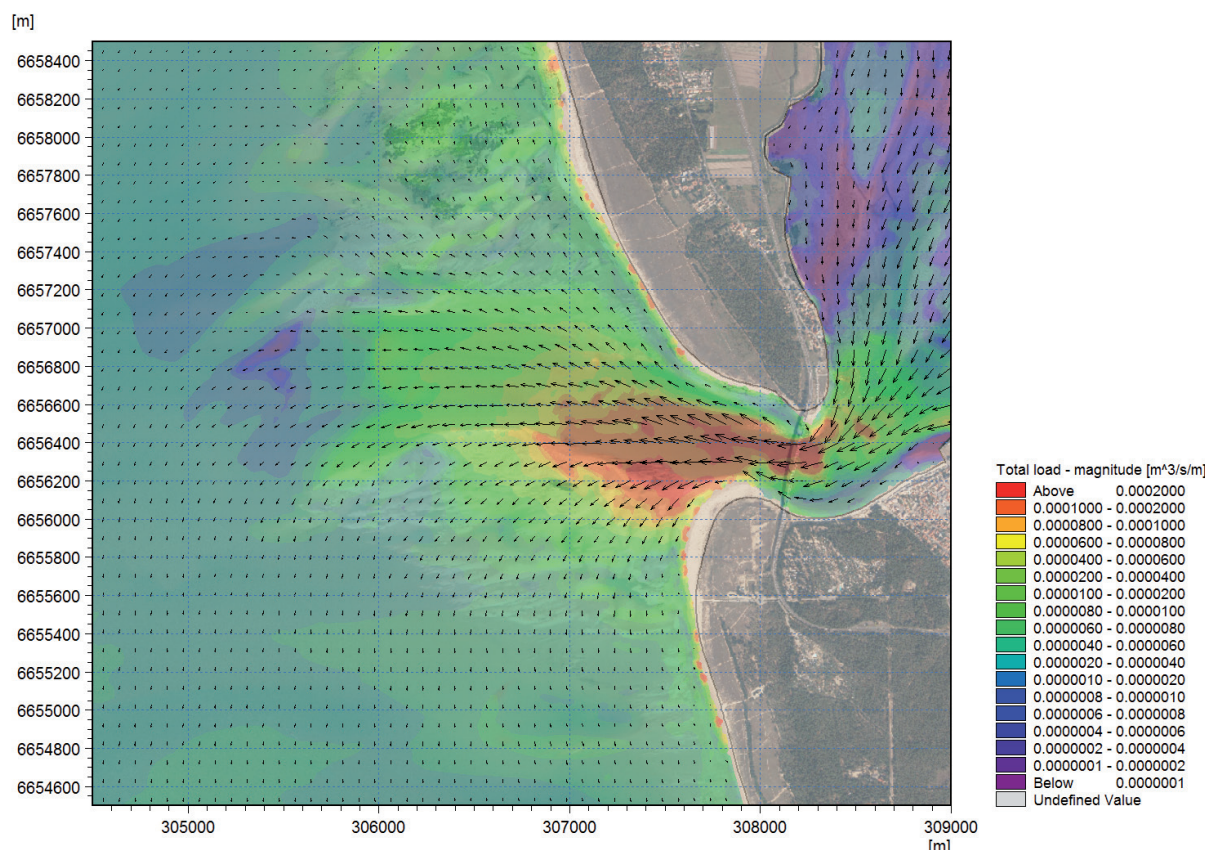


Figure 105 : Capacité de transport instantané au moment du maximum de jusant sur le Goulet de Fromentine lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario 2 (cf tableau 9 p. 164).

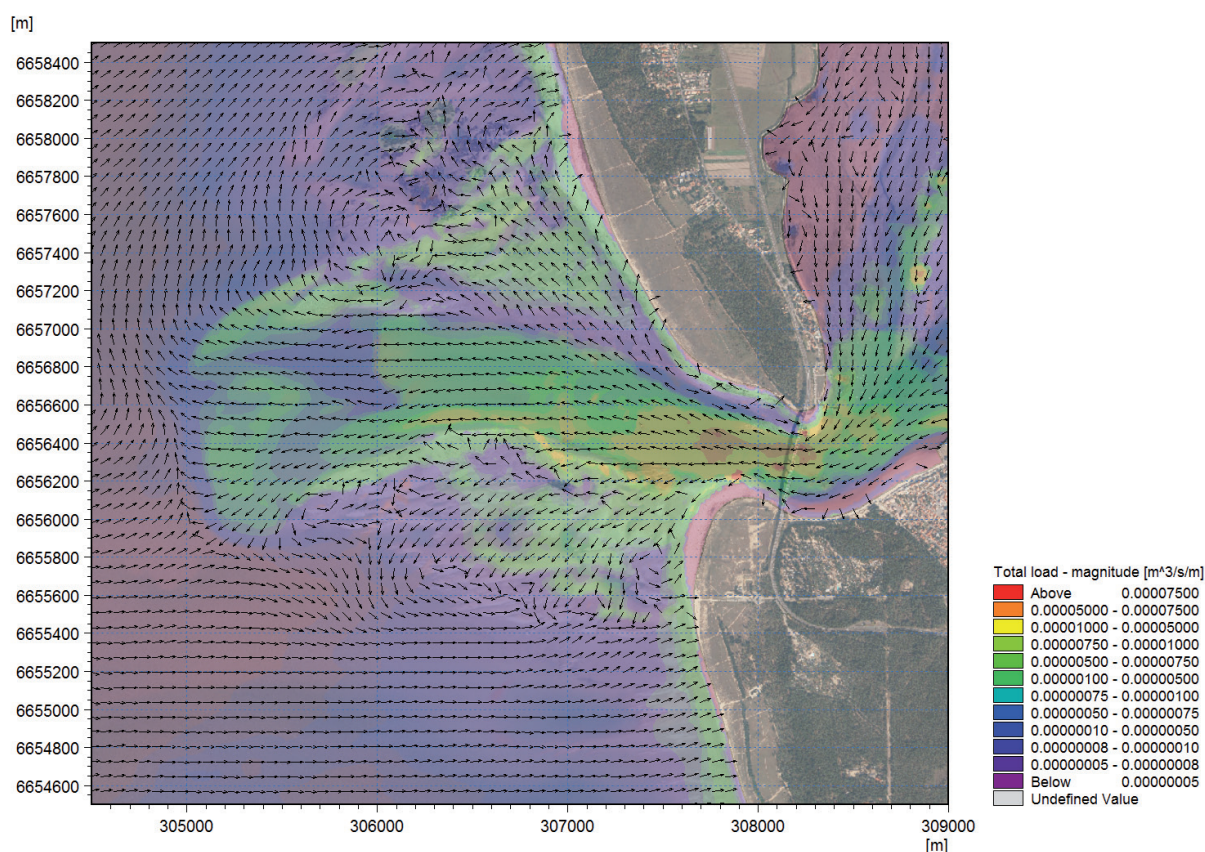


Figure 106 : Capacité de transport résiduelle sur le Goulet de Fromentine lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (5) le moins énergétique (cf tableau 9 p. 164).

Dans la partie nord du delta, les flux résiduels s'orientent vers le nord puis vers NE en direction des plages de la pointe de la Fosse. Dans la partie sud, les flux résiduels s'orientent vers le SW puis vers le SE en direction des plages de la Grande Côte et de la Bergère. La zone de déferlement de ces plages est bien visible : la capacité potentielle de transport y est très importante, mais les schémas sont complexes à appréhender compte tenu de la résolution du modèle. Néanmoins on peut s'attendre ici à des mouvements sableux importants.

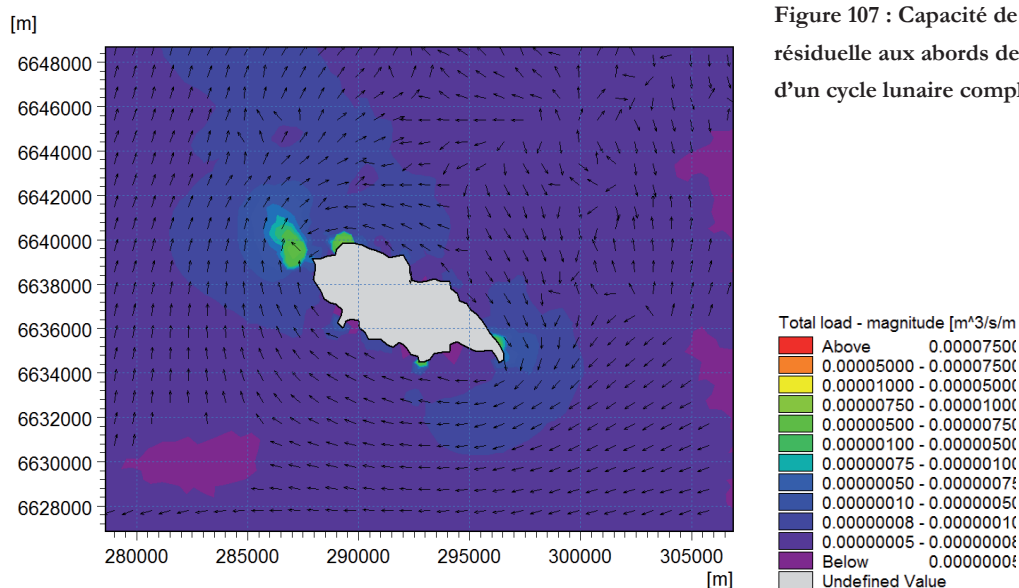
Lorsque l'énergie des vagues est faible ou nulle (marée seule), la capacité de transport maximale est située dans la partie la plus étroite de l'embouchure là où les courants sont effectivement les plus importants (figure 106). En revanche, lorsque des vagues relativement puissantes sont intégrées aux simulations, la capacité maximale du transport résiduel se situe plutôt sur la rive nord de la partie sud du delta de jusant à proximité de la gorge. Bien que la direction des flux résiduels semble plutôt contrôlée par le courant de jusant, les vagues jouent sans doute ici un rôle non négligeable au moment du flot. En effet, cette partie du delta est empruntée à la fois par le flot et par le jusant. Lors du maximum de flot, le flux de transport instantané semble amplifié par les vagues en direction du chenal. Ainsi, au moment du flot, une quantité non négligeable de sédiments est donc aussi transportée vers l'intérieur du chenal principal au travers du delta de jusant (figure 104). Cet apport vers l'intérieur du chenal est ensuite remobilisé au moment du jusant en empruntant soit le chemin inverse, soit le flux sédimentaire vers le large pour finalement être redistribué sur le delta par les vagues (figure 105). Par ailleurs, lorsque les vagues sont énergétiques, une zone de transport potentiel important occupe l'extrémité de la partie sud du delta de jusant. Ce secteur est associé à

une augmentation de la taille des vagues et une interaction complexe des courants qui ont déjà été évoquées plus haut (cf. chapitre 4 section 1.1.3). On peut donc s'attendre ici à des mouvements sableux importants lors d'épisodes énergétiques et ceci explique qu'il faille régulièrement entretenir le chenal de navigation dans ce secteur (cf. chapitre 1 section 2.4.3).

Les schémas de transport calculés à partir des différentes conditions simulées ne permettent pas de déterminer clairement si les sédiments expulsés par le Goulet de Fromentine sont redistribués plus favorablement vers les plages adjacentes de Noirmoutier ou vers celles du nord des pays de Monts. Dans la partie sud du delta de jusant, les flux sédimentaires instantanés font plutôt apparaître un fonctionnement en circuit presque fermé où (i) les sédiments expulsés par le jusant seraient redistribués sur le delta, (ii) puis de nouveau transporté en partie dans le chenal, et ainsi de suite (figures 104 et 105). De plus, la symétrie du delta de jusant ne donne pas non plus d'indice sur une quelconque direction dominante du transport longshore dominant. Pour les raisons évoquées précédemment (cf. chapitre 4 section 1.1.3), l'angle d'incidence des vagues est en effet très faible à hauteur de l'embouchure pour tous les scénarios simulés.

1.3.4 Les schémas de transport sédimentaire contournant l'Île-d'Yeu

En prenant en compte plusieurs cycles de marée, les deux extrémités de l'île affichent un flux de transport potentiel qui adopte un schéma circulaire autour de l'île. Seule la partie NW de l'île contraint ce flux dominant où l'on trouve des vecteurs convergents (figure 107). Aussi, un secteur de plus faible capacité de transport avec des vecteurs plutôt divergents se trouve dans le prolongement du Pont d'Yeu sur la façade NE de l'île (figures 107 et 108). À l'échelle d'une marée moyenne, les vagues ont tendance à renverser le flux sédimentaire induit par la marée dans la partie NW de l'île (figure 109). Un peu moins exposée, la pointe SE de l'île est caractérisée par une convergence des flux sédimentaires, alors que la côte NE est plutôt traversée par un flux qui la longe du NW au SE (figures 108 et 109). Quoi qu'il en soit, selon les conditions de vagues, ce flux peut s'affaiblir sur une partie, voire la totalité, de cette façade, et la faiblesse du transport pourrait ici expliquer la présence de hauts-fonds sableux comme celui dit de «la sablière» à l'est de Port-Joinville.



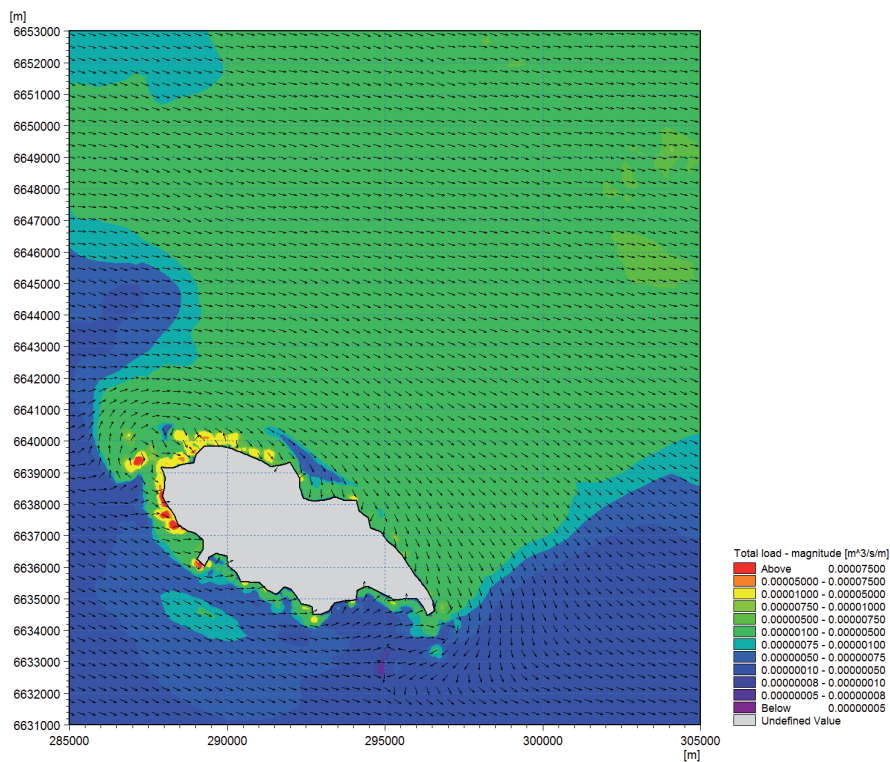


Figure 108 : Capacité de transport résiduelle aux abords de l'Île-d'Yeu lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (3) peu énergétique (cf tableau 9 p. 164).

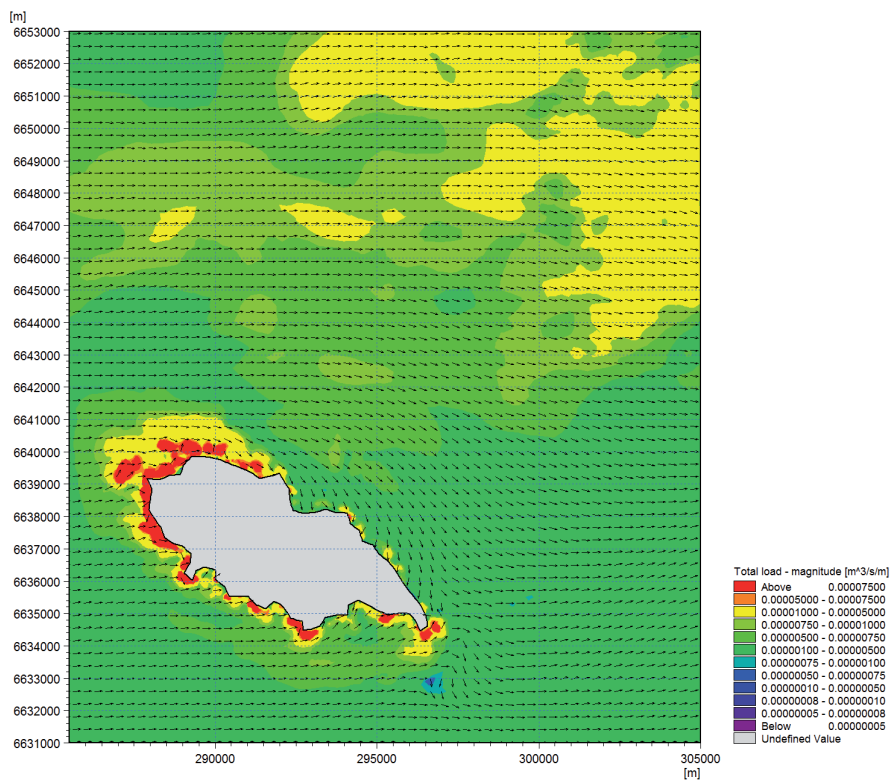


Figure 109 : Capacité de transport résiduelle aux abords de l'Île-d'Yeu lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (2) le plus énergétique (cf tableau 9 p. 164).

1.4 Rapprochement des résultats du modèle avec les dérives littorales estimées par DHI & GEOS (2008).

Les différentes orientations et configurations des plages de cette façade maritime combinées aux transformations complexent des vagues à l'approche de la côte, induisent une diversité de schémas de transport sédimentaire. Ce constat est corroboré par les dérives littorales calculées dans une étude précédente dans le secteur qui affichent des volumes et des directions différentes à chaque cellule sédimentaire (DHI & GEOS, 2008) (figure 110). Bien que les objectifs des simulations présentées ici visent davantage à cartographier les schémas de transport, elles nous permettent d'appréhender une partie des processus à l'origine du sens et de l'amplitude des dérives littorales estimées par DHI & GEOS (2008) dans le but de mieux comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire de chaque cellule.

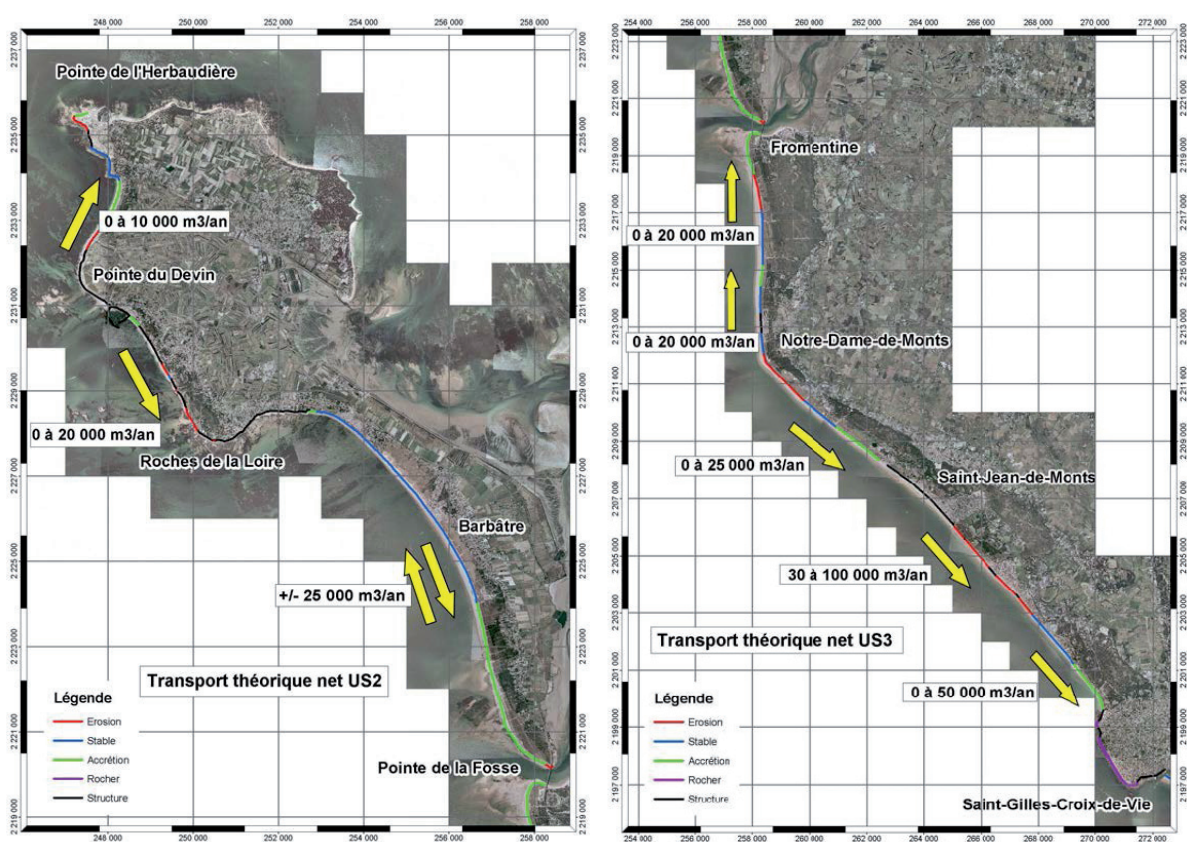


Figure 110 : Les dérives littorales calculées par DHI & GEOS (2008) le long de la façade océanique de Noirmoutier (à gauche) et des pays de Monts (à droite).

Ainsi, au nord des pays de Monts, la dérive qui est estimée vers le nord a un volume faible, voire nul, selon l'étude DHI & GEOS (2008). En effet, les simulations montrent que dans ce secteur, les vagues ont une approche exactement perpendiculaire à la côte malgré des conditions de vague variables aux frontières du modèle (figure 111). Ce phénomène est induit d'une part par l'orientation de cette cellule sédimentaire qui fait face au large, mais surtout par la forte diffraction qui affecte les vagues lorsqu'elles pénètrent dans ce secteur du Coureau Islais (figure 88). Le nord des pays de Monts se situe en effet au fond de la «baie» peu profonde formée par le Coureau Islais entre l'Île-d'Yeu, le Pont d'Yeu, et l'île de Noirmoutier, et cette situation engendre donc un angle d'incidence faible des vagues à plusieurs kilomètres du rivage, limitant un transport sédimentaire longshore.

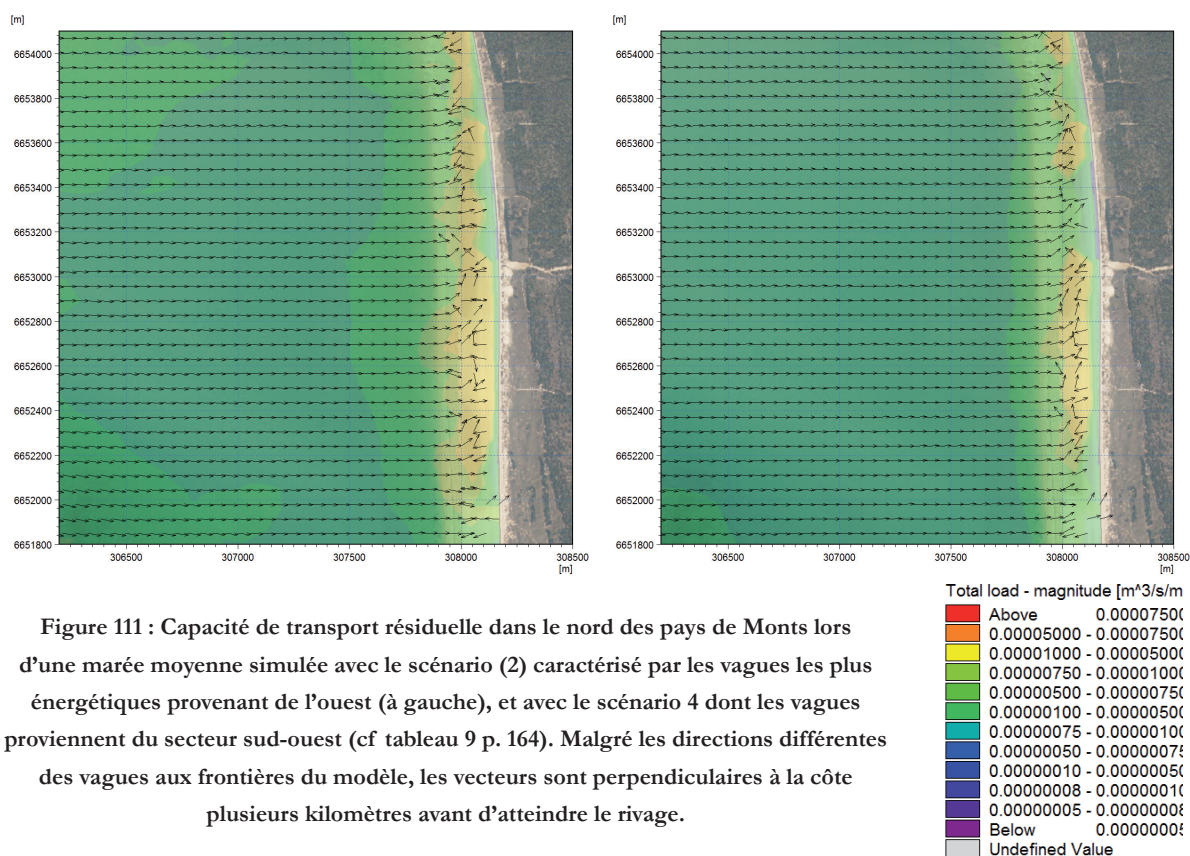


Figure 111 : Capacité de transport résiduelle dans le nord des pays de Monts lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (2) caractérisé par les vagues les plus énergétiques provenant de l'ouest (à gauche), et avec le scénario 4 dont les vagues proviennent du secteur sud-ouest (cf tableau 9 p. 164). Malgré les directions différentes des vagues aux frontières du modèle, les vecteurs sont perpendiculaires à la côte plusieurs kilomètres avant d'atteindre le rivage.

La cellule sédimentaire située au sud des pays de Monts est l'exemple contraire. La dérive littorale est presque nulle au Pont d'Yeu, et elle s'amplifie en direction de la Corniche Vendéenne. Les résultats des simulations montrent sur cette portion de littoral, des vagues plus puissantes vers le SE, avec un angle d'incidence variable non négligeable selon les conditions simulées. On remarque que les flux résiduels sont effectivement plutôt orientés vers le SE. L'orientation de cette portion de littoral explique en grande partie ce transport sédimentaire davantage longshore que dans le nord des pays de Monts. Aussi, alors que le Coureau Islais au nord du Pont d'Yeu est peu profond de manière relativement homogène, sa partie sud est de plus en plus pentue vers le SE. Si l'énergie des vagues est l'autre paramètre qui contrôle le transport sédimentaire, alors confrontée à la forme des petits fonds, elle contribue à expliquer le sens et le gradient de la dérive littorale dans ce secteur.

Par ailleurs, les simulations nous permettent aussi de cartographier les différentes composantes des gradients de tension de radiations induites par les vagues. La composante S_{xy} , qui représente la composante longshore du gradient de tension de radiation, a tendance à augmenter vers le SE, dans la partie sud des pays de Monts, alors qu'elle est plus faible et relativement constante sur les plages au nord du Pont d'Yeu. La cellule sédimentaire du sud des pays de Monts correspond effectivement à la partie du secteur d'étude où la dérive littorale est la plus forte.

Dans la cellule sédimentaire correspondant à la pointe de la Fosse, la dérive littorale est faible et de direction indéterminée. Bien que cette portion de littoral adopte une orientation légèrement différente, on retrouve ici les mêmes caractéristiques limitant un transport longshore comme évoqué pour la cellule sédimentaire du nord des pays de Monts. Cependant, cette portion de littoral n'étant pas aussi rectiligne que le nord des pays de Monts, elle est peut-être un peu plus sensible aux différentes directions des conditions de vagues.

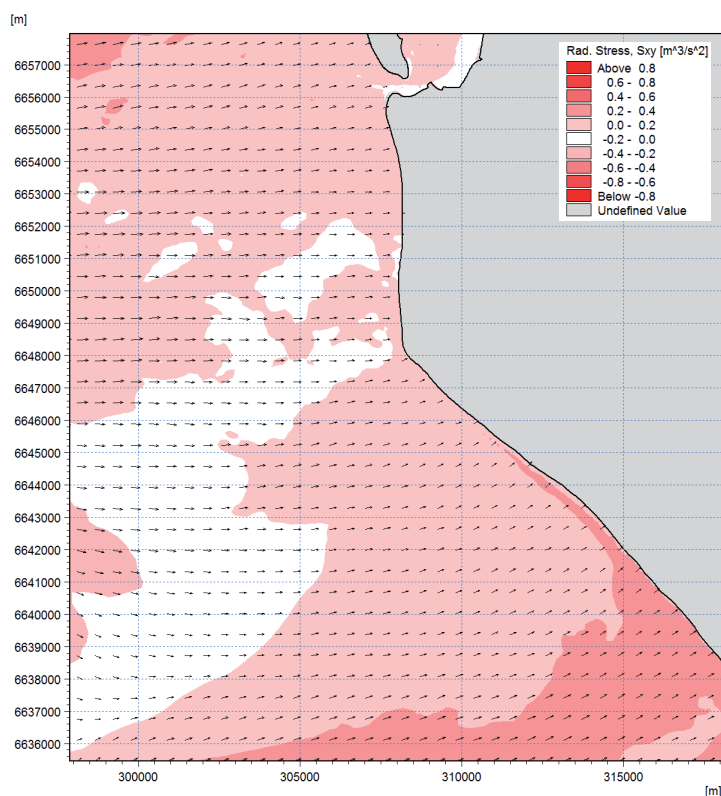


Figure 112 : La composante longshore du gradient de tension de radiation (S_{xy}) sur la façade océanique des pays de Monts.

Loire est en accord avec ces flux résiduels théoriques. En revanche, sur la plage de Luzeronde, la comparaison est plus discutable. En effet les simulations montrent une concentration localisée de l'énergie des vagues sur un petit secteur situé au SW de la plage, et une diffraction des vagues dans le reste de la baie qui répartit leur énergie de manière équitable. La dérive littorale estimée par DHI & GEOS (2008) est faible et orientée vers le NE. Or, en examinant les schémas de transport résiduel issus des simulations, il est difficile de valider ou d'invalider le sens de cette dérive littorale. Lors d'épisodes tempétueux plus importants, on peut faire l'hypothèse que la convergence de l'énergie sur le secteur SW aurait tendance à impacter une plus grande longueur de plage. En conclusion, le fonctionnement hydro-sédimentaire de ces plages en arrière du plateau des Bœufs montre une grande disparité des dynamiques à une échelle très locale. Selon la nature et la morphologie du fond, des portions de plage sont ainsi plus exposées que d'autres. Ces différences induisent des schémas de transport complexes.

1.5 Conclusion : les dynamiques littorales sont peu sensibles à la direction des vagues moyennes.

L'analyse du fonctionnement hydro-sédimentaire de la façade maritime du secteur d'étude et du Coureau Islais révèle une faible sensibilité du système à la marée et à la direction de vagues. D'importants phénomènes de diffraction et de réfraction, induits par la présence de l'Île-d'Yeu, par la configuration des cellules sédimentaires, et par des petits fonds du Coureau Islais, sont responsables de cette homogénéisation progressive des états de mer à l'approche de la côte. Seul

Les dynamiques sédimentaires des cellules sédimentaires de la façade NW de Noirmoutier sont fortement influencées par le plateau des Bœufs situé à proximité de celle-ci. La propagation des vagues sur ces hauts-fonds induit des phénomènes de réfraction importants qui se traduisent par une concentration de l'énergie sur les pointes de l'Herbaudière, du Devin, et de la Loire (figure 88). Il résulte de ces phénomènes, un gradient d'énergie qui augmente globalement du nord au sud aussi bien dans la cellule de la plage de Luzeronde que dans celle des plages de l'Épine. Aussi, en arrière du plateau, le transport résiduel est plutôt orienté vers le sud (figure 100). La dérive littorale estimée par DHI & GEOS (2008) entre les pointes du Devin et de la

le scénario 6, dont les vagues proviennent d'un secteur sud et dont l'énergie est suffisante, permet de changer, voire d'inverser, les schémas de transport (figure 99). Sur les plages ouvertes du sud-ouest de la France où le plateau continental est plus étroit et dépourvu d'île, l'évolution des petits fonds semble davantage sensible aux plus faibles changements de direction plutôt qu'au niveau d'eau ou à la hauteur des vagues (Idier *et al.*, 2013b). Une variabilité de la provenance des vagues pourrait induire des changements significatifs de la morphologie des plages. En revanche, dans notre secteur, l'énergie des vagues semble être le principal paramètre contrôlant les dynamiques sédimentaires. Par exemple, dans le cas de conditions énergétiques fortes, les vagues sont capables de dévier certains flux sédimentaires. C'est notamment le cas sur le Pont d'Yeu ou aux deux ouvertures de la Baie de Bourgneuf. À l'inverse, à l'intérieur de cette dernière la marée semble dominer les dynamiques hydro-sédimentaires.

2. Fonctionnement hydro-sédimentaire de la Baie de Bourgneuf : entre domination de la marée et influence des vagues

L'analyse du fonctionnement hydro-sédimentaire de la façade maritime du secteur d'étude a montré que les houles ne pénètrent pas à l'intérieur de la Baie de Bourgneuf par le Goulet de Fromentine. Au contraire, le puissant jusant qui y est expulsé tend à repousser leur influence aux marges du delta de jusant dans la partie maritime de l'embouchure. Inversement, l'ouverture du nord de la baie semble plus favorable au courant de flot ainsi qu'à la propagation des vagues dans ce bassin abrité. Ainsi, alors qu'au Goulet de Fromentine, l'interaction entre les vagues et la marée semble contenue à la partie maritime de l'embouchure, elle semble provoquer des échanges plus complexes à l'ouverture nord vers l'intérieur de la baie.

Au regard des travaux précédents, la marée a concentré, à juste titre, l'essentiel de l'attention pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique et hydro-sédimentaire de la Baie de Bourgneuf. Cependant, bien que la domination du jusant soit établie au Goulet de Fromentine, aucune étude n'a analysé précisément ce phénomène dans le contexte du fonctionnement hydrologique de la baie dans son ensemble, et notamment la relation hydrologique entre les deux ouvertures. De plus, l'influence des vagues sur ces dynamiques au travers de l'ouverture nord a seulement fait l'objet d'hypothèses (Gouleau, 1968).

Pour comprendre le fonctionnement hydro-sédimentaire de la baie, nous allons dans un premier temps revenir sur la propagation de la marée au sein de cette dernière, et ce à l'aide de mesures spécifiques effectuées au Passage du Gois. Ces données seront ensuite enrichies par les résultats du modèle hydrodynamique. Dans un second temps, nous caractériserons l'asymétrie de la marée, ainsi que la relation hydrologique entre les deux ouvertures. L'objectif est ici d'appréhender la variabilité de l'asymétrie de la marée selon différents marnages (consécutifs ou non), de même que l'influence des vagues pour une marée moyenne seulement. Enfin, les schémas de transport qui découlent de ces dynamiques seront décrits. De plus, l'analyse des flux sédimentaires nous permettront d'envisager les différentes conditions favorables à l'expulsion ou à la rétention de sédiment dans Baie de Bourgneuf.

2.1 La propagation de la marée à l'intérieur de la Baie de Bourgneuf

2.1.1 Les mesures au Passage du Gois

Les mesures effectuées la nuit du 16 au 17 avril 2015 dans le chenal bordant le Passage du Gois nous permettent d'appréhender les différentes phases de la propagation de la marée sur ce seuil topographique qui coupe la Baie de Bourgneuf en deux. Une marée de vive-eau d'un coefficient 95 est décrite ici (figures 113 et 114).

On note une asymétrie de durée entre la marée montante et la marée descendante. En effet, la marée monte pendant environ 5 h alors qu'elle descend pendant environ 7 h. On constate aussi deux inflexions dans la pente de la courbe de marée entre PM-4h et PM-3h puis entre PM+3h et PM+4h. Ces changements de pente de la courbe de marée correspondent à la cote du Passage du Gois. On distingue donc quatre phases dans la variation des niveaux d'eau que l'on retrouve dans le schéma de circulation indiqué par l'hodographe.

Première phase : d'après l'hodographe, de PM-4h à environ PM-3h, le courant est orienté vers l'Ouest-Nord-Ouest et correspond à un début de remplissage du chenal depuis le sud. Avant d'avoir franchi le seuil, le niveau de l'eau monte par le remplissage progressif du chenal dans lequel est situé le courantomètre. À mesure que le chenal se remplit, on peut noter que la vitesse du courant décroît d'environ 0,25 m/s à 0,05 m/s.

Seconde phase : À partir d'environ PM-3h, le flot du Nord franchit le Passage du Gois. Les niveaux d'eau augmentent plus rapidement. Le courant mesuré prend la direction du sud et atteint des vitesses moyennes proches de 0,15 m/s. La vitesse et la direction du courant varient peu tant que le niveau d'eau monte (de PM-2h à PM). Une fois le niveau de pleine mer atteint, la direction du courant se maintient, mais la vitesse diminue à mesure que les niveaux d'eau baissent (de PM à PM+2h).

Troisième phase : Peu après PM+2h, on observe un courant de direction NNW qui atteint 0,15 m/s à PM+4h.

Quatrième phase : Entre PM+4h et PM+5h, la hauteur d'eau atteint le niveau du Gois et les niveaux d'eau baissent moins rapidement. Les courants ont une orientation ESE, soit de nouveau le long du chenal. Les vitesses atteignent leur maximum à PM+5h (environ 0,2 m/s), mais l'écoulement reste relativement turbulent. On observe ensuite un ralentissement de la vitesse à PM+6h, puis un renversement de la direction des courants à PM+7h avec l'arrivée du nouveau flot provenant du sud et remontant le chenal.

À partir des mesures effectuées dans le chenal au sud du Passage du Gois, on retrouve une asymétrie analogue au Goulet de Fromentine décrite dans des travaux antérieurs (cf. chapitre 1 section 2.3.3), avec un flot raccourci et des courants de jusant relativement plus intenses et plus longs, ainsi qu'une marée descendante qui s'allonge au détriment du montant. Bien qu'instructives, ces mesures restent ponctuelles et représentatives de dynamiques liées à leur environnement proche (le chenal le long du Passage du Gois). Le modèle hydrodynamique permet ainsi d'appréhender la circulation des masses d'eau à l'échelle de l'ensemble de la Baie de Bourgneuf.

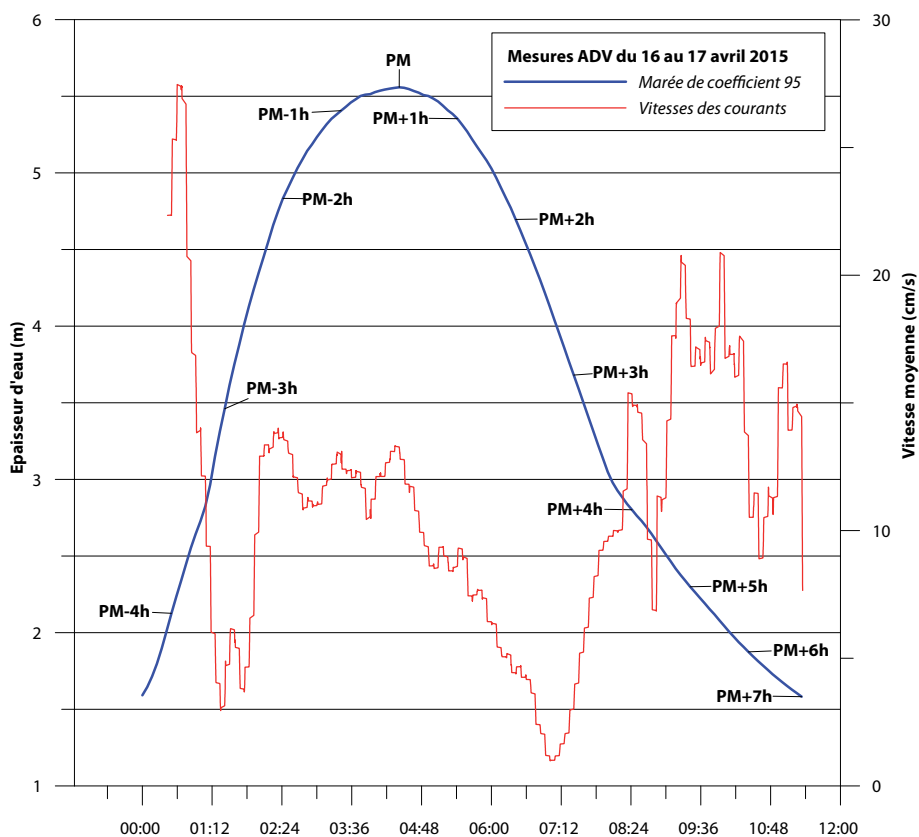


Figure 113 : Courbes de marée et des vitesses de courants obtenues à partir des mesures de l'ADV (PM = Pleine Mer).

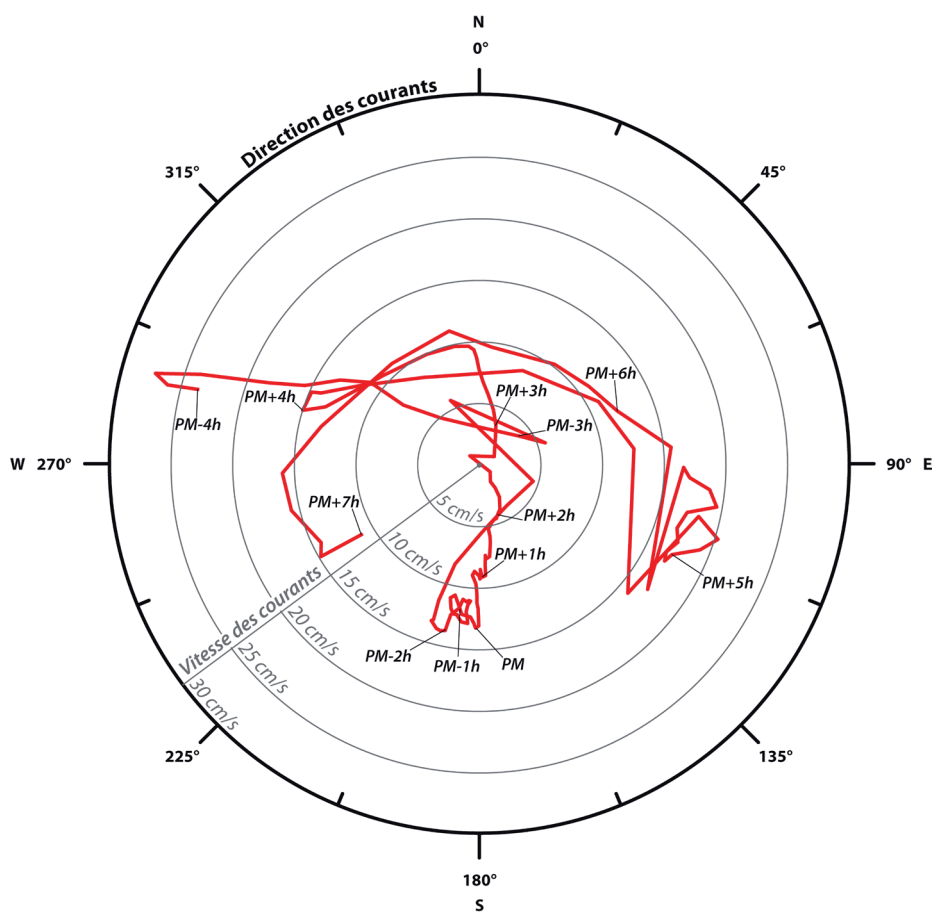


Figure 114 : Hodographe des mesures réalisées avec l'ADV (PM = Plein Mer).

2.1.2 Circulation des masses d'eau à partir du modèle hydrodynamique

Les simulations effectuées sur plusieurs cycles de marée (1 mois) nous ont permis de constater que les schémas instantanés de circulation et les différentes phases de la marée varient globalement très peu entre les marées de vive-eau et les marées de morte-eau. Lors d'une marée de morte-eau, les pics d'intensités des courants sont en revanche beaucoup plus faibles. Dans la perspective d'appréhender la circulation des masses d'eau, et d'estimer des vitesses maximales potentiellement observables, les résultats décrits ci-dessous se basent sur ceux d'une simulation de marée de vive-eau de coefficient 118 (figure 115).

Après une marée basse, au début de la marée montante, les masses d'eau rentrent plus favorablement dans la Baie de Bourgneuf par l'ouverture nord. On note des vitesses plus élevées le long des pointes rocheuses de l'Herbaudière et de Saint-Gildas par rapport aux profonds chenaux incisés. Au même moment, la vidange se poursuit faiblement au Goulet de Fromentine, ainsi que dans le réseau de chenaux digités qui débouchent dans la fosse du Fain. Puis rapidement les courants de flot s'intensifient au nord de la baie, et un second courant de flot finit par s'engouffrer dans le chenal principal du Goulet de Fromentine. Peu avant la mi-marée montante, les vitesses les plus importantes du flot à l'ouverture nord peuvent atteindre 1 m/s au milieu du détroit, à l'entrée des chenaux incisés. En se propageant, la masse d'eau se divise et contourne les roches de la Préoire. À l'est de ces affleurements, la majorité du flot emprunte les chenaux développés à partir de la fosse du Fain. En traversant cette fosse, les courants s'accélèrent. Pendant cette phase de la marée, les vitesses maximales dépassent 1,6 m/s. À l'ouest de la Préoire, le flot emprunte également un réseau de chenaux secondaire contournant les roches par le sud. Le flot s'accélère également en s'engouffrant dans ces chenaux en dépassant 1,2 m/s. Environ 3 h 30 avant la pleine mer, le flot provenant du nord arrive à quelques centaines de mètres du Gois. Au même moment, le flot s'intensifie également dans le chenal principal du Goulet de Fromentine et dans la gorge de l'embouchure, la vitesse du flot peut dépasser 1 m/s. Dans le versant sud de la baie, le remplissage s'effectue d'abord dans la rade profonde de Fromentine encore loin du Gois. Ce flot du sud commence tout juste à se propager à la base des principaux chenaux de ce versant de la baie alors qu'une grande partie des estrans est encore découverte à mi-marée. Entre la rade et ces chenaux, le courant subit une accélération importante causée par des seuils topographiques représentés dans le modèle à l'entrée des chenaux principaux. Malheureusement et compte tenu du manque de données relatives à la bathymétrie de ces chenaux (cf. chapitre 3 section 1.1.4), il est difficile d'interpréter de manière fiable ce phénomène à partir des résultats du modèle.

Entre 2 h et 2 h 30 avant la pleine mer, l'intensité des courants se maintient au niveau de l'embouchure des chenaux incisés au nord de la baie. Bien que les roches de la Préoire ne soient pas encore totalement recouvertes, le flot est un peu moins intense de part et d'autre des affleurements. Une vitesse relativement importante (> 1 m/s) se maintient à hauteur de la fosse du Fain. À l'ouverture sud, le flot converge dans le chenal principal du Goulet, et peu après la mi-marée montante, le flot atteint son maximum de vitesse dans la partie la plus étroite de l'embouchure. Les intensités les plus importantes atteignent localement 1,5 m/s. Comme décrit précédemment (cf. chapitre 1 section 2.4.4), on remarque également une accélération du courant convergeant dans le chenal, sur la partie sud du delta de jusant, au niveau de la tourelle du Boisvinet (> 1 m/s).

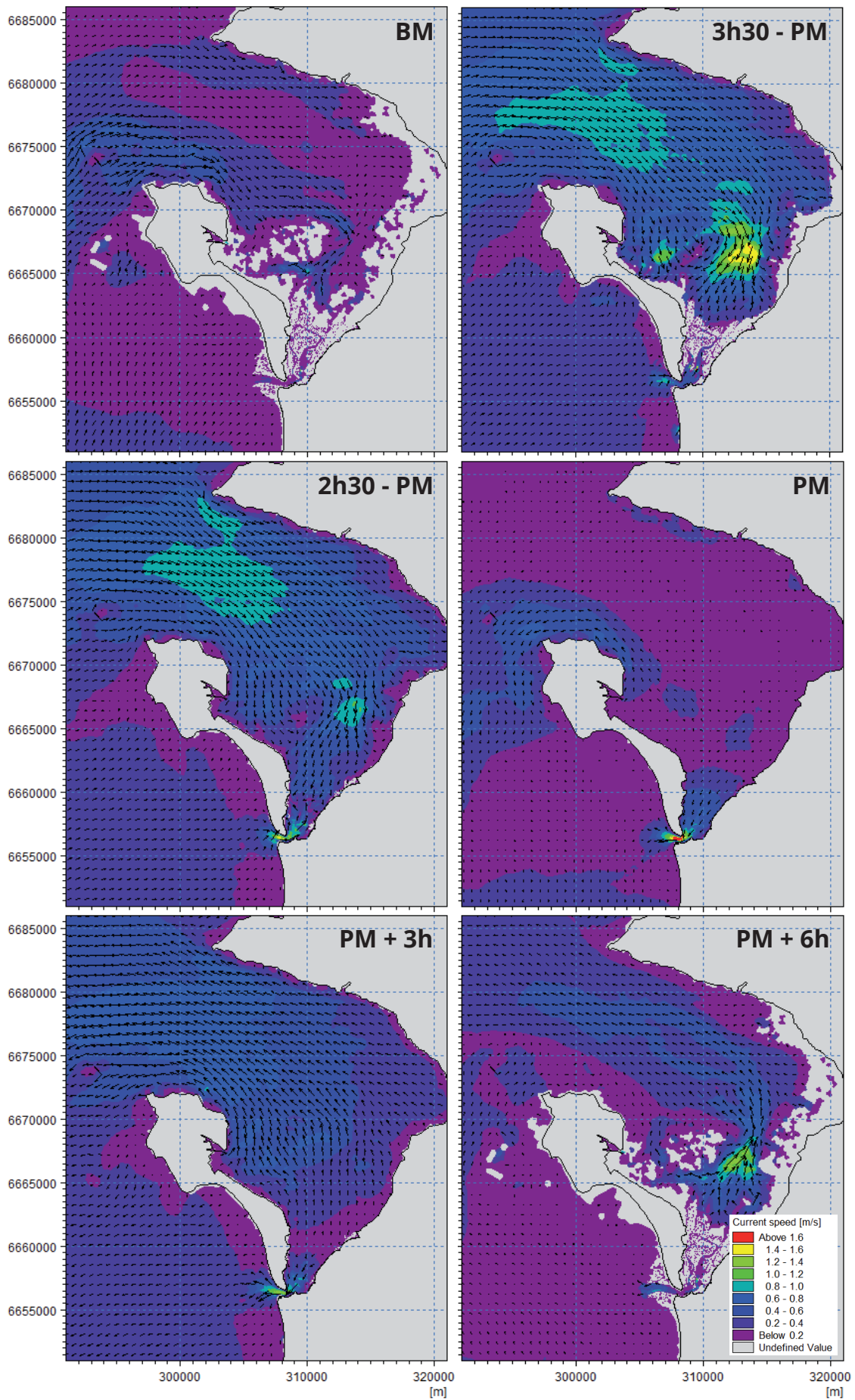


Figure 115 (pleine page précédente) : Vitesse et direction des courants induits par une marée de vive-eau dans la Baie de Bourgneuf. (BM = basse mer ; PM = pleine mer).

Pendant cette phase précédant d'un peu plus de 2 h le niveau de pleine mer, le flot provenant du nord traverse le Passage du Gois avec des vitesses pouvant atteindre 1,5 m/s sur la chaussée. Aux abords du Gois, il commence à recouvrir les estrans du versant sud de la baie sur toute sa largeur. Le flot provenant du sud a poursuivi sa progression vers le NE à travers les chenaux qui se développent à partir du Goulet de Fromentine. Des courants intenses sont visibles sur la rampe de flot au NE de la rade et les estrans sont maintenant rapidement recouverts. Les deux courants de flot de direction opposée se rencontrent environ 2 km plus au sud du Gois (figure 116). Les deux fronts fusionnent progressivement d'abord par les chenaux les plus profonds puis sur les estrans. La rencontre ne prend donc pas une forme linéaire au travers du versant sud de la Baie de Bourgneuf, mais elle épouse d'abord le dessin complexe des chenaux. Ensuite, en convergeant progressivement l'un vers l'autre, les deux courants de flot s'annulent. Une zone de convergence de courant de très faible intensité, à la direction indéterminée, prend la forme d'une bande qui occupe toute la largeur du versant sud de la baie. Cette bande de convergence des courants se déplace graduellement vers le sud, poussée par le flot provenant du nord. En effet, le courant de flot du nord, plus massif et rapide, gagne rapidement le bras de fer avec le flot provenant du Goulet, dont la propagation est entravée par l'étroitesse de l'embouchure puis par les estrans qui occupent le versant sud de la baie. La zone de convergence atteint très tôt l'embouchure tidale où le flot du sud faiblit à l'approche de l'étale de pleine mer. Sous l'impulsion du flot provenant du nord de la baie, la renverse des courants est rapide et la vidange débute alors que le niveau de pleine mer n'est pas atteint dans la rade de Fromentine. Ainsi, la convergence des courants dominée par le flot provenant du nord avance d'environ 2 h la vidange de la baie par le Goulet par rapport à l'ouverture nord.

Au moment du niveau de pleine mer à Fromentine, l'étale est surtout visible dans une grande partie du versant nord de la Baie de Bourgneuf. Alors que les courants sont peu à peu en train de tourner sur les estrans au nord du Gois, les courants sont nuls dans toute la partie nord et nord-est de la baie. Par ailleurs, des courants étroits commencent à vidanger la baie par le nord le long des pointes rocheuses de l'Herbaudière ($< 0,7$ m/s) et dans une moindre mesure le long de celle de Saint-Gildas. En revanche, au sud du Gois, le courant orienté vers le SW vidange le versant sud de la baie en s'intensifiant jusqu'au Goulet de Fromentine. Aux environs de la pleine mer, le courant de jusant atteint son maximum de vitesse dans la partie la plus étroite de l'embouchure. Tout le secteur de l'ombilic est traversé par des courants dépassant au moins 1,6 m/s et pouvant atteindre localement 1,9 m/s. Le courant est expulsé vers le large en suivant l'orientation du chenal principale, puis il est rapidement dévié vers le SW en perdant en intensité. Au moment de la pleine mer, l'essentiel de l'énergie induit par la marée se concentre au Goulet de Fromentine.

Environ 3 h après la pleine mer, deux courants de jusant divergent de part et d'autre du Gois. Le versant sud de la baie continue de se vidanger par un courant de jusant en direction du SW qui occupe encore l'intégralité de sa surface. Les courants les plus intenses simulés occupent plus favorablement la partie centrale et sont du versant où l'on trouve le chenal principal. Localement, les courants accélèrent sur les boucliers de jusant qui obstruent légèrement ce chenal. Bien que

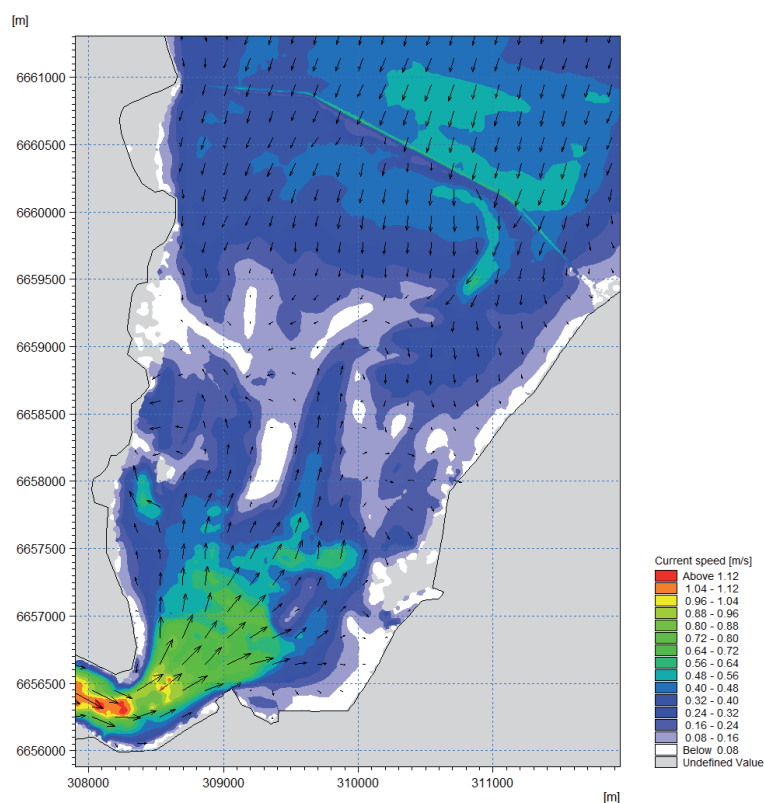


Figure 116 : La rencontre des courants dans la Baie de Bourgneuf s'effectue au sud du Passage du Gois environ 2h30 avant la pleine mer

de la Préoire qui sont localisés dans la partie centrale de la baie à l'est de Noirmoutier.

Environ 6 h après la pleine mer, les estrans sont presque intégralement vidangés sur l'ensemble de la baie. L'essentiel des écoulements s'effectue dans les chenaux toujours en eau. Ainsi et par exemple, dans le prolongement du Fain, ou à l'intersection des chenaux digités qui s'étendent en direction du Gois, dans lesquels des courants de vidange assez intenses persistent ($> 1,3$ m/s), ce courant de jusant faiblit en direction du nord et du NW. Il se maintient cependant, avec une vitesse d'environ 0,5 m/s, sur le tracé des chenaux incisés vers l'ouverture nord de la baie. Au Goulet de Fromentine, des courants de vidange persistent notamment dans la partie externe du chenal principal de l'embouchure. Dans ce secteur, les courants les plus intenses dépassent encore 0,9 m/s le long de la partie sud du delta de jusant sur le tracé du chenal actuel de navigation.

2.2 Caractérisation de l'asymétrie de la marée aux ouvertures de la baie

La description de la circulation des masses d'eau pour une marée de vive-eau met en lumière des asymétries importantes notamment entre les deux ouvertures. Ainsi, au Goulet de Fromentine, le flot raccourci dure un peu moins de 4 h, suivi d'un jusant d'un peu plus de 8 h, et de surcroît plus intense. Le niveau de marée monte aussi plus vite (5 h) au Goulet de Fromentine qu'il ne descend (7 h). Il en résulte un décalage entre la marée haute et l'étale des courants. La renverse des courants s'effectue ici environ 1 h 30 avant que le niveau de pleine mer ne soit atteint.

Quant à l'ouverture nord de la baie, le flot dure un peu moins de 6 h et le jusant un peu plus de

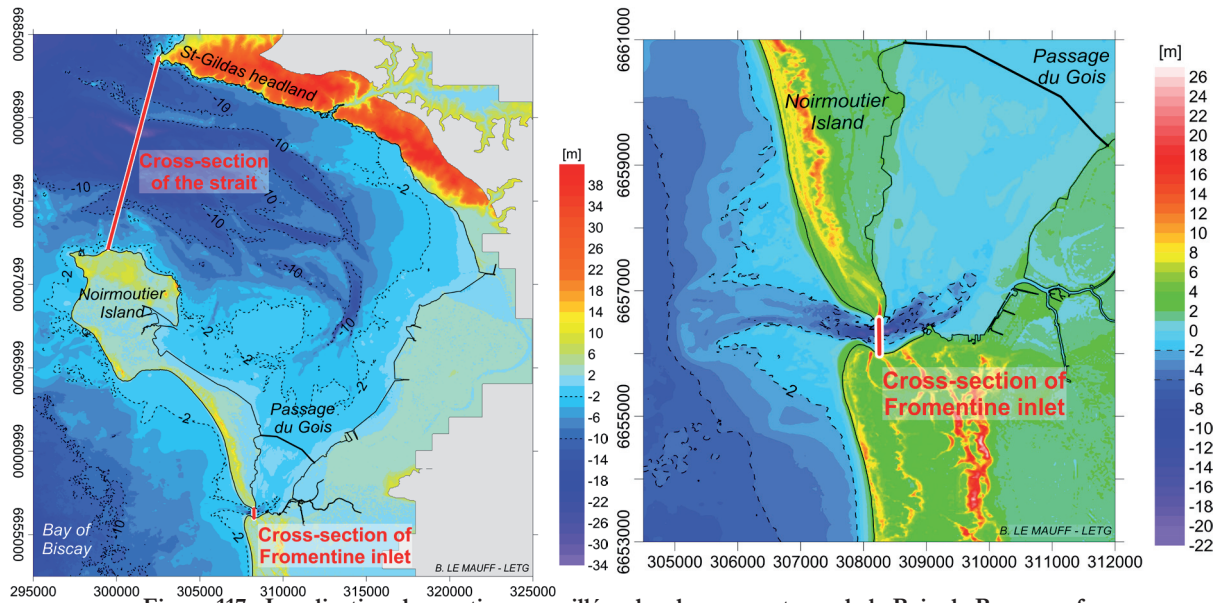


Figure 117 : Localisation des sections mouillées des deux ouvertures de la Baie de Bourgneuf avec un modèle numérique de terrain en fond de plan.

A l'échelle de la baie (à gauche), et à l'échelle du Goulet de Fromentine (à droite).

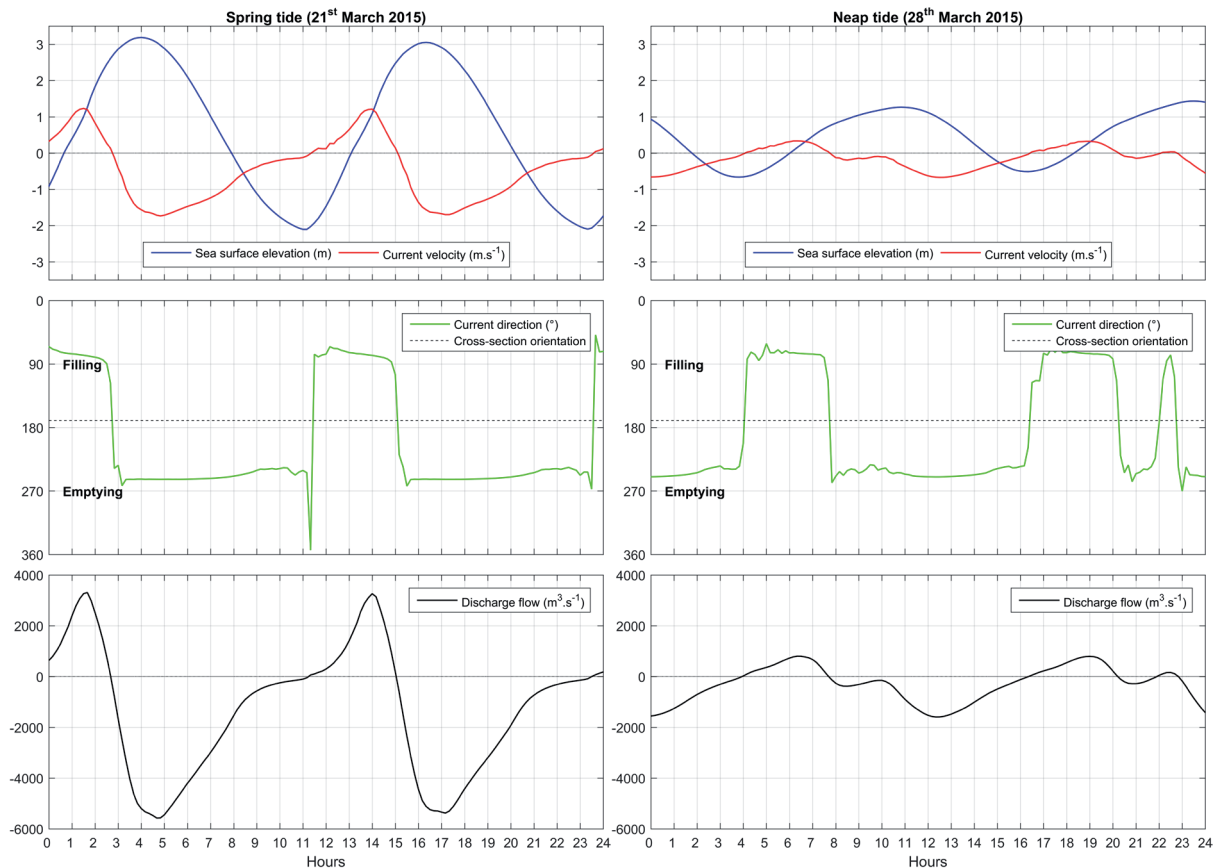


Figure 118 : L'asymétrie de la marée au Goulet de Fromentine pendant une marée de vive-eau (à gauche) et une marée de morte-eau (à droite).

6 h, avec des vitesses un peu plus élevées pendant le flot. À la différence du Goulet de Fromentine, le cycle des niveaux d'eau est ici quasi symétrique et relativement en phase avec les courants (peu d'écart entre les étales et la renverse des courants), avec une marée montante légèrement plus rapide de quelques minutes.

La simulation d'un mois complet de marées successives nous permet ici de caractériser ces asymétries et d'évaluer leurs variabilités en fonction des différentes phases du cycle lunaire et selon plusieurs marnages. Ainsi les directions et les vitesses des courants, ainsi que les niveaux d'eau, sont extraits au centre de la section mouillée la plus étroite de chaque ouverture (figure 117). De plus, les prismes tidaux ont été calculés sur ces mêmes sections mouillées. Les débits ou les vitesses positives sont associés au flot qui entre dans la baie ; inversement les valeurs négatives se traduisent par un courant orienté vers le large.

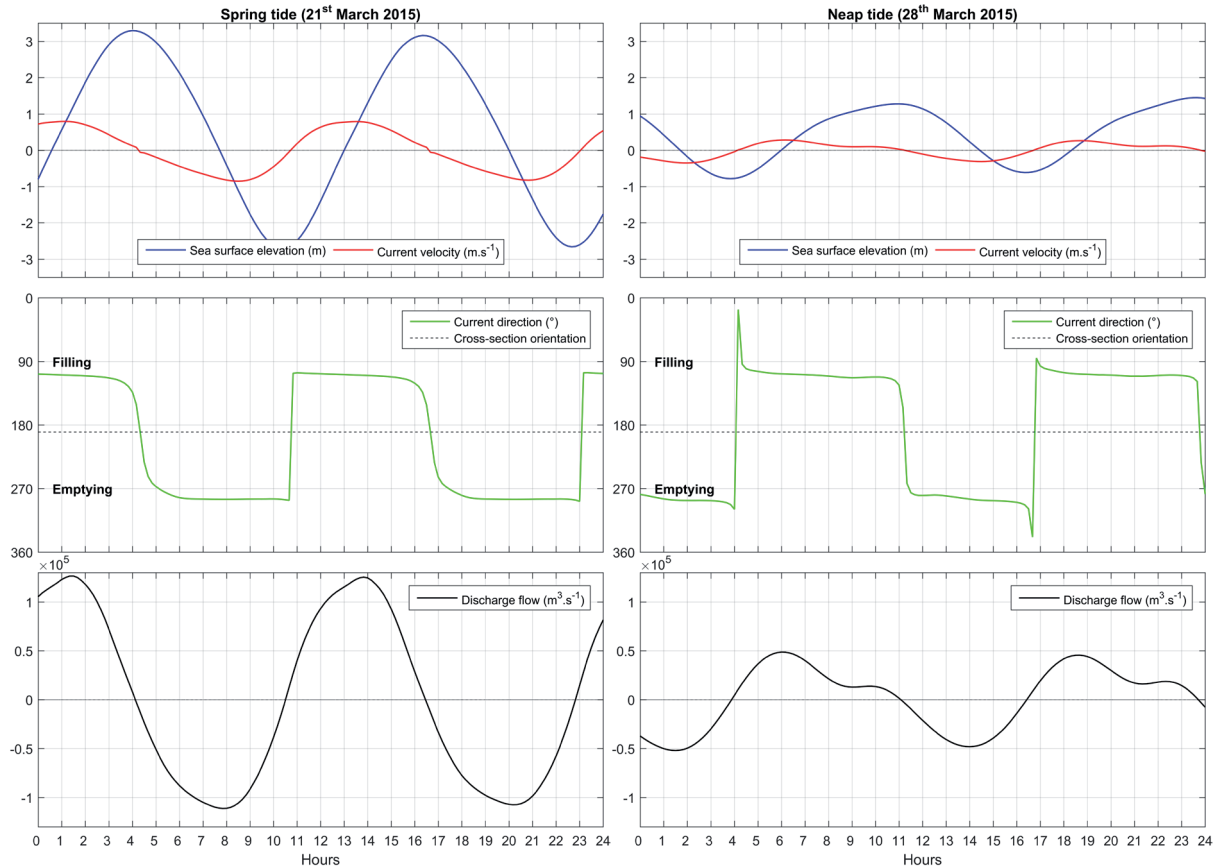


Figure 119 : L'asymétrie de la marée à l'ouverture nord pendant une marée de vive-eau (à gauche) et une marée de morte-eau (à droite).

2.2.1 Asymétrie des niveaux d'eau

2.2.1.1 Au Goulet de Fromentine

Le signal de marée de vive-eau extrait au centre de l'embouchure est caractérisé par une forme asymétrique modérée (figure 118). La phase de montée des niveaux d'eau est plus rapide comparativement à une phase de descente qui a tendance à se rallonger, particulièrement en fin de marée descendante. Il en résulte une marée descendante qui peut se prolonger pendant environ 7 h par rapport à un flot de 5 h. En morte-eau, lorsque l'amplitude du signal est plus faible, l'asymétrie est moins perceptible.

2.2.1.2 À l'ouverture nord

Le signal de marée à l'ouverture nord présente une forme sinusoïdale beaucoup plus symétrique

(figure 119). La phase de montée est légèrement plus rapide de quelques minutes que la phase de descente. Bien que l'amplitude du signal soit plus faible en morte-eau, on distingue peu de variation de l'asymétrie du signal.

2.2.2 *Asymétrie des courants de marée*

2.2.2.1 Au Goulet de Fromentine

À la différence des niveaux d'eau, l'asymétrie des courants de marée est beaucoup plus marquée (figure 118). La renverse des courants est caractérisée par des changements nets de direction en morte-eau et en vive-eau. L'asymétrie de la durée des phases de remplissage et de vidange est également constante : la baie se remplit pendant un peu moins de 4 h et elle se vide pendant un peu plus de 8 h. On constate des variations de seulement quelques minutes. Par conséquent, la renverse du flot par le jusant est toujours en avance d'environ 1 h 30 à 2 h par rapport à la pleine mer. À marée basse la renverse est plus en phase avec les niveaux d'eau : le flot débute 10 à 20 minutes après l'étalement de basse mer.

L'intensité des courants est aussi asymétrique : les courants sont toujours plus intenses au jusant qu'au flot. De plus, l'intensité des courants décroît plus progressivement entre le jusant et le flot. Cependant, on constate une différence entre les pics d'intensité du jusant entre les marées de vive-eau et de morte-eau.

Pendant les marées de vive-eau, le pic d'intensité maximal intervient rapidement peu après la renverse des courants. L'intensité décroît ensuite avec une inflexion à mi-marée qui accentue l'affaiblissement des courants. En fonction de la localisation du point d'extraction (par exemple davantage dans la partie externe du chenal principal) et pour des coefficients de marée un peu plus faibles, cette inflexion prend la forme d'un pic d'intensité secondaire (cf. chapitre 1 section 2.4.4). Pendant les marées de morte-eau, ces deux pics d'intensité sont visibles, mais le pic d'intensité maximal intervient cette fois au deuxième pic de mi-marée.

2.2.2.2 À l'ouverture nord

Au centre de l'ouverture, l'asymétrie des courants est moins marquée qu'au Goulet de Fromentine. On remarque une pente un peu plus importante du signal entre le pic de jusant et celui de flot (figure 119). Également, le changement de direction peu après la marée basse, entre le jusant et le flot, est très marqué. Inversement, il est plus rotatoire (dans le sens horaire) à l'étalement de pleine mer pendant la renverse flot-jusant. De la même manière, la pente du signal entre les pics de flot et de jusant est plus faible et légèrement ondulatoire. De plus, la renverse des courants semble plus instable en matière de direction lors de ces marées de faible amplitude. En outre, le décalage entre la renverse des courants et les étalements de pleine et de basse mer reste relativement constant et faible : la renverse intervient généralement 10 à 20 minutes après l'étalement.

2.2.3 *Asymétrie des prismes tidaux*

Les asymétries de la marée aux ouvertures impliquent des asymétries entre les prismes tidaux de

jusant et de flot. Par conséquent, un équilibre complexe s'instaure dans la baie entre les volumes d'eau échangés par l'ouverture nord et par le Goulet de Fromentine.

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. chapitre 3 section 2.2.5.6), et sans préciser la méthode utilisée, Verger (2009) estime à 16 000 000 m³ le volume du flot qui entre dans la Baie de Bourgneuf par le Goulet de Fromentine, et à 60 000 000 m³ le volume qui en sort, pour une marée de vive-eau moyenne. Le modèle mis en place par nos soins permet de trouver les mêmes proportions pour une marée de coefficient 90. En analysant les résultats du modèle sur un mois complet, on constate que ce rapport reste relativement constant, voire légèrement supérieur, d'un cycle de marée à l'autre, en période de déchet ou de revif. Ainsi, à chaque marée, un volume d'eau 3 à 4 fois plus important est expulsé par le jusant par rapport au flot (tableau 10).

À l'ouverture nord, les résultats du modèle révèlent qu'un volume plus important rentre généralement au flot par rapport au jusant. Par exemple, pour une marée de coefficient 90, 1 400 563 m³ entre au flot et 1 323 844 362 m³ en sort. Un volume résiduel de flot reste dans la baie et celui-ci est estimé entre 2 et 5 % selon les marées. Cette faible proportion demeure aussi assez constante d'une marée à l'autre, y compris en période de déchet ou de revif. Cependant, ce rapport peut légèrement s'inverser et en faveur du jusant comme lors de la marée moyenne de coefficient 70 simulée pour les scénarios de vagues.

	<i>Marée moyenne (revif)</i>			<i>Marée moyenne (déchet)</i>		
	<i>Ouverture nord</i>	<i>Goulet de Fromentine</i>	<i>Baie de Bourgneuf</i>	<i>Ouverture nord</i>	<i>Goulet de Fromentine</i>	<i>Baie de Bourgneuf</i>
Durée des phases (h)						
Marée montante	6.3	6.2	-	5.5	5.5	-
Marée descendante	6.0	6.2	-	6.8	6.8	-
Remplissage	6.3	4.2	-	5.3	3.8	-
Vidange	5.7	7.8	-	6.7	8.2	-
Déphasage (min)						
Renverse - pleine mer	20	-90	-	10	-70	-
Renverse - basse mer	10	20	-	10	20	-
Prismes tidaux (m³)						
Remplissage	1 207 303 260	12 438 493	1 219 741 753	1 131 055 848	14 371 536	1 145 427 384
Vidange	1 190 972 448	48 194 336	1 239 166 784	1 066 894 500	47 387 399	1 114 281 899
Bilan	16 330 812	-35 755 843	-19 425 031	64 161 348	-33 015 863	31 145 485
	<i>Marée vive-eau (revif)</i>			<i>Marée vive-eau (déchet)</i>		
	<i>Ouverture nord</i>	<i>Goulet de Fromentine</i>	<i>Baie de Bourgneuf</i>	<i>Ouverture nord</i>	<i>Goulet de Fromentine</i>	<i>Baie de Bourgneuf</i>
Durée des phases (h)						
Marée montante	6.2	5.8	-	5.8	5.5	-
Marée descendante	6.2	6.3	-	6.5	6.8	-
Remplissage	6.2	4.0	-	5.7	3.8	-
Vidange	5.8	8.0	-	6.3	8.2	-
Déphasage (min)						
Renverse - pleine mer	20	-90	-	10	-70	-
Renverse - basse mer	10	10	-	10	20	-
Prismes tidaux (m³)						
Remplissage	1 434 866 208	15 140 820	1 450 007 028	1 400 563 826	15 580 592	1 416 144 419
Vidange	1 405 574 046	58 766 047	1 464 340 093	1 323 844 362	58 964 625	1 382 808 987
Bilan	29 292 162	-43 625 228	-14 333 066	76 719 464	-43 384 033	33 335 432

Tableau 10 : Comparaison de l'asymétrie de la marée en durée et en volume entre des marées moyennes et des marées de vive-eau, et entre les phases de déchet et de revif. Les marées sont figurées en orange sur la courbe ci-contre.

Le bilan des volumes qui entrent aux deux ouvertures nous permet d'estimer le volume total de remplissage de la baie, et le bilan des volumes qui en sortent nous permet d'en estimer le volume de vidange. Compte tenu des phases de vive-eau et de morte-eau et des inégalités diurnes de la marée, le volume de remplissage est toujours différent du volume de vidange. Sur un cycle d'une marée, ce bilan est négatif en période de revif et positif en période de déchet. En effet, l'augmentation de l'amplitude de marée en période de revif implique une vidange plus importante d'un cycle de marée à l'autre, et donc un déficit du volume d'eau résiduel de la baie. Inversement en période de déchet, un volume résiduel s'accumule dans la baie avec la diminution de l'amplitude de marée. Ainsi en période revif, le prisme tidal de jusant qui transite par le Goulet de Fromentine est constitué du volume résiduel du flot de l'ouverture nord issu de l'asymétrie des courants de marée, auquel s'ajoute le volume correspondant à l'augmentation de l'amplitude de marée. Inversement, en période de déchet, le prisme tidal de jusant qui transite par le Goulet de Fromentine est constitué du volume résiduel du flot de l'ouverture nord, auquel est soustrait le volume correspondant à la diminution de l'amplitude de marée (tableau 10).

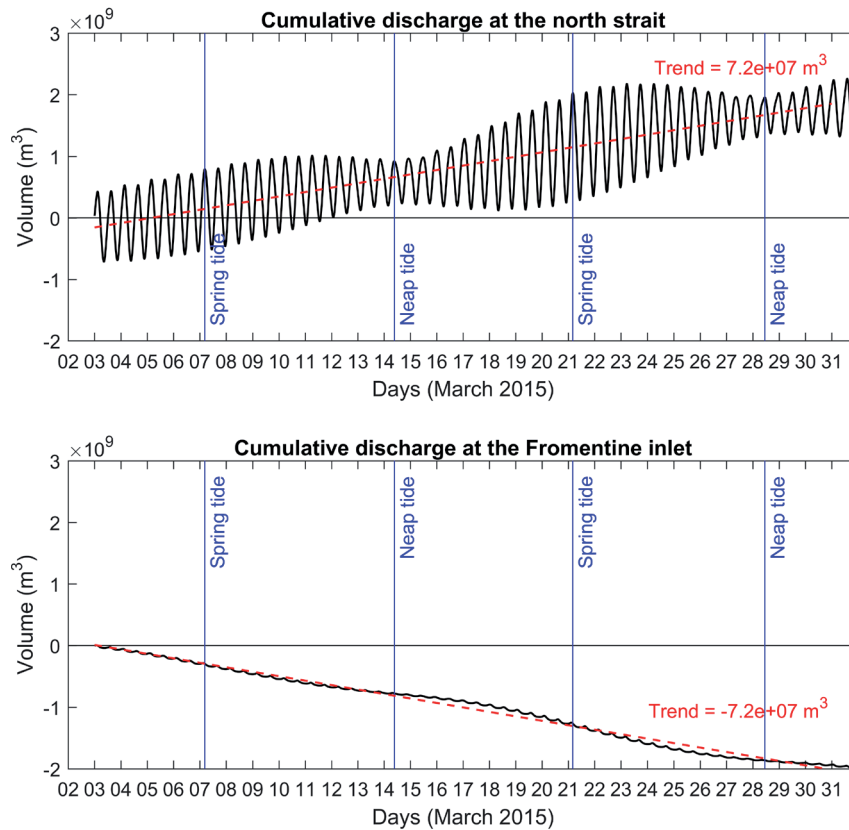


Figure 120 : Volumes cumulés de la marée qui transitent par les deux ouvertures de la Baie de Bourgneuf pendant le mois de mars 2015.

Les volumes cumulés qui transitent par les sections mouillées révèlent une relation directe et forte entre l'hydrodynamisme les deux ouvertures au travers de la Baie de Bourgneuf (figure 120). En effet, les tendances associées à ces volumes cumulés sont opposées, mais elles ont une valeur absolue identique. Le volume résiduel du flot de l'ouverture nord représente une faible proportion des volumes échangés qui constitue une grande majorité du prisme tidal de la baie. Par conséquent, la courbe s'écarte de la tendance au rythme des marées et des cycles de vive-eau et de morte-eau, traduisant une asymétrie relativement faible, mais constante des courants en faveur du flot.

Compte tenu de la taille plus réduite de la section mouillée du Goulet de Fromentine, l'ampleur des volumes échangés est moins importante qu'au nord : la courbe correspondante affiche des ondulations de même fréquence, mais de plus faible amplitude. Cependant, le rapport très important entre les prismes de jusant et de flot traduit une asymétrie très forte en faveur du jusant.

2.2.4 Influence des vagues sur l'asymétrie de la marée aux ouvertures

2.2.4.1 Au Goulet de Fromentine

Dans ce secteur où les courants de marée sont forts, on constate peu de variations entre la simulation de la marée moyenne seule et celles qui incluent les vagues aux limites du modèle (figures 94 à 97). De même, la comparaison des courants et des débits au point d'extraction au centre de la section mouillée ne montre pas de différence significative (figure 121). En présence de vagues, les volumes d'eau échangés par le Goulet de Fromentine sont presque similaires à ceux échangés lorsque la marée est uniquement prise en compte dans la simulation. On remarque cependant une légère augmentation du volume de remplissage (environ 3 % pour les scénarios de vagues les plus énergiques) et une diminution équivalente du volume de vidange. Toute proportion gardée, on peut déduire de ces résultats que le courant induit par les vagues semble d'abord favoriser très légèrement la pénétration du flot par cette ouverture, puis il semble contenir une partie des masses d'eau à l'intérieur de la baie.

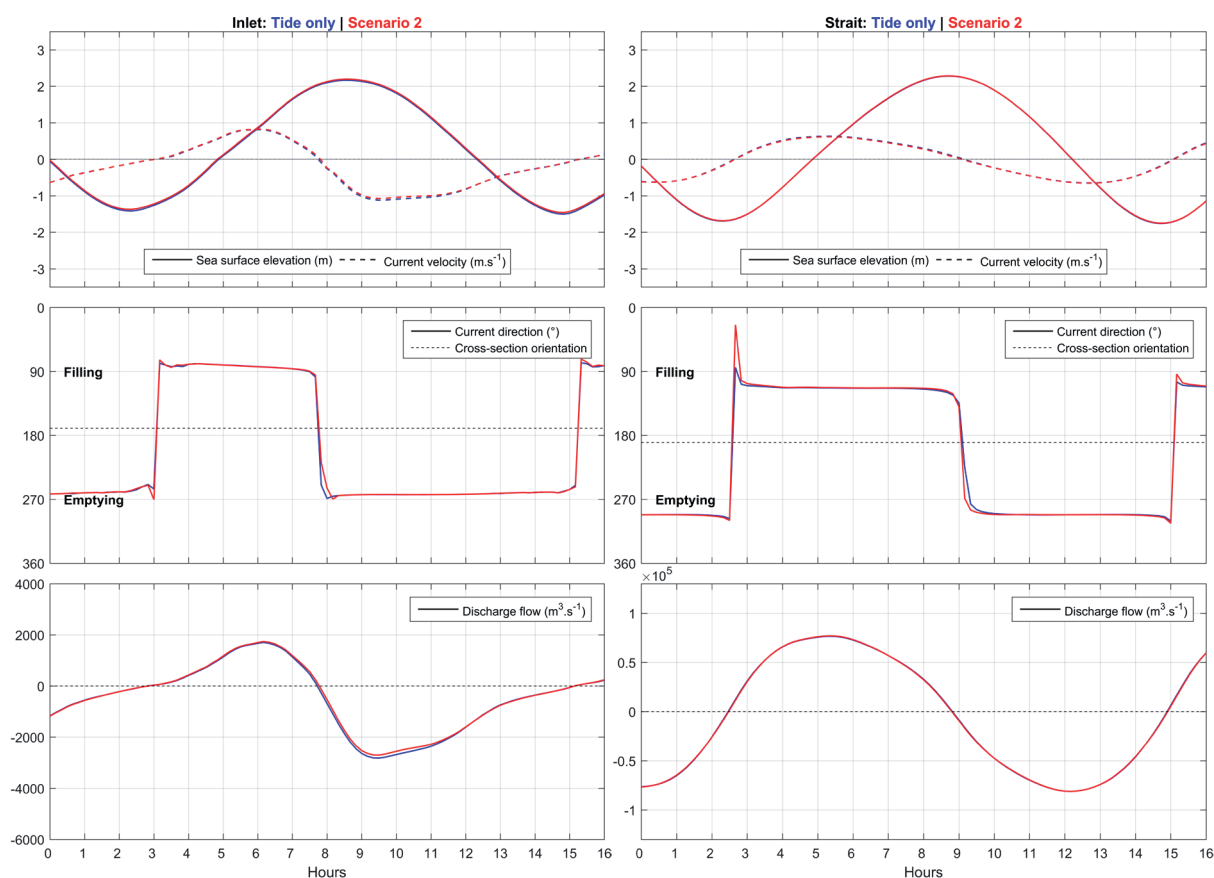


Figure 121 : L'influence faible des vagues simulées par le scénario (2) le plus énergétique sur les dynamiques d'une marée moyenne au Goulet de Fromentine (à gauche) et à l'ouverture nord (à droite).

2.2.4.2 Aux abords de l'ouverture nord de la Baie de Bourgneuf

Tout comme au Goulet de Fromentine, en présence de vague, les volumes d'eau échangés par l'ouverture nord n'évoluent pas fondamentalement (figure 121). Compte tenu des volumes importants échangés, ces modifications ne montrent pas de tendance significative entre les différents scénarios simulés. De même, la comparaison des courants et des débits au point d'extraction au centre de la section mouillée ne montre pas de différence significative. En revanche, l'intensité des courants est légèrement modifiée localement dans certaines zones moins profondes aux abords de l'ouverture. C'est par exemple le cas dans le bras de mer situé entre l'île du Pilier et la pointe de L'Herbaudière. Dans ce secteur, les courants sont un peu plus intenses au flot et au jusant en présence de vagues. Par contre, au moment de la renverse, le jusant est freiné par rapport à la simulation de la marée seule. La convergence des vagues sur cette avancée pourrait expliquer ce phénomène (cf. chapitre 4 section 1.1.3). Dans les secteurs plus profonds au centre du détroit, les modifications des courants induites par les vagues sont minimales. Lorsque les vagues sont prises en compte dans la simulation, seule la renverse des courants semble y être très légèrement plus rapide.

2.3 Description des schémas de transport et des flux sédimentaire

Les flux sédimentaires résiduels reflètent l'asymétrie de la marée décrite précédemment. Ainsi, un flux sédimentaire résiduel traverse la baie depuis l'ouverture nord vers le Goulet de Fromentine. Néanmoins, une distinction est faite entre les schémas de transport sédimentaire du versant nord de la baie, variables selon le marnage et les conditions de vagues, et ceux du versant sud où la domination du jusant est beaucoup plus prépondérante.

2.3.1 *Dans le versant nord de la Baie de Bourgneuf*

2.3.1.1 Des flux sédimentaires variables selon les phases de la marée

Le secteur de l'ouverture nord fait l'objet de flux résiduels complexes. Dans le but de tenter d'estimer la direction générale du flux, cette complexité est d'autant plus marquante en analysant les flux d'une marée à l'autre. En effet, on observe une variabilité assez importante de l'orientation des vecteurs à travers cette ouverture. De plus, selon le cycle de marée analysé, on peut estimer que le flux résiduel est orienté vers l'extérieur de la baie pour certaines marées, tout comme vers l'intérieur pour d'autres. Tout comme pour les bilans hydrologiques, les schémas ne varient pas en fonction de l'amplitude de la marée, mais plutôt selon les phases de déchet et de revif (figure 122). Par ailleurs, en analysant les flux résiduels sur plusieurs marées, les schémas de transport deviennent plus lisibles et moins ambigus.

En phase de déchet, le flux résiduel de SW qui longe Noirmoutier s'étend jusqu'à l'estuaire de la Loire en se divisant sur la pointe Saint-Gildas. Il domine les flux sur les deux tiers nord de l'ouverture avec une intensité relativement importante au débouché des chenaux incisés. Ce flux résiduel se prolonge jusqu'au fond de la baie et son versant sud en s'accroissant de nouveau à hauteur de la fosse du Fain. En considérant une phase de déchet complète, le flux résiduel qui traverse l'ouverture nord est clairement orienté vers l'intérieur de la baie. Pour une phase de revif

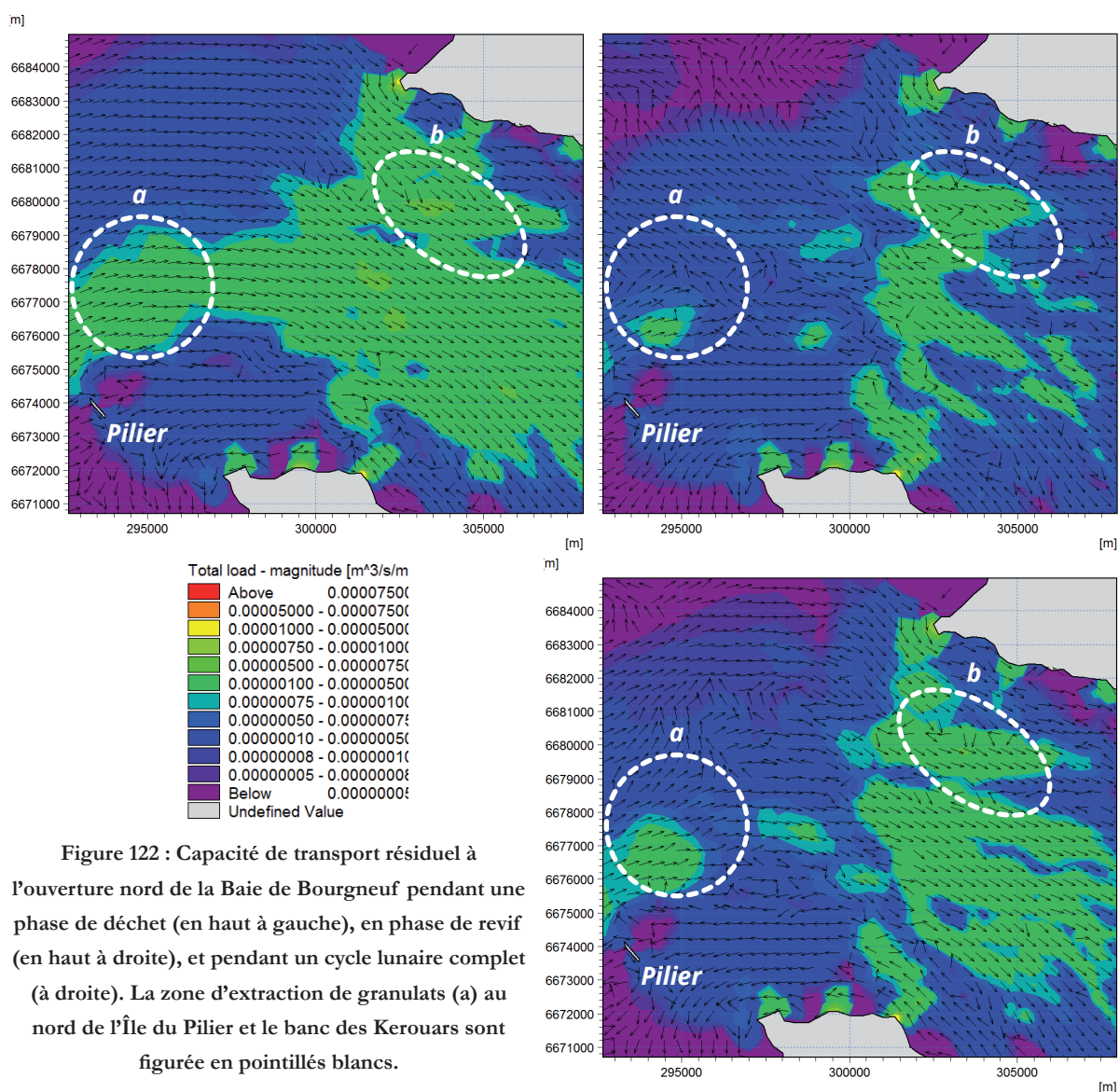


Figure 122 : Capacité de transport résiduel à l'ouverture nord de la Baie de Bourgneuf pendant une phase de déchet (en haut à gauche), en phase de revif (en haut à droite), et pendant un cycle lunaire complet (à droite). La zone d'extraction de granulats (a) au nord de l'Île du Pilier et le banc des Kerouars sont figurée en pointillés blancs.

complète, un flux résiduel provenant de l'estuaire de la Loire s'oppose dans la partie maritime au flux provenant du sud-ouest. Entre la pointe Saint-Gildas et l'Herbaudière, on retrouve une capacité de transport relativement élevée, mais cette fois les vecteurs ne sont pas uniformément orientés vers l'intérieur de la baie. On remarque certains vecteurs orientés vers la sortie de la baie, notamment à hauteur des parties les plus étroites des principaux chenaux incisés, y compris celui du Fain. Pendant la phase de revif, le flux résiduel qui traverse l'ouverture nord est plus difficile à interpréter. Si l'on considère un cycle complet (28 marées), les flux résiduels sont sans ambiguïté orientés vers l'intérieur de la baie. En fin de compte, le flot domine donc la capacité de transport potentielle par l'ouverture nord (figure 122).

2.3.1.2 Des flux sédimentaires secondaires dominés par les courants de flot

Localement, aux extrémités nord et sud de cette ouverture, on observe deux flux résiduels secondaires contraires au flux dominant. Au nord de l'ouverture, le long de la pointe Saint-Gildas, une zone de convergence avec une capacité de transport relativement élevée peut correspondre à l'édification du banc de Kerouars constitué de dunes hydrauliques. La convergence des vecteurs est

d'ailleurs plus importante en phase de revif. Au sud de l'ouverture, à chaque marée, un flux résiduel de direction NW prend racine sur les roches à l'ouest de la Préoire dans une direction opposée au flux dominant. Ce flux résiduel contourne l'île de Noirmoutier, et se prolonge en dehors de la Baie de Bourgneuf en longeant l'Herbaudière à l'est de l'île du Pilier. Certaines zones sont caractérisées par une convergence de ce flux résiduel secondaire vers le flux dominant. On peut s'attendre ici à des zones de dépôt potentiel comme au nord de la Préoire, ou au nord de l'île du Pilier où l'on trouve la zone d'extraction de granulats marins. Ici encore, la convergence des flux semble plus importante en phase de revif notamment au nord de l'île du Pilier (figure 122).

2.3.1.3 Les vagues favorisent la domination du flot sur les flux sédimentaire

Le flux sédimentaire résiduel associé à la marée moyenne simulée seule est plutôt orienté en faveur du jusant. Les conditions de vagues les plus énergétiques paramétrées dans cette même simulation parviennent à inverser le sens du flux sédimentaire résiduel pour l'orienter vers l'intérieur de la baie parfois sur la quasi-intégralité de la largeur de l'ouverture. Lorsque les conditions sont moins énergétiques, l'influence des vagues se fait sentir seulement localement, notamment dans la partie maritime de l'ouverture et le long des pointes Saint-Gildas et de l'Herbaudière (figure 123).

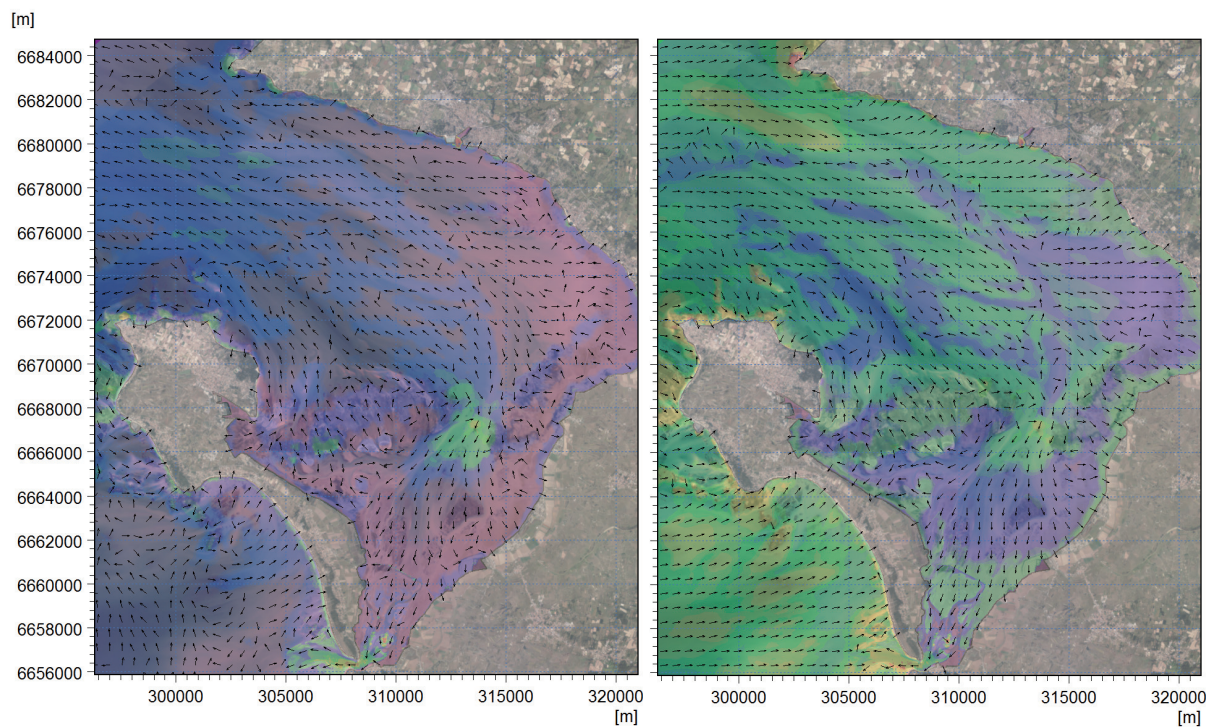


Figure 123 : Capacité de transport résiduel dans la Baie de Bourgneuf d'une marée moyenne sous l'influence de conditions de vagues peu énergétiques (scénario 5 à gauche) et plus énergétiques (scénario 2 à droite).

L'influence des vagues sur les flux résiduels à l'ouverture nord se prolonge à l'intérieur de la Baie de Bourgneuf. Globalement les flux sédimentaires sont orientés vers les larges estrans du fond de la Baie de Bourgneuf à l'est, ainsi que vers le versant sud en direction du Goulet de Fromentine. En présence de vagues, on note une capacité de transport potentiel plus importante aux abords de la fosse du Fain, ainsi que sur les affleurements rocheux de la Préoire et de Bouin. Bien que la houle pénètre difficilement à l'intérieur de la baie (cf. chapitre 4 section 1.1.3), son influence

sur le transport sédimentaire est perceptible jusque dans le versant sud de la baie. Lorsque les conditions de vagues simulées sont énergétiques, on constate en effet une capacité de transport plus importante sur l'ensemble de la baie (figure 123). Par conséquent, la présence de vagues dans les simulations renforce dans une certaine mesure le flux sédimentaire de direction nord-sud qui traverse notamment le Passage du Gois. Ainsi, à l'ouverture nord, les vagues ont une influence beaucoup plus forte sur les schémas de transport sédimentaire que sur la circulation des masses d'eau.

2.3.2 Un flux sédimentaire résiduel qui traverse le versant sud de la Baie de Bourgneuf en direction du Goulet de Fromentine

Au sud de la fosse du Fain, un flux sédimentaire résiduel s'oriente vers le versant sud de la baie. La direction de ce flux demeure invariable à l'influence du marnage, des phases du cycle des marées, et des vagues. Seule l'intensité du transport potentiel est plus forte lors des marées de vive-eau ou lorsque des conditions de vagues énergétiques sont paramétrées aux frontières du modèle (figure 123).

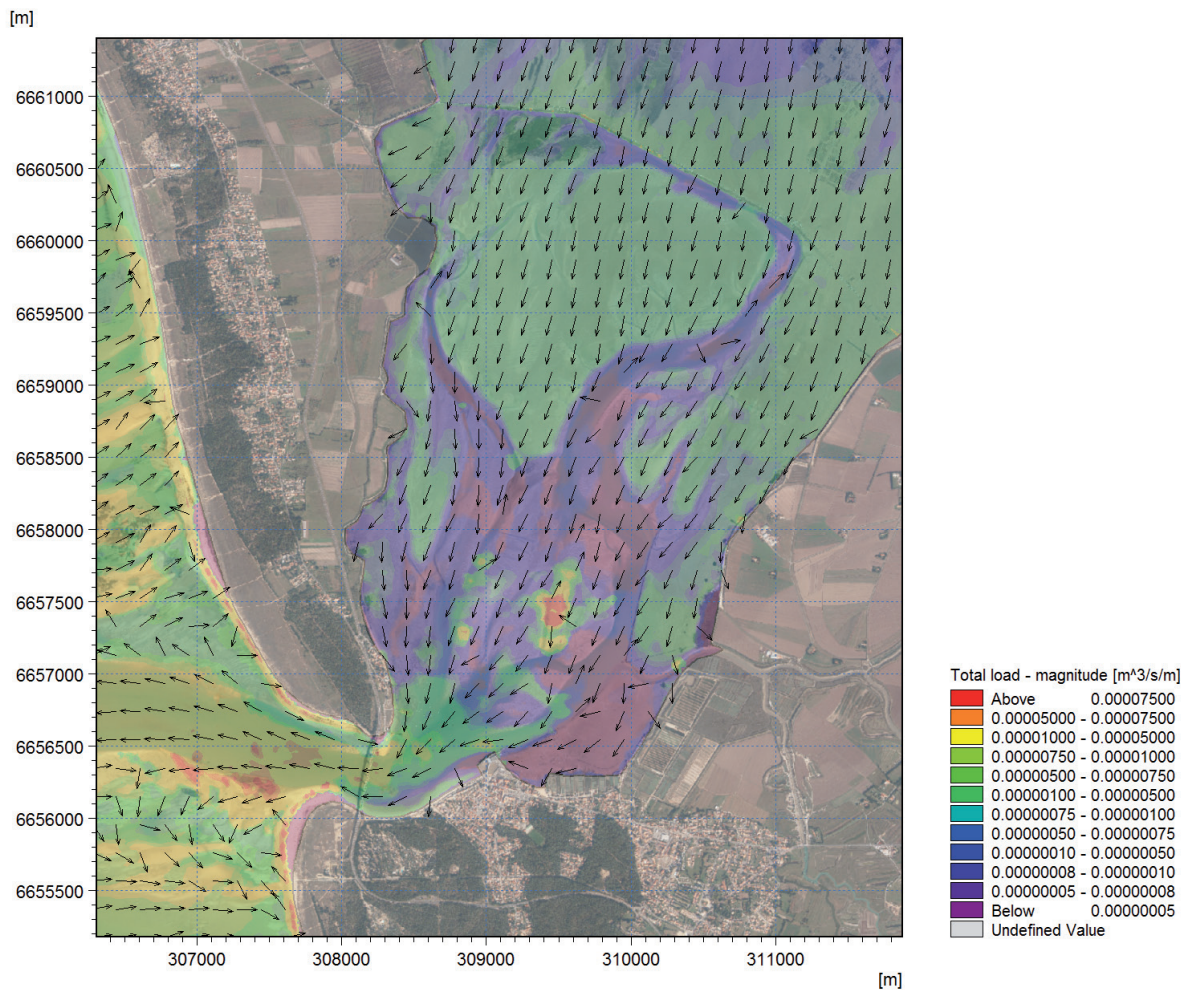


Figure 124 : Capacité de transport résiduel dans le versant sud de la Baie de Bourgneuf.

Les flux résiduels traversent globalement le Passage du Gois du NE vers le SW (figure 124). De tels résultats confirment, le long du bord sud de la chaussée, une érosion liée au courant de flot. Cela est corroboré par les évolutions morphologiques observées sur les images aériennes à partir des années 1940 et probablement aussi par la mise en place d'un ouvrage (figure 125). Bien que la rencontre des deux flots de direction opposée s'effectue plus au sud du Passage du Gois, on ne constate pas de zone de convergence marquée de vecteurs témoignant d'un déplacement du phénomène de *wantij* provoquant une potentielle accumulation sableuse plus au sud.

Au sud du Passage, dans certains secteurs localisés, les courants de vidange ou de remplissage qui longent le chenal marquent les flux sédimentaires résiduels. Ainsi, certains vecteurs suivent le tracé des chenaux dans le sens du jusant, mais aussi dans le sens du flot. Ces vecteurs relativement isolés dénotent du flux sédimentaire dominant. On note aussi la présence de vecteurs divergents sur une rampe de flot et un bouclier de jusant.

En direction de la rade et du Goulet de Fromentine, la capacité de transport augmente à mesure que la largeur de la baie se rétrécit. Le flux résiduel dominant orienté vers le SW suit ensuite l'orientation du chenal vers l'ouest. La capacité de transport maximale se situe dans la gorge, à l'extrémité de la pointe de la fosse et de la Grande Côte où la section mouillée est la plus étroite. Dans la partie maritime de l'embouchure, les schémas de transport et l'influence des vagues ont été décrits précédemment (cf. chapitre 4 section 1.3.3).

2.3.3 Confrontation des flux sédimentaires et de la répartition des sédiments dans la Baie de Bourgneuf

L'analyse du fonctionnement sédimentaire effectuée plus haut contribue à expliquer la répartition des sédiments meubles dans la Baie de Bourgneuf, ainsi que certaines formes façonnées par les courants dominants qui la traversent. On peut citer par exemple le champ de dunes hydrauliques du banc de Kerouars, relevées récemment au sondeur multifaisceau par LETG avec l'HALIOTIS (Ifremer-Genavir) (figure 126), et dont l'origine peut être attribuée au courant résiduel orienté vers l'intérieur de la baie à l'entrée nord ; conformément aux processus décrits par Besio *et al.* (2008). En fond de baie, ce courant résiduel amplifié par la houle alimenterait les plus hauts étages de l'estran des sédiments les plus fins comme à hauteur du Port du Collier. Alors que dans la partie centrale de la baie, les courants sont amplifiés dans le réseau de fosses et de chenaux étroits augmentant la capacité de transport. Dans ces conditions, la sédimentation n'est pas favorisée par l'accélération des courants, par conséquent de nombreux rochers apparents dans ce secteur entre le port de Noirmoutier-en-l'Île et Bouin ne sont pas recouverts de sédiments. Ces derniers sont transportés en direction du versant sud de la baie, où l'on trouve, à hauteur du Passage du Gois, un mélange de sédiments de taille mixte, dont les plus grossiers sont piégés dans les chenaux. Le Passage du Gois est quant à lui le témoin de dynamiques sédimentaires passées. Sa partie sud est d'ailleurs marquée par des « filées » (Papy, 1941 ; Verger, 2009 ; Bernier & Gruet, 2011) dont l'origine est attribuée au flux sédimentaire qui le traverse du nord au sud (figure 125). Ce flux nord-sud s'accroît à partir du Passage du Gois à cause des estrans qui occupent la quasi-intégralité de la surface du versant sud de la baie. Par conséquent, les sédiments sont piégés dans ce versant sableux en situation d'abri parcouru de chenaux digités qui se rejoignent vers le Goulet de Fromentine.

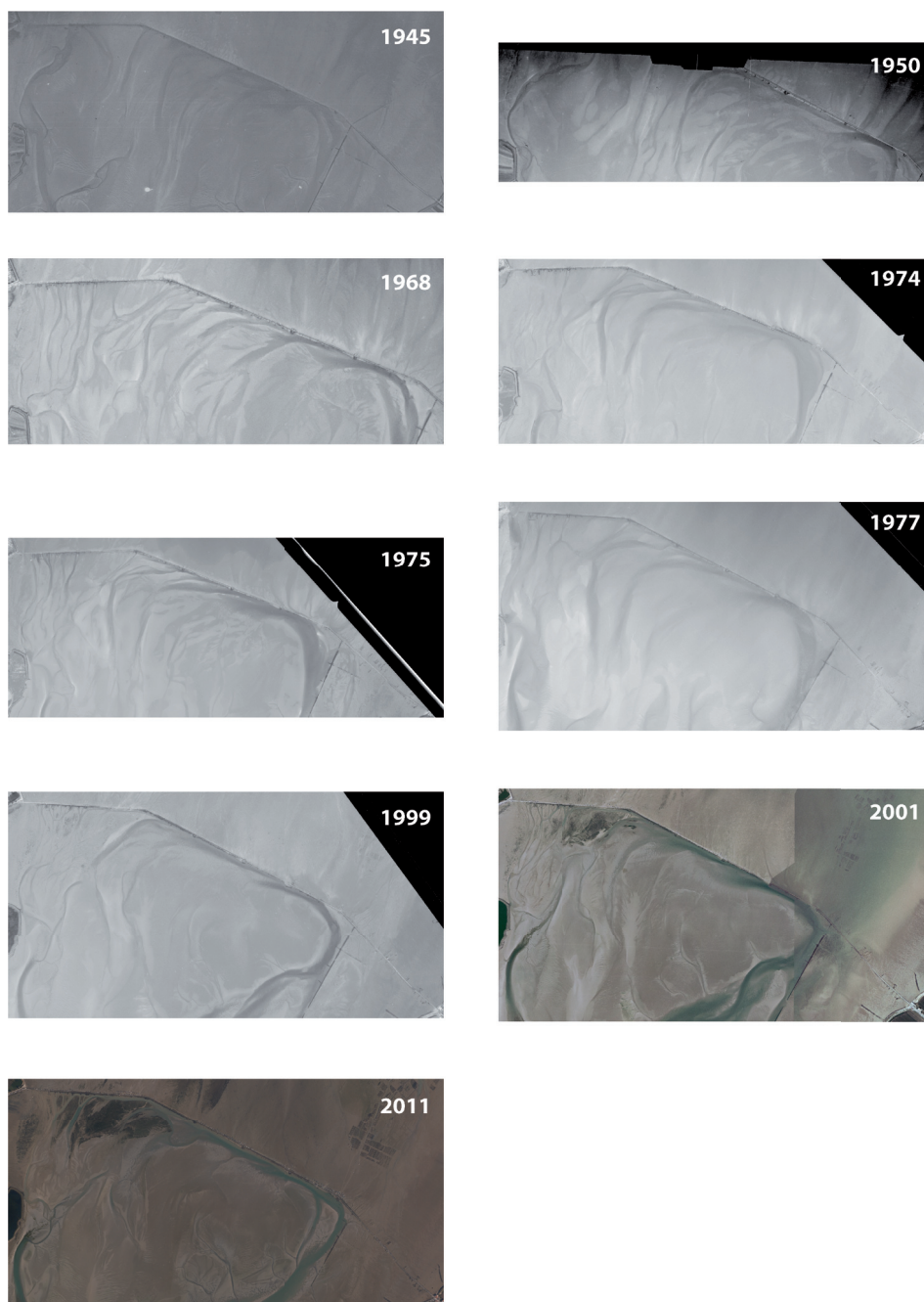


Figure 125 : Evolutions morphologiques dans le secteur du Passage du Gois.

Source : Géoportail.

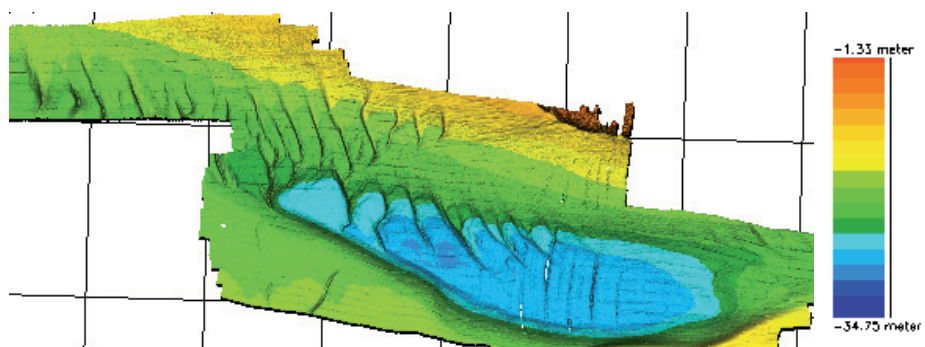


Figure 126 : Capture d'écran issue des traitements d'une campagne de mesures par l'Haliotis sur le banc des Kerouars. Source : Quentin Dupuys.

2.4 Le rôle déterminant de l'énergie des vagues sur l'importance des volumes sédimentaires transportés

2.4.1 *Les indications de prismes sédimentaires*

Les schémas de transport décrits précédemment nous permettent uniquement d'évaluer la direction et l'intensité potentielle du transport sédimentaire à partir des cartographies effectuées. De plus, il apparaît difficile de savoir si la Baie de Bourgneuf a tendance à accumuler des sédiments à partir des schémas de transport seuls. Malgré les approximations du modèle sur les caractéristiques sédimentaires (cf. chapitre 3 section 2.4.3), on peut évaluer les volumes potentiels qui transitent par les ouvertures de la Baie de Bourgneuf. Bien que ces valeurs soient des estimations purement indicatives, elles permettent de comparer plus précisément le potentiel transport sédimentaire des différentes conditions de vagues et de la marée moyenne seule (tableau 11).

On constate que les volumes de sédiments potentiellement transportés au travers du détroit au nord sont relativement faibles comparativement à sa taille (environ 12 km). Ainsi pour une marée de coefficient 70, 164 m³ de sédiment rentrent pendant le flot, et 256 m³ en ressortent. En revanche, lors de cette même marée, seuls 28 m³ de sédiment sont potentiellement transportés vers l'intérieur de la baie par le Goulet de Fromentine, alors que 434 m³ en ressortent par cette étroite ouverture d'environ 500 m de large. En ne prenant en compte que la marée, la baie aurait donc tendance à expulser plus de sédiments qu'elle n'en reçoit pendant cette marée de coefficient 70.

Les différentes conditions de vagues simulées dans le modèle modifient fortement le bilan sédimentaire total de la Baie de Bourgneuf par rapport à la simulation de la marée seule. À l'ouverture nord, en présence de vague, le volume sédimentaire qui y transite potentiellement, augmente fortement vers l'intérieur comme vers l'extérieur de la baie. Néanmoins, plus les vagues sont puissantes, plus le volume sédimentaire qui entre potentiellement dans la baie est important par rapport à celui qui en sort. De nouveau, c'est davantage l'énergie des vagues qui est déterminante que leur provenance. Au Goulet de Fromentine, conformément aux schémas de transport sédimentaire, la proportion et le volume sédimentaire qui transite par cette ouverture semblent moins influencés par les vagues. Cependant, les conditions de vagues les plus fortes ont tendance à légèrement favoriser la pénétration sédiments pendant la phase de flot, tout en réduisant le volume de sédiment transporté vers l'extérieur de la baie. Néanmoins, ces variations sont relativement négligeables.

Ainsi, lors de la simulation de la marée moyenne seule on observe qu'il y a plus de sédiments qui sortent par les deux ouvertures qu'il n'en rentre. Par ailleurs, lorsque des petites conditions de houles sont paramétrées, le bilan est plutôt à l'équilibre. Enfin, lorsque les vagues sont plus fortes, une quantité plus importante de sédiments rentre dans la Baie de Bourgneuf par l'ouverture nord qu'il n'en sort au Goulet de Fromentine. En l'absence de vagues assez puissantes, il résulte un déficit sédimentaire de la Baie de Bourgneuf qui est en grande partie contrôlé par la perte de sédiment au Goulet de Fromentine. Pour les conditions moyennes les plus représentées, le bilan est donc plutôt à l'équilibre. À l'inverse, des conditions de vagues plus puissantes compensent largement par l'ouverture nord la perte invariable de sédiment par le Goulet de Fromentine. Contrairement à l'asymétrie de la marée, le bilan sédimentaire de la Baie de Bourgneuf semble donc assez sensible aux variations des conditions de vagues.

Prismes sédimentaires potentiels (m³)	Goulet de Fromentine	Ouverture nord	Baie de Bourgneuf
	Marée seule		
Remplissage	28	164	192
Vidange	-434	-256	-689
Bilan	-406	-92	-498
	Scénario 1		
Remplissage	31	2 271	2 302
Vidange	-409	-1 890	-2 299
Bilan	-378	381	3
	Scénario 2		
Remplissage	36	5 176	5 212
Vidange	-350	-2 437	-2 787
Bilan	-314	2 739	2 425
	Scénario 3		
Remplissage	30	1 346	1 376
Vidange	-433	-1 356	-1 789
Bilan	-403	-10	-413
	Scénario 4		
Remplissage	34	3 599	3 633
Vidange	-365	-2 116	-2 481
Bilan	-331	1 483	1 152
	Scénario 5		
Remplissage	29	235	264
Vidange	-445	-300	-745
Bilan	-416	-65	-481
	Scénario 6		
Remplissage	31	872	903
Vidange	-418	-969	-1 387
Bilan	-387	-97	-484

Tableau 11 : Synthèse des prismes sédimentaires potentiels pour une marée moyenne (coefficient 70) et selon les différents scénarios de vagues simulés (cf tableau 9 p. 164). Les bilans sont en lignes dans lesquelles les cellules rouges indiquent un déficit de sédiment pour la Baie de Bourgneuf, les cellules bleues un apport, et les cellules jaunes un équilibre.

2.4.2 Influence potentielle de l'agitation locale sur la mobilisation des sédiments dans la baie

L'analyse du fonctionnement hydro-sédimentaire du secteur d'étude se base en grande partie sur mise en place d'un modèle hydro-sédimentaire. En fonction des objectifs, cette démarche implique un certain nombre d'approximations et d'hypothèses que nous avons déjà évoquées. Par ailleurs, plusieurs processus qui n'ont pas été pris en compte pourraient contribuer à contrôler le transport sédimentaire dans la zone. Le vent est le principal forçage qui n'a pas été étudié. Il peut être à l'origine d'une agitation locale non négligeable. Dans des profondeurs faibles, une mer de vent favorise la mise en suspension de sédiments fins et leur transport dans la colonne d'eau. Ce phénomène influencerait donc l'importance du transport sédimentaire dans des secteurs sableux peu profonds comme le delta de jusant et les littoraux adjacents, ou encore l'intérieur de la Baie de Bourgneuf. Ce phénomène pourrait contribuer à augmenter les volumes sédimentaires transportés

par le flux sédimentaire qui traverse la Baie de Bourgneuf. En effet, une part importante des vents proviennent d'un large secteur nord. Or, la longueur des fetchs qu'offre la baie dans direction de ces vents peut potentiellement générer une agitation non négligeable. En effet, le fetch depuis le secteur Prefailles-Pornic en direction du sud de la baie est de l'ordre de 20 km. Des vents de l'ordre de 15 m/s (30 nœuds) peuvent donc générer des vagues d'une hauteur significative de 1,5 m à hauteur du Passage du Gois. Pour illustrer ce propos, une analyse systématique des conditions d'agitation les plus énergétiques a été effectuée sur la période 2013-2015 à partir des sorties du modèle Previmer (Ifremer). Ce modèle tient notamment compte de l'action locale du vent sur le plan d'eau. Cependant, la période de retour associée à une telle configuration est très longue puisqu'elle doit résulter de la conjonction d'un vent de tempête exceptionnelle (pour le secteur de vent considéré) et d'un niveau de pleine mer correspondant à une marée de vive-eau exceptionnelle. Sur la période analysée, nous n'avons malheureusement pas trouvé de configurations similaires.

2.5 Comparaison avec le Pertuis de Maumusson

Cette circulation particulière des masses d'eau et des sédiments est fondamentalement liée à la configuration de la Baie de Bourgneuf et son origine géologique. On retrouve une situation géographique similaire dans les Pertuis Charentais dont le fonctionnement a notamment été décrit par (Bertin, 2005). Un courant résiduel traverse également la baie de Marennes-Oléron du nord au sud, du large Pertuis d'Antioche vers l'étroit Pertuis de Maumusson, aujourd'hui occupé par une embouchure tidale. En revanche, l'asymétrie de la marée au Pertuis de Maumusson est plus faible qu'au Goulet de Fromentine : le volume de vidange dans ce pertuis est «seulement» 1,6 fois plus important que le volume de remplissage. On retrouve cependant l'originalité d'un jusant plus long (7 h) et légèrement plus rapide que le flot (1,6 à 1,7 m/s pour le jusant, contre 1,5 m/s pour le flot). Toutefois, ces maximums interviennent à mi-marée, alors qu'au Goulet de Fromentine, le pic principal de jusant a la particularité d'intervenir au moment de la pleine mer, sous l'effet de la renverse par le courant provenant du détroit nord. Ces différences peuvent s'expliquer par l'étendue plus réduite de la Baie de Bourgneuf par rapport à son ouverture nord, en comparaison à celle de Marennes-Oléron par rapport au Pertuis d'Antioche. En effet, la Baie de Bourgneuf ne possède que deux issues, et le reste du littoral est quasi intégralement endigué. Cette configuration en entonnoir a pour effet de canaliser les écoulements. La connexion n'est pas aussi exclusive entre le Pertuis d'Antioche et la baie de Marennes-Oléron : il est également connecté au Pertuis Breton par le bras de mer entre l'île de Ré et le continent, et deux fleuves non négligeables débouchent aussi dans ce bassin : la Charente et la Seudre. Enfin, l'existence du Passage du Gois pourrait renforcer cette asymétrie dans la mesure où ce seuil topographique, qui divise la Baie de Bourgneuf, pourrait contenir une partie des masses d'eau dans le versant sud de la baie. Or une construction sédimentaire de ce type est absente de la baie de Marennes-Oléron.

3. Les processus à l'origine de l'asymétrie de la marée dans la Baie de Bourgneuf

L'asymétrie de la marée est le principal phénomène qui contrôle l'intensité et la direction du transport sédimentaire dans les embouchures généralement peu profondes dominées par la marée et avec des apports limités d'eau fluviale (Boon & J. Byrne, 1981; Aubrey & Speer, 1985; Speer & Aubrey, 1985; Dronkers, 1986; van de Kreeke & Brouwer, 2017). Selon le principe de conservation de masse, si le flot est par exemple plus court que le jusant au travers d'une embouchure, il est en conséquence plus intense. Dans ce cas, le flot transporte donc plus de sédiments vers le large que le jusant, plus faible, peut en apporter sur un temps plus long. L'exemple est inversé si le jusant est plus court. Ce phénomène peut donc déterminer si une embouchure a tendance à se combler sous l'effet d'un flot dominant les cycles de marée, ou au contraire à expulser plus de sédiments qu'elle n'en accumule lorsque c'est le jusant qui domine.

Les études précédemment citées ont notamment montré que la distorsion de la marée est déterminée principalement par le marnage, le frottement sur le fond, et la géométrie du système. Les interactions non linéaires de la marée avec l'hypsométrie du bassin se traduisent par des déformations du signal de marée entraînant potentiellement une asymétrie. Ainsi, analyser les facteurs à l'origine de l'asymétrie de la marée permet de comprendre précisément le fonctionnement hydro-sédimentaire de la Baie de Bourgneuf et d'en appréhender la stabilité et les évolutions possibles.

3.1 Les variations d'amplitude et la distorsion progressive du signal de la marée depuis le large vers l'intérieur de la Baie de Bourgneuf

Les variations des niveaux d'eau sont extraites des simulations à plusieurs niveaux de la Baie de Bourgneuf. Depuis les entrées nord et sud vers l'intérieur de la baie, le signal de marée se déforme progressivement. Entre l'entrée nord et les estrans au nord du Passage du Gois, l'amplitude de la marée est amplifiée et la marée descendante semble s'allonger légèrement. À l'embouchure sud, l'amplitude de la marée est réduite et la marée descendante s'allonge nettement. En direction du Passage du Gois, sur les estrans du versant sud de la Baie de Bourgneuf, ces deux caractéristiques s'amplifient fortement, avec une amplitude de marée amputée à marée basse, et une marée descendante qui s'allonge de manière plus importante lors des plus faibles niveaux d'eau (figure 127).

L'augmentation de l'amplitude de la marée depuis l'ouverture nord vers le centre de la baie peut être attribuée à la forme en entonnoir du bassin accompagnée de la remontée progressive des fonds. Ce phénomène est observé dans des embouchures en forme d'entonnoir soumises à un marnage de marée méso- ou macro-tidal comme c'est le cas pour de nombreux estuaires de la façade atlantique française (Allen *et al.*, 1980; Angulo, 1992; Toublanc *et al.*, 2015). Comme décrit par (Allen *et al.*, 1980), l'amplitude de la marée se propageant dans ce type d'estuaire est affectée par deux phénomènes aux effets opposés :

- le frottement sur le fond induit par la remontée des profondeurs a tendance à diminuer l'amplitude de la marée par dissipation de l'énergie de l'onde,
- la forme convergente de l'embouchure (diminution progressive de la largeur et de la profondeur) a tendance à augmenter l'amplitude de la marée.

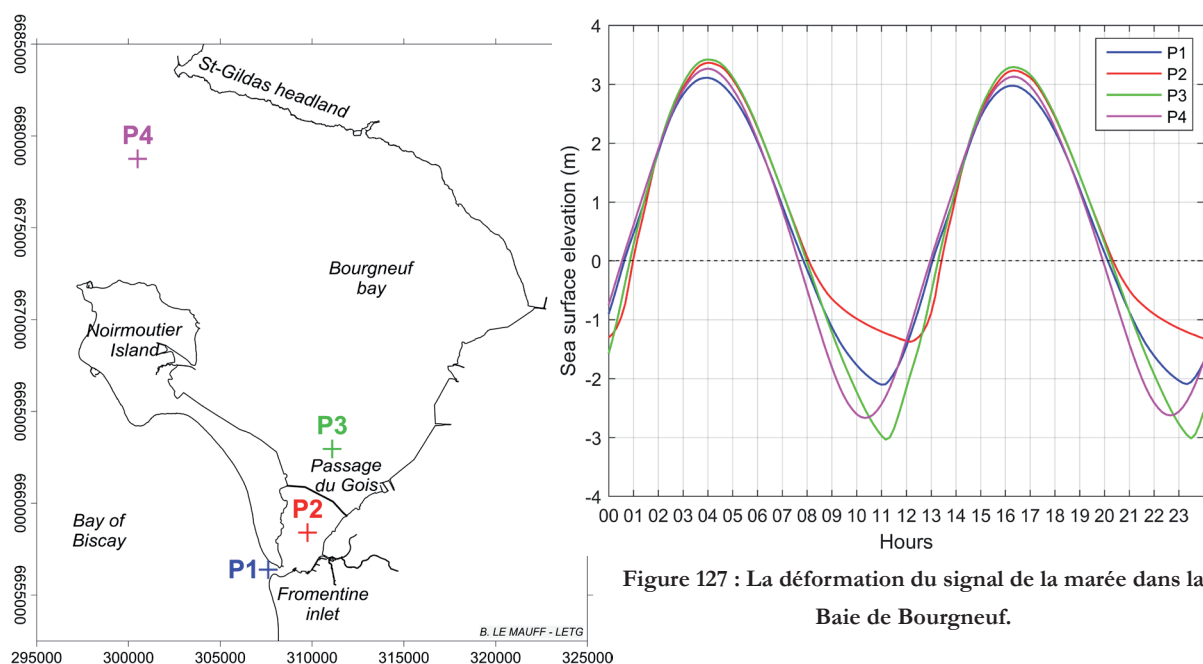


Figure 127 : La déformation du signal de la marée dans la Baie de Bourgneuf.

En fonction de l'importance d'un des phénomènes par rapport à l'autre, l'amplitude de la marée peut soit avoir tendance à augmenter soit à diminuer en se propageant vers l'intérieur d'une embouchure. Dans les embouchures de grands fleuves, on assiste généralement à une augmentation de l'amplitude puis une perte d'énergie de l'onde de marée à l'amont (Allen *et al.*, 1980). Dans le cas de la Baie de Bourgneuf, c'est la géométrie du versant nord de la baie qui semble l'emporter sur la dissipation de l'énergie de l'onde, alors que dans le versant sud, les phénomènes de frottement sur le fond semblent dominer la distorsion de la marée. Une attention particulière est donnée à l'analyse de ce dernier phénomène.

3.2 Évaluation de l'asymétrie de la marée à partir d'une analyse harmonique des niveaux

3.2.1 Principe de la comparaison de la composante semi-diurne principale avec ses harmoniques supérieures

En se propageant dans une embouchure, la marée subit une distorsion dont la forme et le degré dépendent des interactions non linéaires entre la marée et l'hypsométrie du bassin (Boon & J. Byrne, 1981; Aubrey & Speer, 1985; Speer & Aubrey, 1985; Dronkers, 1986). Dans notre secteur, ces interactions non linéaires qui affectent la distorsion peuvent être représentées par l'amplification des harmoniques supérieures M4 et potentiellement M6 (*overtides*) de la composante semi-diurne principale (M2) de la marée (Boon & J. Byrne, 1981; Dronkers, 1986; Friedrichs & Aubrey, 1988). En effet, des phénomènes comme le frottement sur le fond de la marée peuvent provoquer une dissipation de l'énergie de cette composante principale, mais il implique aussi un transfert d'énergie entre les composantes principales et leurs harmoniques supérieures entraînant une croissance de leurs amplitudes. Le frottement sur le fond génère aussi des différences de phase entre ces ondes qui composent le signal de marée. Ces différences entraînent des durées différentes de la marée montante et de la marée descendante entraînant un courant et un transport

résiduel. La comparaison des amplitudes et des phases respectives de la composante semi-diurne M2 et de sa principale harmonique supérieure M4 permet de caractériser la distorsion de la marée (Friedrichs & Aubrey, 1988). Ainsi, le ratio entre l'amplitude (a) de l'onde M4 et l'amplitude de l'onde M2 permet d'évaluer l'importance de la distorsion :

$$M_4/M_2 = a_{M_4}/a_{M_2} \quad (16)$$

De plus, la phase (θ) M4 relative à M2 permet de connaître le sens de la distorsion. Elle est définie comme suit :

$$2M_2 - M_4 = 2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} \quad (17)$$

Lorsque le ratio M4/M2 est nul, la marée n'a pas de distorsion. Lorsque le ratio est positif, le signal est déformé. Lorsque $2M_2 - M_4$ avoisine 90° , la marée est dominée par le flot. Inversement lorsque $2M_2 - M_4$ avoisine 270° , la marée est dominée par le jusant. Lorsque $2M_2 - M_4$ se rapproche de 360° ou 180° la marée et que M4/M2 est positif, la marée est déformée, mais symétrique.

Les niveaux d'eau ont été extraits des simulations hydrodynamiques au large du Goulet de Fromentine entre les îles d'Yeu et de Noirmoutier, au milieu de la section mouillée la plus étroite (la gorge), et dans le chenal principal qui longe le Passage du Gois (figure 128). Le programme *Matlab t_tide* (Pawlowicz *et al.*, 2002) est ensuite utilisé pour extraire les principales composantes harmoniques de la marée dont les ondes M2, et ses harmoniques supérieures M4 et M6 et leurs

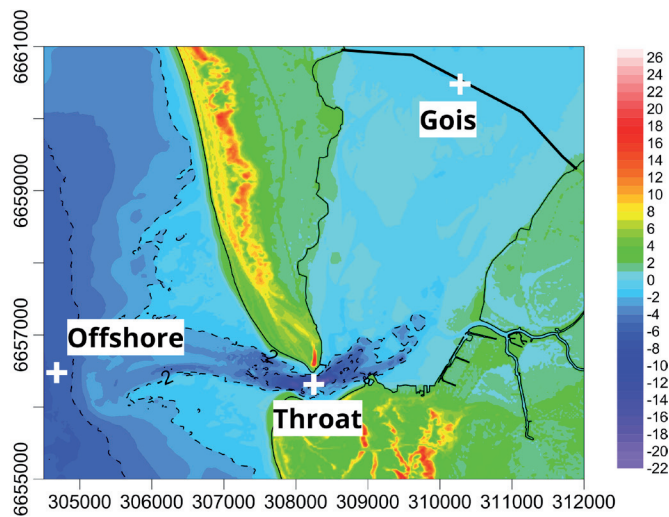


Figure 128 : Localisation des points d'extraction des niveaux d'eau

caractéristiques respectives (amplitude et phase). Le résultats de l'analyse harmonique confirme que le signal de marée reproduit parfaitement les principales composantes de la marée avec des erreurs d'amplitudes généralement inférieures à 0,01 m et des erreurs de phase en dessous de 7° . Ce constat contribue également à valider le modèle de marée. Un signal est aussi recomposé à partir de ces composantes harmoniques. L'évaluation de la distorsion de la marée est effectuée uniquement avec les niveaux d'eau, bien qu'elle soit généralement effectuée avec la même démarche par l'utilisation des séries temporelles de courant (Van de Kreeke & Robaczewska, 1993).

3.2.2 Une distorsion en favorisant le flot aux deux ouvertures

L'amplitude de l'onde M2 augmente jusqu'au Goulet de Fromentine (+ 7 cm) puis diminue jusqu'au Gois (- 5 cm). En effet, la forme de l'embouchure tidale est convergente jusqu'à la section

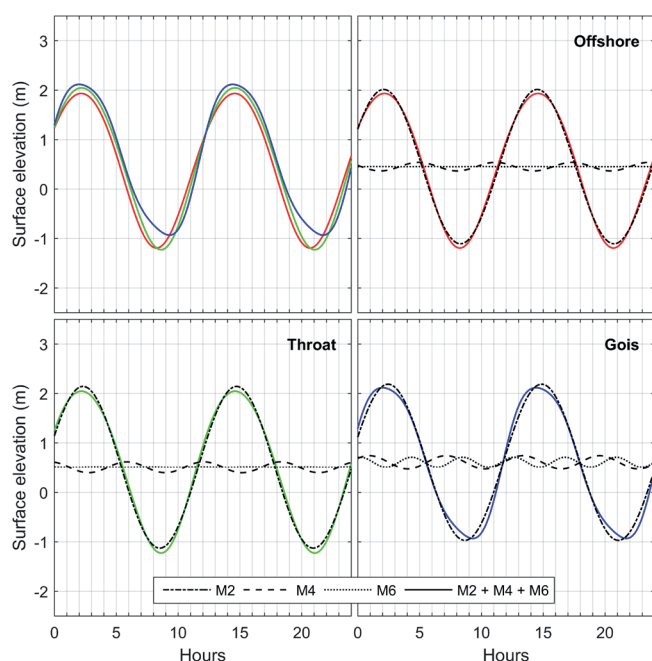


Figure 129 : Signaux de marée recomposés à partir des composantes harmoniques M2, M4 et M6.

1985) (tableau 13). L'amplitude de l'onde M4 est aussi relativement faible ($< 0,13$ m), elle atteint par exemple 0,27 m au port de la Pallice dans les Pertuis charentais (Nicolle, 2006). Contrairement aux résultats de cette dernière étude, l'augmentation de l'amplitude de l'onde M4 ne semble pas être ici le critère explicatif majeur de l'asymétrie de la marée dans la Baie de Bourgneuf.

	a_{M_2}	a_{M_4}	θ_{M_2}	θ_{M_4}
Offshore	1,50	0,08	95,97	356,48
Throat	1,57	0,10	102,19	50,35
Gois	1,52	0,13	106,32	124,49

Tableau 12 : Résultats de l'analyse harmonique du signal de marée extrait au large, dans la gorge du Goulet de Fromentine, et à proximité du Passage du Gois.

Le déphasage entre l'onde M4 par rapport à l'onde M2 est en revanche une piste plus convaincante. Il entraîne une déformation du signal qui raccourcit progressivement la durée de la marée montante au profit d'une marée descendante plus longue. Avec une phase $2M_2-M_4$ au large proche de 165° qui atteint graduellement environ 90° au Gois, la marée est théoriquement légèrement dominée par le flot à l'entrée de la Baie de Bourgneuf, puis complètement dominée par le flot à hauteur du seuil topographique qui divise la baie en deux (tableau 13).

	M_4/M_2	$2M_2 - M_4$
Offshore	0,05	164,54
Throat	0,06	154,03
Gois	0,08	88,15

Tableau 13 : Indices de la distortion de la marée par le déphasage de M4 par rapport à M2.

moillée la plus étroite, puis elle s'évase vers l'intérieur de la baie (figure 129 et tableau 12). De plus, les estrans recouvrant une grande surface du versant sud, les frottements augmentent dans ce secteur dissipant l'énergie de l'onde de marée. Les interactions non linéaires de l'onde M2 avec le fond entraînent une augmentation graduelle de l'amplitude de l'onde M4 depuis le large vers l'intérieur de la baie (+ 5 cm). En outre, la phase de l'onde M4 se décale fortement (+ 130°) par rapport à l'onde M2 (+ 10°) (tableau 12).

Bien que graduellement positif vers l'intérieur de la baie, le ratio M_4/M_2 reste relativement faible comparativement aux valeurs qu'il peut adopter dans d'autres embouchures tidales (Aubrey & Speer,

Le fait que la marée soit déjà affectée au large par une distorsion en faveur du flot explique le sens des courants résiduels à l'entrée nord de la Baie de Bourgneuf. En effet, comparativement à l'embouchure sud, l'hypsométrie de cette entrée n'induit pas un frottement sur le fond très important compte tenu notamment de l'absence de larges estrans. L'origine de l'asymétrie de la marée qui induit un transport sédimentaire vers l'intérieur de la baie tient donc son origine de la légère distorsion de la marée à l'extérieur de celle-ci. On constate en effet une marée montante plus rapide que la descendante sur le Coureau Islais, avec un transport résiduel plutôt orienté vers le nord. Ce phénomène a déjà été observé : une étude a mis en évidence l'influence de l'amplification et du déphasage de l'onde M4 par rapport à l'onde M2 dans la mer Jaune en Corée pour expliquer une partie du caractère asymétrique de la marée dans les estuaires qui la bordent (Kang & Jun, 2003). Or, la résonance des ondes quart-diurnes (M4, MS4 et MN4) sur le plateau continental du Golfe de Gascogne entraînant une augmentation de leur amplitude a déjà été démontrée (Le Cann, 1990; Nicolle, 2006; Bertin *et al.*, 2012).

3.2.3 *D'autres harmoniques expliquent la forme asymétrique du signal de marée dans le versant sud de la Baie de Bourgneuf*

En analysant la propagation de la marée par le Goulet de Fromentine, on constate que l'onde M6, négligeable au large et dans l'embouchure, augmente significativement son amplitude en traversant le versant sud de la Baie de Bourgneuf (figure 129). Bien que l'amplification des harmoniques supérieures (M4 et M6) de l'onde principale M2 contribue à expliquer l'asymétrie progressive du signal de marée, d'autres ondes semblent contrôler la forme du signal notamment en fin de marée descendante. On remarque notamment l'amplification de l'onde quart diurne MS4, quasi nulle au large et atteignant jusqu'à 0,16 m à hauteur du Passage du Gois (tableau 12). Comme l'a déjà fait remarqué (Nicolle, 2006) pour les Pertuis Charentais, le critère d'asymétrie uniquement basé sur la comparaison de l'onde M2 avec son harmonique supérieure M4 ne suffit donc pas dans notre cas.

En recomposant un signal de marée avec l'ensemble des harmoniques qui composent le signal de marée simulée, on peut mettre en évidence l'influence des phases de la marée sur la forme asymétrique du signal (figure 130). Ainsi et par exemple, sans prendre en considération les durées de vidange et de remplissage, en marée de morte-eau, l'asymétrie s'affaiblit avec des durées presque équivalentes de marée montante et descendante. Pour les coefficients les plus faibles, l'asymétrie tend à s'inverser avec marée montante est légèrement plus longue. De plus, on observe beaucoup moins de différences entre le large et l'intérieur de la baie. Ce phénomène pourrait s'expliquer par des différences de frottement moins importantes entre la marée montante et la marée descendante, à l'extérieur mais aussi à l'intérieur de la baie.

À l'inverse, pendant les marées de vive-eau, nous avons vu que la marée descend pendant 8 h. Lorsque les ondes semi-diurnes lunaires et solaires sont en phase amplifiant le marnage, on observe un léger double pic de marée basse environ 6 h après la marée haute, soit environ 2 h avant le niveau minimum de marée. Ce pic pourrait être généré par les harmoniques supérieures des ondes semi-diurnes, amplifiées dans les faibles profondeurs, dont le phasage pendant les marées de vive-eau génère un pic plus important qui intervient toutes les 6 h en fin de marée descendante. Ce signal résulte ici de la combinaison complexe d'harmoniques car aucune individuellement ne

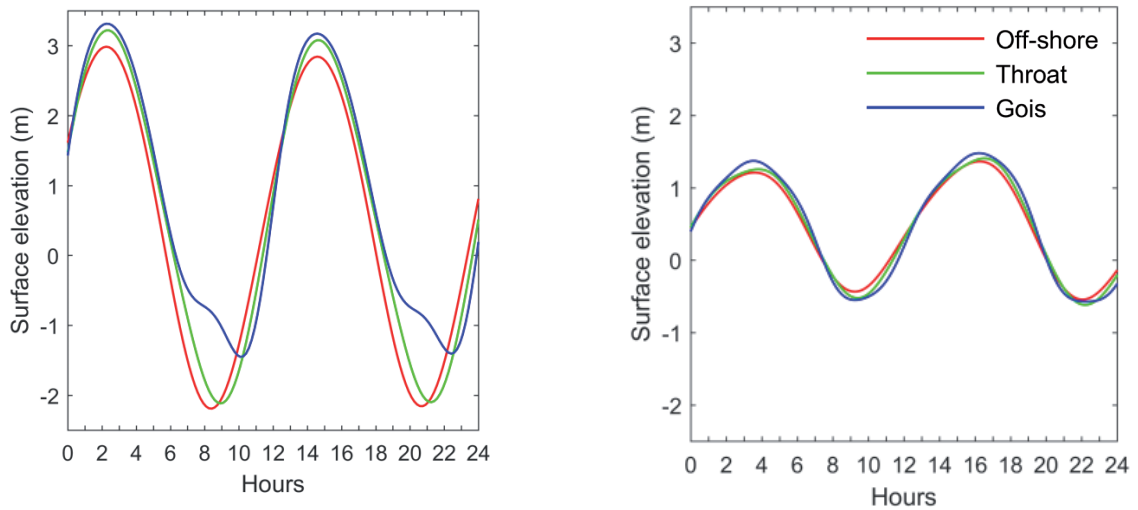


Figure 130 : Reconstitution du signal de marée à partir de T-tide (Pawlowicz *et al.*, 2002) pour une marée de vive-eau (à gauche) et une marée de morte-eau (à droite).

joue un rôle prépondérant. Ce phénomène est assez original dans la mesure où les doubles pics de marée basse ou haute des marées semi-diurnes sont plutôt décrits en phase de morte-eau, lorsque les faibles amplitudes des ondes semi-diurnes permettent aux harmoniques supérieures d'être plus visibles dans le signal de marée (Pugh, 1996).

Le signal recomposé à partir de l'ensemble des composantes harmoniques qui composent la marée simulée nous permet d'expliquer en grande partie la forme du signal de marée issue des simulations (figure 131). On constate que les courbes sont quasi confondues au large avec une erreur de 0,75 %. Dans la gorge, un léger décalage des courbes se distingue en fin de marée descendante et l'erreur augmente à 1,17 %. En revanche, au niveau du Passage du Gois, le signal composé des deux composantes ne permet pas d'expliquer la troncature de la marée en fin de marée descendante pour les marées de vive-eau. L'erreur atteint ici plus de 2,5 % avec une RMSE de 10 cm. Cette forme particulière du signal est également visible dans les mesures de l'ADV avec une marée de coefficient 95 (cf. chapitre 4 section 2.1.1). Par conséquent, on peut en déduire que d'autres phénomènes se combinent aux interactions non linéaires de l'onde de marée avec le fond.

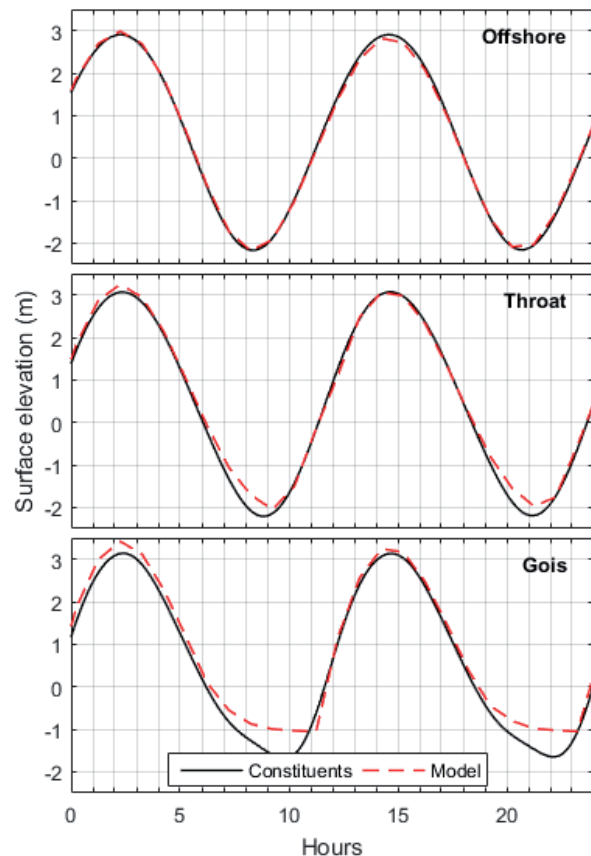


Figure 131 : Comparaison entre le signal de marée recomposée à partir des composantes harmoniques de l'analyse et le signal de marée extrait des simulations hydrodynamiques.

3.2.4 *L'influence des fonds du versant sud de la baie sur la forme du signal de marée à basse mer*

Dans le cas où la profondeur d'un chenal de marée est inférieure au marnage moyen, la bathymétrie peu profonde génère une troncation de la partie basse du signal de marée (Lincoln & Fitzgerald, 1988). Alors que la marée océanique descend en dessous du niveau de ces secteurs profonds, la marée à l'intérieur de l'embouchure ne peut pas descendre en dessous de l'altitude du fond du bassin. Ce phénomène a pour conséquence de rallonger sensiblement la durée de la marée descendante par rapport à la montante qui se raccourcit en contre parti. On remarque aussi un retard conséquent des niveaux de basse mer à l'intérieur de l'embouchure par rapport à l'océan, alors que l'auteur constate une certaine simultanéité des niveaux de pleine mer (Lincoln & Fitzgerald, 1988).

Ce phénomène peut être observé dans la Baie de Bourgneuf. Le versant sud de la baie est en effet en grande partie occupé par des estrans parcourus de chenaux supposés peu profonds (cf. chapitre 1 section 2.3.2). Dans le secteur du Gois, les signaux de marée extraits des simulations des marées de vive-eau, et mesurés par l'ADV, adoptent cette forme caractéristique qui réduit sensiblement l'amplitude de la marée tout en allongeant la durée de la marée descendante. Sur la figure 130, on voit bien la simultanéité des niveaux de pleine mer, alors que le retard des niveaux de basse mer s'accroît par rapport à la marée océanique à mesure que l'on s'approche du seuil topographique du Gois. De plus, lorsque l'amplitude de la marée est trop faible, cette forme particulière du signal tend à disparaître.

Le retard des niveaux de basse mer rallongeant la durée de la marée descendante peut aussi être expliqué par le fait que les variations de niveau se propagent plus vite sur de hauts niveaux d'eau que sur de plus faibles épaisseurs d'eau (Uncles, 1981; Dronkers, 1986). La présence de larges estrans à l'intérieur de l'embouchure est une contrainte à la propagation de l'onde. Lorsque les niveaux baissent, la dissipation de l'énergie par frottement augmente. On constate donc un temps de retard plus important entre l'étalement de basse mer qui s'allonge avant le début de la marée montante, par rapport à une étalement de haute mer plus courte.

3.3 Les autres facteurs favorisant la domination du jusant à Fromentine

À partir des résultats des mesures et des simulations, la circulation des masses d'eau et des sédiments dans la Baie de Bourgneuf est dominée par un puissant courant de marée qui traverse la baie du nord au sud (cf. chapitre 4 section 2.1). En effet, nous avons vu que : (1) le flot domine les échanges à l'ouverture nord, (2) une asymétrie des courants en faveur du jusant se met en place aux abords du Gois et s'accroît en direction du Goulet de Fromentine. À cette embouchure, le jusant y est supérieur au flot en durée, en intensité, et en volume, à chaque marée et pour toutes les conditions de vagues testées. Cette asymétrie induit notamment une expulsion nette de sédiments vers le large à chaque marée. Or, selon les critères théoriques avancés par Friedrichs & Aubrey (1988) qui ont permis d'expliquer en partie la forme du signal de marée à la section précédente, on pourrait s'attendre à trouver un fonctionnement dominé par un flot plus intense au Goulet de Fromentine. Dans la mesure où le jusant contrôle nettement le fonctionnement hydro-sédimentaire de cette embouchure, on peut déduire que le flot, favorisé par les interactions non linéaires de l'onde de marée avec le fond, est dominé par d'autres facteurs favorisant l'intensité jusant à ses dépens.

3.3.1 *L'inégalité de volume au Goulet de Fromentine intensifie le jusant par rapport au flot*

À volume égal entre le prisme de flot et celui de jusant, soit sans apport supplémentaire d'eau comme peut l'induire l'arrivée d'un cours d'eau, une marée montante plus courte et une marée descendante plus longue entraîne nécessairement un courant de flot plus intense que le jusant, ou inversement lorsque le jusant est plus court. En effet, selon le principe de conservation de masse, le flot (ou le jusant) accélère pour pouvoir transporter sur un temps plus court les mêmes masses d'eau au travers d'une embouchure (Boon & J. Byrne, 1981; Aubrey & Speer, 1985; Speer & Aubrey, 1985; Dronkers, 1986).

Or, nous avons vu précédemment (cf. chapitre 4 section 2.2.3) qu'en s'ajoutant au volume de vidange du Goulet de Fromentine, le flot résiduel provenant de l'ouverture nord entraîne un volume 3 à 4 fois plus important qui s'écoule lors du jusant par rapport au flot. Ainsi, même si le flot s'intensifie sous l'effet d'une durée réduite, le jusant subit une accélération probablement plus importante pour évacuer le volume supplémentaire bien que sa durée soit rallongée (8 h). Comme le décrit Papy (1941), le Goulet de Fromentine est «le débouché d'un véritable fleuve, puissant mais intermittent, coulant 8 h sur 12 h».

On observe ce type d'asymétrie particulière dans certaines embouchures tidales dominées par la houle et situées à l'embouchure d'un cours d'eau. Sous l'effet de crues saisonnières, l'apport d'eau supplémentaire du cours d'eau à l'embouchure tidale favorise temporairement l'expulsion de sédiment de la baie abritée par l'embouchure tidale. Sans ce phénomène saisonnier, lorsque les processus liés aux vagues reprennent le contrôle des dynamiques sédimentaires, la baie et l'embouchure tidale se comblent, parfois jusqu'à se fermer (Elwany *et al.*, 1998; Ranasinghe & Pattiaratchi, 1998; Ranasinghe *et al.*, 1999; Shuttleworth *et al.*, 2005). À la différence de ces embouchures particulières dominées par les vagues, l'apport d'eau supplémentaire au Goulet de Fromentine est d'origine tidale. Ce phénomène s'observe donc deux fois par jour limitant fortement le comblement de la baie par le Goulet de Fromentine. Inversement, ce dernier a favorisé le développement d'un delta de jusant qui peut émerger sur près de 2 km au large.

3.3.2 *Une propagation du flot obstruée au Goulet de Fromentine par rapport à l'ouverture nord*

Le courant résiduel provenant de l'ouverture nord est non seulement un apport abondant au volume de vidange du Goulet de Fromentine, mais il est aussi plus rapide et puissant que le flot qui entre par le sud. Il en résulte une renverse en avance par rapport à l'étale de pleine mer (cf. chapitre 4 section 2.2.2).

En se propageant par l'ouverture sud de la Baie de Bourgneuf, le flot est d'abord contraint par l'étroitesse du Goulet de Fromentine. Le courant débouche ensuite vers le nord-est sur le versant sud de la baie qui s'évase dans cette direction. Cette configuration contribue à réduire l'intensité du courant. En arrière de l'embouchure, la rade de Fromentine, relativement profonde, est bordée par de larges estrans parcourus de chenaux généralement peu profonds. Au début de la marée montante, une part importante du flot contribue davantage à remplir la rade plutôt qu'à se propager dans les chenaux. Une fois le niveau d'eau suffisant atteint, le flot se propage de manière plus favorable dans les chenaux. L'énergie du courant est dissipée par un frottement sur le fond plus important induit par les faibles épaisseurs d'eau.

À la différence du flot entrant par le Goulet de Fromentine, celui du nord pénètre dans la baie par une large ouverture profonde. La géométrie du versant nord de la baie est convergente, ce qui contribue à intensifier le flot en concentrant le volume important des écoulements en direction du sud. Des vitesses maximales sont visibles dans les résultats du modèle dans des zones convergentes comme la fosse du Fain. Comme vu précédemment, le frottement sur le fond n'est pas un processus dominant dans cette partie de la baie. Par conséquent, ce courant de flot perd peu d'énergie en traversant la Baie de Bourgneuf. Il rencontre donc le flot provenant du sud avec une intensité beaucoup plus forte que ce dernier. Ce phénomène entraîne une renverse des courants en avance par rapport à l'étale de pleine mer.

3.3.3 La formation d'une pente de part et d'autre du Goulet de Fromentine favorise le jusant

Comme nous l'avons vu précédemment, et compte tenu des faibles épaisseurs d'eau, l'onde de marée est ralentie sur les estrans sous l'effet d'un frottement plus important. Comparativement à l'abaissement des niveaux d'eau côté océan, la vidange de la marée dans les zones peu profondes prend donc plus de temps. Au Goulet de Fromentine, il en résulte notamment la formation d'une pente de la surface de l'eau entre le versant sud de la Baie de Bourgneuf où l'eau s'accumule, et le large. Un gradient de surface est visible dans les résultats du modèle hydrodynamique. Bien que l'influence des vagues soit faible sur les vitesses des courants et les prismes tidaux, la présence de vagues semble adoucir la pente de la surface de l'eau entre la rade de Fromentine et le large pendant la phase de vidange.

Cette pente a déjà été observée au Goulet de Fromentine (Paillart, 1998) et a été décrite dans le chapitre 1 à la section 2.3.3. Pendant la phase de vidange, la pente contribue à amplifier le courant de jusant ayant ainsi la capacité d'expulser des sédiments potentiellement plus grossiers vers le large (Boon & J. Byrne, 1981; Aubrey & Speer, 1985; Dronkers, 1986).

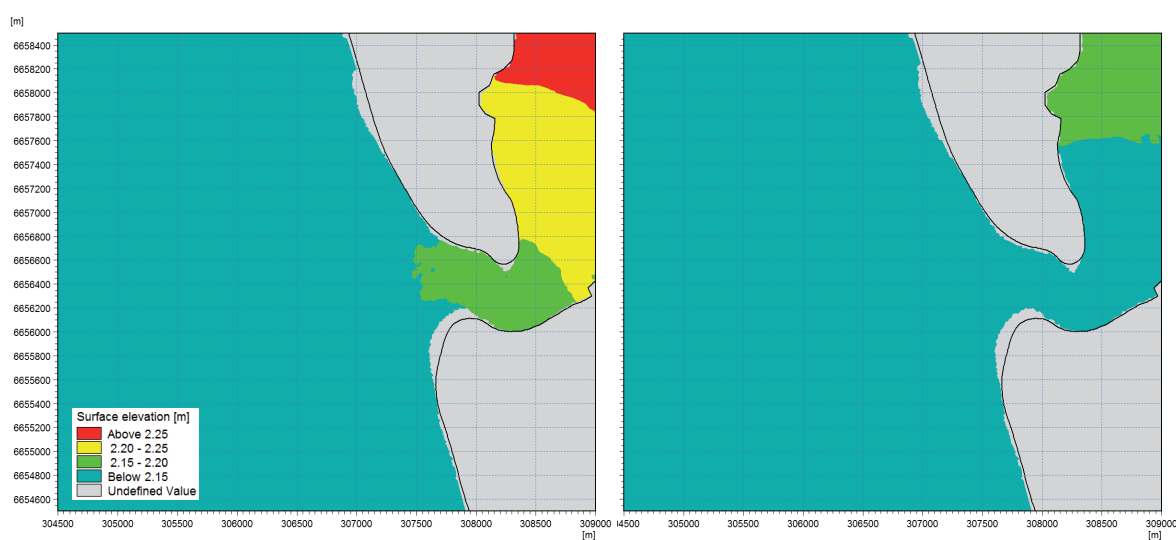


Figure 132 : Elévation de la surface du plan d'eau au moment de la pleine mer lorsque la vidange de la baie a déjà commencé. A gauche, seule la marée est simulée, à droite, les vagues simulées dans le scénario 1 adoucissent la pente entre la baie et l'océan.

4. Stabilité et évolution possible du système sédimentaire

4.1 Un système en situation d'équilibre sédimentaire ?

4.1.1 *Le rôle des vagues dans le comblement sédimentaire de la Baie de Bourgneuf : l'hypothèse d'une saisonnalité*

À la différence du Goulet de Fromentine où sont expulsés à chaque marée beaucoup plus de sédiments qu'il n'en rentre, le détroit au nord est caractérisé par un bilan sédimentaire davantage influencé par les processus liés aux vagues. L'asymétrie de la marée en faveur du flot sur le plateau continental génère un flux résiduel vers l'intérieur de la baie. Ce flux résiduel n'est pourtant nettement orienté dans ce sens qu'au bout de plusieurs cycles de marée consécutifs. De plus, nous avons vu que le transport associé à ce flux sédimentaire induit par la marée seule est relativement faible comparativement à ce qui est potentiellement expulsé à chaque marée par le Goulet de Fromentine. Or, les simulations intégrant les vagues ont montré que les conditions les plus énergétiques peuvent potentiellement apporter plus de sédiments dans la baie par l'ouverture nord qu'il n'en ait évacué de manière invariablement par le Goulet de Fromentine. Aussi, les simulations des différentes conditions ont révélé une sensibilité importante de ces volumes potentiels à l'énergie des vagues : le transport potentiel vers l'intérieur de la baie augmente considérablement lorsque les vagues sont puissantes à l'ouverture nord. Dans la mesure où la hauteur moyenne des vagues hivernales dépasse celle du scénario le plus énergétique simulé, on peut faire l'hypothèse que la Baie de Bourgneuf aurait tendance à se combler pendant l'hiver par l'ouverture nord, et à perdre des sédiments pendant l'été par le Goulet de Fromentine.

Une analyse de la base de données d'état de mer HOMERE montre qu'il existe une variabilité assez importante des hivers au large du secteur d'étude (figure 133). Au contraire, les étés varient très peu. Certains hivers seraient donc plus favorables à un comblement de la baie, alors que l'effet de chasse du Goulet de Fromentine expulse un volume limité de sédiment. À partir des données disponibles, il apparaît pourtant difficile de révéler une tendance ou une cyclicité dans la sédimentation de la Baie de Bourgneuf. Dans la mesure où la disponibilité sédimentaire est supposée totale et infinie dans le modèle, on peut s'interroger sur la source des sédiments potentiellement transportables. La proximité de la Loire a déjà été évoquée comme source potentielle (Gouleau, 1968). L'apport sédimentaire issue de l'estuaire, notamment lors des débits importants, apporteraient un volume supplémentaire potentiellement transportable vers l'intérieur de la Baie de Bourgneuf par les vagues.

4.1.2 *La stabilité du Goulet de Fromentine est assurée par des dynamiques de marée qui limitent l'action des vagues*

Le fonctionnement hydro-sédimentaire du Goulet de Fromentine est conditionné par les dynamiques particulières de la Baie de Bourgneuf combinées aux processus liés aux houles qui se propagent depuis le large. Les études précédentes ont déjà mis en lumière le rôle fondamental de la marée sur le fonctionnement de cette ouverture de la baie (Papy, 1941; Verger, 2009; Bernier

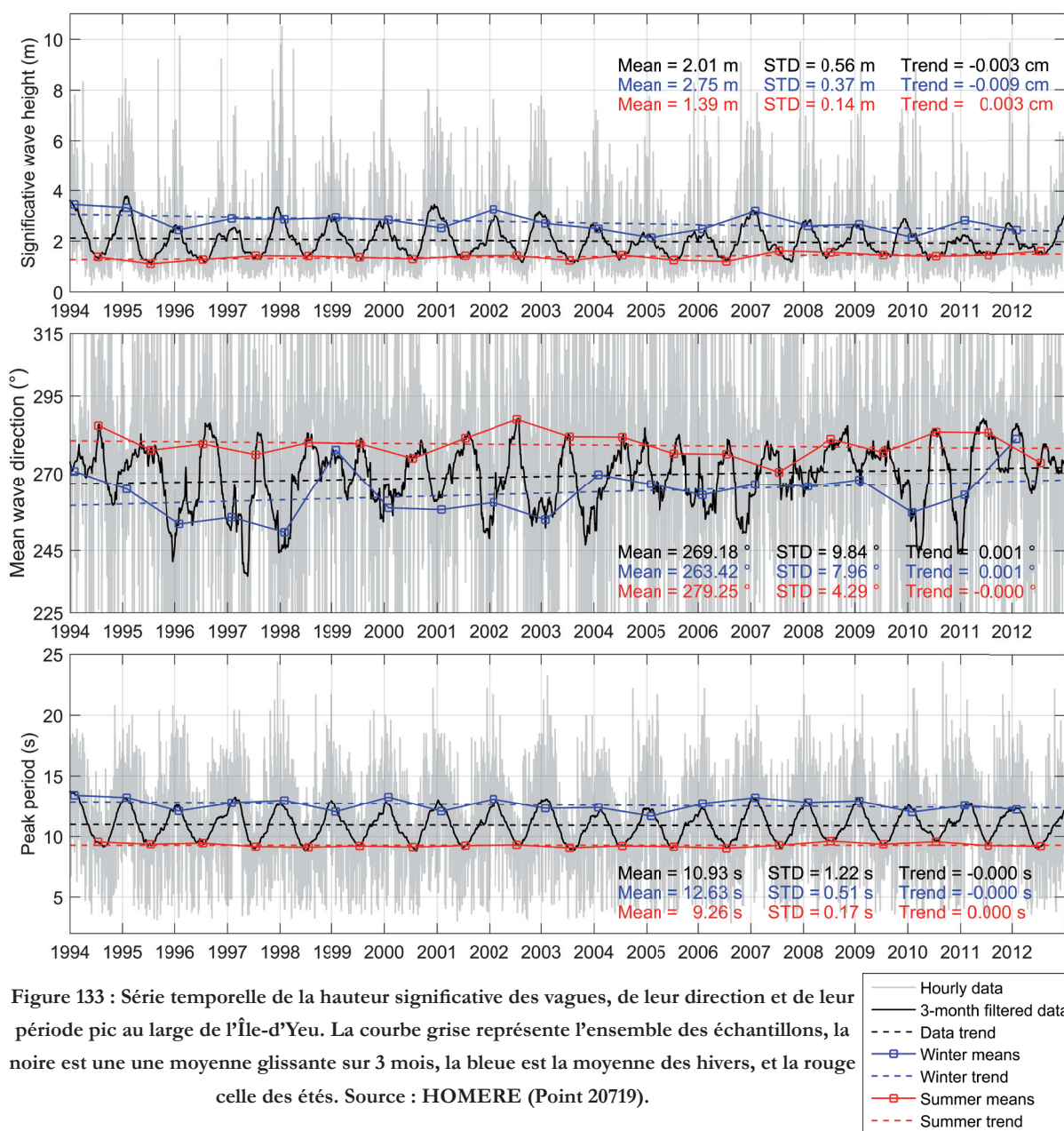


Figure 133 : Série temporelle de la hauteur significative des vagues, de leur direction et de leur période pic au large de l'Île-d'Yeu. La courbe grise représente l'ensemble des échantillons, la noire est une moyenne glissante sur 3 mois, la bleue est la moyenne des hivers, et la rouge celle des étés. Source : HOMERE (Point 20719).

& Gruet, 2011; CREOCEAN, 2011). Les forçages et la morphologie du Goulet correspondent parfaitement aux critères des embouchures tidales dominées par la marée et décrits par (Hayes & FitzGerald, 2013). La stabilité de l'embouchure est assurée par les forts courants de jusant qui empêchent une divagation rapide, voire saisonnière, du chenal. La proche symétrie des deux parties du delta de jusant témoigne également de cette stabilité. Concernant les vagues, d'après les différents scénarios testés, la propagation des vagues sur le Coureau Islais réduit sensiblement leur énergie et leur angle d'incidence. De plus, le large delta de jusant se situe presque intégralement en zone intertidale, ce qui limite le temps d'action des vagues sur l'embouchure. Contrairement à ce qu'il a pu être observé à certaines embouchures dominées par les vagues (Bertin *et al.*, 2009), les vagues ne sont ici pas assez fortes pour compenser, voire inverser, l'asymétrie de la marée au Goulet de Fromentine. Cependant, lorsque les niveaux d'eau sont assez hauts au-dessus du delta, les phénomènes de réfraction ont tendance à redistribuer les sédiments sur ce dernier, dans le

chenal ainsi que vers le rivage et les plages adjacentes. Ces schémas de transport ont été décrits sur d'autres embouchures dominées par la marée (FitzGerald, Nummedal & Kana, 1976), ou lorsque les vagues atteignent le delta avec un angle d'incidence faible (Bertin *et al.*, 2009). Ces phénomènes peuvent provoquer pour notre domaine d'étude des migrations de barres sableuses sur le delta vers le fond du chenal. Par ailleurs ces dynamiques peuvent être à l'origine de modifications géomorphologiques locales importantes, bien que le delta de jusant reste stable dans son ensemble. Ainsi, du fait de ces évolutions morphologiques qui peuvent être potentiellement rapides, cela peut créer des problèmes de navigation, en dépit des dragages réguliers pour entretenir le chenal (CREOCEAN, 2011).

En outre, l'étude de DHI & GEOS (2008) estime que les dérives littorales sont très faibles aux abords du Goulet de Fromentine avec une relative convergence vers l'embouchure. Cette dérive à la direction indéterminée pourrait transporter 25 000 m³/an de sédiment le long de la pointe de la Fosse, alors que celle du nord des pays de Monts serait orientée vers le Goulet avec un volume de 20 000 m³/an, voire un volume nul. En faisant une extrapolation grossière du volume potentiellement expulsé par le Goulet de Fromentine lors d'une marée moyenne, on se rend compte qu'il est beaucoup plus important que ce que pourraient apporter les dérives littorales en direction de l'embouchure. Conformément à la théorie de (Bruun, 1978), l'importance du prisme tidal relativement aux dérives littorales convergeant vers l'embouchure permet ici d'assurer l'ouverture du Goulet de Fromentine. De plus, cette relation semble aussi contribuer à la stabilité de la morphologie du delta de jusant caractérisée par une surface intertidale très importante, et une relative symétrie de part et d'autre d'un chenal principal quasi perpendiculaire à la côte. À titre de comparaison, le chenal du Pertuis de Maumusson est dévié vers le sud sous l'effet d'une dérive littorale qui transporte 100 000 à 250 000 m³/an de sédiments (Bertin, 2005). Ailleurs, dans le Golfe de Gascogne, la dérive littorale qui tend à obstruer l'embouchure tidale du bassin d'Arcachon transporte 500 000 m³/an de sédiments (Cayocca, 2001). D'une dimension plus importante que la Baie de Bourgneuf, un prisme tidal plus important permet de compenser l'ampleur des dérives littorales évoquées pour ces deux exemples. Bien que maintenues ouvertes par la marée, ces embouchures sont malgré tout beaucoup plus influencées par les vagues.

4.1.3 La question du stock sédimentaire

Un système sédimentaire côtier est caractérisé par un stock sédimentaire qui évolue en fonction d'apports sédimentaires extérieurs, et de pertes vers le large ou encore en provenance d'autres cellules sédimentaires. À défaut de données récentes, précises ou exhaustives sur l'épaisseur sédimentaire qui recouvre le secteur d'étude, difficilement évaluable ici, nous supposons qu'elle est infinie et totale sur l'ensemble du domaine de calcul du modèle utilisé (cf. chapitre 3 section 2.4.3). En outre, qu'il s'agisse des cartes sédimentologiques ou des campagnes sismiques réalisées localement sur certains secteurs (Clouet, 2012; Combette, 2012; Baltzer *et al.*, 2014; Reynaud, 2014), toutes montrent que la zone, n'a qu'un stock sableux assez faible qui se concentre le long des cordons dunaires de la façade maritime et dans la moitié sud et à l'est de la Baie de Bourgneuf. Des réservoirs sableux peuvent aussi se former dans les dépressions des plateaux rocheux du Coureau Islais. Quoi qu'il en soit, les schémas de transport résiduel montrent que ce stock serait maintenu proche de la côte entre la pointe Saint-Gildas et la Corniche Vendéenne. Ces deux barrières géologiques

limiteraient le transfert de sédiments vers d'autres systèmes sédimentaires plus au nord ou plus au sud.

Lors d'événements tempétueux, le sable peut être transporté depuis les plages en direction du large pour ajuster le profil d'équilibre de la plage (Winant *et al.*, 1975; Wright & Short, 1984; Short, 1991). Si cet ajustement transporte suffisamment au large une partie du sable de la plage, il peut potentiellement sortir de la cellule sédimentaire. Or dans notre cas, les faibles profondeurs qui s'étendent loin au large des plages sur le Coureau Islais pourraient modérer ce phénomène en limitant des pertes potentielles de sédiments vers de trop grandes profondeurs. Ainsi, même lors d'événements extrêmes, le stock sableux du système sédimentaire évoluerait peu, et le sable potentiellement transporté vers le large pourrait facilement être mobilisable à nouveau.

En revanche, plusieurs sources potentielles de sédiments sont susceptibles d'alimenter le système. Elles ont déjà été évoquées dans le chapitre 1 à la section 2.3.5. On recense notamment les apports potentiels de la Loire, l'érosion des roches exposées aux houles, et l'activité conchylicole. Compte tenu des données disponibles, il apparaît difficile d'estimer l'importance relative de chacune de ces sources de sédiments. En outre, les résultats du modèle mis en place dans cette thèse mettent en lumière qu'une partie de ces apports pourraient transiter par la Baie de Bourgneuf : la baie stocke une majorité de sédiments et le reste est expulsé par le Goulet de Fromentine. Les schémas de transport du Coureau Islais révèlent quant à eux que les apports sédimentaires issus de la baie, potentiellement de la Loire, et ceux issus notamment de l'érosion de l'Île-d'Yeu ou du plateau des Bœufs, ont tendance à favorablement alimenter les petits fonds au pied des cordons dunaires du sud de l'île de Noirmoutier et des pays de Monts. Par conséquent, on peut déduire des résultats que les apports sédimentaires qui entrent dans le système seraient en quelque sorte comme piégés au sein de celui-ci.

Ces constats pourraient expliquer la résilience rapide des plages de cette façade maritime étudiées au chapitre 2. En effet, malgré l'érosion intense qu'a pu provoquer la tempête Xynthia en 2010, le bilan sédimentaire des plages entre 2008 et 2013 apparaît largement positif. Même si le stock apparaît faible, il est plus ou moins bloqué dans le système, concentré proche du rivage et facilement mobilisable.

4.2 Quelle évolution du système sédimentaire ?

4.2.1 *Le contrôle de la géologie et de la stratigraphie sur la stabilité du système*

Au cours de l'Holocène, la Baie de Bourgneuf faisait partie d'un bassin plus large intégré au Golfe de Challans aujourd'hui colmaté (cf. chapitre 1 section 1.3.2). Le colmatage du golfe a provoqué la fermeture de l'embouchure de la Baisse au sud des cordons dunaires des pays de Monts (Pinot, 1980; Verger, 2009), sans pour autant avoir les mêmes conséquences pour le Goulet de Fromentine. Malgré la progression des cordons dunaires et le colmatage de la Baie de Bourgneuf, le Goulet est resté ouvert (cf. chapitre 1 section 1.3.4). En effet, l'analyse des données hydrodynamiques et des résultats du modèle a révélé une asymétrie de la marée à l'origine de flux résiduels fortement influencés par la configuration en entonnoir de la baie (cf. chapitre 4 section 3.3). Ainsi,

L'ouverture nord, d'origine tectonique, principalement rocheuse, profonde et large, permet une propagation massive de masses d'eau vers le sud de la baie induisant un effet de chasse puissant au Goulet de Fromentine. Le maintien de l'ouverture de l'embouchure par l'effet de chasse est donc fortement dépendant du contexte géologique de la baie. Comme évoqué précédemment (cf. chapitre 4 section 2.5), on retrouve une configuration analogue avec le Pertuis de Maumusson et la baie de Marennes-Oléron (Bertin, 2005).

Bien que ce contexte géologique contraigne la géographie de la Baie de Bourgneuf, le dynamisme du Goulet de Fromentine, affecté par des évolutions géomorphologiques décrites précédemment (cf. chapitre 1 section 2.4.3), contraste avec l'immobilité de l'ouverture nord rocheuse. En l'occurrence, la progression de la pointe de la Fosse sur plusieurs centaines de mètres depuis 300 ans ne semble pas avoir entraîné une migration de la position de la gorge de l'embouchure. On peut donc faire l'hypothèse que le substratum rocheux contrôle dans une certaine mesure la morphologie de l'embouchure. En effet, plusieurs études ont montré que les épaisseurs de sédiments meubles sont relativement faibles aux abords de l'embouchure où un substrat rocheux apparaît par endroit (Gruet, 1982; CREOCEAN, 2011). On retrouve même un récif d'Hermelles au cœur de l'embouchure sous le pont de Noirmoutier. Or, cette espèce ingénieuse s'implante favorablement sur un socle rocheux. L'embouchure peut donc très bien être emboîtée dans une incision du substratum. Cette hypothèse est d'autant plus plausible que la partie nord du Coureau Islais, sur lequel reposent ces formations sableuses, est parcourue de plusieurs entailles qui s'orientent dans la même direction que la gorge. De plus, conformément à la relation d'O'Brien (1969), l'embouchure tidale a été affectée par des évolutions morphologiques se traduisant par une diminution de 30 % de section mouillée depuis environ 200 ans : à mesure que la largeur de l'embouchure a diminué, sa profondeur maximale a pourtant augmenté pour se stabiliser à environ 18 m depuis plusieurs décennies. La profondeur atteinte correspond peut-être au toit du substratum incisé. Si ce seuil est atteint, l'emplacement de l'embouchure aurait peu de marge pour évoluer. Pour vérifier ces hypothèses, des campagnes sismiques seraient nécessaires sur l'ensemble du Goulet de Fromentine afin de représenter précisément la morphologie du socle rocheux et l'épaisseur des sédiments qui le recouvrent.

Par ailleurs, plusieurs études ont déjà expliqué la stabilité de certaines embouchures tidales par l'influence de paléo-vallées ou de morphologies côtières héritées de niveaux marins plus bas. On peut par exemple citer l'étude de (Morton & Donaldson, 1973), ou encore à nouveau les travaux de (Bertin *et al.*, 2004) sur le Pertuis de Maumusson dont les évolutions et la configuration sont étonnamment comparables. À titre d'exemple, la section mouillée du Pertuis a diminué de 35 % sur une période équivalente à celle du Goulet de Fromentine. De plus, dans le même temps, le chenal s'est également approfondi pour s'emboîter dans des incisions du substratum. Une fois la profondeur du substratum atteint, le chenal du pertuis s'est révélé étonnamment stable malgré une dérive littorale puissante pouvant générer une migration des traits de côte adjacents de plusieurs kilomètres en moins de cent ans (Bertin *et al.*, 2004). La dérive littorale et les évolutions de l'embouchure étant beaucoup plus faibles au Goulet de Fromentine, l'influence du substratum est d'autant plus prépondérante.

4.2.2 *Comment expliquer les évolutions du delta de jusant et du chenal qui le traverse*

Alors que l'emplacement de la gorge du chenal apparaît très stable, le delta de jusant est affecté par des évolutions importantes constatées depuis la carte de Masse de 1702. Ces évolutions ont été décrites précédemment (cf. chapitre 1 section 2.4.3) à partir de plusieurs sources (Verger, 2009; Bernier & Gruet, 2011; CREOCEAN, 2011; Coquet, 2013). Elles se traduisent notamment par une divagation du chenal associé à une modification des formes du delta de jusant. Or, sous l'effet de phénomènes de réfraction sur le Coureau Islais, nous avons montré que la houle a un angle d'incidence très faible à hauteur du delta de jusant pour tous les scénarios envisagés (cf. chapitre 4 section 1.1.3). Par conséquent, ces résultats, obtenus à partir de la propagation de conditions moyennes sur une configuration actuelle du secteur, ne permettent pas d'expliquer les divagations du chenal externe. On peut donc évoquer plusieurs hypothèses.

4.2.2.1 Les événements exceptionnels ne sont pas pris en compte

La première hypothèse concerne une limite méthodologique sur les conditions de vagues aux frontières du modèle. Les scénarios de vague sont paramétrés à partir de conditions théoriques les plus représentatives du climat de vagues sur le secteur. La principale limite de la démarche choisie réside dans le fait que les valeurs obtenues sont des moyennes. Ainsi, les conditions théoriques sont très peu représentatives des conditions exceptionnelles, souvent courtes et intenses. Or, même sur un temps court, certaines conditions peuvent être à l'origine d'évolutions morphologiques importantes, à cause du caractère inhabituel de certains paramètres liés à l'énergie ou la direction des vagues. Ainsi, suite à une tempête, certains systèmes sédimentaires peuvent présenter une nouvelle configuration, avec un « état initial » atteint pendant la phase de résilience qui peut être différent de celui d'avant la tempête. On peut par exemple assister à l'ouverture d'une brèche dans un cordon dunaire abritant une lagune favorisant le développement d'une nouvelle embouchure tidale. De nouveaux échanges hydro-sédimentaires se mettraient alors en place entre le large et la lagune. Dans le cas du Goulet de Fromentine, on peut faire l'hypothèse que l'énergie des vagues de conditions exceptionnelles pourrait être suffisante pour compenser dans une certaine mesure les phénomènes de réfraction qui tendent à réduire l'angle d'incidence des vagues. Selon la provenance, la répétition, et l'intensité des tempêtes, on peut se demander si le chenal ne pourrait pas changer d'orientation au cours d'un hiver par exemple. Néanmoins, même si l'orientation du chenal évolue peu à l'échelle de plusieurs décennies, le comblement récurrent de sa partie distale conduit les usagers navigants à alterner entre deux voies de navigation différentes (Bernier & Gruet, 2011; CREOCEAN, 2011). Les flux sédimentaires orientés depuis la partie sud du delta de jusant vers le chenal sont à l'origine de ces comblements. Ces mécanismes ont d'abord été démontrés par l'étude de CREOCEAN puis confirmés par notre modèle hydro-sédimentaire. Dans la mesure où la contribution des vagues aux apports de sables est relativement directe, un volume important de sable pourrait être transporté dans le chenal pendant un événement caractérisé par de fortes vagues.

4.2.2.2 Le delta actuel présente un stade d'évolution avancée

Les formations sableuses du secteur d'étude sont relativement jeunes (cf. chapitre 1 section 1.3). Leur histoire récente montre que leur évolution n'est pas figée : des changements importants peu-

vent être observés sur un temps relativement court comme par exemple la fermeture de l'exutoire de la Baisse (cf. chapitre 1 section 1.3.4). Or, nous avons montré que les vagues, principal forçage morphogène de la façade maritime, sont fortement altérées par des phénomènes de réfraction et de diffraction (cf. chapitre 4 section 1.1.3). Les évolutions observées sur les cartes anciennes et les images aériennes ou satellitaires plus récentes correspondent donc à différents stades de développements sédimentaires. Le delta de jusant, tel qu'il est représenté dans le modèle, serait aujourd'hui à un stade de sédimentation avancée. Dans cette configuration actuelle, les bancs de sable sont élevés, et la quasi-intégralité du delta émerge en effet à marée basse limitant grandement l'action des vagues même lors de fortes houles. Dans la mesure où le système sédimentaire fonctionne en circuit relativement fermé (cf. chapitre 4 section 1.3.3), on peut faire l'hypothèse que les sédiments auraient tendance à s'y accumuler au fil des siècles, et ce à partir du moment où ce fonctionnement s'est mis en place. Toutefois, il apparaît difficile de dater ce moment à partir de l'interprétation seule des cartes anciennes, mais dans la mesure où la configuration de la Baie de Bourgneuf est relativement similaire à la carte de Masse de 1702) nous faisons la supposition que la circulation des masses d'eau était comparable. De plus, le Passage du Gois témoigne d'un fonctionnement caractérisé par la rencontre de courants de flots dans la Baie de Bourgneuf bien avant sa première représentation en carte connue. Dans la mesure où la section mouillée du Goulet de Fromentine était plus importante il y a 3 siècles favorisant la pénétration du flot, l'asymétrie de la marée y était probablement plus faible. On peut même supposer que l'expulsion de sédiments par le Goulet de Fromentine à chaque marée était plus faible voire remise en question. Par conséquent, on peut faire l'hypothèse que le delta de jusant se trouvait à un stade de sédimentation moins avancé le rendant potentiellement plus sensible à l'action des vagues, et on peut donc se demander si les divagations du chenal étaient plus importantes et plus récurrentes dans une configuration antérieure du Goulet de Fromentine. La faible résolution temporelle des cartes anciennes, ainsi que l'incertitude liée à leur production, ainsi que le manque de données sur l'épaisseur des sédiments et leur évolution ne nous permet pas pour le moment de répondre à ces questions.

4.2.3 *Évolution des facteurs contribuant à la sédimentation de la Baie de Bourgneuf et à la diminution de la section mouillée du Goulet de Fromentine*

À partir de la relation d'O'Brien (1969) associant l'évolution de la section mouillée d'une embouchure tidale au prisme de marée, on peut évoquer plusieurs hypothèses quant à l'évolution du système sédimentaire sur le long terme. Le prisme de marée est contrôlé par le volume de remplissage de la baie. Or, la diminution de 30 % de la section mouillée du Goulet de Fromentine depuis les deux derniers siècles (CREOCEAN, 2011), et les observations de certains auteurs (Papy, 1941; Gouleau, 1968; Verger, 2009; Bernier & Gruet, 2011), supposent une sédimentation progressive de la Baie de Bourgneuf. Bien que des taux de sédimentation aient été estimés localement (cf. chapitre 1 section 2.3.5), aucune étude n'est parvenue à évaluer un taux de sédimentation à l'échelle de la baie. Néanmoins, les résultats du modèle hydro-sédimentaire mis en place dans le cadre de cette thèse ont permis de préciser une partie des mécanismes contrôlant le bilan sédimentaire de la Baie de Bourgneuf. Le bilan sédimentaire semble ici déterminé par un jeu de compensation entre deux mécanismes : des conditions de vagues énergétiques qui favorisent l'accumulation de sédiments par l'ouverture nord, alors que l'effet de chasse du Goulet de Fromentine, lié à un prisme de jusant

important, expulse des sédiments à chaque marée.

4.2.3.1 Évolution potentielle du climat de vague sur la sédimentation de la baie

L'énergie des vagues est donc un facteur déterminant pour envisager l'évolution de ce système sédimentaire. Si l'analyse de la base de données HOMERE n'a pas révélé de tendance significative sur les paramètres des vagues, plusieurs auteurs font état d'une légère augmentation de la taille des vagues dans le nord-est de l'Océan Atlantique au cours du siècle précédent, et qui pourrait se poursuivre avec le changement climatique (DoDet *et al.*, 2010; Charles *et al.*, 2012b; Bertin *et al.*, 2013b). Une augmentation de 0,02 m/an est par exemple obtenue dans le Golfe de Gascogne à partir d'une réanalyse couvrant les 60 dernières années (DoDet *et al.*, 2010). L'extraction d'une série temporelle de paramètres de vagues du modèle de (Bertin *et al.*, 2013b) au plus proche du secteur d'étude, soit à 55 km au large de celui-ci, permet d'évaluer cette tendance sur ces 6 dernières décennies. Tout comme pour la base de données HOMERE, plus courte, l'analyse des données extraites révèle également une absence de tendance significative cette fois sur cette période. La largeur du plateau continental dans ce secteur (> 200 km) pourrait expliquer ces différences de résultats avec les tendances évoquées précédemment. Par conséquent, l'évolution potentielle de la sédimentation de la Baie de Bourgneuf serait davantage soumise à la variabilité importante des états de mer énergétiques notamment hivernaux. Cette variabilité interannuelle est en grande partie liée aux phases positives et négatives de l'oscillation nord-atlantique (DoDet *et al.*, 2010; Wang, Feng & Swail, 2012; Bertin *et al.*, 2013b; Feser *et al.*, 2015). D'après la plupart des auteurs, on peut s'attendre à un nombre plus important et une intensification des tempêtes sur les côtes du nord-ouest de l'Europe (Zappa *et al.*, 2013), dont l'impact potentiel sur les dynamiques sédimentaires a été pour le moment très peu étudié (Charles *et al.*, 2013). Ce contexte serait donc plus favorable à une poursuite de la sédimentation de la Baie de Bourgneuf et le volume de remplissage continuerait donc à se réduire. Si cette tendance se vérifiait, comme cela a été le cas pour les deux derniers siècles, un prisme de marée amoindri pourrait avoir pour conséquence de contribuer à resserrer la section mouillée du Goulet de Fromentine.

4.2.3.2 L'élévation du niveau de la mer peut-elle compenser la sédimentation de la Baie de Bourgneuf ?

La variation du niveau relatif de la mer est un autre paramètre à prendre en compte pour envisager l'évolution du système sédimentaire et la réponse morphologique du Goulet de Fromentine et des plages adjacentes. Dans le contexte du changement climatique global, l'élévation du niveau de la mer s'est accélérée durant les dernières décennies pour atteindre un taux moyen de plus de 3 mm/an (Cazenave *et al.*, 2014). À partir des scénarios les plus pessimistes, le GIEC prévoit désormais une élévation du niveau de la mer qui pourrait avoisiner 1 m (IPCC, 2014). L'élévation du niveau moyen de la mer induirait une augmentation du prisme de marée dans la Baie de Bourgneuf. Dans ce cas, le Goulet de Fromentine pourrait avoir tendance à s'élargir. Or, la sédimentation de la Baie de Bourgneuf aurait jusqu'à maintenant compensé l'élévation du niveau de la mer des deux derniers siècles. On peut donc supposer que le taux de sédimentation de la baie pendant cette période a été supérieur au taux d'élévation du niveau de la mer, contribuant notamment à réduire de 30 % de la section mouillée du Goulet (CREOCEAN, 2011). Inversement, si la mer montait plus

vite que la baie ne se sédimente, on pourrait s'attendre à un élargissement de la section mouillée du Goulet de Fromentine.

4.2.4 Hypothèses sur les relations morphodynamiques à long terme entre la Baie de Bourgneuf, le Goulet de Fromentine et les littoraux adjacents

Sans idée précise sur la contribution des différents facteurs naturels ou anthropiques contribuant à la sédimentation de la Baie de Bourgneuf, il est pour le moment difficile d'envisager un scénario d'évolution unique. En revanche, à partir du fonctionnement hydro-sédimentaire du système en partie abordé dans cette thèse, on peut proposer deux cas de figure opposés.

4.2.4.1 La stabilité du système est garantie par des prismes de marée importants

Dans un premier cas, le taux de sédimentation de la baie est égal voire inférieur à l'élévation du niveau de la mer, et les prismes de marée sont donc conservés ou augmentés. Ainsi, selon la relation d'O'Brien (1969) la section mouillée du Goulet de Fromentine serait susceptible d'augmenter de nouveau. Ce phénomène a déjà été observé dans la mer des Wadden sous l'effet combiné d'une élévation du niveau de la mer et d'une augmentation du marnage. La section mouillée de l'embouchure en question a augmenté de 34 % en moins d'un demi-siècle (Hofstede, 1999). Aussi, la profondeur importante du Goulet de Fromentine serait maintenue à proximité du substratum rocheux ce qui contribuerait à sa stabilité (FitzGerald *et al.*, 2000). De plus, compte tenu des mécanismes à l'origine de l'asymétrie de la marée au Goulet de Fromentine (cf. chapitre 4 section 3), on peut faire l'hypothèse que l'embouchure serait d'autant plus dominée par le jusant, perpétuant le fonctionnement hydro-sédimentaire décrit précédemment. Le delta de jusant constituerait un stock sédimentaire toujours important pour la façade maritime sableuse du secteur d'étude.

4.2.4.2 Une sédimentation avancée de la Baie de Bourgneuf pourrait conduire à la fermeture du Goulet de Fromentine

Dans un second cas, qui serait d'actualité depuis au moins 200 ans, la Baie de Bourgneuf continue de se combler sous l'effet des apports sédimentaires induits par les vagues à l'ouverture nord, et d'une activité conchylicole importante. Le taux de sédimentation parviendrait ici à compenser l'élévation du niveau moyen de la mer. En réponse à cette diminution du volume de remplissage de la baie, la diminution de la section mouillée du Goulet de Fromentine s'est accompagnée d'un approfondissement de la gorge de l'embouchure sous l'effet des puissants courants de marée qui traversent le Goulet. Une sédimentation avancée de la Baie de Bourgneuf pourrait avoir pour effet de réduire les échanges entre l'entrée nord et le Goulet de Fromentine et par conséquent diminuer l'intensité des courants. La diminution de la section mouillée de l'embouchure pourrait s'accompagner alors d'un rehaussement de sa profondeur maximale. Or, une épaisseur de sédiment de plusieurs mètres au-dessus du socle rocheux favoriserait une mobilité plus importante de l'embouchure (Bertin *et al.*, 2004). Cependant, dans la mesure où la dérive littorale est négligeable par rapport aux courants de marée, on peut envisager difficilement une fermeture du Goulet de Fromentine tant que des échanges hydrologiques réalisés entre l'ouverture nord et l'étroite ouverture sud de la baie. Dans le cas où ces échanges seraient minimisés ou interrompus naturellement (à cause de la sédimentation de la baie), voire artificiellement (par exemple à cause d'une exonda-

tion permanente de la chaussée du Gois), le Goulet de Fromentine pourrait alors avoir tendance à se fermer complètement. La déformation du signal de marée analysée précédemment favorise en théorie un courant de flot plus intense au Goulet de Fromentine (cf. chapitre 4 section 3.2.2). Privé d'un apport d'eau suffisant provenant de l'ouverture nord qui garantit un effet de chasse au jusant, on peut s'attendre à ce que l'embouchure soit désormais dominée par le flot dans la mesure où le signal de marée conserve une forme asymétrique comparable. En conséquence, le versant sud de la Baie de Bourgneuf se comblerait, les écoulements seraient de plus en plus limités, et l'embouchure pourrait finalement se fermer comme pour le cas de la Baisse fermée il y a seulement 3 siècles. Par ailleurs, le delta de jusant, qui constitue un stock sédimentaire pour la façade maritime du secteur, s'il était privé des apports de la Baie de Bourgneuf, pourrait être amené à disparaître en étant lentement redistribué sur la façade maritime.

Compte tenu du contexte géologique de la Baie de Bourgneuf qui a favorisé le maintien de l'ouverture du Goulet de Fromentine alors que l'exutoire de la Baisse s'est refermé (cf. chapitre 1 section 1.3.4), on peut se demander à quelle échelle de temps une sédimentation suffisamment avancée de la baie est naturellement possible. Dans un contexte davantage dominé par les vagues, Bertin (2005) envisage une fermeture possible du Pertuis de Maumusson dans le siècle à venir. Ainsi, si un certain seuil de sédimentation est atteint dans la Baie de Bourgneuf, le fonctionnement du système sédimentaire pourrait être déstabilisé dans son ensemble. La recherche d'un nouvel équilibre dynamique (Woodroffe, 2007) conduirait à des modifications géomorphologiques importantes y compris le long de la façade maritime du secteur d'étude.

Au regard des hypothèses évoquées précédemment, il apparaît essentiel d'estimer le plus précisément possible le taux de sédimentation de la Baie de Bourgneuf pour appréhender l'évolution future du système sédimentaire dans le contexte du changement climatique.

Conclusion du chapitre

Les propagations des vagues et de la marée sont toutes deux fortement transformées par les faibles profondeurs du secteur et la présence d'îles à proximité de la côte. Par conséquent, les schémas de transport sédimentaire varient très peu entre les différents scénarios simulés en raison des importants phénomènes de réfraction et de diffraction qui impactent et atténuent les vagues. De même, la configuration de la Baie de Bourgneuf, avec ses deux ouvertures dissymétriques et sa forme en entonnoir, est à l'origine d'une asymétrie de la marée qui s'amplifie vers le Goulet de Fromentine. En conséquence, un flux sédimentaire traverse invariablement la baie du nord au sud. Or, si les vagues ont une influence uniquement très localisée au Goulet de Fromentine, elles semblent être le principal facteur qui détermine l'apport en sédiment dans la baie en compensant l'effet chasse de l'embouchure tidale. Par ailleurs, les mesures de pression effectuées pendant l'hiver 2013-2014 sur le Coureau Islais ont montré que l'énergie des vagues dépassait largement celle des conditions moyennes paramétrées dans le modèle. Dans la mesure où l'énergie des vagues est le principal facteur qui contrôle les schémas de transport, la simulation d'événements tempétueux pourrait compléter l'analyse de la sensibilité du système sédimentaire. Compte tenu de ces analyses, l'évolution du système est étroitement liée à la sédimentation dans la Baie de Bourgneuf.



Conclusion générale

Ces travaux de recherche ont porté sur l'étude des dynamiques hydro-sédimentaires d'une zone côtière du nord de la Vendée qui concentre une grande variété de formations sédimentaires et géologiques. Cette thèse est motivée initialement par l'objectif des observatoires locaux de mieux comprendre les dynamiques littorales pour proposer des outils d'aide à la décision aux gestionnaires du territoire. D'un point de vue méthodologique, deux approches complémentaires ont été utilisées : l'une diachronique où les formes passées et les rythmes d'évolutions sont des éléments explicatifs des formes présentes, et l'autre modélisatrice où l'étude des interactions entre les forçages et le milieu permet d'appréhender les processus qui contrôlent un système côtier. À l'issue de cette thèse, le paramètre qui semble influencer de manière significative l'ensemble des résultats de ces travaux de recherche est le contexte géologique. En effet, le paysage actuel est principalement hérité d'événements tectoniques. Cette influence se perpétue lors de la construction des formes sédimentaires meubles pendant l'Holocène. Ainsi, les affleurements et la proximité du substratum rocheux expliquent la diversité des orientations des cordons dunaires de la façade océanique. Or ce sont ces orientations différentes et les faibles profondeurs du Coureau Islais qui expliquent en grande partie la diversité des réponses des plages observée à partir des données LiDAR. De plus, le Coureau Islais et la présence de l'Île-d'Yeu sont à l'origine de phénomènes de réfraction et de diffraction importants qui réduisent la sensibilité des schémas de transport aux différentes directions de vague simulées par le modèle. Compte tenu de ces phénomènes, c'est surtout l'énergie des vagues qui contrôlerait la variabilité des flux sédimentaires. Par ailleurs, alors que le marais Breton s'est comblé provoquant notamment la fermeture d'exutoire, la Baie de Bourgneuf est restée ouverte par deux ouvertures dissymétriques. Les événements tectoniques qui ont façonné le versant septentrional de la baie permettent à la marée d'y pénétrer sans encombre par l'ouverture nord. Or, héritée de son histoire géologique, la configuration de la Baie de Bourgneuf en entonnoir amplifie l'asymétrie de la marée ce qui favorise un flux résiduel invariablement orienté vers le Goulet de Fromentine. Dans ce contexte, un mécanisme semble s'être mis en place où des conditions de vagues énergétiques favorisent l'accumulation de sédiments dans la baie par l'ouverture nord, alors que l'effet de chasse du Goulet de Fromentine, lié à un prisme de jusant important, expulse des sédiments à chaque marée. Ainsi, le contexte géologique assure ici le maintien de ce phénomène.

L'utilisation des données LiDAR et la mise en place d'un modèle hydro-sédimentaire ont donc permis des éclairages sur les processus côtiers qui animent le système côtier. Cependant, des interrogations demeurent pour expliquer certaines dynamiques.

En premier lieu, les évolutions détectées par les données LiDAR sont la résultante de changements survenus pendant plus de 2 ans pour chacune des périodes analysées. Au même moment, des profils de plages ont été mesurés deux fois par an sur l'ensemble de l'Observatoire des Pays de Monts. Bien qu'espacés d'environ un kilomètre les uns des autres, la fréquence d'acquisition des profils permettrait d'affiner l'interprétation de ces évolutions et d'appréhender avec plus de justesse la résilience des plages suite à la tempête Xynthia.

En second lieu, tout comme pour le Pertuis de Maumusson, la position du chenal du Goulet de Fromentine est restée étonnamment stable au cours des derniers siècles malgré la progression de la pointe de la Fosse vers le sud et les flux sédimentaires qui le traversent. L'hypothèse du contrôle de la position de la gorge par le substratum rocheux a donc été évoquée. Pour être confirmée, une étude sismique permettrait d'effectuer une cartographie de la topographie du substratum. De plus, une telle étude permettrait d'avoir une idée plus précise des épaisseurs et de la nature des sédiments. De telles informations pourraient également contribuer à s'affranchir des approximations paramétrées dans le modèle de transport sédimentaire.

En troisième lieu, le fonctionnement du système a été appréhendé par le biais de conditions moyennes. Or, les forçages moyens permettent davantage d'expliquer les mécanismes contribuant à la persistance et l'équilibre d'un système plutôt qu'à son évolution vers un nouvel état. Ainsi, les mécanismes à l'origine de perturbations impactant le système côtier pourraient être analysés à travers la simulation d'événements extrêmes. En effet, à l'image de la tempête Xynthia ou de l'hiver 2013-2014, certains événements très intenses ou récurrents ont la faculté d'avoir un impact morphogène très important sur les côtes d'accumulation. On peut donc s'interroger si la prise en compte de conditions extrêmes peut expliquer les divagations du delta de jusant pendant les dernières décennies.

Enfin, l'évolution du système sédimentaire dans sa globalité est directement dépendante de la sédimentation dans la Baie de Bourgneuf. En effet, les faibles dérives littorales adjacentes au Goulet de Fromentine ne conduiraient pas à sa fermeture tant que l'asymétrie de la marée est maintenue. Par conséquent, un rythme de sédimentation important de la baie, ou une surélévation du Passage du Gois pourrait entraîner une diminution des échanges hydrauliques de l'ouverture nord vers l'embouchure tidale. Or, le taux de sédimentation de la baie est encore indéterminé. Il pourrait être estimé à partir des levés hydrographiques anciens disponibles. De plus, les volumes de sédiments apportés par l'ouverture nord et expulsés par le Goulet de Fromentine reste encore à préciser.

Bibliographie

Aagaard T., Orford J., Murray A.S., 2007. Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. *Geomorphology*, 83 (1): 29-47, doi: 10.1016/j.geomorph.2006.06.007

Aarninkhof S.G.J., Ruessink B.G., Roelvink J.A., 2005. Nearshore subtidal bathymetry from time-exposure video images. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110 (C6): 13, doi: 10.1029/2004JC002791

Allard J., Bertin X., Chaumillon E., Pouget F., 2008. Sand spit rhythmic development: A potential record of wave climate variations? Arçay Spit, western coast of France. *Marine Geology*, 253 (3-4): 107-131, doi: 10.1016/j.margeo.2008.05.009

Allard J., Chaumillon E., Féliès H., 2009. A synthesis of morphological evolutions and Holocene stratigraphy of a wave-dominated estuary: The Arcachon lagoon, SW France. *Continental Shelf Research*, 29 (8): 957-969, doi: 10.1016/j.csr.2008.11.017

Allen G.P., Salomon J.C., Bassoullet P., Du Penhoat Y., de Grandpré C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 2669-90, doi: 10.1016/0037-0738(80)90006-8

Andrews B., Gares P.A., Colby J.D., 2002. Techniques for GIS modeling of coastal dunes. *Geomorphology*, 48 (1-3): 289-308, doi: 10.1016/S0169-555X(02)00186-1

Angnuureng D.B., Almar R., Senechal N., Castelle B., Addo K.A., Marieu V., Ranasinghe R., 2017. Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach. *Geomorphology*, 290 (Supplement C): 265-276, doi: 10.1016/j.geomorph.2017.04.007

Angulo M.S., 1992. Modélisation dans un estuaire à marée. Rôle du bouchon vaseux dans la tenue des sols sous marins. PhD thesis, Université de Nantes, 232 p.

Anthony E.J., 2015. Environmental Control: Geology and Sediments. In: *Coastal Environments and Global Change*. WILEY-BLACKWELL, 52-78

Ardhuin F., Chapron B., Collard F., 2009. Observation of swell dissipation across oceans. *Geophysical Research Letters*, 36 (6): 5, doi: 10.1029/2008GL037030

Ardhuin F., O'Reilly W.C., Herbers T.H.C., Jessen P.F., 2003. Swell Transformation across the Continental Shelf. Part I: Attenuation and Directional Broadening. *J. Phys. Oceanogr.*, 33 (9): 1921-1939, doi: 10.1175/1520-0485(2003)033<1921:STATCS>2.0.CO;2

Ardhuin F., Rogers E., Babanin A.V., Filipot J.-F., Magne R., Roland A., van der Westhuysen A., Queffelec P., Lefevre J.-M., Aouf L., Collard F., 2010. Semiempirical Dissipation Source Functions for Ocean Waves. Part I: Definition, Calibration, and Validation. *J. Phys. Oceanogr.*, 40 (9): 1917-1941, doi: 10.1175/2010JPO4324.1

Ashton A.D., Murray A.B., 2006. High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111 (F4): , doi: 10.1029/2005JF000422

Aubrey D.G., Speer P.E., 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I: Observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21 (2): 185-205, doi: 10.1016/0272-7714(85)90096-4

Autret R., *DoDet* G., Fichaut B., Suanez S., David L., Leckler F., Ardhuin F., Ammann J., Grandjean P., Allemand P., Filipot J.-F., 2016. A comprehensive hydro-geomorphic study of cliff-top storm deposits on Banneg Island during winter 2013–2014. *Marine Geology*, 38237-55, doi: 10.1016/j.margeo.2016.09.014

Ba A., 2017. Télédétection par analyse de retours d'onde LiDAR et spectrométrie à hautes résolutions des espaces sensibles en environnement côtier. phdthesis, Université de Nantes Faculté des sciences et des techniques. 235 p.

Baltzer A., Maanan M., Rollo N., Durand A., 2014. Approche géophysique de la couverture sédimentaire au large des Pays de Monts. *EDITIONS PARALIA*, 539-546

Baptista P., Bastos L., Bernardes C., Cunha T., Dias J., 2008. Monitoring Sandy Shores Morphologies by DGPS: A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models. *Journal of Coastal Research*, 24 (6): 1516-1528

Bauer B.O., Davidson-Arnott R.G.D., Hesp P.A., Namikas S.L., Ollerhead J., Walker I.J., 2009. Aeolian sediment transport on a beach: Surface moisture, wind fetch, and mean transport. *Geomorphology*, 105 (1): 106-116, doi: 10.1016/j.geomorph.2008.02.016

Baumann J., Chaumillon E., Bertin X., Schneider J.-L., Guillot B., Schmutz M., 2017. Importance of infragravity waves for the generation of washover deposits. *Marine Geology*, 39120-35, doi: 10.1016/j.margeo.2017.07.013

Bell P.S., 1999. Shallow water bathymetry derived from an analysis of X-band marine radar images of waves. *Coastal Engineering*, 37 (3): 513-527, doi: 10.1016/S0378-3839(99)00041-1

Bell P.S., Bird C.O., Plater A.J., 2016. A temporal waterline approach to mapping intertidal areas using X-band marine radar. *Coastal Engineering*, 107 (Supplement C): 84-101, doi: 10.1016/j.coastaleng.2015.09.009

Bergsma E.W.J., Conley D.C., Davidson M.A., O'Hare T.J., 2016. Video-based nearshore bathymetry estimation in macro-tidal environments. *Marine Geology*, 37431-41, doi: 10.1016/j.margeo.2016.02.001

Bernier P., Gruet Y., 2011. Environnement littoral sédimentation et biodiversité de l'estran, Île-de-Noirmoutier, Vendée. Département des sciences de la terre, Université Claude Bernard-Lyon 1, Villeurbanne, 1 vol. (163 p. dont 33 p. de pl.) p. (Coll. Documents des laboratoires de géologie, Lyon)

Bertin X., 2005. Morphodynamique séculaire, architecture interne et modélisation d'un système baie/embouchure tidale: le Pertuis de Maumusson et la baie de Marennes-Oléron. PhD thesis, Université de La Rochelle, La Rochelle, 198 p.

Bertin X., 2015. Dynamique hydro-sédimentaire des côtes dominées par la houle et la marée. HDR, Université de La Rochelle, La Rochelle, 135 p.

Bertin X., Bruneau N., Breilh J.-F., Fortunato A.B., Karpytchev M., 2012. Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling*, 4216-30, doi: 10.1016/j.ocemod.2011.11.001

Bertin X., Castelle B., Anfuso G., Ferreira Ó., 2007. Improvement of sand activation depth prediction under conditions of oblique wave breaking. *Geo-Mar Lett*, 28 (2): 65-75, doi: 10.1007/s00367-007-0090-2

Bertin X., Castelle B., Chaumillon E., Butel R., Quique R., 2008. Longshore transport estimation and inter-annual variability at a high-energy dissipative beach: St. Trojan beach, SW Oléron Island, France. *Continental Shelf Research*, 28 (10–11): 1316-1332, doi: 10.1016/j.csr.2008.03.005

Bertin X., Chaumillon E., Weber N., Tesson M., 2004. Morphological evolution and time-varying bedrock control of main channel at a mixed energy tidal inlet: Maumusson Inlet, France. *Marine Geology*, 204 (1–2): 187-202, doi: 10.1016/S0025-3227(03)00353-0

Bertin X., de Bakker A., van Dongeren A., Coco G., André G., Ardhuin F., Bonneton P., Bouchette F., Castelle B., Crawford W.C., Davidson M., Deen M., *DoDet* G., Guérin T., Inch K., Leckler F., McCall R., Muller H., Olabarrieta M., Roelvink D., Ruessink G., Sous D., Stutzmann É., Tissier M., 2018. Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Reviews*, 177774-799, doi: 10.1016/j.earscirev.2018.01.002

Bertin X., *DoDet* G., Fortunato A., Bruneau N., 2013a. A review of the processes controlling the dynamics of wave-dominated inlets. In: *Coastal Dynamics 2013* Coastal Dynamics 2013. Archachon, 173-182

Bertin X., Fortunato A.B., Oliveira A., 2009. A modeling-based analysis of processes driving wave-dominated inlets. *Continental Shelf Research*, 29 (5–6): 819-834, doi: 10.1016/j.csr.2008.12.019

Bertin X., Li K., Roland A., Bidlot J.-R., 2015. The contribution of short-waves in storm surges: Two case studies in the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 961-15, doi: 10.1016/j.csr.2015.01.005

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*, 9480-89, doi: 10.1016/j.coastaleng.2014.08.013

Bertin X., Olabarrieta M., 2016. Relevance of infragravity waves in a wave-dominated inlet. *J. Geophys. Res. Oceans*, 121 (8): 5418-5435, doi: 10.1002/2015JC011444

Bertin X., Prouteau E., Letetrel C., 2013b. A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. *Global and Planetary Change*, 10677-83, doi: 10.1016/j.gloplacha.2013.03.009

Bertrand F., Goeldner L., 1999. Les côtes à polders. Prégance des conditions biophysiques et typologie. *ingeo*, 63 (3): 118-131, doi: 10.3406/ingeo.1999.2644

Besio G., Blondeaux P., Brocchini M., Hulscher S.J.M.H., Idier D., Knaapen M.A.F., Németh A.A., Roos P.C., Vittori G., 2008. The morphodynamics of tidal sand waves: A model overview. *Coastal Engineering*, 55 (7): 657-670, doi: 10.1016/j.coastaleng.2007.11.004

Billeaud I., Tessier B., Lesueur P., 2009. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology*, 37 (11): 1031-1034, doi: 10.1130/G30310A.1

Bird C.O., Bell P.S., Plater A.J., 2017. Application of marine radar to monitoring seasonal and event-based changes in intertidal morphology. *Geomorphology*, 285 (Supplement C): 1-15, doi: 10.1016/j.geomorph.2017.02.002

Bird E., 2008. *Coastal Geomorphology: An Introduction*. John Wiley & Sons, 439 p.

Blaise E., 2017. Etude des dynamiques du trait de côte de la région Bretagne à différentes échelles spatio-temporelles. phdthesis, Université de Bretagne occidentale - Brest

Blaise E., Suanez S., Stéphan P., Fichaut B., David L., Cuq V., Autret R., Houron J., Rouan M., Floc'h F., Arduin F., Cancouët R., Davidson R., Costa S., Delacourt C., 2015. Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* (vol. 21 – 3/2015): 267-292, doi: 10.4000/geomorphologie.11104

Boak E.H., Turner I.L., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 21 (4): 688-703, doi: 10.2112/03-0071.1

Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294 (5549): 2130-2136, doi: 10.1126/science.1065680

Boon J., J. Byrne R., 1981. On basin hyposmetry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. *Marine Geology*, 4027-48, doi: 10.1016/0025-3227(81)90041-4

Boudière E., Maisondieu C., Arduin F., Accensi M., Pineau-Guillou L., Lepesqueur J., 2013. A suitable metocean hindcast database for the design of Marine energy converters. *International Journal of Marine Energy*, 3–4e40-e52, doi: 10.1016/j.ijome.2013.11.010

Brasington J., Langham J., Rumsby B., 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology*, 53 (3–4): 299-316, doi: 10.1016/S0169-555X(02)00320-3

Brasington J., Rumsby B.T., McVey R.A., 2000. Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. *Earth Surf. Process. Landforms*, 25 (9): 973-990, doi: 10.1002/1096-9837(200008)25:9<973::AID-ESP111>3.0.CO;2-Y

Brock J.C., Krabill W., Sallenger A.H., 2004. Barrier Island Morphodynamic Classification Based on Lidar Metrics for North Assateague Island, Maryland. *Journal of Coastal Research*, 20 (2): 498-509

Brock J.C., Purkis S.J., 2009. The Emerging Role of Lidar Remote Sensing in Coastal Research and Resource Management. *Journal of Coastal Research* 1-5, doi: 10.2112/SI53-001.1

Bruun P., 1962. Sea-Level Rise as a Cause of Shore Erosion. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 88 (1): 117-132

Bruun P., 1978. *Stability of tidal inlets: theory and engineering*. Elsevier, Amsterdam, 510 p. (Coll. Developments in geotechnical engineering)

Bulleri F., Chapman M.G., 2010. The introduction of coastal infrastructure as a driver of change in marine environments. *Journal of Applied Ecology*, 47 (1): 26-35, doi: 10.1111/j.1365-2664.2009.01751.x

Burvingt O., Masselink G., Russell P., Scott T., 2016. Beach response to consecutive extreme storms using LiDAR along the SW coast of England. *Journal of Coastal Research, Special Issue 75*, 1052-1056, doi: 10.2112/SI75-211.1

Burvingt O., Masselink G., Russell P., Scott T., 2017. Classification of beach response to extreme storms. *Geomorphology*, 295722-737, doi: 10.1016/j.geomorph.2017.07.022

Butel R., Dupuis H., Bonneton P., 2002. Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic coast using in-situ data. *Journal of Coastal Research, ICS 2002 Proceedings (SI 36)*: 96-108

Carter R.W.G., 1988. *Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological, and Cultural Systems of Coastlines*. Academic Press. London, 617 p.

CASAGEC Ingénierie, 2017. Observatoire du littoral de l'île de Ré : rapport final de synthèse des résultats 2013-2016 (No. CI-CR-03-A-rev01). Communauté de Communes de l'île de Ré, Anglet. 42 p.

Casella E., Rovere A., Pedroncini A., Stark C.P., Casella M., Ferrari M., Firpo M., 2016. Drones as tools for monitoring beach topography changes in the Ligurian Sea (NW Mediterranean). *Geo-Mar Lett*, 36 (2): 151-163, doi: 10.1007/s00367-016-0435-9

Castelle B., 2009. Dynamique des littoraux sableux dominés par l'action de la houle: les apports de la modélisation et de l'imagerie vidéo. *La Houille Blanche* (1): 64-70, doi: 10.1051/lhb:2009007

Castelle B., 2012. Modélisation et analyse physique des processus hydro-sédimentaires contrôlant l'évolution des littoraux sableux. HDR, Université Bordeaux 1, Bordeaux. 372 p.

Castelle B., Bonneton P., Sénéchal N., Dupuis H., Butel R., Michel D., 2006. Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France. *Continental Shelf Research*, 26 (1): 113-131, doi: 10.1016/j.csr.2005.08.027

Castelle B., Bourget J., Molnar N., Strauss D., Deschamps S., Tomlinson R., 2007. Dynamics of a wave-dominated tidal inlet and influence on adjacent beaches, Currumbin Creek, Gold Coast, Australia. *Coastal Engineering*, 54 (1): 77-90, doi: 10.1016/j.coastaleng.2006.08.007

Castelle B., Bujan S., Ferreira S., *DoDet* G., 2017. Foredune morphological changes and beach recovery from the extreme 2013/2014 winter at a high-energy sandy coast. *Marine Geology*, 38541-55, doi: 10.1016/j.margeo.2016.12.006

Castelle B., Guillot B., Marieu V., Chaumillon E., Hanquiez V., Bujan S., Poppeschi C., 2018. Spatial and temporal patterns of shoreline change of a 280-km high-energy disrupted sandy coast from 1950 to 2014: SW France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 200 (Supplement C): 212-223, doi: 10.1016/j.ecss.2017.11.005

Castelle B., Marieu V., Bujan S., Splinter K.D., Robinet A., Sénéchal 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*, 238135-148, doi: 10.1016/j.geomorph.2015.03.006

Cayocca F., 2001. Long-term morphological modeling of a tidal inlet: the Arcachon Basin, France. *Coastal Engineering*, 42 (2): 115-142, doi: 10.1016/S0378-3839(00)00053-3

Cazenave A., Dieng H.-B., Meyssignac B., Schuckmann K. von, Decharme B., Berthier E., 2014. The rate of sea-level rise. *Nature Climate Change*, 4 (5): 358-361, doi: 10.1038/nclimate2159

CEREMA, 2016. Développer la connaissance et l'observation du trait de côte - Contribution pour une gestion intégrée (Synthèse nationale). Ministère de l'écologie, du développement durable et de l'énergie (MEDDE, La Défense. 26 p.

Charier-Fillon A., 1886. L'île de Noirmoutier. Etude de ses transformations. Clouzot, Niort, 23 p.

Charier-Fillon A., 1892. L'île de Noirmoutier. Périls et défenses. Clouzot, Niort, 183 p.

Charles E., Idier D., Delecluse P., Déqué M., Cozannet G.L., 2012a. Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France. *Ocean Dynamics*, 62 (6): 831-848, doi: 10.1007/s10236-012-0534-8

Charles E., Idier D., Delecluse P., Deque M., Le Cozannet G., 2013. Impact du changement climatique sur les vagues et la dérive littorale le long du littoral aquitain. *La Houille Blanche* (6): 26-33, doi: 10.1051/lhb/2012036

Charles E., Idier D., Thiébot J., Le Cozannet G., Pedreros R., Arduin F., Planton S., 2012b. Present Wave Climate in the Bay of Biscay: Spatiotemporal Variability and Trends from 1958 to 2001. *Journal of Climate*, 25 (6): 2020-2039, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00086.1

Chaumillon E., Bertin X., Fortunato A.B., Bajo M., Schneider J.-L., Dezileau L., Walsh J.P., Michelot A., Chauveau E., Créach A., Hénaff A., Sauzeau T., Waeles B., Gervais B., Jan G., Baumann J., Breilh J.-F., Pedreros R., 2017. Storm-induced marine flooding: Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews*, 165:151-184, doi: 10.1016/j.earscirev.2016.12.005

Chaumillon E., Tessier B., Reynaud J.Y., 2010. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181 (2): 75-85, doi: 10.2113/gssgfbull.181.2.75

Cheng Y., Andersen O.B., 2011. Multimission empirical ocean tide modeling for shallow waters and polar seas. *Journal of Geophysical Research*, 116 (C11): , doi: 10.1029/2011JC007172

Church J.A., White N.J., 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33 (1): n/a–n/a, doi: 10.1029/2005GL024826

Clarke M.L., Rendell H.M., 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review. *Quaternary International*, 195 (1): 31-41, doi: 10.1016/j.quaint.2008.02.007

Clemmensen L.B., Murray A.S., Bech J.-H., Clausen A., 2001. Large-scale aeolian sand movement on the west coast of Jutland, Denmark in late Subboreal to early Subatlantic time—a record of climate change or cultural impact? *GFF*, 123 (4): 193-203, doi: 10.1080/11035890101234193

Clouet H., 2012. Mission Bourgneuf-2012 : Traitements et analyses des données acquises avec la V/O Haliotis au large de l'île de Noirmoutier. mémoire de master, Université de Nantes, Nantes, 64 p.

Clouzot E., 1913. Les modifications littorales de l'île de Noirmoutier. *La Géographie* (27): 1-32

Coco G., Senechal N., Rejas A., Bryan K.R., Capo S., Parisot J.P., Brown J.A., MacMahan J.H.M., 2014. Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology*, 204493-501, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.08.028

Cohn N., Ruggiero P., Vries S. de, Kaminsky G.M., 2018. New insights on coastal foredune growth: the relative contributions of marine and aeolian processes. *Geophysical Research Letters*, 0 (ja): , doi: 10.1029/2018GL077836

Combette A., 2012. Acquisition, traitement et interprétation des données SONAR. Mission Haliotis-2012, île de Noirmoutier. mémoire de master, Université de Nantes, Nantes, 50 p.

Cook K.L., 2017. An evaluation of the effectiveness of low-cost UAVs and structure from motion for geomorphic change detection. *Geomorphology*, 278195-208, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.11.009

Cooper N.J., Leggett D.J., Lowe J.P., 2000. Beach-Profile Measurement, Theory and Analysis: Practical Guidance and Applied Case Studies. *Water and Environment Journal*, 14 (2): 79-88, doi: 10.1111/j.1747-6593.2000.tb00231.x

Coquet M., 2013. L'évolution historique du Passage du Gois du 18ème siècle à nos jours. mémoire de master, Université de Nantes, Nantes, 78 p.

Coquet M., Maanan M., Botrel J., 2014. L'évolution historique du Passage du Gois du 18 ème siècle à nos jours. *Les Cahiers Nantais, spécial « zones humides »* (2014-2): 8

Coquin J., 2011. Définitions des enjeux socio-économiques pour l'Observatoire du Littoral des Pays-de-Monts. mémoire de master, Université de Nantes, Nantes, 143 p.

Costas S., Ferreira Ó., Plomaritis T.A., Leorri E., 2016. Coastal barrier stratigraphy for Holocene high-resolution sea-level reconstruction. *Scientific Reports*, 638726, doi: 10.1038/srep38726

Cousin A., 2011. Propositions pour une stratégie nationale de gestion du trait de côte, du recul stratégique et de la défense contre la mer, partagée entre l'État et les collectivités territoriales. *Le Grenelle de la Mer*

Cowell P.J., Thom B.G., 1995. Morphodynamics of coastal evolution. In: *Coastal Evolution*. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS

Crapoulet A., Héquette A., Levoy F., Bretel P., 2016. Using LiDAR Topographic Data for Identifying Coastal Areas of Northern France Vulnerable to Sea-Level Rise. *Journal of Coastal Research*1067-1071, doi: 10.2112/SI75-214.1

Crapoulet A., Héquette A., Marin D., Levoy F., Bretel P., 2017. Variations in the response of the dune coast of northern France to major storms as a function of available beach sediment volume. *Earth Surf. Process. Landforms*n/a-n/a, doi: 10.1002/esp.4098

Creach A., Pardo S., Guillotreau P., Mercier D., 2015. The use of a micro-scale index to identify potential death risk areas due to coastal flood surges: lessons from Storm Xynthia on the French Atlantic coast. *Natural Hazards*, 77 (3): 1679-1710, doi: 10.1007/s11069-015-1669-y

CREOCEAN, 2011. Etude du fonctionnement hydro-sédimentaire et solutions de stabilisation du chenal de Fromentine - Rapport de la phase 2 : Analyse du fonctionnement hydro-sédimentaire du système - Conseil Général de Vendée (No. 1-10253-I). La Rochelle. 77 p.

Crowell M., Leatherman S.P., Buckley M.K., 1991. Historical Shoreline Change: Error Analysis and Mapping Accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7 (3): 839-852, doi: 10.2307/4297899

Davies J.L., 1974. The coastal sediment compartment. *Australian Geographical Studies*, 12 (2): 139-151, doi: 10.1111/j.1467-8470.1974.tb00270.x

Davis R.A., FitzGerald D.M., 2004. Beaches and coasts. Nachdr. Blackwell Publ, Malden, Mass., 419 p.

de Vries S., Southgate H.N., Kanning W., Ranasinghe R., 2012. Dune behavior and aeolian transport on decadal timescales. *Coastal Engineering*, 6741-53, doi: 10.1016/j.coastaleng.2012.04.002

Dean R.G., 1991. Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications. *Journal of Coastal Research*, 7 (1):

Debret M., Bout-Roumazeilles V., Grousset F., Desmet M., McManus J.F., Massei N., Sebag D., Petit J.-R., Copard Y., Trentesaux A., 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Clim. Past*, 3 (4): 569-575, doi: 10.5194/cp-3-569-2007

Defeo O., McLachlan A., Schoeman D.S., Schlacher T.A., Dugan J., Jones A., Lastra M., Scapini F., 2009. Threats to sandy beach ecosystems: A review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 81 (1): 1-12, doi: 10.1016/j.ecss.2008.09.022

DHI, 2017a. MIKE 21 & MIKE 3 Flow Model FM. Hydrodynamic and Transport Module (No. Scientific Documentation). DHI Water & Environment, Inc, Horsholme, Denmark. 64 p.

DHI, 2017b. MIKE 21 Spectral Wave Module (No. Scientific Documentation). DHI Water & Environment, Inc, Horsholme, Denmark. 56 p.

DHI, 2017c. MIKE 21 Sand Transport Module (No. Scientific Documentation). DHI Water & Environment, Inc, Horsholme, Denmark. 83 p.

DHI, GEOS, 2008. Étude de connaissance des phénomènes d'érosion sur le littoral vendéen – DDTM85 (Rapport final). Nantes. 356 p.

Dobrynin M., Murawsky J., Yang S., 2012. Evolution of the global wind wave climate in CMIP5 experiments. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (18): L18606, doi: 10.1029/2012GL052843

DoDet G., 2013. Morphodynamic modelling of a wave-dominated tidal inlet : the Albufeira lagoon. PhD thesis, La Rochelle. 207 p.

DoDet G., Bertin X., Bruneau N., Fortunato A.B., Nahon A., Roland A., 2013. Wave-current interactions in a wave-dominated tidal inlet. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118 (3): 1587-1605, doi: 10.1002/jgrc.20146

DoDet G., Bertin X., Taborda R., 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling*, 31 (3-4): 120-131, doi: 10.1016/j.ocemod.2009.10.010

Dolan R., Davis R.E., 1992. An Intensity Scale for Atlantic Coast Northeast Storms. *Journal of Coastal Research*, 8 (4): 840-853

Dolan R., Fenster M.S., Holme S.J., 1991. Temporal Analysis of Shoreline Recession and Accretion. *Journal of Coastal Research*, 7 (3): 723-744

Donat M.G., Renggli D., Wild S., Alexander L.V., Leckebusch G.C., Ulbrich U., 2011. Reanalysis suggests long-term upward trends in European storminess since 1871. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (14): L14703, doi: 10.1029/2011GL047995

Dronkers J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20 (2): 117-131, doi: 10.1016/0077-7579(86)90036-0

Durand-Dastès F., 2001. Le temps, la géographie et ses modèles. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 40 (1): 5-13

Dussauze M., Sanchez M., Barillé L., Hitier B., Oger-Jeanerret H., Robin M., 2009. Modélisation de la turbidité en Baie de Bourgneuf (France). In: *Modélisation de la turbidité en Baie de Bourgneuf (France)* (Ed. Paralia). Hammamet, Tunisia, <http://www.paralia.fr>

Elko N., Guy K., Stockdon H., Morgan K., 2002. Barrier island elevations relevant to potential storm impacts: 1. Techniques (No. USGS Open File Report 02-287)

Elwany M.H.S., Flick R.E., Aijaz S., 1998. Opening and Closure of a Marginal Southern California Lagoon Inlet. *Estuaries*, 21 (2): 246-254, doi: 10.2307/1352472

Esteves L.S., Brown J.M., Williams J.J., Lymbery G., 2012. Quantifying thresholds for significant dune erosion along the Sefton Coast, Northwest England. *Geomorphology*, 143–144:52-61, doi: 10.1016/j.geomorph.2011.02.029

Evans G., 2008. Man's Impact on the Coastline. *Journal of Iberian Geology*, 34 (2): 167-190, doi: 10.5209/JIGE.33886

Evans O.F., 1942. The Origin of Spits, Bars, and Related Structures. *The Journal of Geology*, 50 (7): 846-865, doi: 10.1086/625087

Fairbanks R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342 (6250): 637

Fattal P., Robin M., Paillart M., Maanan M., Mercier D., Lamberts C., Costa S., 2010. Effets des tempêtes sur une plage aménagée et à forte protection côtière : la plage des Éloux (côte de Noirmoutier, Vendée, France). *Norois*, n° 215 (2): 101-114

Feser F., Barcikowska M., Krueger O., Schenk F., Weisse R., Xia L., 2015. Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe—A review. *Q.J.R. Meteorol. Soc*, 141 (687): 350-382, doi: 10.1002/qj.2364

Firth L.B., Thompson R.C., Bohn K., Abbiati M., Airolidi L., Bouma T.J., Bozzeda F., Ceccherelli V.U., Colangelo M.A., Evans A., Ferrario F., Hanley M.E., Hinz H., Hoggart S.P.G., Jackson J.E., Moore P., Morgan E.H., Perkol-Finkel S., Skov M.W., Strain E.M., van Belzen J., Hawkins S.J., 2014. Between a rock and a hard place: Environmental and engineering considerations when designing coastal defence structures. *Coastal Engineering*, 87122-135, doi: 10.1016/j.coastaleng.2013.10.015

FitzGerald D.M., 2015. Geologic controls on tidal inlets. *Shore & Beach*, 83 (N. 3): 59-64

FitzGerald D.M., Fenster M.S., Argow B.A., Buynevich I.V., 2008. Coastal Impacts Due to Sea-Level Rise. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36 (1): 601-647, doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140139

FitzGerald D.M., Kraus N.C., Hands E.B., 2000. Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets. Engineer Research and Development center Vicksburg MS Coastal and Hydraulics Lab.

FitzGerald D.M., Nummedal D., Kana T.W., 1976. Sand Circulation pattern at Price inlet, South Carolina. *Coastal Engineering Proceedings*, 1 (15): , doi: 10.9753/icce.v15.%p

Fortunato A.B., Nahon A., *DoDet* G., Rita Pires A., Conceição Freitas M., Bruneau N., Azevedo A., Bertin X., Benevides P., Andrade C., Oliveira A., 2014. Morphological evolution of an ephemeral tidal inlet from opening to closure: The Albufeira inlet, Portugal. *Continental Shelf Research*, 7349-63, doi: 10.1016/j.csr.2013.11.005

Fox W.T., Davis R.A., 1978. Seasonal variation in beach erosion and sedimentation on the Oregon coast. *GSA Bulletin*, 89 (10): 1541-1549, doi: 10.1130/0016-7606(1978)89<1541:SVIBE A>2.0.CO;2

Friedrichs C.T., Aubrey D.G., 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27 (5): 521-545, doi: 10.1016/0272-7714(88)90082-0

Gao Y., 2009. Algorithms And Software Tools For Extracting Coastal Morphological Information From Airborne LiDAR Data. M.Sc. thesis, Texas A&M University

Gonçalves J.A., Henriques R., 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 104101-111, doi: 10.1016/j.isprsjprs.2015.02.009

Goring D.G., Nikora V.I., 2002. Despiking Acoustic Doppler Velocimeter Data. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128 (1): 117-126, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:1(117)

Goslin J., Van Vliet Lanoë B., Spada G., Bradley S., Tarasov L., Neill S., Suanez S., 2015. A new Holocene relative sea-level curve for western Brittany (France): Insights on isostatic dynamics along the Atlantic coasts of north-western Europe. *Quaternary Science Reviews*, 129 (Supplement C): 341-365, doi: 10.1016/j.quascirev.2015.10.029

Gouleau D., 1968. Etude hydrologique et sédimentologique de la Baie de Bourgneuf. PhD thesis, Université de Caen, Caen, 1 vol. (185 f.-4 feuillets de planche) p.

Gruet Y., 1982. Recherches sur l'écologie des « récifs » d'Hermelles édifiés par l'Annelide Polychete *Sabellaria Alveolata*. Université de Nantes, Nantes, 234 p.

Gruet Y., Bernier P., Meon H., Margerel J.-P., 1992. Une vasière intertidale du subboréal en l'île de Noirmoutier (Vendée, France). Approche biosédimentologique des variations holocènes du niveau marin. *Quaternaire*, 3 (1): 23-30, doi: 10.3406/quate.1992.1969

Hall J.W., Sayers P.B., Walkden M.J.A., Panzeri M., 2006. Impacts of climate change on coastal flood risk in England and Wales: 2030-2100. *Philos Trans A Math Phys Eng Sci*, 364 (1841): 1027-1049, doi: 10.1098/rsta.2006.1752

Hamm L., Capobianco M., Dette H.H., Lechuga A., Spanhoff R., Stive M.J.F., 2002. A summary of European experience with shore nourishment. *Coastal Engineering*, 47 (2): 237-264, doi: 10.1016/S0378-3839(02)00127-8

Hansen J.E., Elias E., Barnard P.L., 2013. Changes in surfzone morphodynamics driven by multi-decadal contraction of a large ebb-tidal delta. *Marine Geology*, 345221-234, doi: 10.1016/j.margeo.2013.07.005

Hanson H., Brampton A., Capobianco M., Dette H.H., Hamm L., Lastrup C., Lechuga A., Spanhoff R., 2002. Beach nourishment projects, practices, and objectives—a European overview. *Coastal Engineering*, 47 (2): 81-111, doi: 10.1016/S0378-3839(02)00122-9

Hanson S., Nicholls R., Ranger N., Hallegatte S., Corfee-Morlot J., Herweijer C., Chateau J., 2011. A global ranking of port cities with high exposure to climate extremes. *Climatic Change*, 104 (1): 89-111, doi: 10.1007/s10584-010-9977-4

Hardin E., Kurum M.O., Mitasova H., Overton M.F., 2012. Least Cost Path Extraction of Topographic Features for Storm Impact Scale Mapping. *Journal of Coastal Research*, 28 (4): 970-978, doi: 10.2112/JCOASTRES-D-11-00126.1

Harley M.D., Turner I.L., Short A.D., 2015. New insights into embayed beach rotation: The importance of wave exposure and cross-shore processes. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 120 (8): 2014JF003390, doi: 10.1002/2014JF003390

Hayes M.O., 1979. Barrier Island Morphology as a Function of Tidal and Wave Regime. Barrier islands: from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico 1-27

Hayes M.O., 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*, 26 (1–3): 139-156, doi: 10.1016/0037-0738(80)90009-3

Hayes M.O., FitzGerald D.M., 2013. Origin, Evolution, and Classification of Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research* 14-33, doi: 10.2112/SI_69_3

Héquette A., Ruz M.-H., 1991. Spit and Barrier Island Migration in the Southeastern Canadian Beaufort Sea. *Journal of Coastal Research*, 7 (3): 677-698

Hesp P., 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48 (1–3): 245-268, doi: 10.1016/S0169-555X(02)00184-8

Hesp P.A., 1984. The Formation of sand 'beach ridges' and foredunes. *ResearchGate*, 15 (9-10): 289-291

Hesp P.A., Dillenburg S.R., Barboza E.G., Tomazelli L.J., Ayup-Zouain R.N., Esteves L.S., Gruber N.L.S., Toldo-Jr. E.E., Tabajara L.L.C. de A., Clerot L.C.P., 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77 (3): 493-508, doi: 10.1590/S0001-37652005000300010

Hinwood J.B., McLean E.J., 2018. Tidal inlets and estuaries: Comparison of Bruun, Escoffier, O'Brien and attractors. *Coastal Engineering*, 13392-105, doi: 10.1016/j.coastaleng.2017.12.008

Hoefel F., Elgar S., 2003. Wave-Induced Sediment Transport and Sandbar Migration. *Science*, 299 (5614): 1885-1887, doi: 10.1126/science.1081448

Hofstede J.L.A., 1999. Process-response analysis for Hörnum tidal inlet in the German sector of the Wadden Sea. *Quaternary International*, 60 (1): 107-117, doi: 10.1016/S1040-6182(99)00010-5

Houser C., 2009. Synchronization of transport and supply in beach-dune interaction. *Progress in Physical Geography*, 33 (6): 733-746, doi: 10.1177/0309133309350120

Houser C., Hapke C., Hamilton S., 2008. Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, 100 (3–4): 223-240, doi: 10.1016/j.geomorph.2007.12.007

Houser C., Wernette P., Rentschlar E., Jones H., Hammond B., Trimble S., 2015. Post-storm beach and dune recovery: Implications for barrier island resilience. *Geomorphology*, 23454-63, doi: 10.1016/j.geomorph.2014.12.044

Hubbard D.K., Oertel G., Nummedal D., 1979. The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry; examples from North Carolina, South Carolina, and Georgia. *Journal of Sedimentary Research*, 49 (4): 1073-1091, doi: 10.1306/212F78B5-2B24-11D7-8648000102C1865D

Hugenholtz C.H., Barchyn T.E., 2010. Spatial analysis of sand dunes with a new global topographic dataset: new approaches and opportunities. *Earth Surf. Process. Landforms*, 35 (8): 986-992, doi: 10.1002/esp.2013

Hugenholtz C.H., Levin N., Barchyn T.E., Baddock M.C., 2012. Remote sensing and spatial analysis of aeolian sand dunes: A review and outlook. *Earth-Science Reviews*, 111 (3): 319-334, doi: 10.1016/j.earscirev.2011.11.006

Idier D., Castelle B., Charles E., Mallet C., 2013a. Longshore sediment flux hindcast: spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France. *Journal of Coastal Research* 1785-1790, doi: 10.2112/SI65-302.1

Idier D., Castelle B., Poumadre M., Balouin Y., Bertoldo R.B., Bouchette F., Boulahya F., Brivois O., Calvete D., Capo S., Certain R., Charles E., Chateauminois E., Delvalle E., Falqus A., Fattal P., Garcin M., Garnier R., Hquette A., Larroud P., Lecacheux S., Cozannet G.L., Maanan M., Mallet C., Maspataud A., Oliveros C., Paillart M., Parisot J., Pedreros R., Robin N., Robin M., Romieu E., Ruz M., Thibot J., Vinchon C., 2013b. Vulnerability of sandy coasts to climate variability. *Clim Res*, 57 (1): 19-44, doi: 10.3354/cr01153

Intergovernmental Panel on Climate Change (Ed.), 2014. *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 1535 p.

IPCC, 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Geneva, Switzerland

James L.A., Hodgson M.E., Ghoshal S., Latiolais M.M., 2012. Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: The temporal dimension of geospatial analysis. *Geomorphology*, 137 (1): 181-198, doi: 10.1016/j.geomorph.2010.10.039

Johnson H.K., Kofoed-Hansen H., 2000. Influence of Bottom Friction on Sea Surface Roughness and Its Impact on Shallow Water Wind Wave Modeling. *J. Phys. Oceanogr.*, 30 (7): 1743-1756, doi: 10.1175/1520-0485(2000)030<1743:IOBFOS>2.0.CO;2

Juigner M., 2012. *Méthodologie pour l'analyse diachronique du trait de côte de l'Observatoire du Littoral des Pays de Monts (Vendée)*. mémoire de master, Université de Nantes, Nantes, 102 p.

Juigner M., 2017. *La géomatique au service de l'observation du trait de côte - Contribution à l'étude des aléas côtiers sur les littoraux dunaires de la région Pays de la Loire (France)*. PhD thesis, Université de Nantes, Nantes, 232 p.

Juigner M., Robin M., Debaine F., Hélen F., 2017. A generic index to assess the building exposure to shoreline retreat using box segmentation: Case study of the Pays de la Loire sandy coast (west of France). *Ocean & Coastal Management*, 14840-52, doi: 10.1016/j.ocecoaman.2017.07.014

Juigner M., Robin M., Paul F., Maanan M., Debaine F., Le Guern C., Gouguet L., Baudouin V., 2012. Cinématique d'un trait de côte sableux en Vendée entre 1920 et 2010. Méthode et analyse. *Dynamiques Environnementales, Méthode et analyse* (30): 29-39

Kandrot S., Farrell E., Devoy R., 2016. The morphological response of foredunes at a breached barrier system to winter 2013/2014 storms on the southwest coast of Ireland. *Earth Surf. Process. Landforms*, 41 (14): 2123-2136, doi: 10.1002/esp.4003

Kang J.W., Jun K.S., 2003. Flood and ebb dominance in estuaries in Korea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56 (1): 187-196, doi: 10.1016/S0272-7714(02)00156-7

Kjerfve B., 1986. Comparative oceanography of coastal lagoons. In: *Estuarine Variability* (Ed. Wolfe D.A.). ACADEMIC PRESS, 63-81

Komar P.D., Inman D.L., 1970. Longshore sand transport on beaches. *J. Geophys. Res.*, 75 (30): 5914-5927, doi: 10.1029/JC075i030p05914

Krabill W.B., Wright C.W., Swift R.N., Frederick E.B., Manizade S.S., Yungel J.K., Martin C.F., Sonntag J.G., Duffy M., Hulslander W., Brock J.C., 2000. Airborne laser mapping of Assateague National Seashore Beach. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 66 (1): 6571

Kraus N.C., 2009. Engineering of tidal inlets and morphologic consequences (Chapter 31). In: *Handbook of Coastal Engineering*. 867-900

Kummu M., Moel H. de, Salvucci G., Viviroli D., Ward P.J., Varis O., 2016. Over the hills and further away from coast: global geospatial patterns of human and environment over the 20th–21st centuries. *Environ. Res. Lett.*, 11 (3): 034010, doi: 10.1088/1748-9326/11/3/034010

Lafon V., Froidefond J.M., Lahet F., Castaing P., 2002. SPOT shallow water bathymetry of a moderately turbid tidal inlet based on field measurements. *Remote Sensing of Environment*, 81 (1): 136-148, doi: 10.1016/S0034-4257(01)00340-6

Lakhan V.C., Trenhaile A.S. (Eds.), 1989. *Applications in coastal modeling*. Elsevier, Amsterdam, 387 p. (Coll. Elsevier oceanography series)

Lambeck K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129 (1): 1-22, doi: 10.1016/S0031-0182(96)00061-2

Lane S.N., Westaway R.M., Murray Hicks D., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surf. Process. Landforms*, 28 (3): 249-271, doi: 10.1002/esp.483

Lankford R.R., 1977. Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification. In: *Estuarine Processes* (Ed. Wiley M.). ACADEMIC PRESS, 182-215

Le Cann B., 1990. Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf: observations, numerical modelling and physical interpretation. *Continental Shelf Research*, 10 (8): 723-758, doi: 10.1016/0278-4343(90)90008-A

Le Corre C., Auvray B., Balleve M., Robardet M., 1991. Le Massif Armoricaïn. *Sciences Géologiques - Bulletin*, 44 (1-2): 31-103

Le Mauff B., Juigner M., Ba A., Robin M., Launeau P., Fattal P., 2018. Coastal monitoring solutions of the geomorphological response of beach-dune systems using multi-temporal LiDAR datasets (Vendée coast, France). *Geomorphology*, 304121-140, doi: 10.1016/j.geomorph.2017.12.037

Le Mauff B., Waeles B., 2016. Analyse des mécanismes d'érosion le long du Passage du Gois, Vendée. XIVèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil. EDITIONS PARALIA, Toulon, 239-248

Leatherman S.P., 2003. Shoreline Change Mapping and Management Along the U.S. East Coast. *Journal of Coastal Research* 5-13

Lee G., Nicholls R.J., Birkemeier W.A., 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991. *Marine Geology*, 148 (3–4): 163-177, doi: 10.1016/S0025-3227(98)00010-3

Leorri E., Cearreta A., Milne G., 2012. Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 42 (Supplement C): 59-73, doi: 10.1016/j.quascirev.2012.03.014

Libaud J.B., 2004. Evolution morphologique séculaire du Goulet de Fromentine. mémoire de master, Université de La Rochelle, La Rochelle, 8 p.

Lincoln J.M., Fitzgerald D.M., 1988. Tidal distortions and flood dominance at five small tidal inlets in southern Maine. *Marine Geology*, 82 (3): 133-148, doi: 10.1016/0025-3227(88)90137-5

Liu P.L.-F., Dalrymple R.A., 1978. Bottom frictional stresses and longshore currents due to waves with large angles of incidence. *Journal of Marine Research*, 2 (36): 357-375

Liu X., Zhang Z., 2008. LiDAR data reduction for efficient and high quality DEM generation. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37173-178

Longuet-Higgins M.S., 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 1. *J. Geophys. Res.*, 75 (33): 6778-6789, doi: 10.1029/JC075i033p06778

Lozano I., Devoy R.J.N., May W., Andersen U., 2004. Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology*, 210 (1–4): 205-225, doi: 10.1016/j.margeo.2004.05.026

Lyard F., Lefevre F., Letellier T., Francis O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56 (5-6): 394-415, doi: 10.1007/s10236-006-0086-x

MacQueen J., 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. *Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability, Volume 1: Statistics*. THE REGENTS OF THE UNIVERSITY OF CALIFORNIA

Mancini F., Dubbini M., Gattelli M., Stecchi F., Fabbri S., Gabbianelli G., 2013. Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments. *Remote Sensing*, 5 (12): 6880-6898, doi: 10.3390/rs5126880

Martin H., 1985. *Extraordinaire histoire du Passage du Gois*. Gaultier, Chantonay, 365 p.

Masselink G., Castelle B., Scott T., *DoDet* G., Suanes S., Jackson D., Floch F., 2016a. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 43 (5): 2015GL067492, doi: 10.1002/2015GL067492

Masselink G., Gehrels R. (Eds.), 2014. *Coastal environments and global change*. Wiley, Chichester, 438 p.

Masselink G., Scott T., Poate T., Russell P., Davidson M., Conley D., 2016b. The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surf. Process. Landforms*, 41 (3): 378-391, doi: 10.1002/esp.3836

Meur-Férec C., 2006. *De la dynamique naturelle à la gestion intégrée de l'espace littoral : un itinéraire de géographe*. HDR, Université de Nantes, Nantes, 247 p.

Mitasova H., Hardin E., Starek M.J., Harmon R.S., Overton M., 2011. Landscape dynamics from LiDAR data time series. *Geomorphometry*3-6

Moore L.J., Ruggiero P., List J.H., 2006. Comparing mean high water and high water line shorelines: Should proxy-datum offsets be incorporated into shoreline change analysis? *Journal of Coastal Research*, 22 (4): 12, doi: 10.2112/04-0401.1

Morton R.A., Donaldson A.C., 1973. Sediment distribution and evolution of tidal deltas along a tide-dominated shoreline, Wachapreague, Virginia. *Sedimentary Geology*, 10 (4): 285-299, doi: 10.1016/0037-0738(73)90053-5

Morzadec-Kerfourn M.-T., 1995. Coastline Changes in the Armorican Massif (France) During the Holocene. *Journal of Coastal Research*197-203

Nahon A., Bertin X., Fortunato A.B., Oliveira A., 2012. Process-based 2DH morphodynamic modeling of tidal inlets: A comparison with empirical classifications and theories. *Marine Geology*, 291–2941-11, doi: 10.1016/j.margeo.2011.10.001

Nerem R.S., Beckley B.D., Fasullo J.T., Hamlington B.D., Masters D., Mitchum G.T., 2018. Climate-change–driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *PNAS*201717312, doi: 10.1073/pnas.1717312115

Nicholls R., Wong P., Burkett V., Codignotto J., Hay J., McLean R., Ragoonaden S., Woodroffe C., Abuodha P., Arblaster J., Brown B., Forbes D., Hall J., Kovats S., Lowe J., McInnes K., Moser S., Rupp-Armstrong S., Saito Y., 2007. Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC

Nicholls R.J., Birkemeier W.A., Lee G., 1998. Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Marine Geology*, 148 (3): 179-201, doi: 10.1016/S0025-3227(98)00011-5

Nichols M., Allen G.P., 1981. Sedimentary processes in coastal lagoons. In: *Proceedings of Coastal Lagoon Research, Present and Future*, UNESCO Technical Papers in Marine Science. Beaufort, NC, (Coll. UNESCO Technical Papers in Marine Science), 27-80

Nicolle A., 2006. Modélisation des marées et des surcotes dans les Pertuis Charentais. phdthesis, Université de La Rochelle

Nordstrom K.F., 1994. Beaches and dunes of human-altered coasts. *Progress in Physical Geography*, 18 (4): 497-516, doi: 10.1177/030913339401800402

Nordstrom K.F., 2000. *Beaches and dunes of developed coasts*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 338 p.

Nordstrom K.F., 2014. Living with shore protection structures: A review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 150, Part A11-23, doi: 10.1016/j.ecss.2013.11.003

O'Brien M.P., 1969. Equilibrium Flow Areas of Inlets on Sandy Coasts. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 95 (1): 43-52

Oost A.P., Hoekstra P., Wiersma A., Flemming B., Lammerts E.J., Pejrup M., Hofstede J., van der Valk B., Kiden P., Bartholdy J., van der Berg M.W., Vos P.C., de Vries S., Wang Z.B., 2012. Barrier island management: Lessons from the past and directions for the future. *Ocean & Coastal Management*, 68 (Supplement C): 18-38, doi: 10.1016/j.ocecoaman.2012.07.010

Orford J.D., Wilson P., Wintle A.G., Knight J., Braley S., 2000. Holocene coastal dune initiation in Northumberland and Norfolk, eastern UK: climate and sea-level changes as possible forcing agents for dune initiation. *Geological Society, London, Special Publications*, 166 (1): 197-217, doi: 10.1144/GSL.SP.2000.166.01.11

- Pacheco A., Horta J., Loureiro C., Ferreira Ó., 2015. Retrieval of nearshore bathymetry from Landsat 8 images: A tool for coastal monitoring in shallow waters. *Remote Sensing of Environment*, 159102-116, doi: 10.1016/j.rse.2014.12.004
- Paillart M., 1998. Dynamique morpho-sédimentaire autour du Goulet de Fromentine 1. mémoire de master, [s.n.], Nantes, 72-[4] f. p.
- Palaseanu-Lovejoy M., Danielson J., Thatcher C., Foxgrover A., Barnard P., Brock J., Young A., 2016. Automatic Delineation of Seacliff Limits using Lidar-derived High-resolution DEMs in Southern California. *Journal of Coastal Research* 162-173, doi: 10.2112/SI76-014
- Papy L., 1941. La côte atlantique de la Loire à la Gironde 1 Les aspects naturels introduction à une étude de géographie humaine. Delmas, Bordeaux, 302 p p. (Coll. Publications de l'université de Bordeaux)
- Paskoff R., 2010. Les littoraux: Impact des aménagements sur leur évolution. Armand Colin, Paris, 264 p.
- Pawlowicz R., Beardsley B., Lentz S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in *Matlab* using T_TIDE. *Computers & Geosciences*, 28 (8): 929-937, doi: 10.1016/S0098-3004(02)00013-4
- Pilkey O.H., Cooper J.A.G., 2004. Society and Sea Level Rise. *Science*, 303 (5665): 1781-1782, doi: 10.1126/science.1093515
- Pilkey O.H., Wright H.L., 1988. Seawalls Versus Beaches. *Journal of Coastal Research* 41-64
- Pineau-Guillou L., Lathuiliere C., Magne R., Louazel S., Corman D., Perherin C., 2012. Sea levels analysis and surge modelling during storm Xynthia. *European Journal of Environmental and Civil Engineering*, 16 (8): 943-952, doi: 10.1080/19648189.2012.676424
- Pinot J.-P., 1980. Le marais de Monts. *Les Cahiers Nantais* (18): 7-17
- Pirazzoli P.A., 1998. Sea-Level Changes: the last 20 000 years. Wiley, Cambridge, USA, 211 p. (Coll. Coastal Morphology and Research)
- Poirier C., Tessier B., Chaumillon E., 2017a. Climate control on late Holocene high-energy sedimentation along coasts of the northeastern Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485784-797, doi: 10.1016/j.palaeo.2017.07.037
- Poirier C., Tessier B., Chaumillon É., Bertin X., Fruergaard M., Mouazé D., Noël S., Weill P., Wöpelmann G., 2017b. Decadal changes in North Atlantic atmospheric circulation patterns recorded by sand spits since 1800 CE. *Geomorphology*, 2811-12, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.12.028
- Pontee N.I., Tastet J.-P., Masse L., 1998. Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France. *Oceanologica Acta*, 21 (2): 243-261, doi: 10.1016/S0399-1784(98)80012-1

Posamentier H.W., Allen G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. Society for Sedimentary Geology, Tulsa,

Pranzini E., 2018. Shore protection in Italy: From hard to soft engineering ... and back. *Ocean & Coastal Management*, 15643-57, doi: 10.1016/j.ocecoaman.2017.04.018

Priestas A.M., Fagherazzi S., 2010. Morphological barrier island changes and recovery of dunes after Hurricane Dennis, St. George Island, Florida. *Geomorphology*, 114 (4): 614-626, doi: 10.1016/j.geomorph.2009.09.022

Pugh D.T., 1996. Tides, surges and mean sea-level (reprinted with corrections). John Wiley & Sons Ltd, 486 p.

Pye K., Blott S.J., 2016. Assessment of beach and dune erosion and accretion using LiDAR: Impact of the stormy 2013–14 winter and longer term trends on the Sefton Coast, UK. *Geomorphology*, 266146-167, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.05.011

Ranasinghe R., Larson M., Savioli J., 2010. Shoreline response to a single shore-parallel submerged breakwater. *Coastal Engineering*, 57 (11): 1006-1017, doi: 10.1016/j.coastaleng.2010.06.002

Ranasinghe R., McLoughlin R., Short A., Symonds G., 2004. The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation. *Marine Geology*, 204 (3–4): 273-287, doi: 10.1016/S0025-3227(04)00002-7

Ranasinghe R., Pattiaratchi C., 1998. Flushing Characteristics of a Seasonally-Open Tidal Inlet: A Numerical Study. *Journal of Coastal Research*, 14 (4): 1405-1421

Ranasinghe R., Pattiaratchi C., Masselink G., 1999. A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. *Coastal Engineering*, 37 (1): 1-36, doi: 10.1016/S0378-3839(99)00008-3

Ranasinghe R., Stive M.J.F., 2009. Rising seas and retreating coastlines. *Climatic Change*, 97 (3-4): 465, doi: 10.1007/s10584-009-9593-3

Reynaud M., 2014. Mission BOURGNEUF-2013 : Traitement et analyse des données acquises avec la V/O Haliotis au large de l'île de Noirmoutier. mémoire de master, Université de Bretagne occidentale, Brest, 69 p.

Ridderinkhof W., Hoekstra P., van der Vegt M., de Swart H.E., 2016. Cyclic behavior of sandy shoals on the ebb-tidal deltas of the Wadden Sea. *Continental Shelf Research*, 11514-26, doi: 10.1016/j.csr.2015.12.014

Rivière G., Arbogast P., Lapeyre G., Maynard K., 2012. A potential vorticity perspective on the motion of a mid-latitude winter storm. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (12): L12808, doi: 10.1029/2012GL052440

Robertson W., Zhang K., Whitman D., 2007. Hurricane-induced beach change derived from airborne laser measurements near Panama City, Florida. *Marine Geology*, 237 (3–4): 191-205, doi: 10.1016/j.margeo.2006.11.003

Robin M., 1990. Télédétection et physiographie de l'estran méridional de la Baie de Bourgneuf. *Les Cahiers Nantais* (35-36): 133-152

Rosati J.D., 2005. Concepts in Sediment Budgets. *Journal of Coastal Research* 307-322, doi: 10.2112/02-475A.1

Ruggiero P., Kaminsky G.M., Gelfenbaum G., 2003. Linking Proxy-Based and Datum-Based Shorelines on a High-Energy Coastline: Implications for Shoreline Change Analyses. *Journal of Coastal Research*, SI 3857-82

Ruggiero P., Komar P.D., McDougal W.G., Marra J.J., Beach R.A., 2013. Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Properties Backing Beaches. *Journal of Coastal Research*, 17 (2):

Russell P.E., 1993. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research*, 13 (11): 1243-1265, doi: 10.1016/0278-4343(93)90051-X

Rutzinger M., Höfle B., Kringer K., 2012. Accuracy of automatically extracted geomorphological breaklines from airborne LiDAR curvature images. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94 (1): 33-42, doi: 10.1111/j.1468-0459.2012.00453.x

Ruz M.-H., Meur-Ferec C., 2004. Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France. *Geomorphology*, 60 (1–2): 73-87, doi: 10.1016/j.geomorph.2003.07.011

Sabatier P., Dezileau L., Colin C., Briquieu L., Bouchette F., Martinez P., Siani G., Raynal O., Von Grafenstein U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research*, 77 (1): 1-11, doi: 10.1016/j.yqres.2011.09.002

Sallenger A.H. Jr., Krabill W.B., Swift R.N., Brock J., List J., Hansen M., Holman R.A., Manizade S., Sontag J., Meredith A., Morgan K., Yunkel J.K., Frederick E.B., Stockdon H., 2003. Evaluation of Airborne Topographic Lidar for Quantifying Beach Changes. *Journal of Coastal Research*, 19 (1): 125-133

Saye S.E., van der Wal D., Pye K., Blott S.J., 2005. Beach–dune morphological relationships and erosion/accretion: An investigation at five sites in England and Wales using LIDAR data. *Geomorphology*, 72 (1–4): 128-155, doi: 10.1016/j.geomorph.2005.05.007

Scott T., Masselink G., O'Hare T., Saulter A., Poate T., Russell P., Davidson M., Conley D., 2016. The extreme 2013/2014 winter storms: Beach recovery along the southwest coast of England. *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2016.10.011

Sedrati M., Anthony E.J., 2007. Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine Geology*, 244 (1): 209-229, doi: 10.1016/j.margeo.2007.07.002

Sheremet A., Staples T., Ardhuin F., Suanez S., Fichaut B., 2014. Observations of large infragravity wave runup at Banneg Island, France. *Geophys. Res. Lett.*, 41 (3): 976-982, doi: 10.1002/2013GL058880

SHOM, 2012. Guide du navigateur. volume 1: documentation et information nautiques. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest,

SHOM, 2014a. Références Altimétriques Maritimes (RAM). Ports de France métropolitaine et d'outre-mer. Cotes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest, 114 p.

SHOM, 2014b. Caractérisation de 7 événements de tempête de l'automne-hiver 2013-2014 à partir des données disponibles au SHOM (No. 001/2014). Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

Short A.D., 1991. Macro-Meso Tidal Beach Morphodynamics: An Overview. *Journal of Coastal Research*, 7 (2): 417-436

Shuttleworth B., Woitdt A., Paparella T., Herbig S., Walker D., 2005. The dynamic behaviour of a river-dominated tidal inlet, River Murray, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64 (4): 645-657, doi: 10.1016/j.ecss.2005.04.007

Small C., Nicholls R.J., 2003. A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *Journal of Coastal Research*, 19 (3): 584-599

Sornin J.-M., 1981. Influences des Installations Conchylicoles sur l'Hydrologie et sur la Morphologie des Fonds. *Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes*, 45 (2): 127-139

Sorrel P., Debret M., Billeaud I., Jaccard S.L., McManus J.F., Tessier B., 2012. Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geosci*, 5 (12): 892-896, doi: 10.1038/ngeo1619

Soulsby R., 1997. Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications. Thomas Telford, 280 p.

Sous D., Lambert A., Rey V., Michallet H., 2013. Swash-groundwater dynamics in a sandy beach laboratory experiment. *Coastal Engineering*, 80122-136, doi: 10.1016/j.coastaleng.2013.05.006

Speer P.E., Aubrey D.G., 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21 (2): 207-224, doi: 10.1016/0272-7714(85)90097-6

Splinter K.D., Turner I.L., Davidson M.A., Barnard P., Castle B., Oltman-Shay J., 2014. A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119 (9): 1936-1958, doi: 10.1002/2014JF003106

Stive M.J.F., Aarninkhof S.G.J., Hamm L., Hanson H., Larson M., Wijnberg K.M., Nicholls R.J., Capobianco M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*, 47 (2): 211-235, doi: 10.1016/S0378-3839(02)00126-6

Stive M.J.F., Reniers A.J.H.M., 2003. Sandbars in Motion. *Science*, 299 (5614): 1855-1856, doi: 10.1126/science.1082512

Stockdon H.F., Asbury H., Sallenger J., List J.H., Holman R.A., 2002. Estimation of Shoreline Position and Change using Airborne Topographic Lidar Data. *Journal of Coastal Research*, 18 (3):

Stockdon H.F., Doran K.S., Sallenger A.H., 2009. Extraction of Lidar-Based Dune-Crest Elevations for Use in Examining the Vulnerability of Beaches to Inundation During Hurricanes. *Journal of Coastal Research* 59-65, doi: 10.2112/SI53-007.1

Stockdon H.F., Holman R.A., 2000. Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105 (C9): 22015-22033, doi: 10.1029/1999JC000124

Suarez S., 2009. La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne. thesis, Université de Caen

Suarez S., Cariolet J.-M., Cancouët R., Arduin F., Delacourt C., 2012a. Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France). *Geomorphology*, 139–140:16-33, doi: 10.1016/j.geomorph.2011.10.014

Suarez S., Garcin M., Bulteau T., Rouan M., Lagadec L., David L., 2012b. Les observatoires du trait de côte en France métropolitaine et dans les DOM. *EchoGéo* (19): , doi: 10.4000/echo-geo.12942

Taylor J.R., 1997. An introduction to error analysis: the study of uncertainties in physical measurements. 2. ed. University Science Books, Sausalito, Calif, 327 p.

Ters M., 1961. La Vendée littorale étude de géomorphologie. [Rennes Paris, XVIII-579 p. p.

Ters M., Planchais N., Azema C., 1968. L'évolution de la basse vallée de la Loire, à l'aval de Nantes, à la fin du Würm et pendant la transgression flandrienne. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 5 (3): 217-246, doi: 10.3406/quate.1968.1087

Tessier B., Billeaud I., Sorrel P., Delsinne N., Lesueur P., 2012. Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: Sea-level fluctuations, bedrock morphology, sediment supply and climate changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Mi-

chel Bay, English Channel, NW France). *Sedimentary Geology*, 279 (Supplement C): 62-73, doi: 10.1016/j.sedgeo.2011.02.003

Thom B.G., Hall W., 1991. Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16 (2): 113-127, doi: 10.1002/esp.3290160203

Thomas C.G., Spearman J.R., Turnbull M.J., 2002. Historical morphological change in the Mersey Estuary. *Continental Shelf Research*, 22 (11): 1775-1794, doi: 10.1016/S0278-4343(02)00037-7

Thomas T., Phillips M.R., Williams A.T., Jenkins R.E., 2012. Rotation on two adjacent open coast macrotidal beaches. *Applied Geography*, 35 (1–2): 363-376, doi: 10.1016/j.apgeog.2012.08.010

Thornton E.B., Sallenger A., Sesto J.C., Egley L., McGee T., Parsons R., 2006. Sand mining impacts on long-term dune erosion in southern Monterey Bay. *Marine Geology*, 229 (1–2): 45-58, doi: 10.1016/j.margeo.2006.02.005

Toublanc F., Brenon I., Coulombier T., Le Moine O., 2015. Fortnightly tidal asymmetry inversions and perspectives on sediment dynamics in a macrotidal estuary (Charente, France). *Continental Shelf Research*, 9442-54, doi: 10.1016/j.csr.2014.12.009

Travers N., 1836. *Histoire civile, politique et religieuse de la ville et du comté de Nantes*. Forest, Nantes, France, 589 p.

Troudet L., 2013. *Modèle 3D de courants de Marée sur le littoral de la région des Pays de la Loire (Rapport d'étude)*. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

Turki I., Medina R., Coco G., Gonzalez M., 2013. An equilibrium model to predict shoreline rotation of pocket beaches. *Marine Geology*, 346220-232, doi: 10.1016/j.margeo.2013.08.002

Turner I.L., Harley M.D., Drummond C.D., 2016. UAVs for coastal surveying. *Coastal Engineering*, 11419-24, doi: 10.1016/j.coastaleng.2016.03.011

Uncles R.J., 1981. A note on tidal asymmetry in the severn estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 13 (4): 419-432, doi: 10.1016/S0302-3524(81)80038-2

Valiela I., 2006. *Global coastal change*. Blackwell Publishing, Malden, Mass. Oxford Victoria, 368 p.

van de Kreeke J., Brouwer R.L., 2017. *Tidal Inlets: Hydrodynamics and Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge,

Van de Kreeke J., Robaczewska K., 1993. Tide-induced residual transport of coarse sediment; Application to the EMS estuary. *Netherlands Journal of Sea Research*, 31 (3): 209-220, doi: 10.1016/0077-7579(93)90022-K

Van Geel B., Buurman J., Waterbolk H.T., 1996. Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *J. Quaternary Sci.*, 11 (6): 451-460, doi: 10.1002/(SICI)1099-1417(199611/12)11:6<451::AID-JQS275>3.0.CO;2-9

van Rijn L.C., 2011. Coastal erosion and control. *Ocean & Coastal Management*, 54 (12): 867-887, doi: 10.1016/j.ocecoaman.2011.05.004

Van Vliet-Lanoë B., Goslin J., Hénaff A., Hallégouët B., Delacourt C., Le Cornec E., Meurisse-Fort M., 2016. Holocene formation and evolution of coastal dunes ridges, Brittany (France). *Comptes Rendus Geoscience*, 348 (6): 462-470, doi: 10.1016/j.crte.2015.01.001

Vanney J.-R., 1977. *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine*. Société d'édition d'enseignement supérieur, 500 p.

Verger F., 1956. *Le marais de Monts Essai sur la géographie d'un marais de la côte vendéenne*. Impr. P. et O. Lussaud, Fontenay-le-Comte, 1 vol. (62 p.) p.

Verger F., 1957. Recherches morphologiques sur la Baie de Bourgneuf. *bagf*, 34 (267): 40-46, doi: 10.3406/bagf.1957.7539

Verger F., 1960. La transgression flandrienne sur le littoral atlantique, de l'embouchure de La Vilaine à la Rochelle. *noroi*, 25 (1): 48-50, doi: 10.3406/noroi.1960.1293

Verger F., 1963. Goulets et deltas de marée (75): 133-150

Verger F., 2009. *Zones humides du littoral français estuaires, deltas, marais et lagunes*. Belin, Paris, 1 vol. (447 p.) p.

Verger F., Florschütz F., 1960. Sur l'existence à Fromentine (Vendée) d'une couche de tourbe du début de l'Atlantique. Gauthier-Villars, Paris, France, 3 p.

Waeles B., Bertin X., Chevaillier D., Breilh J.-F., Li K., Le Mauff B., 2016. Limitation of High Water Levels in Bays and Estuaries During Storm Flood Events. In: *Advances in Hydroinformatics* (Eds. Gourbesville P., Cunge J.A., Caignaert G.). SPRINGER SINGAPORE, Singapore, 439-449

Wang P., Kirby J.H., Haber J.D., Horwitz M.H., Knorr P.O., Krock J.R., 2006. Morphological and Sedimentological Impacts of Hurricane Ivan and Immediate Poststorm Beach Recovery along the Northwestern Florida Barrier-Island Coasts. *Journal of Coastal Research* 1382-1402, doi: 10.2112/05-0440.1

Wang X.L., Feng Y., Swail V.R., 2012. North Atlantic wave height trends as reconstructed from the 20th century reanalysis. *Geophysical Research Letters*, 39 (18): n/a–n/a, doi: 10.1029/2012GL053381

Wang X.L., Wan H., Zwiers F.W., Swail V.R., Compo G.P., Allan R.J., Vose R.S., Jourdain S., Yin X., 2011. Trends and low-frequency variability of storminess over western Europe, 1878–2007. *Clim Dyn*, 37 (11-12): 2355-2371, doi: 10.1007/s00382-011-1107-0

Weiss J., Bernardara P., Andreewsky M., Benoit M., 2012. Seasonal autoregressive modeling of a skew storm surge series. *Ocean Modelling*, 4741-54, doi: 10.1016/j.ocemod.2012.01.005

Wheaton J.M., 2008. Uncertainty in morphological sediment budgeting of rivers. PhD thesis, University of Southampton

Wheaton J.M., Brasington J., Darby S.E., Sear D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surf. Process. Landforms*, 35 (2): 136-156, doi: 10.1002/esp.1886

White S.A., Parrish C.E., Calder B.R., Pe'eri S., Rzhhanov Y., 2011. LIDAR-Derived National Shoreline: Empirical and Stochastic Uncertainty Analyses. *Journal of Coastal Research*, 6262-74, doi: 10.2112/SI_62_7

White S.A., Wang Y., 2003. Utilizing DEMs derived from LIDAR data to analyze morphologic change in the North Carolina coastline. *Remote Sensing of Environment*, 85 (1): 39-47, doi: 10.1016/S0034-4257(02)00185-2

Wilson G.W., Özkan Haller H.T., Holman R.A., Haller M.C., Honegger D.A., Chickadel C.C., 2014. Surf zone bathymetry and circulation predictions via data assimilation of remote sensing observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119 (3): 1993-2016, doi: 10.1002/2013JC009213

Winant C.D., Inman D.L., Nordstrom C.E., 1975. Description of seasonal beach changes using empirical eigenfunctions. *J. Geophys. Res.*, 80 (15): 1979-1986, doi: 10.1029/JC080i015p01979

Witkin A., 1984. Scale-space filtering: A new approach to multi-scale description. In: *Acoustics, Speech, and Signal Processing, IEEE International Conference on ICASSP'84*. IEEE, 150-153

Woodroffe C., 2007. *The Natural Resilience of Coastal Systems: Primary Concepts*. Faculty of Science - Papers (Archive)

Woodroffe C.D., 2003. *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 623 p.

Woodroffe C.D., Murray-Wallace C.V., 2012. Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future. *Quaternary Science Reviews*, 544-11, doi: 10.1016/j.quascirev.2012.05.009

Woolard J.W., Colby J.D., 2002. Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina. *Geomorphology*, 48 (1–3): 269-287, doi: 10.1016/S0169-555X(02)00185-X

Wright L.D., Short A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56 (1–4): 93-118, doi: 10.1016/0025-3227(84)90008-2

Wright L.D., Thom B.G., 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography* (3):

Yates M.L., Guza R.T., O'Reilly W.C., 2009. Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research*, 114 (C9): , doi: 10.1029/2009JC005359

Young A.P., Ashford S.A., 2006. Application of Airborne LIDAR for Seacliff Volumetric Change and Beach-Sediment Budget Contributions. *Journal of Coastal Research* 307-318, doi: 10.2112/05-0548.1

Zaninetti J.-M., 2006. L'urbanisation du littoral en France. *Population & Avenir* (677): 4-8, doi: 10.3917/popav.677.0004

Zappa G., Shaffrey L.C., Hodges K.I., Sansom P.G., Stephenson D.B., 2013. A Multimodel Assessment of Future Projections of North Atlantic and European Extratropical Cyclones in the CMIP5 Climate Models. *J. Climate*, 26 (16): 5846-5862, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00573.1

Zhang K., Douglas B.C., Leatherman S.P., 2001. Beach Erosion Potential for Severe Nor'easters. *Journal of Coastal Research*, 17 (2): 309-321

Zhang K., Whitman D., Leatherman S., Robertson W., 2005. Quantification of Beach Changes Caused by Hurricane Floyd Along Florida's Atlantic Coast Using Airborne Laser Surveys. *Journal of Coastal Research* 123-134, doi: 10.2112/02057.1



Table des figures

Figure 1 : Echelle spatio-temporelle associées aux dynamiques des côtes d'accumulation.	p.13
D'après Woodroffe & Murray (2012)	p.13
Figure 3 : L'Insula Oya II s'échoue sur le delta de jusant le 18/08/2016. Source : Andréas Guyot	p.16
Figure 2 : Localisation du secteur étudié et des principaux enjeux soumis aux dynamiques sédimentaires. L'OLPM est figuré par un trait plein jaune.....	p.16
Figure 4 : Modèle numérique de terrain terre-mer réalisé à partir des données présentées au chapitre 3 section 1.1 (Référenciel altimétrique : NGF IGN 69)	p.22
Figure 5 : Carte géologique. Source : Géopal	p.23
Figure 6 : Carte sédimentologique du Coureau Islais réalisée à partir des données du BRGM (infoterre.brgm.fr) où (a) correspond au plateau des Boeufs, (b) la Basse de l'Aigle, (c) au banc des Marguerites, (d) au Pont d'Yeu et (e) à La Vigie.	p.26
Figure 7 : Emplacement de l'île de Monts ancrée au Pont d'Yeu par rapport au rivage actuel d'après Pinot (1980).....	p.31
Figure 8 : Les emplacements successifs de l'exutoire de la Baisse symbolisés par les flèches. D'après Pinot (1980).	p.32
Figure 9 : Modèle numérique de terrain issu des données LiDAR 2010 où est visible dans la topographie l'ancien exutoire de la Baisse.....	p.33
Figure 10 : Les niveaux de marée mesurés au marégraphe de l'Herbaudière. Source : data.shom.fr	p.35
Figure 11 : Résultats de l'analyse harmonique des niveaux d'eau mesurés pendant l'année 2016 à l'Herbaudière	p.35
Figure 12 : Synthèse des moyennes mensuelles de paramètres de vagues au large de l'Île-d'Yeu. Les données sont issues de la base de données HOMERE.....	p.37
Figure 13 : Roses des vents réalisée à partir de la base de données HOMERE : (a) en tenant compte de l'ensemble des données, (b) en tenant compte des mois d'été uniquement, (c) en tenant compte des mois d'hiver uniquement.....	p.38
Figure 14 : Les limites des 5 cellules sédimentaires actuelles. La limite en pointillée symbolise la limite d'une ancienne cellule au niveau de l'exutoire de la Baisse. D'après Pinot (1980).....	p.40
Figure 15 : La plage fortifiée des Eloux complètement recouverte par les vagues et la marée le 30 janvier 2015. Cliché de Baptiste Le Mauff	p.41
Figure 16 : Le Pont d'Yeu se découvre le 6 octobre 2017 par une marée basse de coefficient 99. Cliché de Baptiste Le Mauff..	p.43
Figure 17 : Comparaison entre les prélèvements granulométriques de l'OLPM et la carte sédimentologique de Vanney (1977). La carte du haut représente le nord du Coureau Islais, et la carte du bas le sud.	p.44
Figure 18 : Extrait de l'analyse de la mobilité du trait de côte effectuée par DHI & GEOS (2008) sur Noirmoutier à partir d'une image datant de 1975 et une de 2001.....	p.46
Figure 19 : Extrait de l'analyse de la mobilité du trait de côte effectuée par Juigner <i>et al.</i> (2012) sur les pays de Monts à partir d'une collection d'image de 1920 à 2010.....	p.48
Figure 20 : Classification géomorphologique des systèmes lagunaires d'après Lankford (1977).....	p.51
Figure 21 : Classification des systèmes lagunaires selon le processus contrôlant l'état d'ouverture du bassin d'après Nichols & Allen (1981).....	p.51
Figure 22 : Classification des systèmes lagunaires selon l'importance des échanges hydrauliques entre le bassin et la mer d'après Kjerfve (1986).....	p.51
Figure 23 : Modèle numérique de terrain terre-mer de la Baie de Bourgneuf réalisé à partir des données présentées au chapitre 3 section 1.1 (Référenciel altimétrique : NGF IGN 69).....	p.52
Figure 24 : De part et d'autre du Passage du Gois, deux versants de la Baie de Bourgneuf aux paysages différents. A gauche, le	

versant nord, à droite le versant sud. Clichés du 17 avril 2015 : Baptiste Le Mauff	p.53
Figure 25 : Carte morphologique de la Baie de Bourgneuf méridionale d'après Verger (1957).	p.54
Figure 26 : Extraits de la cartographie de Coquet (2013) retraçant l'évolution du versant sud de la Baie de Bourgneuf de 1702 à nos jours (le fond de plan est une orthophoto de 2011).	p.57
Figure 28 : Modèle Numérique de Terrain du Goulet de Fromentine	p.60
Figure 27 : Les unités morphologiques du Goulet de Fromentine.	p.60
Figure 29 : Classification énergétique des embouchures tidales d'après Hayes (1979).	p.61
Figure 30 : La tourelle du Boisvinet entourée de mégarides sur la partie sud du delta de jusant. Cliché du 29 septembre 2015, Baptiste Le Mauff.....	p.63
Figure 31 : Cartographie de l'évolution du trait de côte du Goulet de Fromentine de 1702 à nos jours réalisée par Coquet (2013).	p.67
Figure 31 : Le déphasage des niveaux de marée entre le large (courbe claire) et Fromentine (courbe foncée) d'après Paillart (1998).	p.70
Figure 33 : Comparaison de deux méthodes d'extraction de la crête de la dune bordière. En rouge la méthode linéaire de Hardin <i>et al.</i> (2012) et en bleu la méthode par profil utilisée dans cette thèse (Martin Juigner).....	p.79
Figure 34 : Diagramme des étapes de la méthode employée dans ce chapitre.....	p.82
Figure 35 : Comparaison des données LiDAR 2013 avec un profil de plage mesuré au GPS-RTK	p.84
Figure 36 : Détection du pied et de la crête de la dune d'une profil de plage en utilisant la pente et la courbure.	p.86
Figure 37 : Visualisation de la position de la crête et du pied de dune sur une portion de plage des pays de Monts.....	p.86
Figure 38 : Schéma explicatif d'un graphique polaire représentant la mobilité du pied de dune entre deux profils théoriques....	p.88
Figure 39 :La ségrégation des plages représentée sur un profil cross-shore.....	p.92
Figure 40 : Cartographie de la superposition des emprises des données LiDAR aéroportées	p.93
Figure 41 : Vue oblique des MNT des plages couvertes par les trois campagnes LiDAR. Malgré les différentes morphologies, la position des crêtes et pieds de dune est très satisfaisante.	p.94
Figure 42 : Mesures simultanées des niveaux d'eau au marégraphe de Saint-Nazaire (REFMAR) et de la hauteur significative des vagues à la bouée YEUE 08504 du réseau CANDHIS entre décembre 2007 et septembre 2013. Les périodes de retour de 1 et 10 ans des deux variables sont représentées ainsi que le niveau des plus hautes mers astronomiques (SHOM).....	p.96
Figure 43 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le site de Luzeronde : (a) cartographie des différences altimétriques de 2008 à 2010, (b) budgets sédimentaires pour cette même période, (c) cartographie des différences altimétriques de 2010 à 2013, (d) budgets sédimentaires pour la dernière période.	p.99
Figure 44 : Graphiques polaire représentant la migration du pied de dune entre 2008 et 2010 (en rouge) et entre 2010 et 2013 (en bleu) aux sites de (a) Luzeronde, (b) de la Tresson (c) et des pays de Monts.	p.100
Figure 45 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le site de la Tresson : (a) cartographie des différences altimétriques de 2008 à 2010, (b) budgets sédimentaires pour cette même période, (c) cartographie des différences altimétriques de 2010 à 2013, (d) budgets sédimentaires pour la dernière période.	p.103
Figure 46 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le site au nord des pays de Monts : (a) cartographie des différences altimétriques de 2008 à 2010, (b) budgets sédimentaires pour cette même période, (c) cartographie des différences altimétriques de 2010 à 2013, (d) budgets sédimentaires pour la dernière période.....	p.105
Figure 47 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le littoral situé entre Luzeronde et la Tresson : à gauche le budget sédimentaires pour la période 2008-2010, et à droite la cartographie des différences altimétriques sur la même période	p.108
Figure 48 : Les opérations de transfert « mécanique » de sable depuis le nord du port du Morin (photo de gauche) jusqu'au plages en aval de la dérive littorale (photo de droite). Cliché de septembre 2009, Martin Paullart.....	p.109
Figure 49 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques pour le delta de jusant et les plages adjacentes entre 2008 et 2010.....	p.110

Figure 50 : Résultats de la détection des changements géomorphologiques dans le versant sud de la Baie de Bourgneuf entre 2008 et 2010.....	p.111
Figure 51 : Cartographie des différences altimétriques au Pont d'Yeu (2010-2013).....	p.113
Figure 52 : Cartographie des différences altimétriques à la limite communale de SJDM et SHDR figurée en pointillés (2010-2013).....	p.113
Figure 54 : Cartographie des différences altimétriques devant le front de mer des Becs (2010-2013).....	p.114
Figure 53 : Cartographie des différences altimétriques à la plage des 60 Bornes (2010-2013).....	p.114
Figure 55 : Comparaison des résultats bruts, seuillés en se basant sur le calcul d'une erreur RMS, et filtré par l'approche probabiliste avec un intervalle de confiance à 95 %. La différence des MNT de 2008 et de 2010 est restreinte à une petite portion dynamique des pays de Monts contenant également des artefacts.....	p.122
Figure 56 : La densité variable des sondes du SHOM dans le secteur.....	p.132
Figure 57 : Tracé des mesures acquises avec une correction RTK stable pendant la campagne bathymétrique de l'OLPM (été 2013).....	p.133
Figure 58 : tracé des mesures acquises avec une correction RTK stable pendant la campagne bathymétrique des Sableaux (juillet 2014).	p.134
Figure 59 : Capture d'écran du logiciel Hypack qui illustre le nettoyage d'un profil : les sondes marquées d'une croix jaune sont supprimées des mesures.	p.134
Figure 60 : comparaison entre les données du SHOM et la campagne bathymétrique de l'OLPM.....	p.135
Figure 61 : Informations sur les données hydrographiques du SHOM de la Pointe Saint-Gildas aux Sables d'Olonne.	p.136
Figure 62 : Benoît Waeles navigue sur le kayak équipé du sondeur de pêche lors des phases de tests le 16 avril 2015.	p.137
Figure 63 : Carte de localisation des données hydrodynamiques disponibles.	p.139
Figure 64 : L'ADV de l'IGARUN utilisé pour la campagne de mesures	p.141
Figure 65 : Principe de mesure du probe de l'ADV	p.141
Figure 66 : Localisation du déploiement de l'ADV.....	p.141
Figure 67 : Profil vertical d'intensité du courant proche du fond.....	p.143
Figure 68 : Répartition fréquentielle de l'énergie pendant un <i>burst</i> de 10 minutes mesuré pendant la tempête Godehard. La droite en pointillés à gauche du graphique est la fréquence minimale qui s'adapte à la forme du spectre pour distinguer les ondes infragravitaires des ondes gravitaires. Au-delà de cette limite, on remarque que les basses fréquences sont mal représentées. ..	p.147
Figure 69 : Comparaison des mesures de l'ADV avec la bouée CANDHIS à proximité pendant une partie de l'hiver 2013-2014.	p.148
Figure 70 : Comparaison des mesures simultanées de la bouée CANDHIS avec le rejeu d'état de mer HOMERE pendant la tempête Joachim.....	p.148
Figure 71 : Le domaine de calcul et son maillage d'éléments non structurés.....	p.150
Figure 73 : Une bonne représentation de la morphologie du Goulet de Fromentine dans le maillage.....	p.151
Figure 72 : Les plus petites mailles se trouvent sur le Passage du Gois.....	p.151
Figure 74 : Validation de la marée à l'Herbaudière avec le signal extrait de l'analyse harmonique (T-tide).....	p.156
Figure 76 : Hodographe des courants mesurés par l'ADV (en rouge) et simulés par le modèle hydrodynamique (en bleu).....	p.157
Figure 75 : Comparaison des épaisseurs d'eau simulés avec celle mesurée par l'ADV. Deux configurations de maillage sont présentée l'une affinée demandant plus de temps de calcul (la largeur de la chaussée du Gois est recouverte par au moins 4 éléments de maillage) et l'autre dégradée (pas plus de 2 mailles sur cette même largeur). Les signes - et + font référence au niveau de rugosité paramétré. Ici - = 20 m ^{1/3} /s et + = 40 m ^{1/3} /s.....	p.157

Figure 77 : Les mesures de courants et de niveaux d'eau effectuées par CREOCEAN au Goulet de Fromentine sont comparées aux vitesses des courants simulés par leur modèle. Extrait du rapport d'étude (CREOCEAN, 2011).....	p.159
Figure 78 : Vitesses des courants et niveaux d'eau simulés au Goulet de Fromentine sur la même période que la simulation de CREOCEAN de la figure 76. Le modèle est ici configuré avec une rugosité importante dans la Baie de Bourgneuf (20 m ^{1/3} /s).	p.159
Figure 79 : Vitesses des courants et niveaux d'eau simulés au Goulet de Fromentine sur la même période que la simulation de CREOCEAN de la figure 76. Le modèle est ici configuré avec une rugosité moyenne sur tout le domaine (32 m ^{1/3} /s).....	p.159
Figure 80 : Vitesses des courants et niveaux d'eau simulés au Goulet de Fromentine sur la même période que la simulation de CREOCEAN de la figure 76. Le modèle est ici configuré avec une rugosité très faible dans la Baie de Bourgneuf (60 m ^{1/3} /s).	p.159
Figure 81 : Le maillage au Pont d'Yeu composé d'éléments de 100 m.....	p.162
Figure 82 : Exemple de d'une classification en trois groupes d'un nuage de points représenté par 3 variables à l'aide de la méthode k-means. Pour chacun de ces groupes, la moyenne de chaque variable est calculée.....	p.164
Figure 83 : Schéma du transport des sédiments par charriage (a) et suspension (b).....	p.166
Figure 84 : Localisation des points d'extraction de la base de données HOMERE.	p.170
Figure 85 : Moyennes mensuelles des vagues au large (P2 en vert) et sur le Coureau Islais (P1 en violet) calculées à partir de la base de données HOMERE. Les barres d'erreur représentent les écart-types.....	p.170
Figure 86 : Répartition fréquentielle de l'énergie des vagues obtenue à partir du traitement des mesures de pression de l'ADV déployé sur le Coureau Islais.	p.171
Figure 87 : Comparaison de la hauteur des vagues mesurée par les ADV déployés sur le Coureau Islais. Celui situé au nord de l'Île-d'Yeu est représenté par les courbes bleues (NO) et celui situé plus à l'est de cette dernière est représenté par les courbes rouges (YE).....	p.172
Figure 88 : Hauteur significative des vagues et leur direction pour le scénario (2) le plus énergétique à marée haute (coefficient 70).....	p.174
Figure 89 : Hauteur significative des vagues et leur direction pour le scénario 6 à marée haute (coefficient 70). La provenance des vagues représente un cas particulier par rapport aux autres scénarios.	p.175
Figure 90 : Hauteur significative des vagues et leur direction pour le scénario 1 au moment de la marée basse d'une grande marée (coefficient 118).....	p.176
Figure 91 : Représentation du déferlement des vagues du scénario 1 à marée basse à l'extérieur du Goulet de Fromentine. Le déferlement est figuré en rouge lorsque le breaking index est positif.....	p.177
Figure 92 : Comparaison entre la hauteur significative des vagues des scénario 1 provenant de l'ouest et celles du scénario 4 provenant du sud-ouest.....	p.178
Figure 93 : Vitesse des courants d'une marée de vive-eau à mi-marée montante (à gauche) et à mi-marée descendante (à droite).	p.179
Figure 94 : Vitesses maximums du flot atteintes pendant la simulation d'une marée moyenne.....	p.181
Figure 95 : Vitesses maximums du jusant atteintes pendant la simulation d'une marée moyenne.	p.181
Figure 96 : Vitesses maximums du flot atteintes pendant la simulation d'une marée moyenne et du scénario 1.....	p.182
Figure 97 : Vitesses maximums du jusant atteintes pendant la simulation d'une marée moyenne et du scénario 1.	p.183
Figure 98 : Capacité de transport résiduelle d'une marée moyenne simulée avec le scénario (2) le plus énergétique.....	p.184
Figure 99 : Capacité de transport résiduelle d'une marée moyenne simulée avec le scénario (6) le plus atypique.	p.185
Figure 100 : Capacité de transport résiduelle, au nord-ouest de Noirmoutier, d'une marée moyenne simulée avec le scénario 4. Bien que les vagues proviennent du sud-ouest, on remarque des vecteurs orientés vers le sud en arrière des platiers rocheux. p.186	p.186
Figure 102 : Capacité de transport résiduelle sur le Pont d'Yeu lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario 2.	p.187
Figure 101 : Capacité de transport résiduelle au large de la Tresson d'une marée moyenne simulée avec le scénario 1.	p.187
Figure 103 : Capacité de transport résiduelle sur le Goulet de Fromentine lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (2)	

le plus énergétique.	p.188
Figure 104 : Capacité de transport instantané au moment du maximum de flot sur le Goulet de Fromentine lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario 2.	p.189
Figure 105 : Capacité de transport instantané au moment du maximum de jusant sur le Goulet de Fromentine lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario 2.	p.189
Figure 106 : Capacité de transport résiduelle sur le Goulet de Fromentine lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (5) le moins énergétique.	p.190
Figure 107 : Capacité de transport résiduelle aux abords de l'Île-d'Yeu lors d'un cycle lunaire complet.	p.191
Figure 108 : Capacité de transport résiduelle aux abords de l'Île-d'Yeu lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (3) peu énergétique.	p.192
Figure 109 : Capacité de transport résiduelle aux abords de l'Île-d'Yeu lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (2) le plus énergétique.	p.192
Figure 110 : Les dérives littorales calculées par DHI & GEOS (2008) le long de la façade océanique de Noirmoutier (à gauche) et des pays de Monts (à droite).....	p.193
Figure 111 : Capacité de transport résiduelle dans le nord des pays de Monts lors d'une marée moyenne simulée avec le scénario (2) caractérisé par les vagues les plus énergétiques provenant de l'ouest (à gauche), et avec le scénario 4 dont les vagues proviennent du secteur sud-ouest. Malgré les directions différentes des vagues aux frontières du modèle, les vecteurs sont perpendiculaires à la côte plusieurs kilomètres avant d'atteindre le rivage.....	p.194
Figure 112 : La composante longshore du gradient de tension de radiation (S_{xy}) sur la façade océanique des pays de Monts. .	p.195
Figure 113 : Courbes de marée et des vitesses de courants obtenues à partir des mesures de l'ADV (PM = Pleine Mer).	p.198
Figure 114 : Hodographe des mesures réalisées avec l'ADV (PM = Plein Mer).	p.198
Figure 115 (pleine page précédente) : Vitesse et direction des courants induits par une marée de vive-eau dans la Baie de Bourgneuf. (BM = basse mer ; PM = pleine mer).....	p.201
Figure 116 : La rencontre des courants dans la Baie de Bourgneuf s'effectue au sud du Passage du Gois environ 2h30 avant la pleine mer.....	p.202
Figure 117 : Localisation des sections mouillées des deux ouvertures de la Baie de Bourgneuf avec un modèle numérique de terrain en fond de plan.	p.203
A l'échelle de la baie (à gauche), et à l'échelle du Goulet de Fromentine (à droite).	p.203
Figure 118 : L'asymétrie de la marée au Goulet de Fromentine pendant une marée de vive-eau (à gauche) et une marée de morte-eau (à droite).	p.203
Figure 119 : L'asymétrie de la marée à l'ouverture nord pendant une marée de vive-eau (à gauche) et une marée de morte-eau (à droite).....	p.204
Figure 120 : Volumes cumulées de la marée qui transitent par les deux ouvertures de la Baie de Bourgneuf pendant le mois de mars 2015.	p.207
Figure 121 : L'influence faible des vagues simulées par le scénario (2) le plus énergétique sur les dynamiques d'une marée moyenne au Goulet de Fromentine (à gauche) et à l'ouverture nord (à droite).....	p.208
Figure 122 : Capacité de transport résiduel à l'ouverture nord de la Baie de Bourgneuf pendant une phase de déchet (en haut à gauche), en phase de revif (en haut à droite), et pendant un cycle lunaire complet (à droite). La zone d'extraction de granulats (a) au nord de l'Île du Pilier et le banc des Kerouars sont figurée en pointillés blancs.	p.210
Figure 123 : Capacité de transport résiduel dans la Baie de Bourgneuf d'une marée moyenne sous l'influence de conditions de vagues peu énergétiques (scénario 5 à gauche) et plus énergétiques (scénario 2 à droite).....	p.211
Figure 124 : Capacité de transport résiduel dans le versant sud de la Baie de Bourgneuf.....	p.212
Figure 126 : Capture d'écran issue des traitements d'une campagne de mesures par l'Haliotis sur le banc des Kerouars. Source : Quentin Dupuys.....	p.214
Figure 125 : Evolutions morphologiques dans le secteur du Passage du Gois. Source : Géoportail.....	p.214

Figure 127 : La déformation du signal de la marée dans la Baie de Bourgneuf.	p.219
Figure 128 : Localisation des points d'extraction des niveaux d'eau.....	p.220
Figure 129 : Signaux de marée recomposés à partir des composantes harmoniques M2, M4 et M6.....	p.221
Figure 130 : Reconstitution du signal de marée à partir de T-tide (Pawlowicz <i>et al.</i> , 2002) pour une marée de vive-eau (à gauche) et une marée de morte-eau (à droite).	p.223
Figure 131 : Comparaison entre le signal de marée recomposée à partir des composantes harmoniques de l'analyse et le signal de marée extrait des simulations hydrodynamiques.	p.223
Figure 132 : Elévation de la surface du plan d'eau au moment de la pleine mer lorsque la vidange de la baie a déjà commencé. A gauche, seule la marée est simulée, à droite, les vagues simulées dans le scénario 1 adoucissent la pente. entre la baie et l'océan.	p.226
Figure 133 : Série temporelle de la hauteur significative des vagues, de leur direction et de leur période pic au large de l'Île-d'Yeu. La courbe grise représente l'ensemble des échantillons, la noire est une moyenne glissante sur 3 mois, la bleue est la moyenne des hivers, et la rouge celle des étés. Source : HOMERE (Point 20719).	p.228

Table des tableaux

Tableau 1 : Précision altimétrique uniforme de chaque jeu de données LiDAR	83
Tableau 2 : Efficacité de l'extraction du pied et de la crête de la dune.	87
Tableau 3 : Comparaison des seuils de détection calculés à partir de deux méthodes : l'une à l'aide d'une erreur RMS calculée sur des surfaces stables, et l'autre en utilisant l'approche probabiliste avec un intervalle de confiance à 95 %.	90
Tableau 4 : Synthèse des données LiDAR disponibles sur chaque site sélectionnée.....	93
Tableau 5 : Détail des budgets sédimentaires brutes et filtrés avec un intervalle de confiance à 95 % par site et par période.	107
Tableau 6 : Amélioration progressive de la simulation de la marée en niveaux d'eau en utilisant la bathymétrie du SHOM uniquement (a), après avoir installé la mise à jour du modèle de marée DTU-10 dans les paramètres du modèle (b), et après avoir intégré les données bathymétriques complémentaires et affiner les maillage en conséquence (c).	154
Tableau 7 : Comparaison entre le modèle de marée de Troudet (2013) sur les Pays-de-la-Loire (a) avec le modèle mis en place au début de cette thèse.	154
Tableau 8 : Résultat de l'analyse harmonique des données marégraphiques de l'Herbaudière. Les harmoniques en rouges correspondent à celles prises en compte dans le modèle de marée DTU-10.....	155
Tableau 9 : Synthèse des scénarios classés selon leur direction du nord au sud. La numérotation des identifiants s'appuie sur la probabilité d'occurrence de chacun des scénarios exceptée pour la marée seule.	164
Tableau 10 : Comparaison de l'asymétrie de la marée en durée et en volume entre des marées moyennes et des marées de vive-eau, et entre les phases de déchet et de revif. Les marées sont figurées en orange sur la courbe ci-contre.....	206
Tableau 11 : Synthèse des prismes sédimentaires potentiels pour une marée moyenne (coefficient 70) et selon les différentes scénarios de vagues simulés. Les bilans sont en lignes dans lesquelles les cellules rouges indiquent un déficit de sédiment pour la Baie de Bourgneuf, les cellules bleues un apport, et les cellules jaunes un équilibre.	216
Tableau 12 : Résultats de l'analyse harmonique du signal de marée extrait au large, dans la gorge du Goulet de Fromentine, et à proximité du Passage du Gois.	221
Tableau 13 : Indices de la distortion de la marée par le déphasage de M4 par rapport à M2.	221



Table des matières

Remerciements.....	p. 7
Sommaire	p. 9
Introduction générale.....	p. 11
1. Un littoral sous pression dans le contexte du changement global	11
2. Des observatoires pour mieux comprendre les dynamiques littorales à différentes échelles	13
3. Les problématiques locales du site d'étude	14
4. La démarche des travaux de recherche.....	17
5. Organisation du manuscrit	18
Chapitre 1 : Présentation du secteur et état des connaissances sur son fonctionnement hydro-sédimentaire.....	p. 21
Introduction	21
1. Contexte géographique et géologique du secteur d'étude.....	21
1.1 Localisation générale	21
1.2 Un contexte géologique fortement influencé par la tectonique	22
1.2.1 <i>Les affleurements du socle qui structurent le marais Breton et la côte</i>	<i>24</i>
1.2.1.1 Les affleurements du socle sur le continent	24
1.2.1.2 L'ossature rocheuse des îles de Noirmoutier et d'Yeu.....	24
1.2.2 <i>Les Plateaux Vendéens.....</i>	<i>24</i>
1.2.2.1 Une large couverture calcaire.....	24
1.2.2.2 Le bloc effondré de la Baie de Bourgneuf et du marais Breton	25
1.2.2.3 Le Coureau Islais et le Pont d'Yeu	25
1.3 Un littoral modelé pendant l'Holocène	26
1.3.1 <i>Les variations du niveau de la mer et les cycles tempétueux.....</i>	<i>26</i>
1.3.2 <i>Le comblement du marais Breton.....</i>	<i>29</i>
1.3.3 <i>Formation et évolution des massifs dunaires depuis la diminution du rythme de remontée du niveau de la mer.....</i>	<i>30</i>

1.3.4	<i>La fermeture contemporaine de la façade maritime du marais de Monts.....</i>	32
1.3.5	<i>Les modifications de l'homme sur le milieu depuis le Moyen Âge.....</i>	34
2.	Description actuelle du secteur d'étude.....	34
2.1	Contexte météorologique et hydrodynamique	34
2.1.1	<i>Généralités sur la marée.....</i>	34
2.1.2	<i>Description du climat de vague au large de la zone d'étude</i>	36
2.1.3	<i>Le vent</i>	37
2.2	La façade océanique et son avant côte.....	39
2.2.1	<i>Généralité sur les littoraux sableux dominés par les vagues</i>	39
2.2.2	<i>Contexte géographique et géomorphologique de la partie émergée</i>	40
2.2.2.1	<i>Description générale.....</i>	40
2.2.2.2	<i>Originalité et diversité des systèmes dunes-plages.....</i>	42
2.2.3	<i>Nature et morphologie de l'avant-côte</i>	42
2.2.4	<i>Une façade maritime en situation de relatif abri.....</i>	45
2.2.5	<i>Cinématique du trait de côte.....</i>	45
2.2.6	<i>Une dérive littorale plutôt faible.....</i>	49
2.3	La Baie de Bourgneuf	50
2.3.1	<i>Généralités sur les systèmes lagunaires et les baies tidales.....</i>	50
2.3.2	<i>La configuration de la Baie de Bourgneuf</i>	52
2.3.2.1	<i>Les deux ouvertures dissymétriques</i>	52
2.3.2.2	<i>Une baie en entonnoir présentant deux versants.....</i>	53
2.3.3	<i>La propagation de la marée dans la Baie de Bourgneuf</i>	54
2.3.4	<i>Évolution du Passage du Gois.....</i>	55
2.3.5	<i>Répartition des sédiments dans la Baie de Bourgneuf</i>	58
2.3.6	<i>Sources des sédiments meubles dans la Baie de Bourgneuf</i>	58
2.4	Le Goulet de Fromentine	59
2.4.1	<i>Généralité sur les embouchures tidales.....</i>	59
2.4.2	<i>Description morphologique et sédimentaire</i>	62
2.4.2.1	<i>Le delta de jusant</i>	62
2.4.2.2	<i>Le delta de flot.....</i>	64
2.4.2.3	<i>Le chenal principal.....</i>	65
2.4.3	<i>Évolution du Goulet de Fromentine et du versant sud de la Baie de Bourgneuf</i>	66

2.4.3.1 L'évolution du système sédimentaire de 1702 à nos jours	66
2.4.3.2 Les divagations du chenal.....	68
<i>2.4.4 Le fonctionnement hydro-sédimentaire du Goulet de Fromentine est marqué par l'asymétrie de la marée.....</i>	<i>69</i>
2.4.4.1 Les mécanismes à l'origine du resserrement du Goulet de Fromentine	69
2.4.4.2 Les caractéristiques de la prépondérance du jusant.....	69
2.4.4.2.1 En durée.....	69
2.4.4.2.2 En niveaux d'eau.....	70
2.4.4.2.3 En volumes	71
2.4.4.2.4 En intensités de courant	71
2.4.4.3 Le delta de jusant : entre vagues et marée.....	71
2.4.4.4 L'influence limitée de la dérive littorale.....	72
2.4.4.5 Quelle évolution du Goulet de Fromentine?	72
Conclusion du chapitre	73

Chapitre 2 :Exploitation d'une série temporelle de données LiDAR pour le suivi des dynamiques côtièresp. 75

Introduction	75
1. État de l'art	76
1.1 Le LiDAR : un outil performant pour l'étude de la géomorphologie côtière?.....	76
1.1.1 <i>Vers une utilisation courante du LiDAR.....</i>	<i>76</i>
1.1.2 <i>Les récents développements qui constituent une alternative au LiDAR et à ses limites</i>	<i>76</i>
1.2 Détection des évolutions géomorphologiques et bilans sédimentaires.....	77
1.2.1 <i>Le principe.....</i>	<i>77</i>
1.2.2 <i>La prise en compte de l'incertitude</i>	<i>77</i>
1.3 Analyse de la mobilité du trait de côte à partir de données LiDAR	78
1.3.1 <i>Le LiDAR permet une extraction plus objective du trait de côte que les méthodes traditionnelles</i>	<i>78</i>
1.3.2 <i>Quel trait de côte extraire du LiDAR?</i>	<i>78</i>
1.3.3 <i>Les méthodes existantes d'extraction d'indicateurs géomorphologiques.....</i>	<i>79</i>
1.3.4 <i>Vers une analyse plus complète de la mobilité du trait de côte à partir de données en 3 dimensions.....</i>	<i>80</i>
2. Méthodes à partir d'indicateurs extraits des plages et bilans sédimentaires.....	80

2.1 Préparation des données LiDAR.....	81
2.1.1 Caractéristiques des données LiDAR utilisées	81
2.1.2 Découpage et rééchantillonnage des données LiDAR.....	83
2.1.3 Évaluation de la qualité des données LiDAR	83
2.2 Analyse et extraction d'indicateurs d'une plage	84
2.2.1 Extraction du niveau des hautes mers moyennes (MHW).....	84
2.2.2 Extraction du pied de dune (D_{low}) et de la crête de dune bordière (D_{high}).....	84
2.2.3 Efficacité de l'extraction du pied et de la crête de la dune.....	86
2.2.4 Analyse des mouvements horizontaux et verticaux du pied de dune (D_{low})	87
2.3 Cartographie des différences d'altitude et bilans sédimentaires	88
2.3.1 Le principe	88
2.3.2 La prise en compte de l'incertitude des données LiDAR utilisées	89
2.3.3 Le calcul des budgets sédimentaires	91
2.3.4 Ségrégation cross-shore des résultats.....	91
2.3.5 Les logiciels utilisés.....	92
3. Un secteur d'étude inégalement recouvert par les levés LiDAR	92
3.1 La sélection des sites	92
3.2 La plage de Luzeronde.....	93
3.3 La plage de la Tresson.....	94
3.4 Les plages du nord des pays de Monts.....	94
4. Contexte hydrodynamique de la période couverte par les levés LiDAR	95
4.1 Deux périodes différentes	95
4.2 Caractérisation des événements tempétueux.....	95
4.3 La particularité de la tempête Xynthia.....	97
5. Description des résultats	98
5.1 Les sites couverts par les 3 campagnes LiDAR.....	98
5.1.1 Luzeronde	98
5.1.1.1 Cartographie des différences d'altitude et bilans sédimentaires	98
5.1.1.2 Analyse de la mobilité du pied de dune.....	100
5.1.1.3 La complémentarité des approches.....	100
5.1.2 Tresson	101
5.1.2.1 Cartographie des différences d'altitude et bilans sédimentaires	101

5.1.2.2 Analyse de la mobilité du pied de dune.....	102
5.1.2.3 La complémentarité des approches.....	102
5.1.3 <i>Le nord des pays de Monts</i>	102
5.1.3.1 Cartographie des différences d'altitude et bilans sédimentaires	102
5.2 Les sites couverts par 2 des 3 campagnes	106
5.2.1 <i>La façade maritime de Luzéronde à la Tresson (2008-2010)</i>	106
5.2.2 <i>Le Goulet de Fromentine et la pointe de la Fosse (2008-2010)</i>	109
5.2.3 <i>Les estrans de la moitié sud de la Baie de Bourgneuf (2008-2010)</i>	111
5.2.4 <i>La façade maritime du Pont d'Yeu à la Corniche Vendéenne (2010-2013)</i>	112
6. Discussion	115
6.1 Les mécanismes contrôlant la réponse morphologique des plages étudiées	115
6.1.1 <i>Similarité et variabilité des réponses morphologiques des plages étudiées</i>	115
6.1.2 <i>Homogénéité de la réponse morphologique au niveau du contact plage-dune</i>	116
6.1.3 <i>La rotation des plages de fond de baie</i>	117
6.1.4 <i>La contribution des vagues et du vent favorisant la restauration des plages bordées par des petits fonds peu profonds</i>	118
6.1.5 <i>L'origine anthropique de certaines évolutions morphologiques</i>	119
6.2 Efficacité du seuillage probabiliste et ses effets sur l'estimation des budgets sédimentaires.....	121
6.2.1 <i>Tests de sensibilité du seuillage sur une emprise réduite</i>	121
6.2.2 <i>Des différences notables entre les résultats bruts et filtrés</i>	124
6.2.3 <i>Certains mécanismes peuvent être masqués par un niveau de seuillage trop élevé</i>	124
6.3 La temporalité des mécanismes de réponse des plages par rapport à la résolution temporelle des mesures	126
Conclusion du chapitre	127
Introduction	129

Chapitre 3 : Mesures et modélisation de la marée, des vagues et des flux sédimentaires p. 129

1. Inventaire des données nécessaires à la mise en place du modèle hydro-sédimentaire	130
1.1 Les données topo-bathymétriques : la difficulté d'obtenir un continuum terre-mer..	130
1.1.1 <i>Les données disponibles</i>	131

1.1.2	<i>Acquisition de données complémentaires au sondeur mono-faisceau</i>	132
1.1.2.1	Contexte des deux campagnes bathymétriques.....	132
1.1.2.1.1	La campagne bathymétrique de l'OLPM (2013).....	132
1.1.2.1.2	La campagne bathymétrique des Sableaux (2014)	133
1.1.2.2	Matériel et acquisition	133
1.1.2.3	Traitement.....	134
1.1.3	<i>Fiabilité des données du SHOM par rapport aux données acquises</i>	135
1.1.4	<i>L'estimation de la profondeur du chenal adjacent au Gois</i>	137
1.1.5	<i>Harmonisation des données</i>	138
1.2	Les données de niveaux d'eau et de courant : des données lacunaires pour représenter la propagation de la marée dans la Baie de Bourgneuf	138
1.2.1	<i>Les niveaux d'eau à l'extérieur de la Baie de Bourgneuf</i>	138
1.2.1.1	La marée astronomique et mesurée par le SHOM.....	138
1.2.1.2	Analyse harmonique des mesures marégraphiques.....	139
1.2.2	<i>Les mesures de courant et de niveau d'eau au Passage du Gois</i>	140
1.2.2.1	Contexte des mesures au Passage du Gois	140
1.2.2.2	Déploiement et acquisition des données.....	140
1.2.2.3	Traitement des données brutes.....	142
1.2.2.3.1	Le prétraitement des données brutes.....	142
1.2.2.3.2	Conversion de la pression en niveaux d'eau	142
1.2.2.3.3	Traitement des mesures de courant	142
1.3	Les données d'état de mer : nécessité d'avoir des séries temporelles longues et exhaustives.....	144
1.3.1	<i>Les données disponibles</i>	144
1.3.1.1	La bouée 08504 – Yeu Nord du réseau de mesure CANDHIS	144
1.3.1.2	La base de données HOMERE.....	144
1.3.2	<i>Les mesures complémentaires avec des capteurs de pression (2013-2014)</i>	145
1.3.2.1	Contexte de la campagne de mesures hydrodynamiques.....	145
1.3.2.2	Le paramétrage des capteurs de pression.....	146
1.3.2.3	Le traitement des paramètres de vague	146
1.3.3	<i>Comparaison des données d'état de mer</i>	147
2.	Mise en place des simulations de la marée, des vagues, des flux sédimentaires associés	149

2.1 Un système de modélisation appliqué aux zones côtières : Mike 21 FM.....	149
2.2 Mise en place et calibration de la simulation de la marée	149
2.2.1 Présentation du module hydrodynamique : Mike 21 HD.....	149
2.2.2 Stratégie des simulations hydrodynamiques.....	150
2.2.3 La construction du modèle	150
2.2.4 Les conditions aux limites et les forçages pris en compte.....	152
2.2.5 Calibration et validation du modèle	152
2.2.5.1 Ajustement des conditions aux limites	152
2.2.5.2 Calibration avec le paramètre de longueur de rugosité.....	153
2.2.5.3 Validation des niveaux d'eau simulés par rapport aux prédictions en ligne du SHOM.	153
2.2.5.4 Validation des niveaux d'eau simulés à partir d'une analyse harmonique de données	
marégraphiques.....	154
2.2.5.5 Calibration du modèle de marée dans la Baie de Bourgneuf.....	156
2.2.5.6 Validation de la simulation de la marée au Goulet de Fromentine	158
2.2.5.7 Les limites de la validation du modèle de marée.....	160
2.3 La simulation du climat moyen de vague à partir de conditions théoriques.....	161
2.3.1 Présentation du module de vague : Mike 21 SW	161
2.3.2 Stratégie de la simulation de la propagation de la houle	161
2.3.2.1 Principe général.....	161
2.3.2.2 L'intérêt du couplage des modules de marée, de vague.....	162
2.3.2.3 Les limites du couplage des modules de marée, de vague et de transport sédimentaire	
162	
2.3.3 La construction du modèle	162
2.3.4 Les conditions théoriques de houle à appliquer aux frontières du domaine.....	163
2.3.4.1 Le paramétrage des conditions aux limites	163
2.3.4.2 Détermination des conditions théoriques de houle	163
2.3.4.3 Les approximations des conditions aux limites du modèle de vague	165
2.4 La simulation des flux sédimentaires	165
2.4.1 Présentation du module de transport de sédiments non cohésifs : Mike 21 ST.....	165
2.4.2 Principe du couplage avec les modules HD et SW.....	166
2.4.3 Une approximation des caractéristiques sédimentaires	166
2.4.4 Flux et capacité potentielle de transport	167

Conclusion du chapitre	167
------------------------------	-----

Chapitre 4 : Fonctionnement hydro-sédimentaire du système côtier ... p. 169

Introduction	169
--------------------	-----

1. Fonctionnement hydro-sédimentaire de la façade océanique et du Coureau Islais : variabilité de l'influence des vagues..... 169

1.1 Propagation et modifications des états de mer à l'approche de la côte.....	170
1.1.1 Variabilité des paramètres de vagues entre le large et le Coureau Islais et entre l'été et l'hiver	170
1.1.2 Variabilité spatiale et temporelle des épisodes tempétueux sur le Coureau Islais	171
1.1.3 Cartographie de la propagation des vagues à partir des conditions théoriques.....	172
1.1.3.1 La partie nord du Coureau Islais	173
1.1.3.2 La partie sud du Coureau Islais	174
1.1.3.3 L'importance des niveaux de marée sur la dissipation des vagues	175
1.1.3.4 La propagation des houles jusqu'aux ouvertures de la baie	176
1.2 La circulation des masses d'eau à l'extérieur de la Baie de Bourgneuf	178
1.2.1 Description de la circulation des masses d'eau sur le Coureau Islais.....	178
1.2.1.1 Les courants dominants induits par la marée	178
1.2.1.2 Les vagues modifient les courants dominants seulement en intensité	180
1.2.2 Description des courants au Goulet de Fromentine	180
1.2.2.1 Les courants dominants induits par la marée	180
1.2.2.2 Les vagues complexifient les courants sur les faibles profondeurs du delta.....	182
1.3 Description des schémas de transport et des flux sédimentaires à l'extérieur de la Baie de Bourgneuf	183
1.3.1 Description générale des schémas de transport à l'échelle de l'ensemble de la façade maritime et du Coureau Islais	183
1.3.1.1 Sous l'influence de la marée	183
1.3.1.2 Sous l'influence des vagues et de la marée	184
1.3.2 À l'approche des plages de la façade maritime (du nord au sud)	185
1.3.3 Les schémas de transport de la partie maritime du Goulet de Fromentine : une interaction complexe entre les vagues et les courants de marée.....	188
1.3.4 Les schémas de transport sédimentaire contournant l'Île-d'Yeu	191
1.4 Rapprochement des résultats du modèle avec les dérives littorales estimées par DHI & GEOS (2008).....	193

1.5 Conclusion : les dynamiques littorales sont peu sensibles à la direction des vagues moyennes.	195
2. Fonctionnement hydro-sédimentaire de la Baie de Bourgneuf : entre domination de la marée et influence des vagues.....	196
2.1 La propagation de la marée à l'intérieur de la Baie de Bourgneuf	197
2.1.1 <i>Les mesures au Passage du Gois.....</i>	197
2.1.2 <i>Circulation des masses d'eau à partir du modèle hydrodynamique.....</i>	199
2.2 Caractérisation de l'asymétrie de la marée aux ouvertures de la baie.....	202
2.2.1 <i>Asymétrie des niveaux d'eau</i>	204
2.2.1.1 Au Goulet de Fromentine	204
2.2.1.2 À l'ouverture nord	204
2.2.2 <i>Asymétrie des courants de marée.....</i>	205
2.2.2.1 Au Goulet de Fromentine	205
2.2.2.2 À l'ouverture nord	205
2.2.3 <i>Asymétrie des prismes tidaux.....</i>	205
2.2.4 <i>Influence des vagues sur l'asymétrie de la marée aux ouvertures.....</i>	208
2.2.4.1 Au Goulet de Fromentine	208
2.3 Description des schémas de transport et des flux sédimentaire.....	209
2.3.1 <i>Dans le versant nord de la Baie de Bourgneuf</i>	209
2.3.1.1 Des flux sédimentaires variables selon les phases de la marée	209
2.3.1.2 Des flux sédimentaires secondaires dominés par les courants de flot.....	210
2.3.1.3 Les vagues favorisent la domination du flot sur les flux sédimentaire	211
2.3.2 <i>Un flux sédimentaire résiduel qui traverse le versant sud de la Baie de Bourgneuf en direction du Goulet de Fromentine.....</i>	212
2.3.3 <i>Confrontation des flux sédimentaires et de la répartition des sédiments dans la Baie de Bourgneuf</i>	213
2.4 Le rôle déterminant de l'énergie des vagues sur l'importance des volumes sédimentaires transportés.....	215
2.4.1 <i>Les indications de prismes sédimentaires</i>	215
2.4.2 <i>Influence potentielle de l'agitation locale sur la mobilisation des sédiments dans la baie</i>	216
2.5 Comparaison avec le Pertuis de Maumusson	217
3. Les processus à l'origine de l'asymétrie de la marée dans la Baie de Bourgneuf ..	218
3.1 Les variations d'amplitude et la distorsion progressive du signal de la marée depuis le	

large vers l'intérieur de la Baie de Bourgneuf	218
3.2 Évaluation de l'asymétrie de la marée à partir d'une analyse harmonique des niveaux ...	219
3.2.1 Principe de la comparaison de la composante semi-diurne principale avec ses harmoniques supérieures	219
3.2.2 Une distorsion en favorisant le flot aux deux ouvertures	220
3.2.3 D'autres harmoniques expliquent la forme asymétrique du signal de marée dans le versant sud de la Baie de Bourgneuf	222
3.2.4 L'influence des fonds du versant sud de la baie sur la forme du signal de marée à basse mer	224
3.3 Les autres facteurs favorisant la domination du jusant au Goulet de Fromentine	224
3.3.1 L'inégalité de volume au Goulet de Fromentine intensifie le jusant par rapport au flot	225
3.3.2 Une propagation du flot obstruée au Goulet de Fromentine par rapport à l'ouverture nord	225
3.3.3 La formation d'une pente de part et d'autre du Goulet de Fromentine favorise le jusant	226
4. Stabilité et évolution possible du système sédimentaire	227
4.1 Un système en situation d'équilibre sédimentaire?	227
4.1.1 Le rôle des vagues dans le comblement sédimentaire de la Baie de Bourgneuf : l'hypothèse d'une saisonnalité	227
4.1.2 La stabilité du Goulet de Fromentine est assurée par des dynamiques de marée qui limitent l'action des vagues	228
4.1.3 La question du stock sédimentaire	229
4.2 Quelle évolution du système sédimentaire?	230
4.2.1 Le contrôle de la géologie et de la stratigraphie sur la stabilité du système	230
4.2.2 Comment expliquer les évolutions du delta de jusant et du chenal qui le traverse	232
4.2.2.1 Les événements exceptionnels ne sont pas pris en compte	232
4.2.2.2 Le delta actuel présente un stade d'évolution avancée	233
4.2.3 Évolution des facteurs contribuant à la sédimentation de la Baie de Bourgneuf et à la diminution de la section mouillée du Goulet de Fromentine	233
4.2.3.1 Évolution potentielle du climat de vague sur la sédimentation de la baie	234
4.2.3.2 L'élévation du niveau de la mer peut-elle compenser la sédimentation de la Baie de Bourgneuf?	234
4.2.4 Hypothèses sur les relations morphodynamiques à long terme entre la Baie de Bourgneuf, le Goulet de Fromentine et les littoraux adjacents	235
4.2.4.1 La stabilité du système est garantie par des prismes de marée importants	235
4.2.4.2 Une sédimentation avancée de la Baie de Bourgneuf pourrait conduire à la fermeture	

du Goulet de Fromentine.....	235
Conclusion du chapitre	236
Conclusion générale.....	p. 239
Bibliographie.....	p. 241
Table des figures	p. 269
Table des tableaux.....	p. 275
Table des matières.....	p. 277

Titre : Les dynamiques hydro-sédimentaires du Goulet de Fromentine, de la Baie de Bourgneuf et des plages adjacentes

Mots clés : géomorphologie, embouchure tidale, LiDAR, modélisation numérique de la marée et de la houle, bilan sédimentaire, flux sédimentaires

Résumé : Dans le contexte du changement climatique et de la concentration des enjeux à l'interface entre la terre et la mer, les observatoires côtiers ont pour objectif de mieux comprendre les dynamiques littorales pour proposer des outils d'aide à la décision. Cette thèse s'inscrit dans cette démarche en proposant l'étude d'un système côtier complexe structuré autour de trois unités morphologiques : la Baie de Bourgneuf, le Goulet de Fromentine et des cordons dunaires aux orientations diverses. (1) Une approche diachronique se focalise sur la détection des évolutions récentes des formes émergées couvertes par trois levés LiDAR. Une méthode reproductible quantifie les changements significatifs et la résilience des plages suite à la tempête Xynthia (2010) tout en tenant compte des limites et des avantages du LiDAR. La variabilité des réponses morphologiques révèle la complexité des processus côtiers à étudier. (2) Une approche modélisatrice est ensuite proposée pour évaluer la sensibilité des schémas de transport à différentes conditions de vagues et de courants.

Des données bathymétriques et hydrodynamiques ont été collectées pour permettre une bonne reproduction des processus dans le modèle. Le modèle 2DH Mike 21 (DHI) est utilisé pour simuler plusieurs cycles de marée et 6 scénarios de vagues moyennes. L'île d'Yeu et le Coureau Islais entraînent d'importants phénomènes de réfraction et de diffraction qui limitent l'influence de la direction des vagues sur les flux sédimentaires. Enfin, l'évolution possible du système est appréhendée à travers l'analyse d'un mécanisme contrôlé par une marée fortement asymétrique au Goulet de Fromentine et par l'apport sédimentaire induit par les vagues à l'ouverture nord. Les résultats présentés ont permis de mettre en valeur l'influence du contexte géologique et géomorphologique hérité sur les gradients hydrodynamiques et la forte connectivité du système. L'approche adoptée révèle l'utilité de combiner la télédétection, les mesures sur le terrain et la simulation hydro-sédimentaire pour appréhender le fonctionnement des systèmes côtiers complexes.

Title : Hydro-sedimentary dynamics of the Fromentine tidal inlet, the Bay of Bourgneuf and adjacent beaches

Keywords : geomorphology, tidal inlet, LiDAR, tide and wave numerical simulation, sediment budget, sediment flux

Abstract: In the context of global change and the concentration of stakes at the land-sea interface, littoral observatories aim to better understand coastal dynamics in order to offer decision making tools. This thesis follows this approach by offering a complete study of a complex coastal system structured by three morphological features: the Bourgneuf Bay, the Fromentine inlet and dune fields with diverse orientations. (1) A diachronic approach focuses on the geomorphic change detection of emerged forms covered with three LiDAR surveys. A reproducible methodology quantifies significant changes and the beach resilience following Storm Xynthia (2010) while accounting for the benefits and limitations of LiDAR data. The variability of morphological responses reveals the complexity of the coastal processes to be studied. (2) A modelling approach is presented to assess the sensitivity sediment transport patterns to various wave and current conditions.

Bathymetric and hydrodynamic data are collected so as to make sure the coastal processes are accurately represented in the model. Mike 21 (DHI) modelling system is used to simulate several tide cycles and 6 averaged wave scenarios. Yeu Island and the Coureau Islais cause strong refraction and diffraction phenomena which restrict the influence of wave direction on sediment fluxes. Finally, the evolution of the system is investigated in the light of a mechanism controlled by the tidal asymmetry at the Fromentine tidal inlet and the sediment input induced by waves at the north entrance of the bay. The results highlight the influence of the geological and inherited geomorphological context on the hydrodynamic gradients and the strong connectivity within the system. In this thesis, the use of field measurements, remote sensing and modelling complete one another to better understand this complex coastal system.