



HAL
open science

Etude des dynamiques du trait de côte de la région Bretagne à différentes échelles spatio-temporelles

Emmanuel Blaise

► **To cite this version:**

Emmanuel Blaise. Etude des dynamiques du trait de côte de la région Bretagne à différentes échelles spatio-temporelles. Géographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2017. Français. NNT : 2017BRES0010 . tel-01563652

HAL Id: tel-01563652

<https://theses.hal.science/tel-01563652>

Submitted on 17 Jul 2017

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.

UBO

université de bretagne
occidentale

UNIVERSITE
BRETAGNE
LOIRE

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géographie

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Emmanuel Blaise

Préparée à l'Institut Universitaire Européen de la Mer, au laboratoire Géomer, LETG UMR 6554 CNRS

Etude des dynamiques du trait de côte de la région Bretagne à différentes échelles spatio-temporelles

Soutenance prévue le 20 janvier 2017

devant le jury composé de :

Frédéric BERTRAND

Professeur, Université Paris-Sorbonne / *rapporteur*

Alain HENAFF

Maître de Conférences, Université de Bretagne Occidentale / *examineur*

Marie-Hélène RUZ

Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale / *rapporteur*

François SABATIER

Maître de Conférences, Université Aix-Marseille – CEREGE / *examineur*

Mouncef SEDRATI

Maître de Conférences, Université Bretagne Sud / *examineur*

Serge SUANEZ

Professeur, Université de Bretagne Occidentale / *dir. de thèse*



« T'extasie pas sur la mer, elle a toujours été là »

Jean Gabin, *Mélodie en sous-sol* (1963),
écrit par Michel Audiard

Remerciements

En premier lieu, je souhaite adresser mes remerciements à Serge Suanez, mon directeur de thèse durant quatre ans et la personne qui m'a initié et m'a donné le goût de la Géographie physique, ceci dès le début de la licence. Je te remercie pour m'avoir guidé et conseillé dans ce travail de thèse, ainsi que pour ta gentillesse et ton humour. Je garde en souvenir de nombreux bons moments passés lors des campagnes de terrain, parfois en compagnie de Bernard et Pierre. Ces derniers ont eux aussi largement participé à rendre ce travail agréable en m'apportant régulièrement conseils et soutien. Je garde en souvenir notamment les missions dans l'archipel de Molène et bien évidemment les soirées passées au gîte de Kermajen, après les kilomètres parcourus sur le Sillon de Talbert.

Je tiens à remercier l'ensemble des membres du jury, Marie-Hélène Ruz, Frédéric Bertrand, François Sabatier, Mouncef Sedrati et Alain Hénaff, pour avoir accepté de juger ce travail et pour les commentaires constructifs qu'ils ont pu m'apporter.

Je remercie également les personnes avec qui j'ai eu la chance de travailler et les organismes extérieurs qui ont participé à ce travail en me donnant notamment accès à un certain nombre de données : Jean-Michel Schroëtter et Eric Palvadeau du BRGM - Bretagne, pour le travail partagé lors du projet ATLAS, le SHOM par l'intermédiaire du système de production REFMAR® pour l'acquisition des données de marée, IFREMER et le LNHE-EDF pour le partage des données de houle modélisées, Météo-France pour les données météorologiques, et enfin, Christophe Delacourt et les membres du LDO UMR 6538, pour la mise à disposition de certaines données topographiques.

J'aimerais également remercier Louis Brigand, directeur du laboratoire Géomer pendant ces quatre années, de m'avoir permis de travailler dans de bonnes conditions en mettant à disposition tout ce dont j'avais besoin.

Les périodes de doute, la fatigue, font malheureusement partie intégrante du travail de thèse. Ces « mauvaises passes » ont pour ma part souvent été dissipées par la bonne humeur générale qui règne au sein du laboratoire. A ce titre, j'adresse mes plus profonds remerciements à l'ensemble des membres du laboratoire, et plus particulièrement à Lucille (Ritschou, Princesse bonne-humeur, cogalérienne depuis le début !), Laurence (avec qui j'ai, entre autres, appris à dompter le fameux *DSAS* !), Isabelle (d'une patience sans égal face à mes demandes d'ordre de mission tardives), Johan, Ronan, Damien, Jérôme... Chacun de vous, à votre manière, m'avez aidé et j'en suis très reconnaissant.

« *La musique, c'est thérapeutique, une façon extraordinaire de s'exprimer* »¹. Je ne pourrais rédiger ces remerciements sans penser bien évidemment à Duckhunters, le rempart au *burn-out* général. Ces moments d'ultra déconnade et de grand n'importe quoi, rarement prescrits, mais sans nul doute salvateurs, je les ai passés avec vous ; Guillaume, Isidore et Alain, un grand merci pour m'avoir aidé à mener de front ces deux projets ambitieux. « *C'est con, les canards, mais ça fait cossu* »². Alain, notre amitié dépasse la simple sphère musicale, elle date et perdure, pour mon plus grand bonheur, sache-le. Merci à tous mes amis, ceux de très longue date, Guytan, Benj, Jé, Samy ; ceux rencontrés au Rock Cirkus, ou lors du master, ceux que j'oublie... Merci aux membres d'Ultranova, de Drop Dead Records et aux Dupont Volants.

Un grand merci enfin à mes proches, pour le soutien et leur amour sans faille, et ce, depuis très longtemps. Merci à mes parents, à mes frères, ainsi qu'à mes grands-parents. Merci Aurore, pour m'avoir soutenu, aidé et supporté plus que n'importe qui.

I'm on the road.

¹ Céline Dion, *Télé 7 jours*, 2013.

² Jean-Paul Belmondo, *Cent mille dollars au soleil* (1964), écrit par Michel Audiard

Liste des abréviations

ANEMOC : Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier

BMVE / *MLWS* : niveau des Basses Mers de Vives-Eaux / *Mean Low Water Spring*

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

CANDHIS : Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ

CEREMA : Centre d'Etude et d'expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement

CETE Méditerranée : Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement

DGPS : *Differential Global Position System*

DPM : Domaine Public Maritime

DYMOVUL : Dynamiques Morphosédimentaires et VULnérabilité

ECMWF : Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT)

EEA : *European Environment Agency* / Agence Européenne pour l'Environnement

EPR : *End Point Rate method* / méthode des moindres carrés

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

HOMERE : jeu d'état de mer sur la zone Manche – Golfe de Gascogne (IFREMER)

IFEN : Institut Français de l'Environnement

IFREMER : Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer

IGN : Institut National de l'information Géographique et forestière

INSU : Institut National des Sciences de l'Univers

IPCC : *Intergovernmental Panel on Climate Change*

IUEM : Institut Universitaire Européen de la Mer

LECZ : *Low Elevation Coastal Zone* / côtes basses

LETG (UMR) : Unité Mixte de Recherche – Littoral, Environnement, Télédétection, Géomatique

LIDAR : *Low Elevation Coastal Zone*

LR : *Linear Regression* / Régression linéaire

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NAO / *ONA* : *North Atlantic Oscillation* / Oscillation Nord Atlantique

NGF : Nivellement Général Français

ODC : Observatoire du Domaine Côtier

ONG : Organisation Non Gouvernementale

OSSI : *Ocean Sensor Systems, Inc*®

OSU : Observatoire des Sciences de l'Univers

PBMA / *LAT* : Plus Basses Mers Astronomiques / *Low Astronomic Tide*

PHMA / *HAT* : Plus Hautes Mers Astronomiques / *High Astronomic Tide*

PMVE / *MHWS* : Pleine Mers de Vives-Eaux / *Mean High Water Spring*

PPR : Plan de Prévention contre les Risques

PREVIMER : projet d'océanographie côtière opérationnelle

PRIR : Programme de Recherche d'Intérêt Régional

RCP : *Representative Concentration Pathways* / estimation des projections du niveau de la mer

RMSE : *Root Mean Square Error* / erreur quadratique moyenne

RTK : *Real Time Kinematic* / Cinématique en temps réel

SHOM : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

SIG : Système d'Information Géographique

SNO : Service National d'Observation

SO-DYC : Service d'Observation - Dynamique du Trait de Côte

SOERE : Système d'Observation et d'Expérimentation au long terme pour la Recherche en Environnement

TLS : *Terrestrial Laser Scanning* / Scanner Laser Terrestre

UBO : Université de Bretagne Occidentale

WW3 : modèle WaveWatch III

ZH : Zéro Hydrographique

ZNIEFF : Zones Naturelles d'Intérêt Ecologique Faunistique et Floristique

Sommaire

Remerciements	3
Liste des abréviations.....	5
Sommaire	7
Introduction générale.....	9
Partie I. Contexte de la thèse et état de l’art sur l’étude de la dynamique du trait de côte.....	15
Chap 1. Contexte scientifique et politique	16
Chap 2. Etat de l’art sur la question de la dynamique du trait de côte	29
Chap 3. Présentation des sites d’étude	50
Chap 4. Méthodologie d’analyse de la dynamique du trait de côte.....	64
Partie II. Résultats de l’analyse de la dynamique du trait de côte sur le long terme	81
Chap 1. Typologie des côtes d’accumulation en Bretagne.....	82
Conclusion intermédiaire	96
Chap 2. Analyse de la cinématique du trait de côte des côtes d’accumulation sur le long terme (1949 - 2010)	97
Partie III. Dynamique du trait de côte à moyen terme	135
Chap 1. Sites d’étude et aspects méthodologiques.....	136
Chap 2. Dynamiques morphosédimentaires du trait de côte	157
Chap 3. Analyse des conditions météomarines	192
Partie IV. Analyse de la dynamique du trait de côte sur le court terme	207
Chap 1. Bilan des tempêtes de l’hiver 2013-2014 sur la dynamique du trait de côte en Bretagne .	209
Chap 2. Observation et estimation des niveaux d’eau extrêmes (calcul du <i>runup</i>) sur le cordon dunaire du Vougot.....	239
Conclusion générale	261
Bibliographie.....	267
Table des matières	285
Table des figures.....	289
Table des tableaux.....	297

Introduction générale

Les espaces littoraux sont devenus des zones particulièrement vulnérables depuis que l'Homme s'y est implanté de façon croissante au cours des dernières décennies ; rappelons qu'environ 40 % de la population mondiale vit à moins de 100 km de la mer. Si l'on s'en tient aux projections faites pour la fin du XXI^{ème} siècle, cette vulnérabilité ne fera que s'accroître avec (i) la migration importante de populations de l'intérieur des terres vers les zones côtières, notamment dans la plupart des pays africains, et (ii) l'augmentation de la fréquence et de la virulence des aléas (élévation du niveau marin, tempêtes, etc.) en lien avec le changement climatique global (McCabe *et al.*, 2001 ; Nicholls *et al.*, 1999 ; Nicholls et Cazenave, 2010 ; Stive 2004). A l'échelle du territoire métropolitain français, ce phénomène est également bien présent lorsque l'on observe les dynamiques spatio-démographiques ; ainsi, les 885 communes littorales représentant seulement 4 % du territoire accueillent un peu plus de 10 % de la population (Cazenave et Cozannet, 2014 ; Colas, 2007 ; Hénaff et Philippe, 2014 ; McGranahan *et al.*, 2007 ; Meur-Ferec, 2006 ; Nicholls *et al.*, 2014).

Dans le même temps, les événements dramatiques en matière d'érosion et de submersion des côtes que l'on a connus au cours des dernières décennies ont progressivement fait prendre conscience des risques encourus par les sociétés humaines. Le long des côtes atlantiques, des épisodes tempétueux particulièrement morphogènes comme l'ouragan de 1987, la série de tempêtes de l'hiver 1989-1990 (notamment la tempête Vivian de février 1990), et de décembre 1999 (Martin et Lothar), les tempêtes Johanna de 2008, Klaus de 2009 et Xynthia de 2010, ou encore la série de tempêtes de l'hiver 2013-2014, ont été autant d'éléments déclencheurs.

Suite à la tempête Xynthia du mois de février 2010, à l'origine de 53 décès et d'importants dégâts matériels (Bertin *et al.*, 2012 ; Feuillet *et al.*, 2012), le Grenelle de la mer (2009 à 2012), a débouché sur l'élaboration et l'adoption par l'Etat français, d'une Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte visant à mettre en place une méthodologie de gestion du trait de côte, du recul et de défense contre la mer. Un des axes fondamentaux de cette stratégie est l'axe A préconisant de « *Développer l'observation du trait de côte et identifier les territoires à risque érosion pour hiérarchiser l'action publique* ». L'objectif est de créer et/ou d'organiser un réseau d'observation et de suivi de l'évolution du trait de côte à l'échelle de la France, répondant aux normes de la directive Inspire (Parlement Européen, 2007). Cette dernière contraint les pays membres de l'Union européenne à ouvrir leurs données géographiques (*open data*), notamment celles à caractère environnemental.

Contexte scientifique et politique

Mon travail de thèse s'est inscrit dans cette problématique. Il a porté sur l'étude des dynamiques du trait de côte des plages sableuses et des cordons de galets (formes d'accumulation) de la Bretagne en privilégiant différentes échelles spatio-temporelles. Les côtes rocheuses n'étant pas considérées comme des secteurs particulièrement vulnérables de par leurs hauteurs importantes et la résistance des matériaux qui les composent, ont été délibérément écartées. Ce travail se situe à la croisée d'une recherche fondamentale et

appliquée. Il s'agissait dans un premier temps de renouveler et/ou faire la synthèse des travaux existants du point de vue des dynamiques morphosédimentaires associées à la mobilité de la ligne de rivage. L'objectif était également de fournir des données suffisamment pertinentes pour aider les politiques de gestion du trait de côte au niveau local (échelle communale) et/ou régionale. A ce titre, les données obtenues ont alimenté les dispositifs de bases de données déjà existants tels que l'Observatoire du Domaine Côtier (ODC) de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) (www-iuem.univ-brest.fr/observatoire/observation-cotiere/suivi-geomorphologique), ou du Service National d'Observation (SNO) « Dynalitt » (www.allenvi.fr/groupe-transversaux/infrastructures-de-recherche/trait-de-cote/).

Cette thèse se situe donc dans le prolongement des recherches développées au sein du laboratoire LETG Brest-Géomer depuis plusieurs années, et dont le but est d'étudier la dynamique des côtes d'accumulation (cordons littoraux sableux et de galets). Dans mon cas, le travail a principalement porté sur la cinématique du trait de côte et la question des bilans sédimentaires en privilégiant dans un premier temps le temps long. Dans un second temps, j'ai souhaité approfondir la compréhension des processus morphodynamiques en tenant compte des forçages météomarins et hydrodynamiques agissant à différentes échelles temporelles (de l'échelle pluridécennale à pluriannuelle, à épisodique).

Problématique et approches méthodologiques

Ainsi, mon travail a eu pour premier objectif d'analyser l'évolution morphosédimentaire des côtes d'accumulation en Bretagne à trois échelles spatiotemporelles (Figure 1). Pour y parvenir, différentes approches méthodologiques ont été adoptées en fonction des échelles de temps considérées.

Sur le long terme, la cinématique du trait de côte a été analysée à l'échelle des 60 dernières années à partir d'une étude diachronique par photo-interprétation. Cette analyse a consisté à effectuer une typologie des côtes d'accumulation du littoral de la Bretagne, à partir de laquelle la quantification de la cinématique du trait de côte a été réalisée. Ce travail a reposé sur l'utilisation de deux campagnes de photographies aériennes orthorectifiées mis à disposition par l'Institut national de l'information Géographique et forestière (IGN) : la BD ORTHO® Historique de 1952, et la BD ORTHO® de 2010.

L'analyse des dynamiques à moyen terme s'est faite en analysant l'évolution morphosédimentaire des cordons littoraux à l'échelle pluriannuelle à pluridécennale. Ce travail a été mené sur plusieurs secteurs d'études correspondant aux sites ateliers de l'ODC (IUEM) et/ou du SNO Dynalitt. Pour l'ensemble de ces sites, la mise en place d'un suivi topomorphologique, au moins à l'échelle annuelle, nous a permis de quantifier les phases érosives et de régénération des cordons littoraux depuis la fin des années 1990. Cette partie du travail a reposé sur l'acquisition de données issues de mesures effectués *in situ* : la mesure de la position du trait de côte suivant un indicateur biomorphologique ; la mesure de profils de plage/dune en tenant compte du recul ou de l'avancée du front de dune comme indicateur de variation du trait de côte ; et des levés surfaciques desquels a été extrait le trait de côte.

L'analyse sur le court terme a quant à elle été réalisée sur l'hiver tempétueux de 2013-2014. Ce dernier garde un caractère exceptionnel en ce sens qu'il a été marqué par une série de

tempêtes fréquentes et virulentes ayant touché la pointe bretonne entre les mois de décembre 2013 et de mars 2014. Trois d'entre elles, combinées à de fortes marées de vive-eau, ont été particulièrement morphogènes. Des mesures topomorphologiques à haute fréquence réalisées une nouvelle fois sur plusieurs sites ateliers de l'ODC et/ou du SNO Dynalitt ont permis de mesurer les effets de ces tempêtes sur le recul du trait de côte.

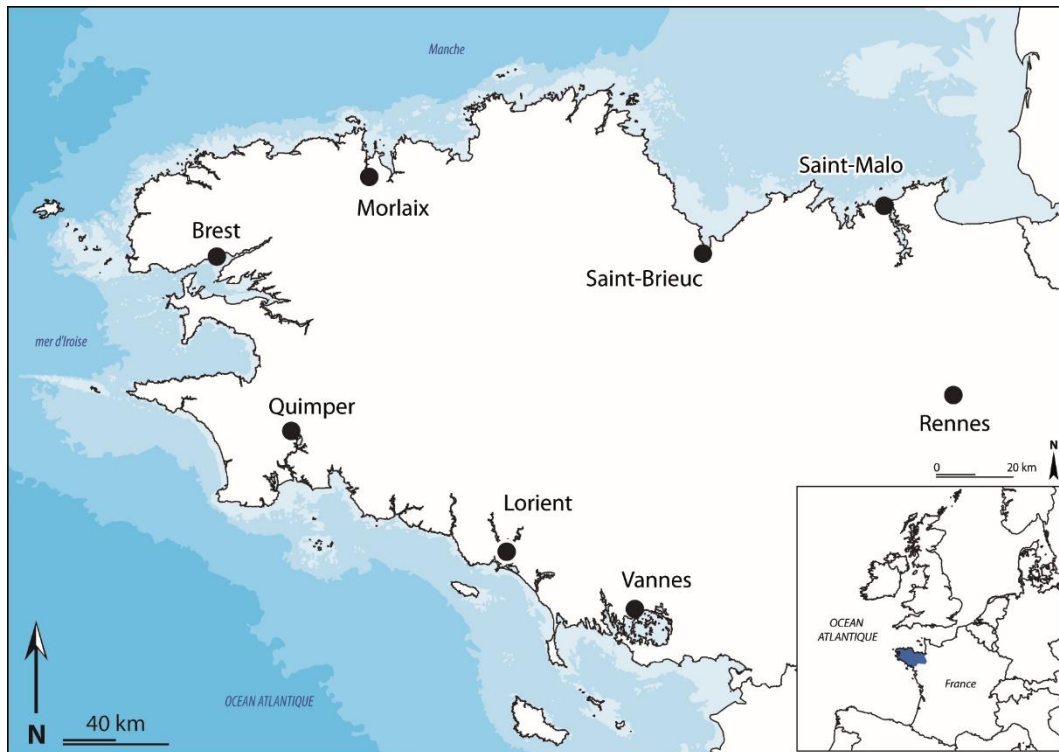


Figure 1 – Localisation du secteur d'étude.

Le deuxième objectif de notre travail a été d'analyser les processus hydrodynamiques et météorologiques intervenant dans la dynamique du trait de côte depuis la fin des années 1990. Sur le moyen terme, l'analyse de données de houle, de marée, de vent, et de pression atmosphérique, a tenté d'expliquer la part de ces forçages dans les changements du fonctionnement morphosédimentaire des cordons littoraux illustrés par l'alternance de phases de recul et de périodes de régénération.

Sur le court terme, une étude expérimentale visant à quantifier le *runup* a été menée dans le but d'analyser l'impact des niveaux d'eau extrêmes à la côte sur le cordon dunaire du Vougot (Guissény – nord Finistère). L'originalité de la démarche se trouve dans le fait que les équations empiriques de calcul du *runup* disponibles dans la littérature sont, de manière globale, adaptées aux sites micro et mésotidaux. L'enjeu était donc de paramétrer une équation en tenant compte du contexte environnemental d'un site macrotidal. Ce travail s'est basé sur des mesures topographiques haute fréquence de la limite maximum atteinte par le jet de rive, et des données hydrodynamiques *in situ* entre 2008 et 2013. Il s'est accompagné d'une analyse de la dynamique érosive observée au cours des tempêtes de l'hiver 2013-2014.

Collaborations scientifiques

Ce travail n'aurait pas été possible sans le concours de plusieurs collaborations ayant facilité l'acquisition de certaines données :

- Le SHOM (Service Hydrographique et Océanographie de la Marine), par l'intermédiaire du système de production REFMAR® pour l'acquisition des données de marée obtenues aux marégraphes de Roscoff (CCI Morlaix), du Conquet et de Concarneau (CG Finistère) ;
- Une partie des données de houles sont issues du *North-East Atlantic — Ocean Wave Model*, validé dans le cadre d'une étude publiée en 2016 (Masselink *et al.*, 2016). Le deuxième jeu de données est issu de la base de données HOMERE, créée au sein de l'IFREMER dans le cadre du projet Energies Marines Renouvelables (EMR) ; enfin, le LNHE-EDF et IFREMER (laboratoire LOPS) pour la mise à disposition du troisième jeu de données de houles modélisées, respectivement dans le cadre du projet ANEMOC et PREVIMER ;
- Météo-France pour l'acquisition des données météorologiques (pression atmosphérique et vitesse du vent) ;
- Le BRGM (antenne de Rennes) pour la collaboration lors du projet ATLAS (Atlas des aléas littoraux – érosion et submersion marine – des départements d'Ille-et-Vilaine, des Côtes-d'Armor et du Finistère) ;
- Le laboratoire LDO UMR 6538 du CNRS (IUEM-UBO) pour la mise à disposition d'outils d'analyses et d'instruments de mesures topomorphologiques et hydrodynamiques.
- Les données concernant les cordons de Penmarc'h – Le Guilvinec et Treffiagat – Lesconil ont été produites dans le cadre du programme COCORISCO (Connaissance, compréhension et gestion des risques côtiers) ; programme CEPS : Changements environnementaux planétaires et sociétés ; projet ANR-10-CEPL-001-01.

Plan du mémoire

Le plan de cette thèse s'articule autour de quatre parties. La première partie présente le contexte du travail doctoral. Dans un premier chapitre, nous rappelons le contexte politique et scientifique dans lequel s'inscrit cette recherche. Le deuxième chapitre présente un état de l'art des études portant sur la dynamique du trait de côte en Bretagne menée à différentes échelles spatiotemporelles. Cette partie nous a permis d'insister sur le manque de données quantitatives des variations à long terme des côtes d'accumulation pour l'ensemble des côtes bretonnes. Dans un troisième chapitre, nous présentons le cadre géographique et géologique général du littoral breton. Enfin, un quatrième chapitre est consacré à la méthodologie et les outils employés dans le cadre de l'analyse de la cinématique suivant les différentes échelles spatiales.

La suite du manuscrit se décline suivant une logique chronologique organisée en trois parties. La deuxième partie est donc consacrée à l'étude de la cinématique du trait de sur le long terme. Nous présentons dans un premier chapitre le travail effectué sur l'élaboration d'une typologie des côtes d'accumulation bretonnes, qui a permis d'orienter le choix des indicateurs

morphologiques utilisés comme limite du trait de côte. Le second chapitre est quant à lui consacré à l'analyse quantitative de la cinématique du trait de côte sur le long terme.

La troisième partie étudie les variations du trait de côte des cordons littoraux à moyen terme. Pour cela, nous présentons plus en détail les sites ateliers de l'ODC de l'IUEM et du SNO Dynalitt sur lesquels ont été menés les suivis, ainsi que les méthodes d'acquisition et de traitement des données utilisées. Nous présentons dans un deuxième et troisième chapitre les résultats obtenus respectivement dans le cadre des suivis morphosédimentaires, et l'analyse des conditions météomarines et hydrodynamiques.

La quatrième partie s'articule autour de trois articles publiés durant de cette thèse (Blaise *et al.*, 2015 ; Suanez *et al.*, 2015, 2016). Dans un premier chapitre, nous analysons l'impact morphogène des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur les cordons littoraux répartis le long du littoral sud et nord de la péninsule bretonne. Ce travail se base sur des mesures topomorphologiques et des enregistrements des conditions hydrodynamiques obtenues à haute fréquence entre les mois de décembre 2013 et de mars 2014. Le second chapitre est quant à lui consacré à l'étude expérimentale menée dans le cadre de l'analyse de l'impact des niveaux d'eau extrêmes sur le cordon dunaire de la plage du Vougot. Ces travaux nous ont permis de calibrer une équation de *runup* adaptée au contexte environnemental de cette plage.

Partie I. Contexte de la thèse et état de l'art sur l'étude de la dynamique du trait de côte

L'objectif de cette première partie est de présenter le cadre général dans lequel ce travail de thèse a été réalisé.

Le premier chapitre s'emploie à rappeler le contexte actuel de croissance des risques liés au littoral (érosion et submersions marines), fruits des changements environnementaux globaux et de la croissance de l'urbanisation et des activités humaines sur le littoral. Ces risques littoraux, et plus particulièrement le passage de la tempête Xynthia en 2010, sont à l'origine d'une prise de conscience des politiques et des gestionnaires. Lors du Grenelle de la Mer (2009-2012), la France met en place la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte, s'appliquant aux côtes françaises. Ce travail de thèse répond aux objectifs développés dans la problématique de l'axe A intitulé « *Développer l'observation du trait de côte et identifier les territoires à risque érosion pour hiérarchiser l'action publique* ».

Le deuxième chapitre propose un état de l'art des différents programmes d'étude de la dynamique du trait de côte et met l'accent sur la grande diversité des méthodes de suivi et des échelles spatio-temporelles développées dans ces programmes, notamment lorsqu'ils sont organisés à l'échelle locale. Cette absence de cohérence méthodologique limite très souvent la comparaison des données obtenues entre elles.

Le troisième chapitre concerne le secteur d'étude. Il a pour vocation de proposer un aperçu du contexte géologique, géomorphologie et hydro-météomarin de la Bretagne en décrivant chacune des trois façades littorales. Il permet d'établir un état de connaissance des différents types de côte présents, et de comprendre les forçages naturels qui régissent ce littoral.

Pour finir, le chapitre quatre expose la méthodologie développée dans ce travail de thèse. La cinématique du trait de côte sur soixante ans a été obtenue par analyse diachronique suivant des principes de photo-interprétation. L'étude de la dynamique des cordons littoraux à moyen terme comporte également une analyse par photo-interprétation mais se base principalement sur des levés topomorphologiques *in situ*. Ici, des levés surfaciques, des profils de plage et des levés de trait de côte ont été réalisés sur plusieurs sites de l'ODC de l'IUEM. Les données obtenues ont été confrontées aux niveaux d'eau extrêmes afin de mesurer l'impact de ces derniers sur la dynamique du trait de côte. Pour finir, la dynamique du trait de côte à court terme a été étudiée lors de l'hiver 2013-2014. Lors de cet hiver particulièrement tempétueux, des reculs instantanés importants ont été mesurés sur l'ensemble des sites-ateliers suivis.

Chap 1. Contexte scientifique et politique

L'intérêt de ce travail de recherche est multiple. Il s'inscrit tout d'abord dans le contexte actuel de changements environnementaux globaux (McCabe *et al.*, 2001; Nicholls *et al.*, 1999; Nicholls et Cazenave, 2010; Stive, 2004) et de « littoralisation » des activités humaines (Corlay, 1995). Les risques côtiers (érosion du trait de côte – submersion des côtes basses par la mer) résultent de la combinaison de ces forçages naturels et anthropiques. La mise au point de stratégies cohérentes à long terme sur la question de leur gestion constitue un des défis majeurs qui devront être pris en compte par les gestionnaires du littoral dans les prochaines décennies (Cousin, 2011; Hénaff et Philippe, 2014; IPCC, 2014).

Cette thèse fait suite aux différents constats et propositions d'actions énoncés lors du Grenelle de la mer (2009-2012), proposant que la France se dote d'une « stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte », privilégiant la relocalisation des habitations et des biens (www.developpement-durable.gouv.fr/). Plus spécifiquement, ce travail de recherche doctoral s'inscrit dans l'axe A de ce programme d'actions : *développer l'observation du trait de côte et identifier les territoires à risque érosion pour hiérarchiser l'action publique*.

Il s'appuie pour cela sur un jeu de données important acquis depuis plus de quinze ans dans le cadre de l'ODC de l'IUEM (www-ieuem.univ-brest.fr/observatoire/observation-cotiere/suivi-geomorphologique), et plus récemment du SNO Dynalitt (www.dynalitt.fr/fr).

1. D'un côté des changements environnementaux globaux...

1.1. Le réchauffement climatique global de la surface du globe

Le dernier rapport du GIEC (Groupement Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) (IPCC, 2014) atteste de changements climatiques globaux qui affectent actuellement les géosystèmes naturels et humains du monde depuis le début du XX^{ème} siècle. L'augmentation des émissions de gaz à effet de serre explique en grande partie ces changements (Figure 2).

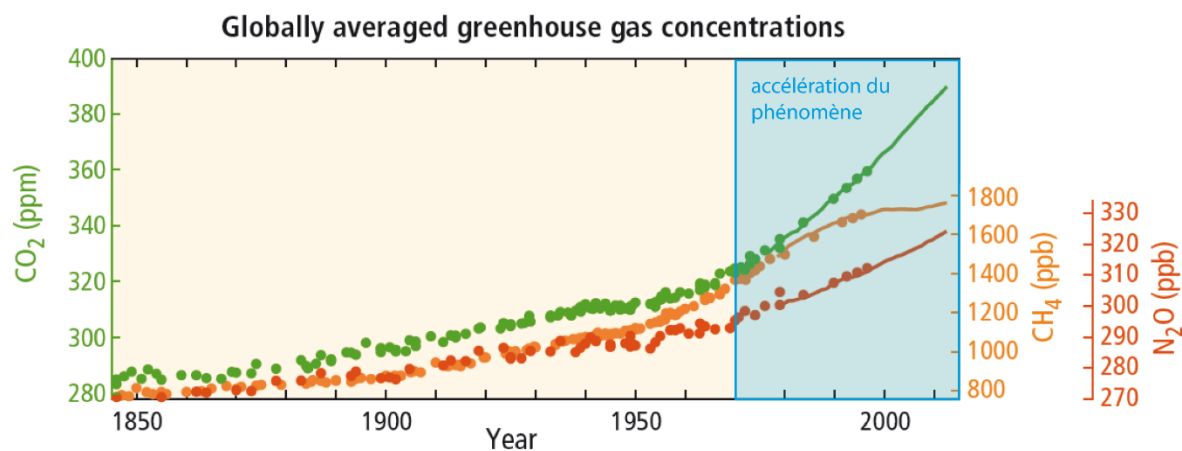


Figure 2 - Concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (dioxyde de carbone (CO₂, vert), méthane (CH₄, orange) et oxyde nitreux (N₂O, rouge). Données obtenues à partir de carottes de glace (points) et des mesures atmosphériques directes (lignes) (IPCC, 2014).

On observe notamment un réchauffement climatique global de la surface du globe, ayant deux conséquences principales :

- l'augmentation de la température des océans et l'expansion thermique associée : un volume d'eau qui se réchauffe voit sa densité diminuer, donc son volume augmenter, ce qui contribue à une hausse du niveau marin ;
- la fonte des glaces continentales, glaciers et calottes polaires : les apports d'eau douce vers la mer, provoqués par la fonte des glaces, font monter son niveau.

1.1.1. Différents rythmes d'élévation du niveau de la mer

La réponse à ces changements climatiques s'est traduite par l'élévation globale du niveau de la mer, qui s'est accélérée à partir des années 1960-1970 (Figure 3). Différentes études ont montré que le rythme d'élévation du niveau de la mer depuis le milieu du XIX^{ème} siècle est largement supérieur à la hausse enregistrée durant les deux précédents millénaires.

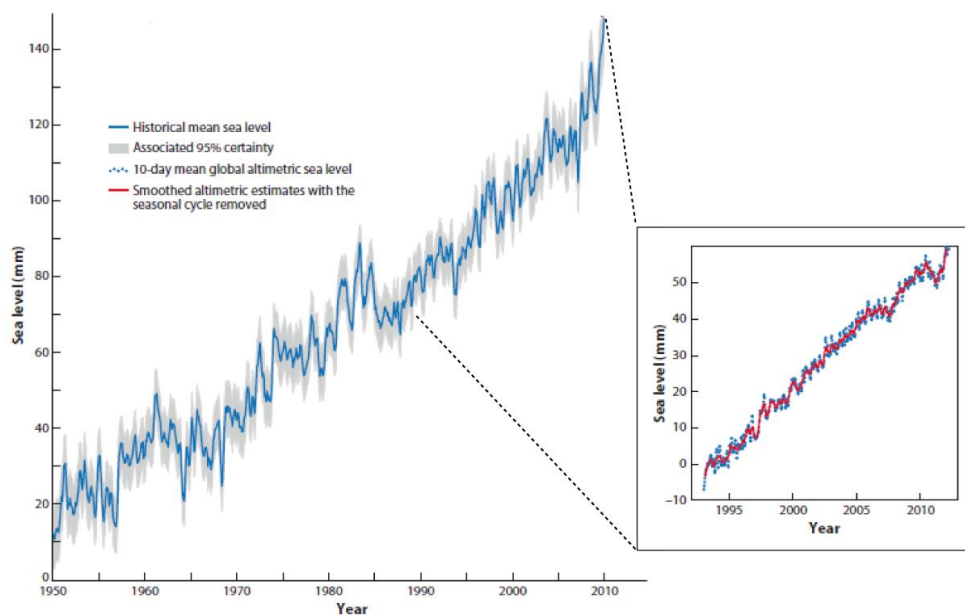


Figure 3 - Niveau moyen de la mer depuis 1950 (trait bleu); marge d'erreur (aplats gris). Courbe établie sur la base des données de (Church et White, 2011). Le zoom montre le niveau moyen de la mer mesuré par les satellites altimétrique depuis 1993 sur la base des données Aviso (www.aviso.oceanobs.com). Source : (Stammer *et al.*, 2013).

De plus, ce processus s'est accéléré durant les dernières décennies et notamment depuis les années 1990 (Cazenave *et al.*, 2015; Church *et al.*, 2013; Llovel *et al.*, 2014; Nicholls *et al.*, 2014; Nicholls et Cazenave, 2010). Le GIEC (IPCC, 2014) fait état sur la période 1901-2010 d'une hausse du niveau moyen de la mer d'environ 0,19 m. Le rythme moyen sur la période est de $1,7 \text{ mm} \pm 0,3 \text{ mm/an}$, avec une accélération de la tendance entre 1993 et 2010 ($3,2 \text{ mm} \pm 0,4 \text{ mm/an}$) (Figure 3).

1.1.2. Variation de l'expansion thermique dans le temps

Depuis 1993, on estime que la contribution de l'expansion thermique dans l'élévation du niveau de la mer est de l'ordre de 30 à 40 % en moyenne ($1,1 \pm 0,3 \text{ mm/an}$ entre 1993 et 2010 (Church *et al.*, 2013). Toutefois, l'expansion thermique moyenne évolue dans le temps (Figure 4).

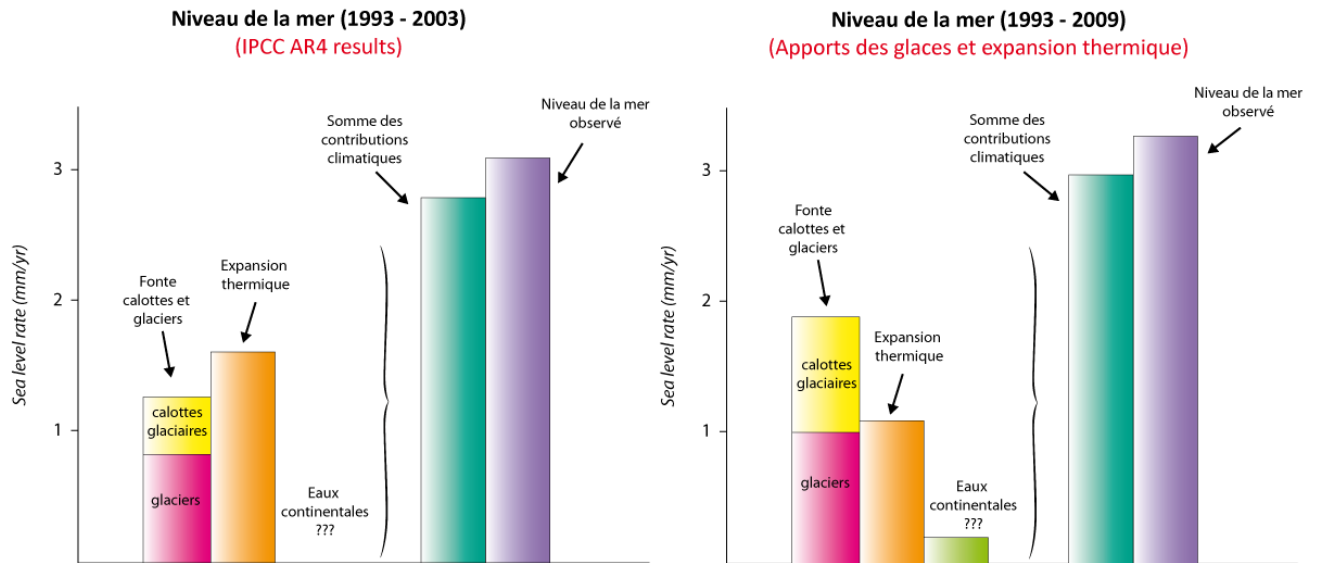


Figure 4 - Contributions à la hausse du niveau de la mer pour les périodes 1993 - 2003 et 1993 - 2009 (Cazenave *et al.*, 2015; Cazenave et Cozannet, 2014).

Elle a été importante durant la décennie 1993-2003 (de l'ordre de 1,5 mm/an), mais s'est ralentie ensuite, pour ne représenter que 0,9 mm/an sur 2005-2013 (Llovel *et al.*, 2014), au profit de la fonte des glaces qui elle, s'est accélérée. Au final, le rythme d'élévation du niveau de la mer est resté plus ou moins constant depuis le début des années 1990; seule la contribution des facteurs responsables de cette élévation a changé.

1.1.3. Forte variabilité régionale à l'échelle du globe

Les chiffres de la variation globale du niveau des océans masquent une forte disparité régionale à l'échelle du globe. La figure 5 montre le taux d'élévation du niveau de la mer de manière globale pour la période 1993-2013. La tendance à l'élévation du niveau de la mer concerne une majeure partie des océans du globe (zones en jaune et rouge), sauf dans l'est du Pacifique et au sud de l'Alaska. La figure 6, qui ne prend pas en compte la hausse moyenne globale de 3,2 mm/an, permet de voir clairement la variabilité régionale qui se superpose à la hausse globale moyenne. Les origines de cette variabilité ont fait l'objet de plusieurs études récentes (Church *et al.*, 2013; Palanisamy *et al.*, 2015; Stammer *et al.*, 2013; Timmermann *et al.*, 2010) démontrant le rôle majeur de l'expansion thermique non uniforme de l'océan mondial.

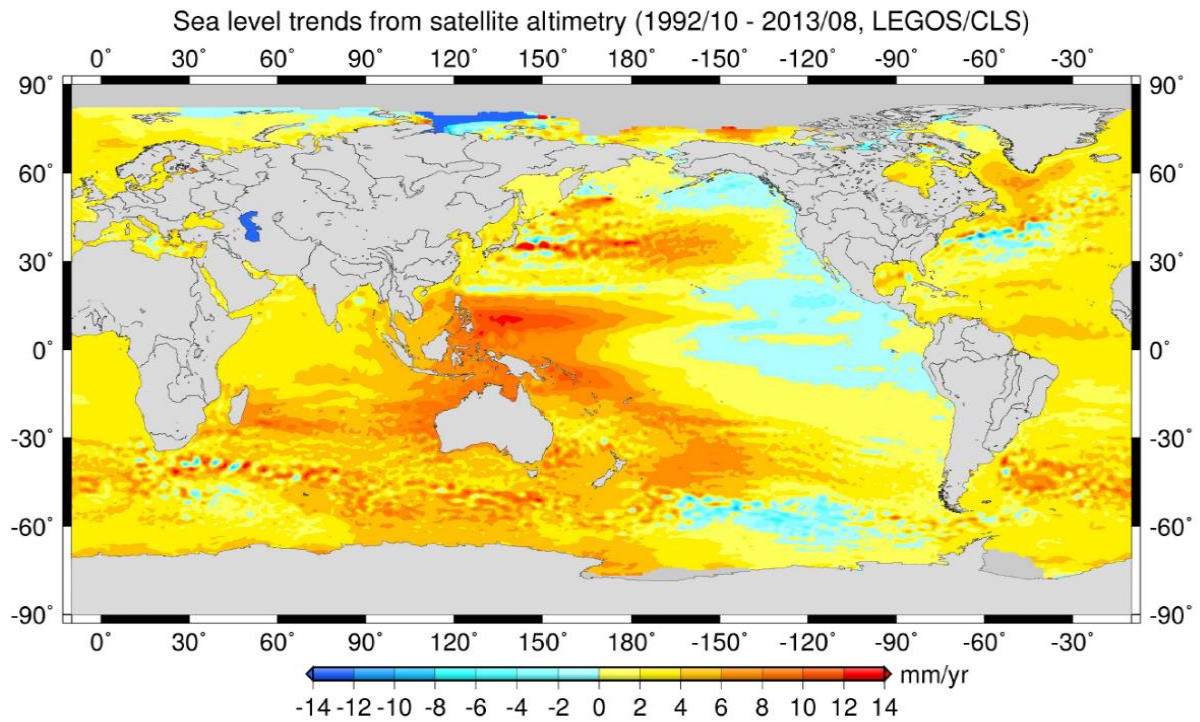


Figure 5 - Carte globale de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2013) d'après les mesures altimétriques de Topex/Poseidon, Jason-1 et 2, ERS-1 et 2 et Envisat. Cette carte inclut la hausse moyenne globale de 3,2 mm/an (Cazenave *et al.*, 2015).

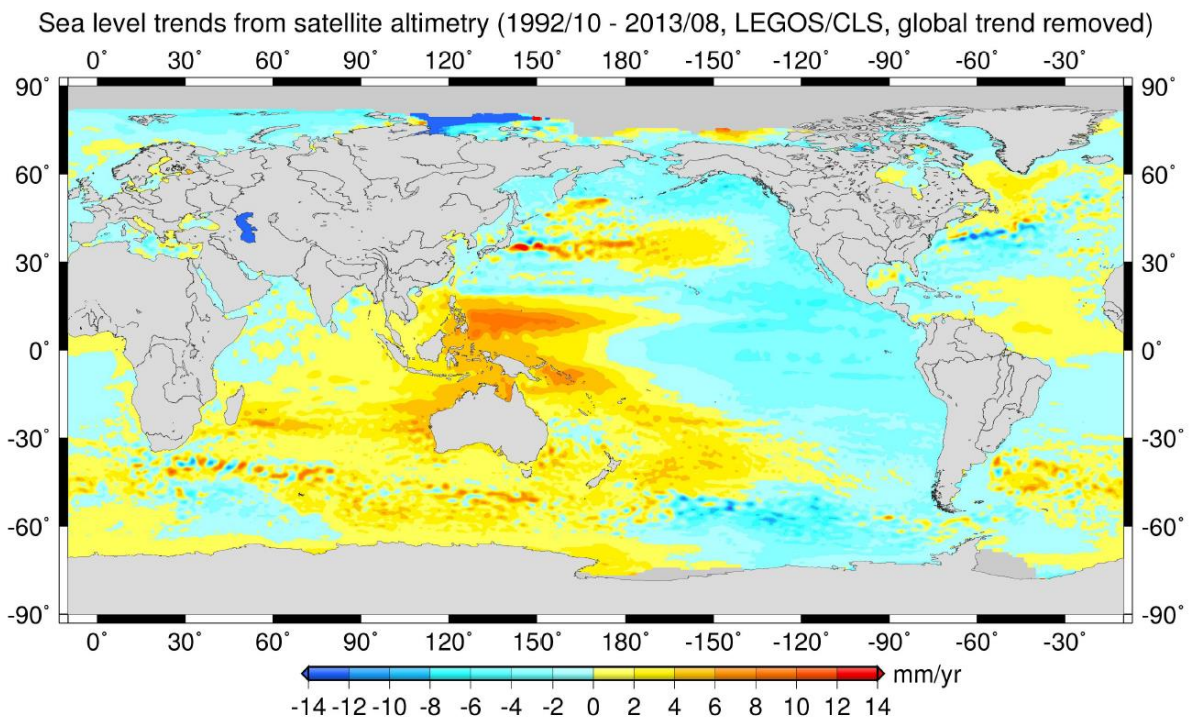


Figure 6 - Carte globale de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2013) d'après les mesures altimétriques de Topex/Poseidon, Jason-1 et 2, ERS-1 et 2 et Envisat. Sur cette carte, la hausse moyenne globale de 3,2 mm/an a été retirée (Cazenave *et al.*, 2015).

1.2. Le changement climatique à l'origine d'un accroissement de l'activité cyclonique

Sur la base de différents modèles de calcul et scénarios climatiques envisageables, de nombreuses études ont indiqué que le changement global s'accompagnerait d'une modification de l'activité cyclonique à l'échelle du globe. Malgré l'absence de consensus sur un scénario global (Leckebusch et Ulbrich, 2004; Pinto *et al.*, 2007; Ulbrich *et al.*, 2009, 2008), l'ensemble de la communauté scientifique s'accorde sur le fait que :

- deux régions de forte intensité cyclonique peuvent être identifiées : le Pacifique nord, l'Atlantique nord (Figure 5).
- le nombre de cyclones en hiver devrait baisser à l'échelle des deux hémisphères. Cependant, dans certaines régions (Atlantique nord-est, Îles britanniques et Pacifique nord), suivant le modèle utilisé, on observerait une augmentation du nombre de cyclones extrêmes.

Il est probable que l'élévation du niveau de la mer soit à l'origine d'une intensification des aléas littoraux dans les décennies à venir. Elle permettrait aux niveaux marins extrêmes d'atteindre plus facilement et plus fréquemment le rivage, entraînant érosion du trait de côte et/ou submersions marines. Pour autant, les données disponibles ne permettent pas d'établir un rapport direct entre cette élévation et l'érosion du trait de côte (Cazenave et Cozannet, 2014). A l'heure actuelle, l'impact des processus côtiers locaux sur la dynamique du trait de côte, demeure supérieur aux effets de l'élévation du niveau de la mer (Stive, 2004).

De manière générale, si l'on tente de généraliser ces observations à l'échelle de l'hémisphère nord, on observe une augmentation des cyclones extrêmes lorsque l'on définit « cyclone extrême » comme le passage d'une tempête dont le cœur dépressionnaire est inférieur à 970 hPa ; tandis qu'on observe une baisse du nombre de cyclones extrêmes lorsqu'ils sont définis en fonction de l'interface de pression (loi de Laplace) entre le cœur dépressionnaire et le tourbillon; ou encore, lorsque l'on tient compte de la vorticité (mouvement du tourbillon) autour du cœur (Ulbrich *et al.*, 2009).

1.3. Estimation des projections du niveau de la mer

Les derniers rapports du GIEC (IPCC, 2013) présentent une révision de l'estimation des projections du niveau de la mer, et propose notamment les scénarios RCP pour *Representative Concentration Pathways*. Les modèles se basent sur l'évolution des émissions de gaz à effet de serre d'ici la fin du siècle et tiennent compte de facteurs tels que le développement socio-économique des pays, des politiques de lutte contre le changement climatique (*climate policy*), l'évolution de la population mondiale, etc. On retient de ces modèles quatre scénarios principaux :

- un scénario dit d'atténuation (*mitigation scenario*) : RCP2.6
- deux scénarios intermédiaires (*intermediate scenario*) : RCP4.5 et RCP6.0
- un scénario dit de référence (*baseline scenario*) caractérisant la non prise de conscience de la situation actuelle et la non mise en place de politique de réduction des émissions : RCP8.5

La figure 7 représente le graphique de l'évolution de chacun des scénarios, tandis que le tableau 1 propose des valeurs de changements probables pour le milieu et la fin du XXI^{ème} siècle. Une des conclusions présentes dans le rapport estime qu'il est très probable que le taux d'augmentation du niveau moyen global de la mer au XXI^{ème} siècle soit supérieur au taux observé au cours de la période 1971-2010 pour tous les scénarios RCP.

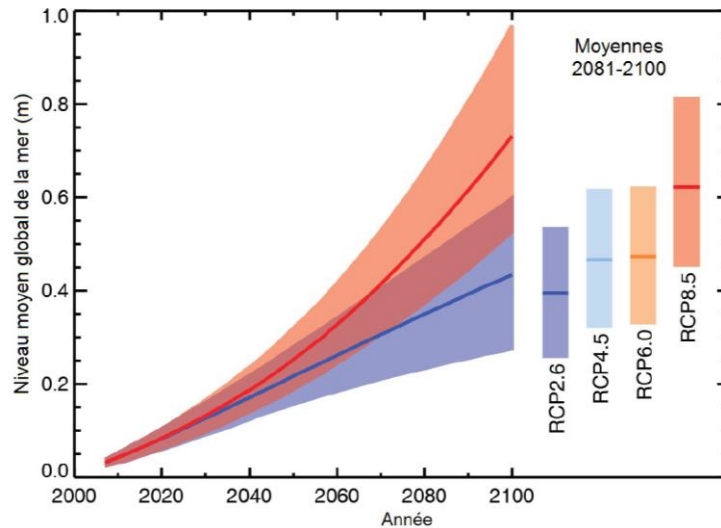


Figure 7 - Projection de l'élévation du niveau moyen global de la mer au XXI^{ème} siècle relativement à 1986-2005 pour les deux scénarios d'émission RCP2.6 et RCP8.5. Les barres verticales correspondent à un changement « probable » de la moyenne de la période 2081-2100 pour tous les scénarios RCP, et les barres horizontales aux valeurs médianes associées. D'après (IPCC, 2013).

Tableau 1 - Projections de l'élévation du niveau moyen global de la mer à la fin du XXI^{ème} siècle (en mètres pour 2046-2065 et 2081-2100 par rapport à 1986-2005). Les fourchettes de valeurs données pour chaque scénario d'émission correspondent à une probabilité de 67 % (changement « probable »). Source : IPCC (2013).

Scénarios	Fourchettes pour 2046-2065 / 2081-2100
Scénario RCP2.6	0,17 – 0,31 / 0,26 – 0,55
Scénario RCP4.5	0,19 – 0,33 / 0,32 – 0,63
Scénario RCP6.0	0,18 – 0,32 / 0,33 – 0,63
Scénario RCP8.5	0,22 – 0,37 / 0,45 – 0,82

2. ... de l'autre, une pression démographique et urbaine sur le littoral

Depuis longtemps les littoraux ont attiré et fixé les populations du monde. Aujourd'hui, la plupart des côtes basses (les LECZ pour *Low Elevation Coastal Zone*, franges littorales situées entre le niveau de la mer et +10 m d'altitude) sont beaucoup plus peuplées que les régions continentales voisines; 10 % de la population mondiale (et 13 % de la population urbaine mondiale) occupant 2 % des terres du globe (Tableau 2) (McGranahan *et al.*, 2007).

Tableau 2- Populations et territoires du monde situés en zone littoral basse (source : McGranahan *et al.*, 2007).

Region	Population and land area in LECZ				Share of population and land area in LECZ			
	Population (million)		Land ('000 km ²)		Population (%)		Land (%)	
	Total	Urban	Total	Urban	Total	Urban	Total	Urban
Africa	56	31	191	15	7	12	1	7
Asia	466	238	881	113	13	18	3	12
Europe	50	40	490	56	7	8	2	7
Latin America	29	23	397	33	6	7	2	7
Australia and New Zealand	3	3	131	6	13	13	2	13
North America	24	21	553	52	8	8	3	6
Small Island States	6	4	58	5	13	13	16	13
World	634	360	2,700	279	10	13	2	8

L'*haliotropisme*, débuté dans la seconde moitié du XVIII^{ème} siècle, a répondu à des logiques agricoles (plaines côtières, sols alluviaux, etc.), de maritimisation des activités (ports de guerre, de commerce, coloniaux, de loisir, etc.), résidentielles (périurbanisation, résidences secondaires, etc.), touristiques, etc., entraînant ainsi une densification des installations humaines près des côtes, réelle *littoralisation* du peuplement, processus aujourd'hui reconnu (Corlay, 1995). La France n'a pas été épargnée par cette dynamique qui a évolué au rythme des grandes périodes historiques et de manière hétérogène dans l'espace (grandes découvertes et empires coloniaux à partir du XVI^e siècle, révolution des transports, essor du tourisme et des loisirs à la fin du XIX^e siècle, périurbanisation depuis la seconde moitié du XX^{ème} siècle par exemple) (Colas, 2007; Meur-Ferec, 2006). Aujourd'hui, les communes littorales métropolitaines accueillent 6,1 millions de résidents soit 10% de la population de métropole. Cela représente une densité de 281 hab/km², 2,5 fois plus que la moyenne (source RGP INSEE, 2006).

La forte pression anthropique exercée sur ces espaces de nature et la concentration des enjeux humains et matériels sur le littoral ont eu pour conséquence la croissance de la vulnérabilité accentuant les risques dits «naturels» liés au littoral : érosion du trait de côte et submersions des côtes basses par la mer par exemple (Cazenave et Cozannet, 2014; McGranahan *et al.*, 2007; Nicholls *et al.*, 2014).

3. La tempête Xynthia : point de départ d'une stratégie de gestion intégrée du trait de côte

Dans la nuit du 27 au 28 février 2010, la France a été frappée par une violente tempête nommée Xynthia, balayant une large bande de territoires allant de la Charente-Maritime aux Ardennes et provoquant de nombreux décès (53 morts recensés en France), ainsi que d'importants dégâts matériels dont le coût a été évalué à 2,5 milliards d'euros (Feuillet *et al.*, 2012).



Figure 8 - Vue aérienne des communes de la Faut-sur-mer et d'Aiguillon-sur-mer après le passage de la tempête Xynthia, le 28 février 2010 (source : Ouest France).

Cette dépression de 970 hPa s'est accompagnée de vents de sud-ouest soufflant de 100 à 130 km/h, et jusqu'à 160 km/h sur l'île de Ré. La surcote (différence entre la marée observée et la marée prédite) mesurée au marégraphe de La Rochelle a atteint 1,53 m (Bertin *et al.*, 2012). Une telle surcote n'avait jamais été observée depuis l'installation du marégraphe en 1997. Elle a été supérieure à la surcote de pleine mer maximale observée à Brest (142 cm, enregistrée lors de la tempête du 15 octobre 1987), où l'on dispose de plus de 150 ans de mesures (Pineau-Guillou *et al.*, 2010). Cette surcote, dont la période de retour a été estimée à >100 ans, a coïncidé avec une marée haute de vive-eau de coefficient 102.

Selon le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), les niveaux de pleine mer observés ont atteint 8,01 m par rapport au zéro hydrographique (soit 4,5 m NGF) au marégraphe de La Rochelle, et étaient supérieurs à 6,89 m (soit 4,1 m NGF) aux Sables-d'Olonne et de 7,34 m (soit 4,2 m NGF) à Saint-Nazaire. Les périodes de retour de hauteurs de pleine mer estimées pour ces trois marégraphe étaient supérieures à 100 ans. Ces niveaux d'eau extrêmes ont entraîné la submersion des cordons dunaires et l'inondation des côtes basses du secteur.

La tempête Xynthia a touché des zones urbaines importantes (La Rochelle, Les Sables-d'Olonne, etc.), des zones d'activité industrielle, des zones d'activité ostréicole, des régions touristiques, etc. L'impact a été considérable puisque la tempête a généré des dégâts sur les terres agricoles (érosion des sols, sables, eau de mer), a endommagé des digues et des ouvrages côtiers, a ouvert des brèches dans les dunes, perpétré des dégâts sur les biens mobiliers, l'endommagement de routes et la destruction de bâti (Pedreros *et al.*, 2010).

Le passage de la tempête a posé un certain nombre de questions : comment réduire la vulnérabilité des biens et des personnes? Comment gérer les risques naturels au sens large? La tempête a révélé les limites du système français dans la gestion des risques littoraux. Elle a permis de mettre en évidence une faible culture des risques liés au littoral, une faible prise en compte des risques littoraux dans l'aménagement du territoire, des difficultés d'élaboration des PPR (Plans de Prévention contre les Risques) locaux et enfin, un état des systèmes de protection préoccupant associé à la fragilité des maîtrises d'ouvrage locales (Mercier, 2012).

4. La stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte

Suite à l'épisode dramatique de la tempête Xynthia, le Grenelle de la mer (2009-2012), organisé par l'Etat, a débouché sur un renforcement des politiques de prévention des risques. Dans ce contexte, le député Alain Cousin a été chargé de préparer l'élaboration de la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte. Ce groupe de travail, composé de cinq collèges (Etat, collectivités territoriales, ONG, syndicats et professionnels) a été chargé de mettre en place une méthodologie de gestion du trait de côte, du recul et de défense contre la mer, autour de trois axes principaux (Cousin, 2011; IPCC, 2014):

Axe A : développer un système d'observation pérenne du phénomène physique, ses conséquences et des différents dispositifs de défense;

Axe B : préparer la méthodologie de projets de territoires sur les périmètres pertinents pour intégrer, lorsque cela s'avèrera approprié des solutions de recul stratégique;

Axe C : tirer un bilan des méthodes de lutte contre l'érosion et en particulier des dispositifs innovants et capitaliser les démarches de référence et innovantes utilisées à l'étranger et leur retour d'expérience.

Cette stratégie se divise en plusieurs axes, actions et sous actions. Cette thèse s'inscrit dans la problématique de l'axe A intitulée « *Développer l'observation du trait de côte et identifier les territoires à risque érosion pour hiérarchiser l'action publique* », qui vise à créer et/ou organiser un réseau d'observation et de suivi de l'évolution du trait de côte à l'échelle nationale, répondant aux normes de la directive Inspire (établir une infrastructure d'information géographique à l'échelle de l'Europe). Cette stratégie intégrée du trait de côte doit s'appuyer sur les initiatives déjà en place menées à différentes échelles sur le territoire, faciliter le croisement des données produites et envisagées, mais aussi élargir l'accès à ces données trop souvent restreint au domaine de la recherche. Par ailleurs, il s'agit d'établir une cartographie nationale de l'érosion côtière inexistante à l'échelle de la France, en développant une méthodologie de suivi commune identifiant les territoires à risques d'érosion, indispensable dans le cadre d'une action publique.

Dans le cadre de cette recherche doctorale, notre travail s'est appuyé sur un corpus de données acquis dans le cadre de différents systèmes d'observation mis en place à l'échelle de la Bretagne. Notamment, l'ODC de l'IUEM et le SNO Dynalit.

5. L'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM

L'Observatoire du Domaine Côtier (ODC) a été mis en place en 2002 au sein de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) de l'Université de Bretagne Occidentale (UBO) (www-iuem.univ-brest.fr/observatoire/l-observatoire). Il comporte une dizaine de séries d'observations allant du domaine côtier au domaine hauturier. Certaines de ces séries ont par ailleurs été labellisées « OSU » en 2005 lorsque l'IUEM a été reconnu comme Observatoire des Sciences de l'Univers. Le travail de suivi du trait de côte représente un élément de cet observatoire identifié sous le label « l'observatoire morphosédimentaire – trait de côte ». Dès sa création en 2002, le laboratoire Géomer a pris la coordination d'une série d'observation portant sur le suivi du trait de côte portant le nom « série suivi géomorphologique » (www-geomer.fr)

iuem.univ-brest.fr/observatoire/observation-cotiere/suivi-geomorphologique) (Suanez *et al.*, 2012c).

L'objectif initial de ce suivi répond à une problématique de recherche fondamentale, puisqu'il s'agit tout d'abord de décrypter le signal du changement des conditions météomarine au travers des dynamiques morphosédimentaires de la frange littorale. Aujourd'hui, le but est de répondre également à une demande sociétale en matière de recherche appliquée, en élaborant une série d'observations sur l'évolution et la morphologie du trait de côte à long terme pour accompagner les politiques de gestion et d'aménagement de la zone littorale.

Il concerne essentiellement les côtes d'accumulation constituées des cordons de galets et des plages de sables, et dans une moindre mesure, les falaises meubles (Dehouck *et al.*, 2004; Fichaut et Suanez, 2011; Stéphan, 2011a; Suanez *et al.*, 2012a, 2012b). Cela représente à l'heure actuelle une quarantaine de sites répartis sur les trois départements bretons du Finistère, des Côtes-d'Armor et du Morbihan (Figure 9). La fréquence d'échantillonnage dépend de la problématique que l'on s'est fixée. Une fréquence haute (1 levé par mois) est généralement retenue afin d'analyser l'impact morphogénique des événements tempétueux sur le système littoral. C'est le cas notamment de la dune du Vougot à Guissény (Suanez *et al.*, 2012b). Une fréquence plus basse (1 levé par an) est adoptée pour la simple mesure de l'évolution du bilan sédimentaire des cordons littoraux. C'est le cas de sites-ateliers comme le sillon de Talbert et des cordons de la baie de Saint-Michel-en-Grèves dans les Côtes-d'Armor (Stéphan *et al.*, 2012b; Suanez et Stéphan, 2011), les cordons de Penmarc'h et Treffiagat dans le sud Finistère par exemple.

En 2010, un deuxième dispositif d'observation du trait de côte est créé sous la forme d'un SOERE (Système d'Observation et d'Expérimentation au long terme pour la Recherche en Environnement) financé par le Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche et Direction générale pour la recherche et l'innovation (www.allenvi.fr/groupestransversaux/infrastructures-de-recherche/trait-de-cote/). A l'origine, ce réseau d'observation multisites concernait les trois façades littorales métropolitaines : la façade de la Manche (Université de Caen Normandie : SO-DYC « Dynamique du trait de côte »); celle de la Bretagne (Université de Bretagne Occidentale – Institut Universitaire Européen de la Mer : SO DYMOVUL « DYnamique MORphosédimentaire et VULnérabilité »); ainsi que celle de la Méditerranée (Université de Montpellier [OSU – OREME– Observatoire de REcherche Méditerranéen de l'Environnement] : SO-LTC « Littoral trait de côte »). Pour la Bretagne, le SOERE concerne trois sites ateliers : Porsmilin, Guissény et Suscinio. Ces sites constituent également les sites expérimentaux du SNO (Figure 9). Le site du Sillon de Talbert devrait prochainement constituer un quatrième site atelier de la façade littorale bretonne de ce SNO.

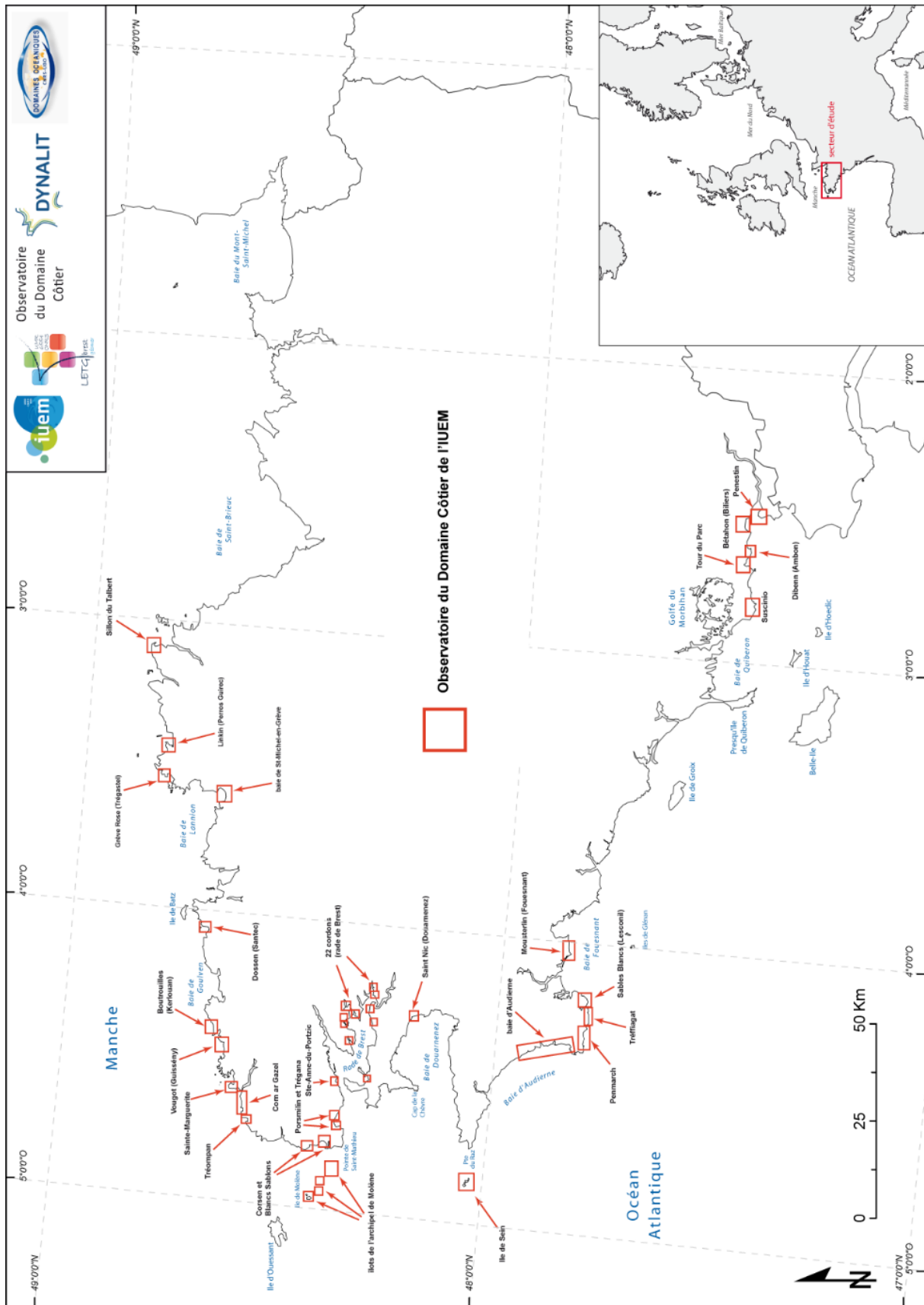


Figure 9 - Sites ateliers de l'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM.

A partir de 2012, ce SOERE a été étendu aux OSU de Nantes Bordeaux, Aix Marseille et la Réunion ; dans le même temps, une demande de création d'un SNO (Service National d'Observation) axé sur l'étude de la dynamique du littoral et du trait de côte est faite auprès de

l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), sous l'égide de Christophe Delacourt (laboratoire Domaine Océanique - IUEM). En mars 2014, le SNO Dynalit a été officiellement labélisé par l'INSU.

Ce SNO regroupe huit OSU, 19 universités et 18 laboratoires, et gère sur le long terme l'acquisition, la collecte et la mise en cohérence de données hydromorphologiques de qualité de 26 sites ateliers (côtes sableuses, falaises, embouchures) (Figure 10) répartis sur toutes les façades maritimes françaises (www.dynalit.fr/fr). Ceci afin :

- de mesurer la cinématique du trait de côte ;
- de mieux comprendre les interactions entre les différents processus intervenant dans la dynamique du littoral : hydrodynamisme, dynamiques sédimentaires, réponses morphologiques ;
- d'utiliser les observations pour améliorer la connaissance des réponses de la morphologie des littoraux dans différents contextes de forçages météomarins ;
- d'utiliser ces observations pour analyser l'importance relative des facteurs anthropiques et naturels sur la dynamique littorale ;
- d'aider à la mise en œuvre des politiques de gestion des risques littoraux.

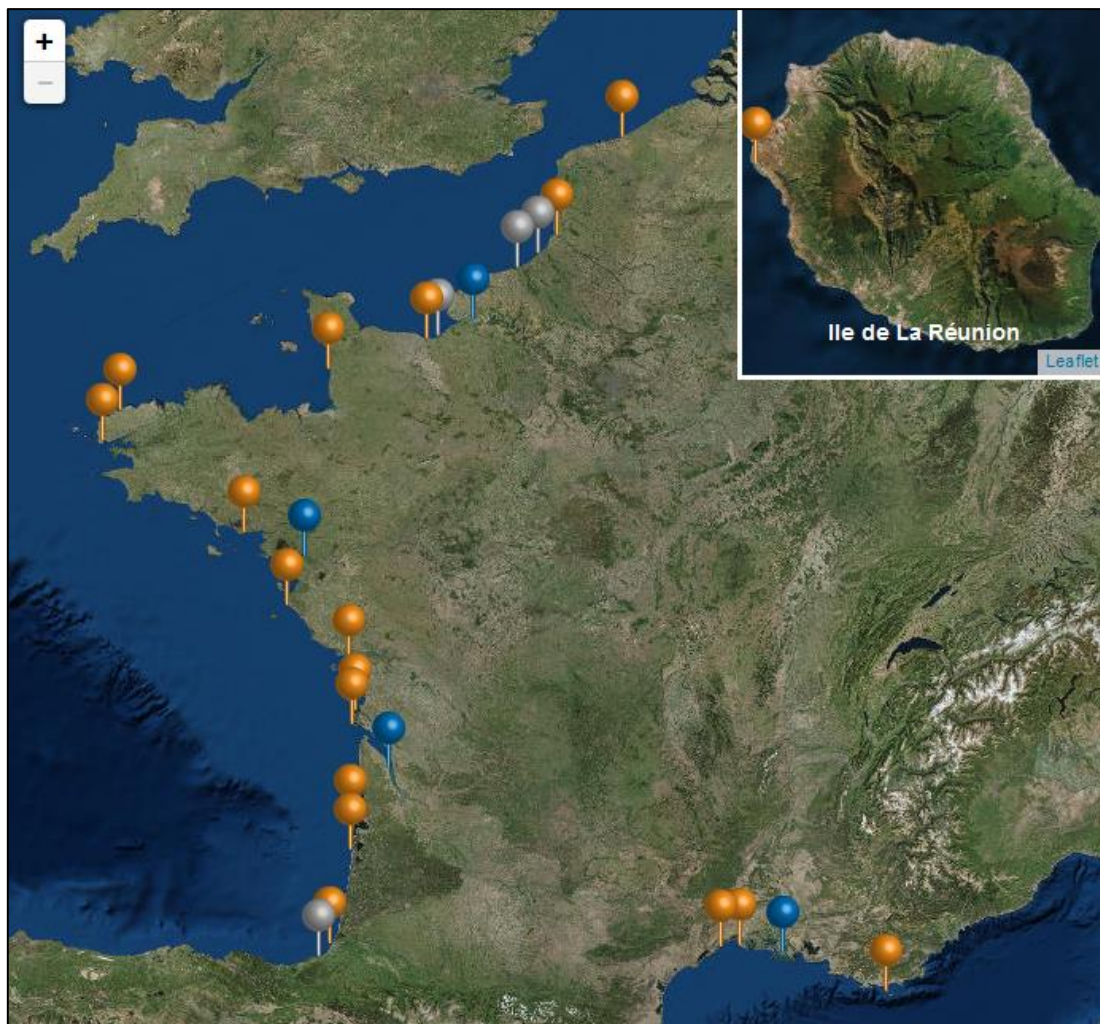


Figure 10 - Les sites ateliers de Dynalit (source : www.dynalit.fr/fr).

Conclusion intermédiaire

Dans ce chapitre nous avons rappelé le cadre général dans lequel s'inscrit ce travail de thèse. Les changements climatiques globaux et la pression anthropique sur le rivage augmentent les risques liés à la mer (érosion et submersions marines). Suite au passage de la tempête Xynthia et à la tenue du Grenelle de la Mer (2009-2012), la France s'est dotée d'une Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte dans laquelle s'inscrit ce travail de thèse.

Les observatoires du littoral initialement ancrés dans des problématiques de recherche fondamentale répondent aujourd'hui également à une demande sociétale en matière de recherche appliquée, en proposant des séries d'observations sur l'évolution et la morphologie du trait de côte à plus ou moins long terme et accompagnent ainsi les politiques de gestion intégrée de la zone côtière.

Ce travail de thèse s'appuie sur un ensemble de données issues de deux observatoires: l'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM et le SNO Dynalitt. Dans ce contexte, nous avons prolongé les suivis déjà en cours et implanté de nouveaux sites d'étude.

Chap 2. Etat de l'art sur la question de la dynamique du trait de côte

La dynamique du trait de côte est depuis longtemps étudiée en France en raison des problématiques croissantes liées à la protection des environnements naturels côtiers, mais également à la gestion de l'urbanisme sur le littoral et des risques liés à la mer. Ces problématiques ont donné lieu à un nombre important d'études et de programmes scientifiques.

Le premier point regroupe les différents programmes élaborés à l'échelle européenne, nationale et régionale. A travers cet inventaire, nous pointons la grande hétérogénéité des méthodes et des échelles spatio-temporelles retenues dans ces différentes études. A ce titre, nous soulignons le manque de données pertinentes à l'échelle de la Bretagne, notamment en matière de dynamique du trait de côte des côtes d'accumulation.

Le second point inventorie de manière non exhaustive les travaux réalisés à plus petite échelle spatiale. Cet inventaire met en avant la multitude d'études ponctuelles en Bretagne et les différentes méthodologies développées pour étudier la dynamique du trait de côte. Il permet également d'imaginer les difficultés rencontrées aujourd'hui lorsqu'il s'agit de croiser les données.

1. Les programmes d'envergure régionale, nationale ou européenne

1.1. Les bases de données européennes : CORINE Coastal Erosion et EuroSION

1.1.1. CORINE Coastal Erosion

Le projet *Coastal Erosion* (CORINE *Land Cover*, 1985-1990), élaboré par la Communauté Européenne, a recueilli au sein d'une base de données SIG des informations sur la dynamique du littoral, dans le but d'accompagner les politiques de gestion et permettre l'intégration d'une dimension environnementale au sein de l'Union Européenne.

Cette base de données est en fait une compilation de différents programmes de recherche, atlas cartographiques et informations déjà existants développés à l'échelle locale, régionale et nationale. Ici sont renseignées la nature et la dynamique du trait de côte pour les onze pays compris à cette époque dans la Communauté Européenne. L'échelle temporelle est propre à chacune des sources d'information utilisées.

CORINE *Coastal Erosion* propose une typologie morphosédimentaire du trait de côte en différenciant les côtes rocheuses des plages sableuses et à galets, des marais maritimes et vasières. Le programme prend également en compte le degré d'artificialisation du littoral en cartographiant les secteurs fixés par des aménagements de protection. La dynamique est classée en trois catégories. Les portions de littoral *stables*, dont la mobilité est imperceptible à l'échelle humaine ou « occasionnelle » c'est-à-dire autour d'une position de stabilité ; les portions dont *l'érosion* est probable (confirmée par dire d'expert, mais non référencée dans la bibliographie) ou certaine (documentée) ; les portions où l'on observe une *accrétion* probable du trait de côte ou certaine. Pour finir, une catégorie intitulée *hors nomenclature* regroupe les secteurs concernés par les ports, les limites virtuelles d'estuaires ou encore les secteurs où l'information est absente.

Les dynamiques observées dans le cadre du projet CORINE sont les suivantes : 16,05 % du littoral européen s'érode alors que 12,32 % avancent. On remarque que pratiquement la moitié du linéaire étudié est stable. Les côtes à falaises (roche cohérente) sont stables à l'inverse de celles composées de matériaux meubles (40 %) qui reculent. La dynamique des côtes d'accumulation varie énormément d'un pays à l'autre ; elle est comprise entre 12 % (Danemark) et 47 % (France). Les pays dont les côtes d'accumulation sont le plus soumises à l'érosion sont la Hollande, la Belgique, La France, l'Espagne et l'Italie. De manière générale, les marais maritimes progradent (European Environment Agency (EEA), 2000).

1.1.2. Le programme EuroSION

En 2002, suite à un appel d'offres de la Direction générale de l'Environnement (Commission Européenne) et du Parlement Européen, les données issues du projet CORINE *Coastal Erosion* ont été mises à jour dans le cadre d'un nouveau programme appelé EuroSION (Figure 11). Les données concernant la nature et la dynamique du trait de côte ont été mises à jour et de nouvelles couches de données géographiques ont été ajoutées (bathymétrie côtière, régimes de vagues et de vents, etc.) (European Commission, 2004a). L'échelle spatiale s'étend aux pays ayant intégré l'Union Européenne en 2004.

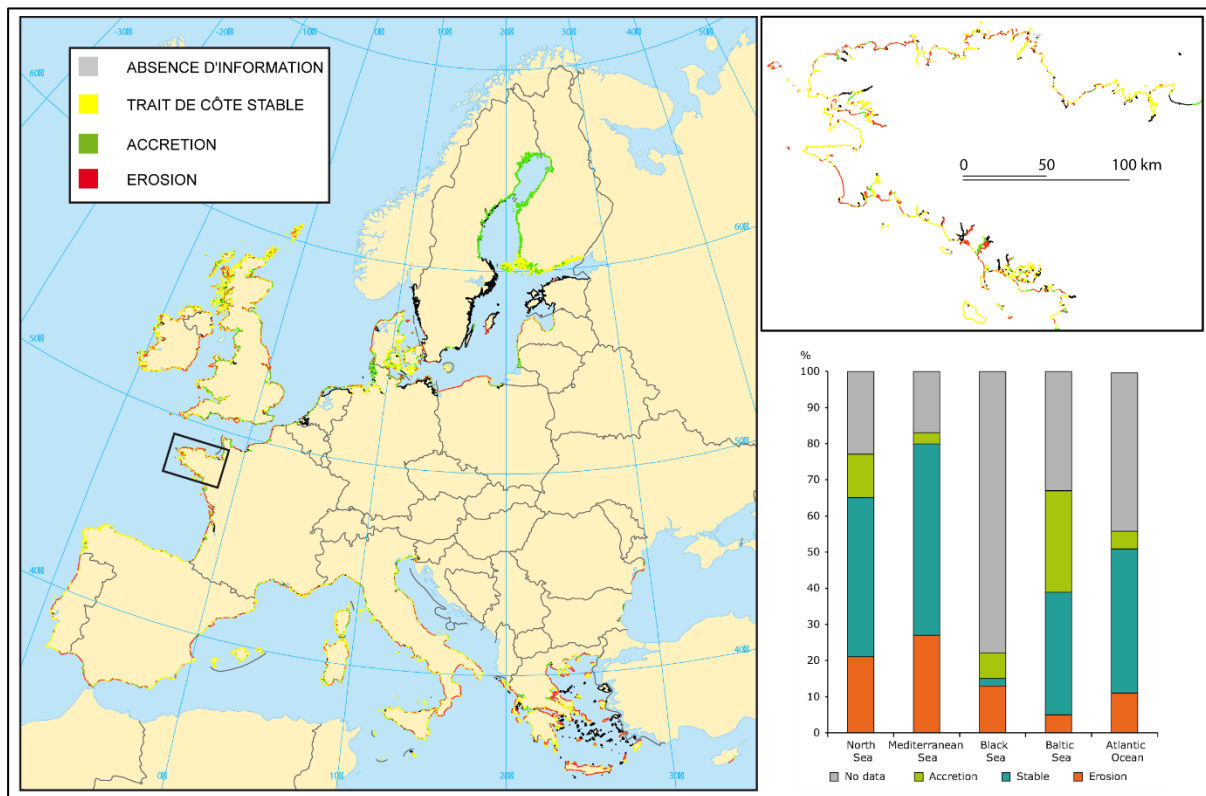


Figure 11 –Tendance à l'érosion du trait de côte de l'Union Européenne (d'après EuroSION database, 2004).

Du point de vue méthodologique, le programme EuroSION reprend la même classification que CORINE *Coastal Erosion* pour analyser la dynamique du trait de côte. Chaque segment de trait de côte a une taille minimale de 200 m et doit présenter des attributs homogènes : nature morphosédimentaire, mobilité, géologie, présence/absence de défense. Si ce n'est pas le cas, ces segments sont divisés en respectant la limite des 200 m. Parfois des segments trop petits ont été généralisés en fonction, dans l'ordre, des critères morphosédimentaires, de la mobilité, de

la géologie et enfin de la présence ou non de défenses contre la mer (Colas, 2007; European Commission, 2004a). Il est important de noter que la méthodologie développée dans ce programme ne permet pas une approche quantitative des phénomènes de mobilité de par la disparité des données utilisées (méthodologies non homogènes). De la même manière, la mobilité du trait de côte, loin d'être constante dans le temps, ne permet pas non plus une vision qualitative (Colas, 2007).

Les résultats obtenus concordent de manière générale avec ceux observés 15 ans plus tôt. En moyenne sur l'ensemble des côtes, 15% des côtes reculent, tandis que 14% avancent (Figure 11). On note également que la superficie terrestre perdue ou sérieusement endommagée par l'érosion est estimée à 15 km². Le rapport insiste sur l'expansion des zones littorales artificialisées. Sur les 875 km de côtes en recul « nouveau » (c'est-à-dire, reculant en 2001 alors que ce n'était pas le cas en 1986), 63% se situent à moins de trente kilomètres d'un ouvrage côtier existant (European Commission, 2004a). En outre, selon EuroSION, sur les 2220 km de linéaire côtier breton traités, 23% sont concernés par l'érosion.

1.1.3. Interprétation des données EuroSION à l'échelle nationale : l'observatoire du littoral de l'Ifen

En 2004, l'Ifen (Institut Français pour l'Environnement) a réutilisé les données produites dans le cadre du programme EuroSION pour l'année 2003, afin de recentrer l'analyse sur le territoire métropolitain français (Figure 12). La cartographie est réalisée à l'échelle de la France, puis découpée suivant plusieurs portions de côte établies sur les trois façades littorales françaises (Figure 12 et Figure 13).

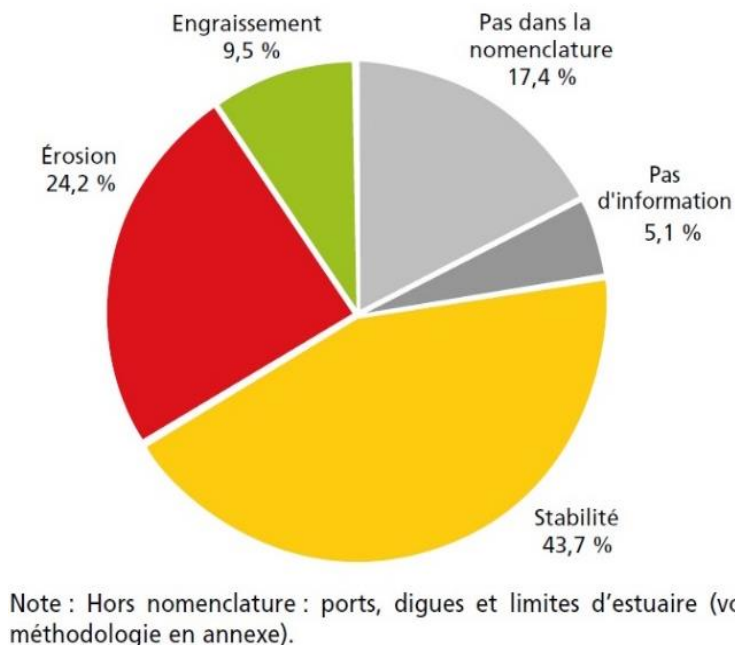


Figure 12 - Mobilité des côtes métropolitaines [source : Ifen –Observatoire du littoral, d'après EuroSION database, 2004].

L'Ifen réutilise pour cette étude les données d'inventaire typologique des côtes et leur niveau de défense contre la mer, ainsi que leur tendance d'évolution. D'autres couches d'information géographiques sont ajoutées à l'étude : la cartographie des zones ZNIEFF

(1999), celle des terrains du Conservatoire du Littoral (2006), ainsi que celle des *pSIC* (propositions de sites d'intérêt» communautaires [2006].

On observe que 24,2 % du littoral métropolitain français (soit 1723 km de côtes) recule, ce qui concorde avec les tendances à l'échelle du continent ; 43,7 % soit 3115 km sont stables et près de 10 % du littoral soit 678 km de côtes sont en extension (Colas, 2007).

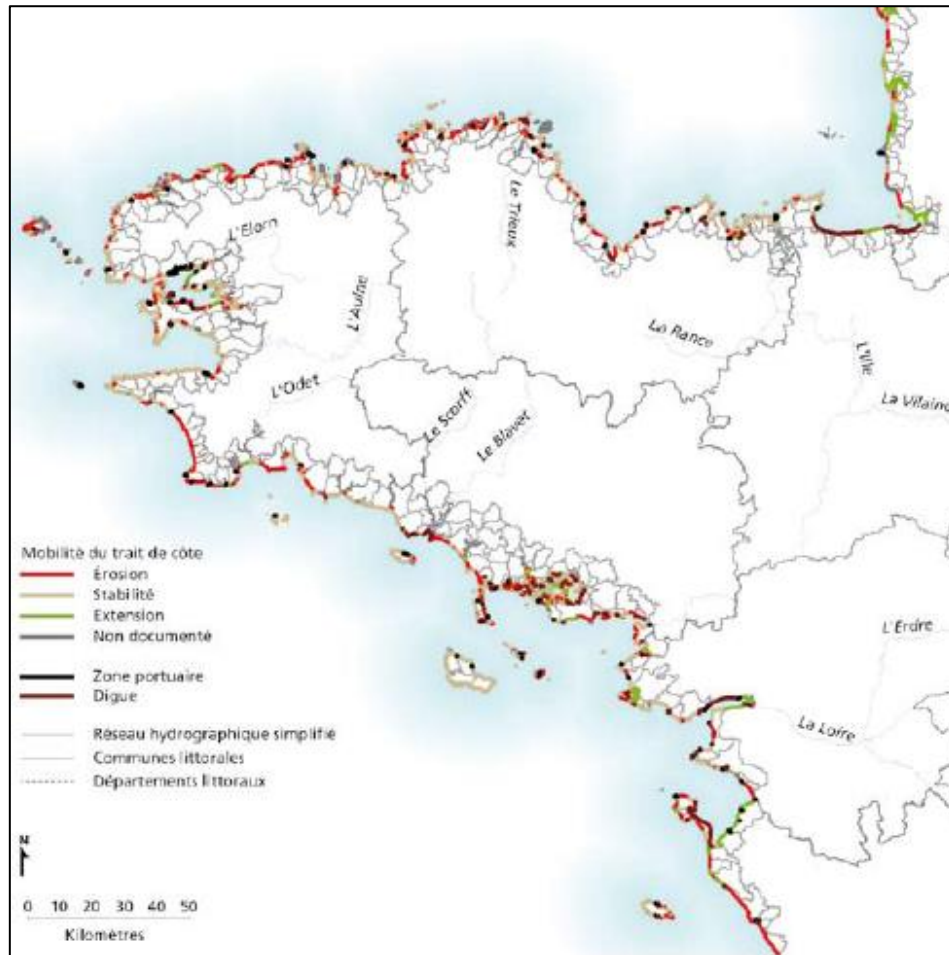


Figure 13 - Erosion côtière sur le littoral de la Bretagne et de la Loire-Atlantique (source : Ifen - Observatoire du littoral, d'après EuroSION database, 2004).

Le recul du trait de côte concerne 23,1 % du linéaire total de la Bretagne, soit 512 km de côte (Tableau 3). Seulement 3,3 % de ce linéaire progradent (soit 73,3 km de côte). Une part importante du trait de côte demeure stable (52,6 % soit 1168 km de côte). Les départements reculant le plus sont le Finistère et dans une moindre mesure les Côtes-d'Armor avec respectivement 252 km et 142 km de côte concernées, tandis que l'avancée du trait de côte s'observe principalement dans le Morbihan (31,4 km de côte).

Tableau 3 - Érosion côtière par façade maritime départementale et régionale (1) Littoral naturel pour lequel EuroSION ne fournit pas d'information. (2) Ports, digues, remblais et limites d'estuaire (source : Ifen - Observatoire du littoral, d'après EuroSION database, 2004).

	Littoral naturel								Littoral artificiel		Total
	Stabilité		Érosion		Accrétion		Pas d'Information (1)		Pas dans la nomenclature (2)		
	En km	En % du total	En km	En % du total	En km	En % du total	En km	En % du total	En km	En % du total	
59	2,2	4,6 %	9,7	20,5 %	5,0	10,5 %	-	0,0 %	30,5	64,4 %	47,4
62	8,4	8,0 %	81,2	77,0 %	5,5	5,2 %	-	0,0 %	10,3	9,8 %	105,4
Nord - Pas-de-Calais	10,6	6,9 %	90,9	59,5 %	10,5	6,9 %	-	0,0 %	40,8	26,7 %	152,8
80	2,7	3,6 %	25,9	34,7 %	37,6	50,4 %	-	0,0 %	8,4	11,3 %	74,5
Picardie	2,7	3,6 %	25,9	34,7 %	37,6	50,4 %	-	0,0 %	8,4	11,3 %	74,5
76	3,9	2,6 %	112,6	73,9 %	5,9	3,9 %	1,1	0,7 %	28,8	18,9 %	152,3
27	0,0	0,0 %	0,0	0,0 %	25,9	35,5 %	-	0,0 %	47,2	64,5 %	73,2
Haute-Normandie	3,9	1,7 %	112,6	49,9 %	31,8	14,1 %	1,1	0,5 %	76,0	33,7 %	225,4
14	7,3	5,6 %	52,2	40,0 %	10,4	8,0 %	-	0,0 %	60,6	46,4 %	130,5
50	107,8	24,6 %	102,2	23,3 %	162,6	37,1 %	12,5	2,9 %	52,9	12,1 %	438,0
Basse-Normandie	115,1	20,3 %	154,3	27,1 %	173,0	30,4 %	12,5	2,2 %	113,5	20,0 %	568,5
35	67,5	59,3 %	2,9	2,5 %	10,7	9,4 %	2,2	1,9 %	30,6	26,9 %	113,9
22	237,3	49,1 %	142,6	29,5 %	4,1	0,9 %	50,2	10,4 %	49,1	10,2 %	483,2
29	506,1	49,7 %	252,1	24,7 %	27,1	2,7 %	138,0	13,5 %	95,7	9,4 %	1 019,0
56	357,1	59,2 %	114,4	19,0 %	31,4	5,2 %	31,9	5,3 %	68,9	11,4 %	603,8
Bretagne	1 168,0	52,6 %	512,0	23,1 %	73,3	3,3 %	222,3	10,0 %	244,3	11,0 %	2 220,0
44	84,1	40,4 %	30,3	14,5 %	42,1	20,2 %	6,1	2,9 %	45,8	22,0 %	208,4
85	54,4	18,2 %	118,6	39,6 %	72,4	24,2 %	-	0,0 %	53,8	18,0 %	299,3
Pays de la Loire	138,5	27,3 %	148,9	29,3 %	114,5	22,5 %	6,1	1,2 %	99,6	19,6 %	507,7
17	88,2	19,8 %	154,5	34,7 %	29,6	6,6 %	13,1	2,9 %	160,3	36,0 %	445,7
Poitou-Charentes	88,2	19,8 %	154,5	34,7 %	29,6	6,6 %	13,1	2,9 %	160,3	36,0 %	445,7
33	39,5	11,0 %	127,4	35,4 %	76,8	21,3 %	68,6	19,0 %	47,9	13,3 %	360,1
40	41,3	39,4 %	38,7	36,9 %	23,8	22,8 %	-	0,0 %	0,9	0,9 %	104,7
64	15,4	24,7 %	32,9	52,6 %	0,0	0,0 %	0,7	1,1 %	13,5	21,6 %	62,5
Aquitaine	96,2	18,2 %	198,9	37,7 %	100,6	19,1 %	69,3	13,1 %	62,3	11,8 %	527,3
66	58,2	64,6 %	12,2	13,6 %	1,9	2,2 %	-	0,0 %	17,7	19,7 %	90,1
11	28,7	39,6 %	8,4	11,5 %	10,2	14,1 %	-	0,0 %	25,2	34,7 %	72,4
34	53,3	43,6 %	31,6	25,8 %	2,0	1,6 %	-	0,0 %	35,4	29,0 %	122,2
30	4,5	11,2 %	23,6	58,4 %	2,9	7,3 %	-	0,0 %	9,3	23,1 %	40,4
Languedoc-Roussillon	144,6	44,5 %	75,7	23,3 %	17,1	5,3 %	-	0,0 %	87,6	26,9 %	325,1
13	129,4	34,6 %	73,0	19,5 %	39,2	10,5 %	0,4	0,1 %	131,9	35,3 %	373,9
83	304,0	63,4 %	62,3	13,0 %	-	0,0 %	0,7	0,1 %	112,3	23,4 %	479,3
06	67,6	37,2 %	38,2	21,0 %	-	0,0 %	3,9	2,2 %	72,1	39,6 %	181,9
PACA	501,1	48,4 %	173,5	16,8 %	39,2	3,8 %	5,0	0,5 %	316,3	30,6 %	1 035,1
2A	572,2	86,1 %	31,9	4,8 %	6,7	1,0 %	37,1	5,6 %	16,8	2,5 %	664,7
2B	272,7	72,3 %	43,2	11,5 %	44,4	11,8 %	-	0,0 %	16,8	4,4 %	377,1
Corse	844,9	81,1 %	75,1	7,2 %	51,1	4,9 %	37,1	3,6 %	33,5	3,2 %	1 041,8
Littoral	3 114,0	43,7 %	1 722,5	24,2 %	678,3	9,5 %	366,5	5,1 %	1 242,7	17,4 %	7 124,0

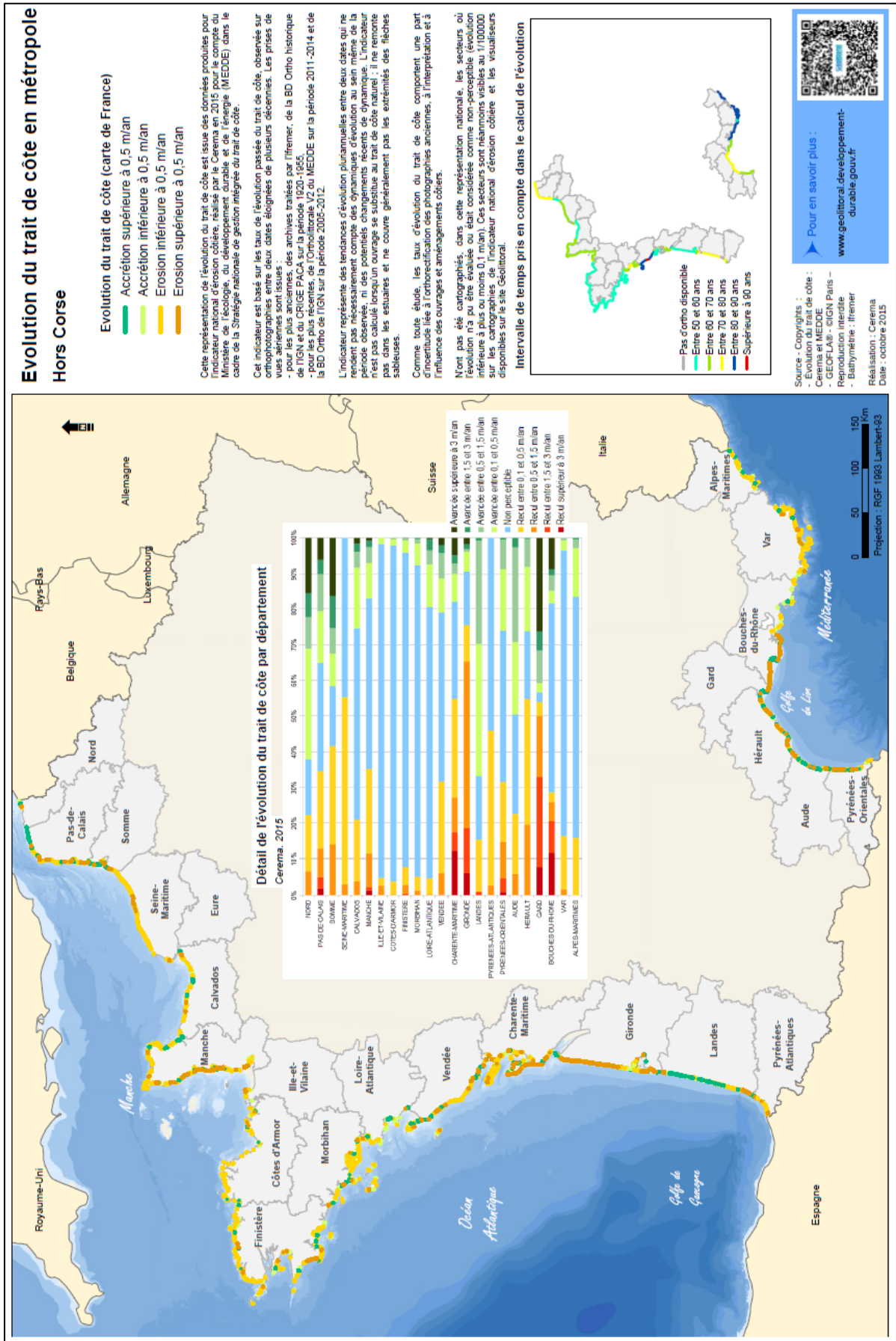
1.1.4. Discussion des bases de données européennes

La cartographie du trait de côte réalisé dans le cadre de CORINE Coastal Project et repris plus tard par le programme EuroSION et réutilisé dans son rapport par l'Ifen présente un certain nombre de limites. Il a été bâti au 100 000^e avec des segments côtiers d'une taille minimale de 200 m. Il peut donc être utilisé seulement comme référence à moyenne échelle et est très difficilement applicable au trait de côte de la Bretagne. Tous les traitements statistiques portant sur ces données sont réalisés à petite échelle (façades maritimes départementales ou régionales). Le niveau de détail présenté par EuroSION exclut toute interprétation locale de l'information et ne permet en aucun cas une utilisation pour des études plus locales du phénomène d'érosion du trait de côte.

1.2. Base de données à l'échelle de la France : « l'indicateur national de l'érosion côtière »

Ce projet s'intègre dans le contexte actuel de changement climatique et de croissance des enjeux face aux risques côtiers. L'amélioration des connaissances en termes de dynamique du trait de côte, et leur mise à disposition sont apparues comme essentielles pour faciliter la prise en compte des phénomènes d'érosion dans les politiques publiques et les stratégies locales.

A cette fin, la France a souhaité se doter d'une information homogène à une échelle nationale. C'est donc à la demande du Ministère de l'Ecologie du Développement durable et de l'Energie et dans le cadre de la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte, que le CEREMA (Centre d'Etude et d'Expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement) a été chargé de faire un bilan de l'érosion du trait de côte de la France métropolitaine et outre-mer. A ce titre, la réflexion a d'abord porté sur la définition d'un indicateur homogène du trait de côte à l'échelle nationale (www.cerema.fr/indicateur-national-de-l-erosion-cotiere-a1249.html).



**Détail de l'évolution du trait de côte par département
Cerema, 2015**

Figure 14 – « Evolution du trait de côte en métropole (hors Corse) » ; (CEREMA, oct 2015).

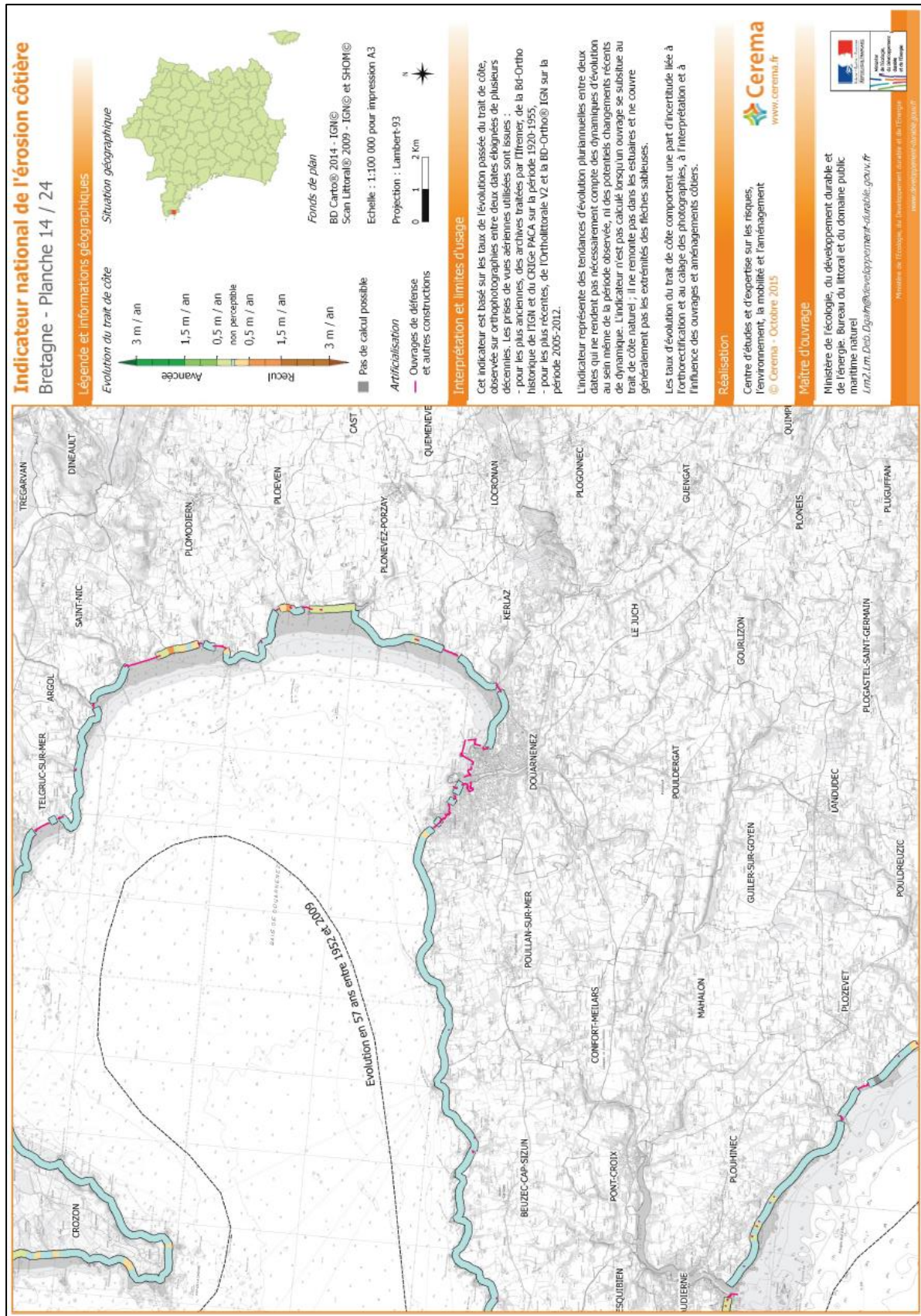


Figure 15 – « Evolution du trait de côte en Bretagne, pour le secteur Baie de Douarnenez/Cap Sizun"; (CEREMA, oct 2015)

L'étude du CEREMA présente la mobilité du trait de côte en métropole (et bientôt en outremer), sous la forme de plusieurs atlas au 1/100 000, sur une période de plusieurs dizaines d'années (Figure 14). Pour les bornes temporelles les plus anciennes, des archives traitées par

Ifremer, la BD-ORTHO® Historique de l'IGN et du CRIGe PACA ont été utilisées. Suivant les données disponibles, ces données oscillent entre 1920 et 1955. Pour la borne temporelle récente, l'Ortholittorale V2 et la BD-ORTHO® IGN ont été utilisées sur une période allant de 2005 à 2012. L'atlas cartographique constitué permet un état des lieux de l'érosion sur un pas de temps long, mais lisse les variations à plus court terme dues aux forçages naturels et anthropiques. A terme, il a vocation à être amélioré et mis à jour suivant l'évolution des techniques et l'acquisition de nouvelles données. Les données produites ont été mises à disposition sur le site internet Géolittoral : www.geolittoral.developpement-durable.gouv.fr/

Du point de vue de la méthodologie, l'analyse de la dynamique du trait de côte a été réalisée par photo-interprétation. Les lignes de référence du trait de côte retenues en zone macrotidale sont (Figure 16) : le haut de falaise pour les côtes à falaises rocheuses et meubles et la limite de la végétation dunaire côté mer pour les cordons dunaires. En milieu microtidal (Méditerranée), c'est le jet de rive qui a été choisi. Ces lignes de référence ont été numérisées à même l'écran au 1/2500. Les données produites sont actuellement disponibles en ligne par l'intermédiaire du portail Géolittoral sur la forme d'un atlas de cartes et de données géoréférencées. Ces données doivent permettre l'amélioration des connaissances sur les risques littoraux et faciliter la mise en place de politiques publiques et de stratégies locales.

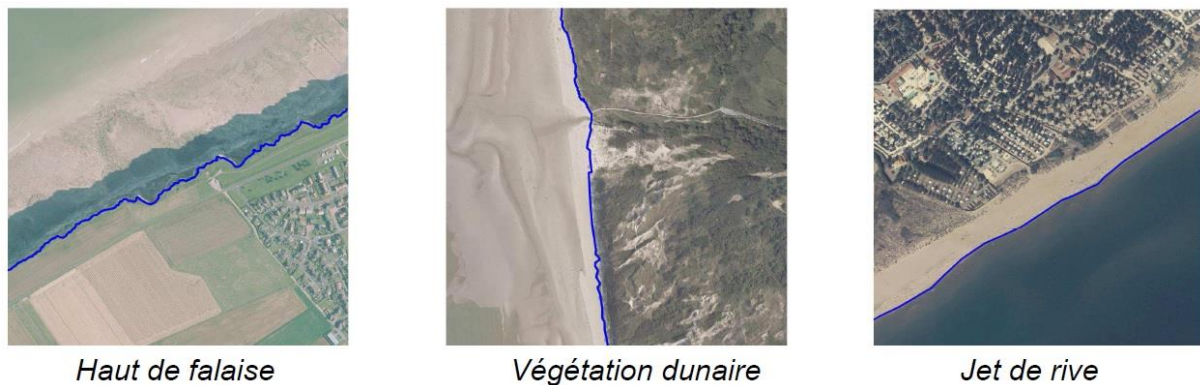


Figure 16 – Lignes de référence retenues dans le cadre de l'Indicateur National de l'Erosion Côtière. (source : CEREMA).

Sur l'ensemble du littoral ayant pu être étudié, 22 % des côtes sont soumis à l'érosion. Les côtes d'accumulation et notamment celles composées de sables, sont les plus soumises au phénomène. Ainsi, 39 % de celles-ci sont soumis à l'érosion tandis que 31 % progradent.

1.3. Le programme Erocovul à l'échelle du littoral breton

Erocovul était un Programme de Recherche d'Intérêt Régional (PRIR) relatif à l'érosion des rivages meubles et à la vulnérabilité du trait de côte de la Bretagne ; le premier programme à traiter de la cinématique du trait de côte à cette échelle. Mené par le l'UMR LETG Géomer, il portait sur la période 1998-2003 et avait pour objectif principal de dresser un bilan des évolutions morphosédimentaires des rivages régionaux sous l'effet des forçages naturels et anthropiques (Hénaff *et al.*, 2006a).

Le programme comportait trois objectifs principaux auxquels s'appliquaient différentes méthodologies d'acquisition de données :

- la connaissance des paramètres environnementaux du littoral de la Bretagne : analyse de la géomorphologie et de la dynamique sédimentaire de la zone littorale, étude des paramètres climatiques (tempêtes, etc.), et marins (houles, courants, etc.).
- la connaissance de la dynamique du trait de côte de manière quantitative sur environ 30 % du littoral pour la période 1998-2003 (campagnes de mesures sur le terrain et comparaison de documents actuels et anciens), qualitative pour la période 1800-2003 (constat de recul ou d'avancée du trait de côte sans indication quantifiée à l'aide d'archives municipales, d'articles de presse ou encore d'observation sur le terrain), et spatiale (comparaison de la position de traits de côte issus de cartes anciennes avec d'autres issus de photographies aériennes plus récentes).
- la connaissance des paramètres anthropiques : inventaire des ouvrages destinés à protéger le trait de côte (localisation, caractéristiques des ouvrages, coûts, etc.).

Ces recherches ont montré que 70 % linéaire côtier breton pris en compte dans l'étude stable (soit, 922 km de côte), pour 22 % en érosion (281 km), et pour 6 % en accrétion (80 km) (Figure 17). Cependant, Erocovul ne renseignait que 30 % du littoral de la région et malgré une synthèse de nombreuses études ponctuelles il demeure difficile d'analyser la dynamique à l'échelle régionale, tant les méthodes d'analyse et/ou les indicateurs morphologiques du trait de côte utilisés ont pu être différents d'une étude à l'autre. Par ailleurs, le projet, allant de 1998 à 2003, couvrait un intervalle de temps peu représentatif des dynamiques du trait de côte sur le long terme.

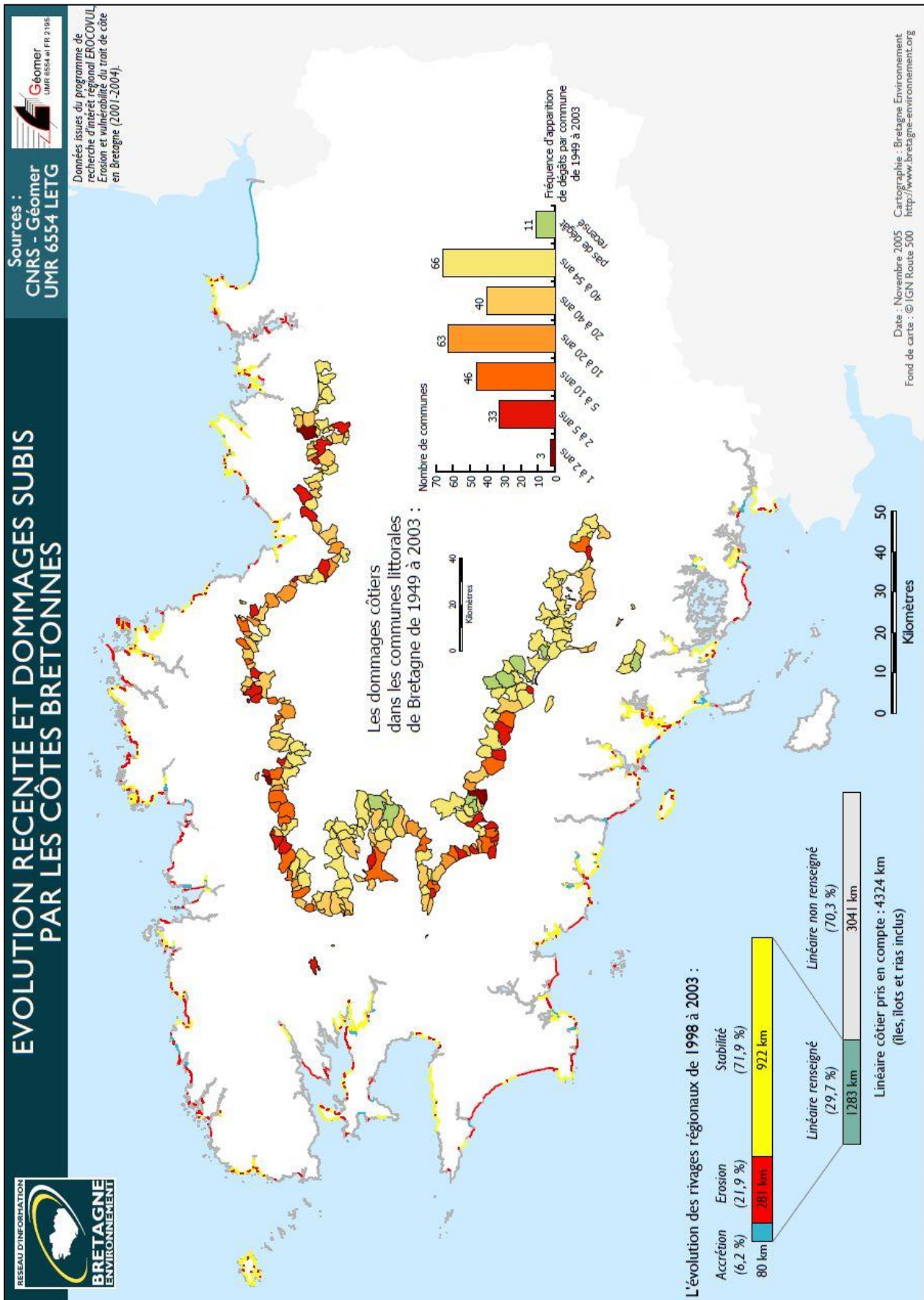


Figure 17 - Dynamique du trait de côte pour la Bretagne (source : Erocovul 2011-2004).

2. Des initiatives ponctuelles difficilement comparables

A l'échelle locale, il existe une multitude d'études ponctuelles de la dynamique du trait de côte portant sur plusieurs communes de la région bretonne. Ces travaux sont généralement le fruit d'acteurs et de programmes divers, à travers une pluralité d'observatoires et/ou de réseaux d'observation. Ces études mêlent initiatives privées, par l'intermédiaire de bureaux d'étude, et initiatives publiques avec les collectivités territoriales, des services déconcentrés de l'Etat, des établissements publics, des universités, etc.

Au sein même de ces études, des aspects méthodologiques peuvent varier. Le choix de l'indicateur de référence du trait de côte ainsi que les protocoles de suivi et outils utilisés ne sont pas forcément les mêmes (modèles hydrosédimentaires, levés topomorphologiques de terrain, analyse diachronique par photo-interprétation, comparaison de photographies prises sur le terrain, etc.) ce qui limite la comparaison des données. De la même manière, ces données ne sont pas toujours géoréférencables et ne peuvent donc pas s'intégrer à un SIG ; certaines données anciennes n'existant que sous format papier. En outre, les échelles temporelles et spatiales retenues dans les différents suivis ne coïncident pas toujours. Ces changements d'une étude à l'autre limitent, voire empêchent, la comparaison des données entre elles.

L'inventaire qui suit, non exhaustif, recense les études portant sur la dynamique des côtes d'accumulation de Bretagne. Ont été prises en compte, les études postérieures à la fin des années 1970, période à laquelle ont été développés les premiers outils de photo-interprétation.

Tableau 4 - Inventaire des études de la dynamique du trait de côte réalisées ponctuellement sur le littoral de la Bretagne. Cet inventaire prend en compte uniquement les travaux réalisés depuis la fin des années 1970 (inventaire non exhaustif).

TYPE DE DOC	AUTEUR(S)	ANNEE	TITRE	LIEU - SITE	TYPE DE DONNEES - SUIVI	RESULTATS - TENDANCES
Projets trans-départementaux						
article scientifique	BLAISE E. ET AL.	2014b	Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne	10 cordons littoraux bretons	levés topomorphologiques	tempêtes hiver 2013/2014 : 1ère phase (dec à janv) = érosion limitée de -2,7 m en moyenne; deuxième phase (mi janv à mi fev) = recul de -4,2 m en moyenne; troisième phase (mi fev à mi mars) = recul de - 1 m en moyenne
acte de colloque	DENOT T.	2000	Apports de la modélisation numérique à l'étude de la dynamique hydro-sédimentaire de l'estuaire de la Rance	Estuaire de la Rance	modèles hydro-sédimentaires	bilans hydrodynamiques et sédimentaires
article scientifique	HALLEGOUET B.	1981	Les crêtes littorales dunaies du massif Armorcain, France : formation et évolution	crêtes dunaies de Bretagne: flèches de Pen ar Chleuz, du dossen, de Sable d'Or, les Pins, de l'Aber et de Pen ar L'é.	analyse diachronique	analyse diachro carto / pas de donnée chiffrée
acte de colloque	HENAFF A.	2004	Mobilité des littoraux et variabilité des vents de tempête et des houles dominantes au cours du dernier siècle en Bretagne	non disponible	non disponible	non disponible
acte de colloque	HENAFF A.	2005	Mobilité du trait de côte des littoraux et variabilité des vents de tempêtes et des houles dominantes au cours du dernier siècle en Bretagne	non disponible	non disponible	non disponible
rapport d'étude	HENAFF A. ET AL.	2003	Erosion côtière et vulnérabilité du trait de côte en Bretagne. Rapport d'étude annuel de PRIR Bretagne.	non disponible	non disponible	non disponible
article scientifique	PIAN S. ET AL.	2014	Analysis of morphodynamic beach states along the South Brittany coast	25 plages du sud de la Bretagne	levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques	6 comportements morphosédimentaires différents + rôle importants des aménagements anthropiques
thèse	STEPHAN P.	2009	Les flèches de galets de Bretagne: Morphodynamique passée, présente et prévisible	flèches de galets de Bretagne	analyse diachronique + levés topomorphologiques	tendance générale à l'érosion des flèches de galets entre 1952 et 2005
article scientifique	STEPHAN P.	2011	Quelques données nouvelles sur la mobilité récente (1930-2008) et le bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne	sillons de galets de la rade de Brest + flèche du Linkin et sillon de Talbourt + flèche du Betathon et Dibernan	analyse diachronique + levés topomorphologiques	de manière générale, camminalisation, recul ou destruction des flèches de galets en rade
Ille-et-Vilaine						
acte de colloque	BONNOT-COURTOIS C.	1996	Le Haut estran au Vivier sur mer	baie du Mont-Saint-Michel	pas d'informations	progradation
acte de colloque	BONNOT-COURTOIS C.	2002	Mesures in situ de la sédimentation au front des schorres aux abords du Mont-Saint-Michel	baie du Mont-Saint-Michel	pas d'informations	1 à 2 cm/an pour le schorre et 8 à 12 cm/an pour la slikke
rapport d'étude	BONNOT-COURTOIS C.	2003	Erosion littorale et évaluation du risque - rapport d'étude Phase I (Constat de la situation entre Fréhel et Lancieux)	baie du Mont-Saint-Michel	?	non disponible
rapport d'étude	BONNOT-COURTOIS C.	2004	Erosion littorale et évaluation du risque - rapport d'étude Phase IIa Caractérisation de l'aléa « érosion » sur le littoral des Côtes d'Armor	baie du Mont-Saint-Michel	?	non disponible
acte de colloque	BONNOT-COURTOIS C.	2006	Évolution et mobilité des sédiments superficiels de l'estran occidental de la baie du Mont-Saint-Michel	baie du Mont-Saint-Michel	pas d'informations	pas d'informations
acte de colloque	BONNOT-COURTOIS C.	2012	Dynamique sédimentaire intertidale en baie du Mont-Saint-Michel entre évolution naturelle et aménagements	baie du Mont-Saint-Michel	analyse diachronique	Quest= schorre double de 1947 à 1996 mais est = moins rapide
acte de colloque	EHRHOLD A.	1996	Approche bidimensionnelle des transports sédimentaires à partir des variations granulométriques des sédiments superficiels : Exemple de la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel	baie du Mont-Saint-Michel	?	non disponible
thèse	EHRHOLD A.	1999	Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime négatalid : exemple de la baie du Mont-Saint-Michel	baie du Mont-Saint-Michel	?	non disponible
acte de colloque	LEVOY F.	1998	Variabilité spatio-temporelle des turbidités à proximité du Mont-Saint-Michel	baie du Mont-Saint-Michel	données hydro-météorologiques	comblement sédimentaire de la baie
article scientifique	REGNAULD H. ET AL.	2010	Tempêtes, rythme de fonctionnement d'une cellule sédimentaire et « espace d'accueil » : exemple sur l'Anse du Verger, Bretagne Nord	Anse du Verger (Bretagne nord)	analyse diachronique + levés topomorphologiques	Erosion due à la tempête Johanna = largement > 1 m ; reculs comparables à ceux observés au lendemain des tempêtes de 1989/1990 et 1996

Côtes d'Armor									
acte de colloque	BONNOT-COURTOIS C.	2008	Vulnérabilité des rivages en Côtes d'Armor (Bretagne Nord, France) : aléas et enjeux marine et continentale	Côtes d'Armor (tous types de côtes)	analyse diachronique		cordons littoraux = peu exposés à l'érosion mais fluctuations saisonnières		
acte de colloque	BONNOT-COURTOIS C.	2010	Le littoral des côtes d'Armor entre érosion et accretion	Côtes d'Armor (tous types de côtes)	analyse diachronique		érosion		
article scientifique	GAUD ET AL.	2003	Apport de la géomorphologie à une problématique environnementale : comment faciliter le ramassage des algues vertes (<i>Ulva americana</i>) en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor)	Saint-Michel-en-Grève	levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques		comblement de la poche du Yar + accretion lente et continue		
rapport d'étude	GRESARC	2004	Erosion littorale sur le département des Côtes d'Armor - évaluation du risque - Phase III: propositions	Côtes d'Armor	non disponible		non disponible		
article scientifique	STEPHAN P.	2010	Franchissement et migration des cordons de galets par <i>roller</i> Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récente du Sillon de Talbert (Côtes-d'Armor, Bretagne)	sillon de Talbert	analyse diachronique + levés topomorphologiques		relative stabilité entre 2002 et 2007 + exhaussement graduel du cordon mais recul important lors de la tempête Johanna: transfert de galets depuis la façade vers le revers = -120000m3 / recul du cordon de -20 m max / -1,5 m d'abaisssement de la crête		
rapport d'étude	STEPHAN P. ET AL.	2007	rapport d'étude d'activité sur le suivi topomorphologique du sillon de Talbert (commune de Pleubian)	sillon de Talbert	levés topomorphologiques		relative stabilité entre 2002 et 2007 + exhaussement graduel du cordon mais recul lors des tempêtes		
rapport d'étude	STEPHAN P. ET AL.	2011	rapport d'étude sur le suivi morpho-sédimentaire du sillon de Talbert pour l'année 2011	sillon de Talbert	levés topomorphologiques		depuis le recul dû à la tempête Johanna, le sillon retrouve la dynamique ante tempête observée depuis 2002 + engraissement de la dune sommitale		
rapport d'étude	STEPHAN P. ET AL.	2012	rapport d'étude sur le suivi morpho-sédimentaire du sillon de Talbert pour l'année 2012	sillon de Talbert	levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques		consolidation depuis la tempête Johanna (exhaussement et élargissement de la crête) + installation des capteurs de pression		
rapport d'étude	STEPHAN P. ET AL.	2013	rapport d'étude sur le suivi morpho-sédimentaire du sillon de Talbert pour l'année 2013	sillon de Talbert	levés topomorphologiques		tendance à la reconstruction du cordon out des conditions météo-marines plus calmes + premières données acquises par les capteurs de pression		
rapport d'étude	STEPHAN P. ET AL.	2015	rapport d'étude sur le suivi morpho-sédimentaire du sillon de Talbert pour l'année 2014	Sillon de Talbert	levés topomorphologiques		érosion importante de la crête et un recul considérable dus aux tempêtes de l'hiver 2013/2014 ; tendance à la reconstruction du cordon au cours du printemps et de l'été sous des conditions météo-marines plus calmes.		
article scientifique	STEPHAN P. ET AL.	2012b	Long-term morphodynamic evolution of the Sillon de Talbert gravel barrier (Brittany, France)	sillon de Talbert	analyse diachronique + levés topomorphologiques		entre 1930 et 2010 = recul moyen de 1,1 m/année + forts reculs instantanés et ouvertures de brèches lors de l'hiver 1989/1990 + lors de la tempête Johanna du 10 mars 2008		
acte de colloque	STEPHAN P. ET SUANEZ S.	2004	Mobilité du trait de côte en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor) ou le résultat d'une plage en accretion	Saint-Michel-en-Grève	analyse diachronique + levés topomorphologiques		bilan sédimentaire positif dans la baie entre 1990 et 2004: cordons dunaires de Tréduder et Saint-Michel-en-Grèves =		
acte de colloque	STEPHAN P. ET SUANEZ S.	2004b	Dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires de Tréduder et de Saint-Michel-en-Grève (baie de Saint-Michel-en-Grève - Côtes d'Armor) entre 1990 et 2003	Saint-Michel-en-Grève	analyse diachronique + levés topomorphologiques		bilan sédimentaire positif dans la baie entre 1990 et 2004: cordons dunaires de Tréduder et Saint-Michel-en-Grèves = accretion puis d'érosion		
rapport d'étude	SUANEZ S.	2001	rapport d'étude sur le suivi des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat au cours de l'année 2000-2001 - Baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor)	Saint-Michel-en-Grève	levés topomorphologiques		engraissement du haut de plage dû + succès du maintien des cours d'eau suivant un tracé rectiligne et perpendiculaire au rivage.		
rapport d'étude	SUANEZ S.	2002	rapport d'étude sur le suivi des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat et des dunes de Saint-Michel-en-Grève et de Tréduder au cours de l'année 2001-2002 - Baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor)	Saint-Michel-en-Grève	levés topomorphologiques		indisponible		
rapport d'étude	SUANEZ S.	2003	rapport d'étude sur le suivi des dunes de Saint-Michel-en-Grève et de Tréduder et des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat au cours de l'année 2002-2003 (Baie de Saint-Michel-en-Grève - Côtes d'Armor)	Saint-Michel-en-Grève	levés topomorphologiques		cordon de Tréduder recul / cordon de Saint-Michel-en-Grève en régénération dunaire		
article scientifique	SUANEZ S.	2004	Modifications morphodynamiques et phénomènes rétroactifs en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor)	Saint-Michel-en-Grève	levés topomorphologiques		érosion des dunes malgré un comblement sédimentaire de la baie		
article scientifique	SUANEZ S. ET FICHAUT B.	2010	Suivi morphosédimentaire de la plage de la Grève Rose entre 2009 et 2010	Grève Rose (Trégastel)	levés topomorphologiques		Les transferts sédimentaires se font de façon transversale entre la plage et la dune / érosion pendant la tempête de novembre 2009 / menaces à moyen terme au niveau des limites de jardins des propriétés situées sur la dune.		

rapport d'étude	SUAÑEZ S. ET STEPHAN P.	2005	rapport d'étude sur le suivi de l'évolution des dunes de Saint-Michel-en-Grève et de Tréduder et des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat au cours de l'année 2003-2004 (Baie de Saint-Michel-en-Grève - Côtes d'Armor)	Saint-Michel-en-Grève	analyse diachronique + levés topomorphologiques	engraissement du haut de plage dû à succès du maintien des cours d'eau suivant un tracé rectiligne et perpendiculaire au rivage.
article scientifique	SUAÑEZ S. ET STEPHAN P.	2006	Forçages méteo-marins et dynamique morphosédimentaire saisonnière des cordons dunaires. Exemple de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor, Bretagne)	Saint-Michel-en-Grève	levés topomorphologiques	efficacité des différents types de mesures + bonne connaissance des mouvements morphosédimentaires de la baie
article scientifique	SUAÑEZ S. ET STEPHAN P.	2011	Effects of natural and human forcing on mesoscale shoreline dynamics of Saint-Michel-en-Grève bay (Brittany, France)	Saint-Michel-en-Grève	levés topomorphologiques + données hydro-météomarines	Entre 1986 et 1999 = formation de 4 cordons dunaires dans la baie ; entre 1999 et 2002 = phase érosive ; entre 2002 et 2006 = phase de progradation + formation d'un cinquième cordon dunaire ; 2007/2008 = phase érosive + 2008 disparition d'un cordon dunaire ; depuis 2008 = phase de progradation. Ceci est dû au comblement sédimentaire de celle-ci. L'érosion se fait en corrélation avec des niveaux d'eau extrêmes à la côte se manifestant lors des tempêtes
Finistère						
acte de colloque	BLAISE E. ET AL.	2014	Evolution mi-séculaire des côtes sédimentaires du département du Finistère	cordons littoraux du Finistère	analyse diachronique	40% du littoral Finistérien = érosion ; 12% stable ; 23% = progradation et 23% = artificialisé
article scientifique	BODERE J.C. ET AL.	1991	La gestion des milieux dunaires littoraux. Evolution de leur vulnérabilité à partir d'une liste de contrôle. Etude de cas dans le sud du Pays de Galles et en Bretagne occidentale	Tromoen (baie d'Auderne) + Blancs Sablons (Conquet)	analyse diachronique	pas de données chiffrées
acte de colloque	BODERE J.C. ET AL.	1993	Erosion et protection des côtes entre Pennearc'h et l'Odét	Pennearc'h - Treffiatag + fleche du Cosquer	analyse diachronique	analyse diachro carto / pas de donnée chiffrée
rapport d'étude	CAROLET J.-M.	2008	rapport d'étude d'activité sur le suivi morpho-morphosédimentaire de la plage de Bourroulles et sur l'efficacité du Shaplage® (commune de Kerlouan) pour l'année 2007-2008	plage de Bourroulles/Kerlouan	levés topomorphologiques	érosion lors de fortes tempêtes
article scientifique	CAROLET J.-M. ET SUAÑEZ S.	2009	Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses	dune du dune du Vougot et plage de Bourroulles	analyse diachronique + levés topomorphologiques + données hydro-météomarines	entre 1952 et 2004 = -0,75 m/an pour le Vougot et -0,15 m/an pour Bourroulles // entre 2004 et 2008 = -1,2 m/an pour le Vougot et -0,7 m/an pour Bourroulles
acte de colloque	DEHOUCQ A.	2004	Monitoring shoreline change from aerial near-vertical photographs: towards knowledge of the dynamic context along the West Brittany sandy coast	dunes de Trémpan + Trois Moutons + Coulouarn + Corn ar Gazel + Ste Marguerite	analyse diachronique	Trémpan: 1967-1985 = +0,3 m/an; 1985-1990 = -0,9 m/an; 1990-1993 = +1 m/an; 1993-1995 = -0,3 m/an; 1995-2000 = +0,3 m/an // Les Trois Moutons: 1952-1967 = -2 m/an; 1967-1978 = +0,7 m/an; 1978-1985 = -0,9 m/an; 1985-1990 = -0,4 m/an; 1990-1993 = +0,5 m/an; 1993-1995 = +0,8 m/an; 1995-2000 = +0,6 m/an; 2000-2005 = 0 ; 0,6 m/an // Coulouarn: 1952-1967 = -0,8 m/an; 1967-1978 = -0,3 m/an; 1978-1985 = -1,1 m/an; 1985-1990 = -1,8 m/an; 1990-1993 = +1,4 m/an; 1993-1995 = +0,2 m/an; 1995-2000 = +0,2 m/an; 2000-2005 = [-0,3 ; +1,5 m/an] // Corn ar Gazel: 1952-1967 = -0,6 m/an; 1967-1978 = -0,2 m/an; 1978-1985 = +0,3 m/an; 1985-1990 = -0,9 m/an; 1990-1993 = +0,4 m/an; 1993-1995 = +0,3 m/an; 1995-2000 = +0,3 m/an; 2000-2005 = +1,2 m/an // Sainte-Marguerite: 1952-1967 = [-0,6 ; +1,1 m/an]; 1967-1978 = [-0,3 ; +0,2 ; -0,7 m/an] // Trémpan: 1967-1985 = +0,3 m/an; 1985-1990 = -0,9 m/an; 1990-1993 = +1 m/an; 1993-1995 = -0,3 m/an; 1995-2000 = +0,3 m/an // Les Trois Moutons: 1952-1967 = -2 m/an; 1967-1978 = +0,7 m/an; 1978-1985 = -0,9 m/an; 1985-1990 = -0,4 m/an; 1990-1993 = +0,5 m/an; 1993-1995 = +0,8 m/an; 1995-2000 = +0,6 m/an; 2000-2005 = 0 ; 0,6 m/an // Coulouarn: 1952-1967 = -0,8 m/an; 1967-1978 = -0,3 m/an; 1978-1985 = -1,1 m/an; 1985-1990 = -1,8 m/an; 1990-1993 = +1,4 m/an; 1993-1995 = +0,2 m/an; 1995-2000 = +0,2 m/an; 2000-2005 = [-0,3 ; +1,5 m/an] // Corn ar Gazel: 1952-1967 = -0,6 m/an; 1967-1978 = -0,2 m/an; 1978-1985 = +0,3 m/an; 1985-1990 = -0,9 m/an; 1990-1993 = +0,4 m/an; 1993-1995 = +0,3 m/an; 1995-2000 = +0,3 m/an; 2000-2005 = +1,2 m/an // Sainte-Marguerite: 1952-1967 = [-0,6 ; +1,1 m/an]; 1967-1978 = [-0,3 ; +0,2 ; -0,7 m/an] // Trémpan: 1967-1985 = +0,3 m/an; 1985-1990 = -0,9 m/an; 1990-1993 = +1 m/an; 1993-1995 = -0,3 m/an; 1995-2000 = +0,3 m/an // Les Trois Moutons: 1952-1967 = -2 m/an; 1967-1978 = +0,7 m/an; 1978-1985 = -0,9 m/an; 1985-1990 = -0,4 m/an; 1990-1993 = +0,5 m/an; 1993-1995 = +0,8 m/an; 1995-2000 = +0,6 m/an; 2000-2005 = 0 ; 0,6 m/an // Coulouarn: 1952-1967 = -0,8 m/an; 1967-1978 = -0,3 m/an; 1978-1985 = -1,1 m/an; 1985-1990 = -1,8 m/an; 1990-1993 = +1,4 m/an; 1993-1995 = +0,2 m/an; 1995-2000 = +0,2 m/an; 2000-2005 = [-0,3 ; +1,5 m/an] // Corn ar Gazel: 1952-1967 = -0,6 m/an; 1967-1978 = -0,2 m/an; 1978-1985 = +0,3 m/an; 1985-1990 = -0,9 m/an; 1990-1993 = +0,4 m/an; 1993-1995 = +0,3 m/an; 1995-2000 = +0,3 m/an; 2000-2005 = +1,2 m/an // Sainte-Marguerite: 1952-1967 = [-0,6 ; +1,1 m/an]; 1967-1978 = [-0,3 ; +0,2 ; -0,7 m/an] // Trémpan: 1967-1985 = +0,3 m/an; 1985-1990 = -0,9 m/an; 1990-1993 = +1 m/an; 1993-1995 = -0,3 m/an; 1995-2000 = +0,3 m/an
thèse	DEHOUCQ A.	2006	Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)	plages de Porsmilin + Corsen + Tréhana + Bles Sablons + Trémpan + Trois Moutons + Coulouarn + Corn ar Gazel + Ste Marguerite	analyse diachronique + levés topomorphologiques	micro-morphodynamismes intermittents d'une plage de poche à l'échelle d'une marée
article scientifique	DEHOUCQ A.	2008	Observations et conditions d'apparition des croissants de plage sur le littoral de la mer d'Iroise	plage de Tréhana	levés topomorphologiques + données hydro-météomarines	modèles 3D + conditions hydro météo marines = formation de croissants de plage sur l'estran
acte de colloque	DEHOUCQ A. ET AL.	2004	Premiers éléments de caractérisation de la morphodynamique de deux plages de la mer d'Iroise	plages de poche situées en mer Iroise	levés topomorphologiques + données hydro-météomarines	bilans sédimentaires intermittents des plages de poche + chiffres présents dans DEHOUCQ A., 2006
acte de colloque	DEHOUCQ A. ET AL.	2007	Variabilité cross-shore d'une plage de poche macrotidale : dynamique saisonnière, profondeur de fermeture, bilan de matière et disponibilité sédimentaire.	plage de Porsmilin	levés topomorphologiques + données hydro-météomarines	bilans sédimentaires intermittents des plages de poche

article scientifique	DEHOUCQ A. ET AL.	2009	Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France	plage de Porsmilin + Corsen + Trégama + Bles Sablons	levés topomorphologiques + données hydro-météomarines	bilans sédimentaires intertidaux des plages de poche
acte de colloque	DODET ET AL.	2015	Non-hydrostatic modelling of extreme water levels on Banneg Island, France	île de île de Banneg	photographies comparatives de terrain + données hydro-météomarines	pas d'analyse de la cinématique du trait de côte mais du déplacement de blocs rocheux + conditions hydro météo marine propres aux tempêtes
article scientifique	FAYE ET AL.	2007	Evolution récente de la ligne de rivage en baie d'Audieme, de Penhors à la pointe de la Torche.	SE de la baie d'Audieme	analyse diachronique	Avant 1943: recul moyen de -0.50 à -0.90 m/an ; au droit du Trunvel: plus de 90 m entre 1943 et 1992 ; Entre 1966 et 1975 : le recul est maximal, localement plus de -4 m/an ; Entre 1975 et 1988: en moyenne: -1 à -2 m/an ; secteur de Trunvel: moyenne annuelle de -3 à -4 m/an ; Entre 1966 et 1990: -0.50 m/an à Plovan; 1.1 m/an à Trégennec; -1.1 m/an à Tronoën ; Entre 1990 et 2004: -0.25 à -1.43 m/an pour les cordons de galets compris entre Gronval et le Trunvel ; -1 à -0.66 m/an pour les cordons dunaires du Trunvel et de Tronoën non disponible
rapport d'étude	FICHAUT B.	2003	rapport d'étude d'activité sur le travail de suivi morpho-sédimentaire des îles de la réserve naturelle de l'Iroise	Archipel de Molène: îles de Trielen + Lez ar Chirienn	levés topomorphologiques	non disponible
acte de colloque	FICHAUT B.	2006	Amas de blocs cyclopeens sur l'île de Banneg (Archipel de Molène - Finistère). Étude morpho-sédimentaire et dynamique de mise en place	Archipel de Molène: île de Banneg	levés topomorphologiques + photographies comparatives de terrain	étude des trajectoires de blocs rocheux lors des tempêtes / mise en évidence d'une corrélation projection de blocs et niveaux d'eau extrêmes
rapport d'étude	FICHAUT B.	2007	rapport d'étude final d'activité sur le travail de suivi morpho-sédimentaire des îles de la Réserve Naturelle d'Iroise (2002-2007)	Archipel de Molène: îles de Trielen + Lez ar Chirienn	levés topomorphologiques	non disponible
rapport d'étude	FICHAUT B.	2008	Étude de faisabilité du rechargement en sable de la plage de la Cantine (commune du Relecq-Kerhuon)	Brest: plage de la Cantine	granulométrie + levés topomorphologiques	désensiblement d'origine anthropique + rechargement possible
rapport d'étude	FICHAUT B.	2006b	rapport d'étude d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire des formations littorales de l'archipel de Molène pour l'année 2006. In rapport d'étude d'activité 2002 de la Réserve Naturelle d'Iroise, SEPNEB - Bretagne Vivante (Brest)	Archipel de Molène: îles de Trielen + Lez ar Chirienn	levés topomorphologiques	non disponible
article scientifique	FICHAUT B. ET SUANEZ S.	2005	Mise en place d'un suivi morphosédimentaire dans l'archipel de Molène : exemple de l'îlot de Trielen	Archipel de Molène: îles de Trielen	levés topomorphologiques	crise sédimentaire qui affecte l'ensemble des formes d'accumulation de Trielen
article scientifique	FICHAUT B. ET SUANEZ S.	2008	Le rechargement de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (Brest-Finistère) : quand la recherche fondamentale se met au service d'une gestion cohérente du littoral	Plage de Saint-Anne du Portzic	analyse diachronique + levés topomorphologiques	déséquilibre sédimentaire graduel de la plage
article scientifique	FICHAUT B. ET SUANEZ S.	2008	Les blocs cyclopeens de l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère) : accumulations supratidales de forte énergie	Archipel de Molène: île de Banneg	levés topomorphologiques + photographies comparatives de terrain	étude des trajectoires de blocs rocheux lors des tempêtes / mise en évidence d'une corrélation entre projection de blocs et niveaux d'eau extrêmes
article scientifique	FICHAUT B. ET SUANEZ S.	2010	Dynamiques d'arrachement, de transport et de dépôt de blocs cyclopeens par les tempêtes : le cas de la tempête du 10 mars 2008 sur l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère)	Archipel de Molène: île de Banneg	levés topomorphologiques + photographies comparatives de terrain	étude du déplacement de blocs rocheux et des conditions hydro météo marines à Banneg lors de la tempête Johanna du 10 mars 2008
article scientifique	FICHAUT B. ET SUANEZ S.	2011	Quarrying, transport and deposition of cliff-top storm deposits during extreme events: Banneg Island, Brittany	Archipel de Molène: île de Banneg	levés topomorphologiques + photographies comparatives de terrain + données hydro-météomarines	étude du déplacement de blocs rocheux et des conditions hydro météo marines à Banneg lors de la tempête Johanna du 10 mars 2008
article scientifique	FICHAUT B. HALLEGOUET B.	1989	Banneg: une île dans la tempête	Archipel de Molène: île de Banneg	photographies comparatives de terrain + données hydro-météomarines	étude des trajectoires de blocs rocheux lors des tempêtes / mise en évidence d'une corrélation entre projection de blocs et niveaux d'eau extrêmes
acte de colloque	GRUNET N. ET CHEVALIER	2006	Étude hydrosédimentaire des plages de Morgat	Morgat - Finistère	modèles hydrosédimentaires bidimensionnels	compréhension du fonctionnement sédimentaire en vue de l'aménagement du site
article scientifique	HALLEGOUET B. ET AL.	1989	Evolution du littoral de la baie d'Audieme (Finistère): la brèche de Trunvel	baie d'Audieme	non disponible	pas de données chiffrées
acte de colloque	HALLEGOUET B. ET AL.	1993	Un littoral fragilisé: le Sud de la Baie d'Audieme	baie d'Audieme - secteur du Trunvel	analyse diachronique	analyse diachro carto / pas de donnée chiffrée
acte de colloque	HALLEGOUET B. ET HENAFF A.	1993	Evolution du littoral septentrional du Pays bigouden entre Penhors et Pors Poulhan	baie d'Audieme - secteur Penhors/Pors Poulhan	analyse diachronique	analyse diachro carto / pas de donnée chiffrée
article scientifique	HALLEGOUET B. ET HENAFF A.	1995	L'enrichissement des plages de l'anse de Dinan à l'ouest de la presqu'île de Crozon en Bretagne occidentale	Anse de Dinan (presqu'île de Crozon)	analyse diachronique	bilan sédimentaire positif + progradation du rivage

acte de colloque	HALLIGOUET B. ET HENAFF A.	2006	Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'Ouest-Cornouaille. Actes des Rencontres de l'Ouest-Cornouaille	littoral méridional de l'ouest Cornouaille	analyse diachronique	flèche littorale de Combric; flèche littorale en voie de cannibalisation + recul généralisé depuis plusieurs décennies. Hiver 1989/1990 = érosion importante. Entre 1990 et 2000 = érosion mais progradation localisée. // Aménagements artificiels // flèche du Cosquer : flèche littorale en recul depuis plusieurs décennies. Tempêtes 1989/1990 + tempêtes décennie 1990 = nombreux dégâts. Aménagements artificiels + reprofilage du cordon. Entre 1990 et 2000 = stabilité voire progradation du trait de côte. // Cordon dunaire de Penmarc'h / Le Guilvinec : cordon en érosion depuis plusieurs décennies. Entre 1990 et 2000 = stabilité voire progradation. Instabilité ponctuelle du cordon lors des tempêtes. // Cordon dunaire de Treffnagat / Lescomil = cordon en érosion depuis plusieurs décennies. Tempêtes 1989/1990 + tempêtes décennie 1990 = nombreux dégâts. Aménagements artificiels + reprofilage du cordon. Entre 1990 et 2000 = progradation du trait de côte sauf secteur Léhan = érosion. Instabilité ponctuelle du cordon lors des tempêtes. // Anse de Pors Cum : secteurs nord et sud sujets à l'érosion depuis des décennies. Entre 1990 et 2000 = forte progradation de la partie centrale + érosion chronique des extrémités de l'anse. // baie d'Audierne : entre 1966 et 1990; -0.50 m/an à Plovan; 1.1 m/an à Trégouennec; -1.1 m/an à Tronoën Entre 1990 et 2004; -0.25 à -1.43 m/an pour les cordons de galets compris entre Gronval et le Trunvel -1 à +0.66 m/an pour les cordons dunaires du Trunvel et de Tronoën.
article scientifique	HALLIGOUET B. ET MOIGN A.	1976	Historique d'une évolution de littoral dunaire: la baie de Goulven (Finistère). Interactions entre forces naturelles et interventions humaines	baie de Goulven	analyse diachronique	1952 = alimentation de la baie en sable. La flèche de Penn ar C'hleuz se développe par crochets successifs. A partir de 1971, elle gagne du terrain vers l'ouest aux dépens du sillon de Peleuz qui lui ne cesse de décroître
article scientifique	HENAFF A. ET AL.	1989	Evolution du littoral de la baie d'Audierne (Finistère): la brèche de Trunvel	Sud-est de la baie d'Audierne	non disponible	non disponible
rapport d'étude	HENAFF A. ET AL.	2007	Etude géomorphologique du secteur littoral de Moustierlin-ouest entre la pointe de Moustierlin et le cordon d'encrochements de Tregouennec; rapport d'étude pour la mairie de Fousnant	Double flèche dunaire de Moustierlin	non disponible	non disponible
rapport d'étude	HENAFF A. ET AL.	2008	Etude géomorphologique et propositions de défense contre l'érosion du secteur littoral de Moustierlin-Est à l'est des encrochements de Cleut-Rouz; rapport d'étude pour la mairie de Fousnant-Les Gléhan	Double flèche dunaire de Moustierlin	non disponible	non disponible
article scientifique	HENAFF A. ET AL.	2013	Changement climatique et dynamique géomorphologique des côtes bretonnes. Leçons pour une gestion responsable de l'imbrication des échelles spatio-temporelles	Baie d'Audierne + flèche du Dossen + double flèche de Moustierlin	analyse diachronique + levés topomorphologiques	Audierne = même données qu'avant // Dossen = Une première crête de flèche édifiée à partir de 1872 ; Une deuxième vers 1952 va persister jusqu'en 1978, la première flèche ayant été érodée ; Une troisième se construit à partir du début des années 1960 et se maintient jusque vers 1997 ; A partir des années 2000 et 2002, on assiste à une nouvelle construction dunaire, avec la naissance d'une crête dunaire qui s'encadre au niveau de la deuxième crête antérieurement érodée et qui poursuit actuellement son développement // Double flèche dunaire de la pointe de Moustierlin = dérive littorale est-ouest entraînant une érosion de la flèche orientale et une progradation de flèche occidentale.
article scientifique	HENAFF A. ET JEGU	1995	Conséquences des aménagements portuaires sur la sédimentation dans l'avant-port d'Audierne	rade de Morgat	analyse diachronique	L'ensablement des fonds de la rade, la sédimentation importante de la ria du Groeven, l'engraissement des plages et la dénudification actuelle des hauts de plage.
article scientifique	SABATIER F. ET AL.	2009	Morphodynamiques of beach/dune systems: exemples from the coast of France	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques	corrélation niveaux d'eau extrêmes et érosion
article scientifique	SPARTEL L. SUANEZ S.	2007	Le Vougot à l'épreuve des flots	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	engraissement de la plage du centre nautique + érosion de la partie orientale du cordon dunaire du Vougot
acte de colloque	STEPHAN P. ET SUANEZ S.	2006	Rôle des forçages météo-marins dans l'évolution morphosédimentaire récente (1952-2005) des cordons littoraux de la rade de Brest	cordons littoraux de la rade de Brest	analyse diachronique + levés topomorphologiques	tendance générale à l'érosion des cordons entre 1952 et 2005 + recul lors des tempêtes
rapport d'étude	STEPHAN P. ET AL.	2012	Les Sillons de la rade de Brest et leurs marais maritimes	sillons de galets de la rade de Brest	analyse diachronique + levés topomorphologiques	de manière générale, cannibalisation, recul ou destruction des flèches de galets
rapport d'étude	SUANEZ S.	2004	rapport d'étude d'activité sur le suivi morphosédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (Commune de Guissey)	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	cordon de Tréduder: recul toujours / cordon de Saint-Michel-en-Gréeve en régénération dunaire / ensemble de la baie continue de s'engraisser
acte de colloque	SUANEZ S.	2006	Niveaux marins extrêmes et érosion du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissey, Finistère). De la mesure à la réponse gestionnaire	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques	érosion du cordon dunaire dû à un déficit sédimentaire causé par l'aménagement de la jetée du Curmic (fin 1970) / reculs instantanés de la dune corrélés aux niveaux d'eau extrêmes
rapport d'étude	SUANEZ S.	2007	rapport d'étude d'activité sur le suivi morphosédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissey) pour l'année 2006-2007	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	le recul du cordon dunaire de la plage du Vougot reste faible : entre 0,70 et 1 m/an dans le secteur où l'érosion est la plus importante (au niveau de la radiale 01) ; entre 0,30 et 0,50 m/an en se déplaçant vers l'ouest.
acte de colloque	SUANEZ S.	2012	Dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires et cinématique du trait de côte en contexte macrotidal	dune du Vougot	levés topomorphologiques	régénération du cordon dunaire post tempête Johanna. Un embryon dunaire végétalisé est à prendre en compte dans l'analyse diachronique

rapport d'étude	SUANEZ S. ET AL.	2006	Expertise scientifique du procédé Stablage® mis en place sur la plage des Sables Blancs - commune de Plobannaël - Lesconil (Finistère). Période de suivi : janvier 2005 - septembre 2006	Lesconil	levés topomorphologiques	Depuis leur mise en place en 2004, les Stablage® ont rempli leur objectif en permettant l'exhaussement du haut de plage.
rapport d'étude	SUANEZ S. ET AL.	2006	rapport d'étude d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissey) pour l'année 2005-2006 et sur l'étude du risque de submersion	dune du Vougot	levés topomorphologiques	érosion du cordon dunaire + possibilité de protection du front de dune par une structure géocomposite ou d'un rechargement de sable
article scientifique	SUANEZ S. ET AL.	2008	Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissey (Bretagne)	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques	érosion liée aux niveaux d'eau extrêmes + risque potentiel de submersion faible car cordon suffisamment large et massif / rechargement de sable tout de même envisagé
rapport d'étude	SUANEZ S. ET AL.	2009	Rapport d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissey) pour l'année 2008-2009.	dune du Vougot	levés topomorphologiques	Fort recul lors de la tempête Johanna (2008) puis, retour à une dynamique ante tempête avec engraissement du haut de plage et régénération du front de dune
article scientifique	SUANEZ S. ET AL.	2009	CHF-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: Effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean	Archipel Molène (Banneg)	levés topomorphologiques + photographies comparatives de terrain	étude des trajectoires de blocs rocheux lors des tempêtes / mise en évidence d'une corrélation projection de blocs et niveaux d'eau extrêmes
article scientifique	SUANEZ S. ET AL.	2010	Monitoring of recent morphological changes of the dune of Vougot beach (Brittany, France) using differential GPS	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	Fort recul lors de la tempête Johanna (2008) puis, retour à une dynamique ante tempête avec engraissement du haut de plage et régénération du front de dune
article scientifique	SUANEZ S. ET AL.	2011	Changements morphologiques et budget sédimentaire des formes fixantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France)	archipel de Molène; Trielen et Lez Ar Chirzienn	levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques	Entre 2002 et 2004 – érosion efficace; Entre février 2007 et avril 2008 – érosion importante. Trielen : localement érosion -6 m et -7 m ; Lez Ar Chirzienn: localement érosion = -28 m. et -10 m.
rapport d'étude	SUANEZ S. ET AL.	2012	rapport d'étude d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissey) pour l'année 2011	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	Fort recul lors de la tempête Johanna (2008) puis, retour à une dynamique ante tempête avec engraissement du haut de plage et régénération importante du front de dune
article scientifique	SUANEZ S. ET AL.	2012	Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach; Vougot Beach, Brittany (France)	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques + levé bathy + données hydro-météo	Depuis la tempête Johanna le recul max = 1,4 m (soit 0,7 m/an, tendance équivalente à celle observée depuis 1978). Au lendemain de la tempête on observe une régénération de la dune immédiate (4 à 4,5 cm/mois)
acte de colloque	SUANEZ S. ET AL.	2012	Dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires et cinématique du trait de côte en contexte macrotidal	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	Fort recul lors de la tempête Johanna (2008) puis, retour à une dynamique ante tempête avec engraissement du haut de plage et régénération importante du front de dune
article scientifique	SUANEZ S. ET AL.	2015	Observations and Predictions of Wave Rump, Extreme Water Levels, and Medium-Term Dune Erosion during Storm Conditions	dune du Vougot	levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques	Mise en évidence de la corrélation érosion de la dune et niveau d'eau extrêmes à la côte + mise en place d'une formule de calcul du rump adaptée au site du Vougot
rapport d'étude	SUANEZ S. ET AL.	2016	rapport d'étude sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot pour l'année 2015	dune du Vougot	levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques	-0,75 m/an de 1952 à 2009-0,50 m/an de 1978 à 2000 ; -1,50 m/an (rôle de la tempête du 10/03/2008) ; -0,66 m/an de 2008 à 2014 (malgré les tempêtes de l'hiver 2013/2014) ; entre hiver 2008 et hiver 2014 = recul max de -4 m soit -0,66 m/an (= tendances observées depuis 1952)
acte de colloque	SUANEZ S. ET AL.	2006b	Niveaux marins extrêmes et érosion du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissey, Finistère). De la mesure à la réponse gestionnaire	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	érosion liée aux niveaux d'eau extrêmes + possibilité de protection du front de dune par une structure géocomposite
acte de colloque	SUANEZ S. ET AL.	2006c	Erosion dunaire et risques associés, le cas de la plage du Vougot (Guissey - Finistère). Natura 2000 et Contrat Nature	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques + données hydro-météorologiques	érosion liée aux niveaux d'eau extrêmes + simulations sur l'élévation du niveau marin pour le siècle en cours
rapport d'étude	SUANEZ S. ET BLAISE E.	2013	rapport d'étude sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot pour l'année 2012	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	Fort recul lors de la tempête Johanna (2008) puis, retour à une dynamique ante tempête avec engraissement du haut de plage et régénération importante du front de dune
rapport d'étude	SUANEZ S. ET BLAISE E.	2014	rapport d'étude d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissey) pour l'année 2014.	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	impact des tempêtes de l'hiver 2013/2014 avec un recul max ponctuel de -16 m
rapport d'étude	SUANEZ S. ET CARIOLET J.M.	2008	rapport d'étude final d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissey) entre 2004 et 2008	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	le recul du cordon dunaire reste faible : entre 0,70 et 1 m/an dans le secteur où l'érosion est la plus importante. Toutefois, la tempête du 10 mars 2008 a montré que le recul pouvait atteindre plus de 6 m en quelques heures.
article scientifique	SUANEZ S. ET CARIOLET J.M.	2010	L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008	dune du Vougot (Guissey) + Boutrouilles (Kerlouan)	levés topomorphologiques	Sur les deux sites du Vougot et de Boutrouilles, la tempête Johanna a généré un recul maximum de la dune atteignant respectivement -6 et -3 m.
rapport d'étude	SUANEZ S. ET SPARFEL L.	2004	rapport d'étude d'activité sur le suivi morphosédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissey)	dune du Vougot	levés topomorphologiques	stabilité de l'estrin + apparition de petites falaises d'érosion dues au grandes marées

rapport d'étude	SUANEZ S. ET SPAREEL L.	2005	rapport d'étude d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (Commune de Guissény) pour l'année 2004-2005	dune du Vougot	analyse diachronique + levés topomorphologiques	Dune du Vougot : -0,75 m/an de 1952 à 2009 ; -0,50 m/an de 1978 à 2000 ; -1,50 m/an (rôle de la tempête du 10/03/2008) ; -0,66 m/an de 2008 à 2014 (malgré les tempêtes de l'hiver 2013/2014) ; Dune du port: -30 m soit 1,8 m/an (1952-1978) ; - 4 m soit 0,1 m/an (1978/2000) ; 1980: fixé par un enrochement	
article scientifique	YONI C. ET HALLEGOUET B.	1998	Extractions d'amendements marins et recul de la ligne de rivage en baie de Goulven (Finistère). Les paradoxes de la gestion d'un site	baie de Goulven - îleches de Penn ar C'hleuz et Kernic	levés topomorphologiques	dunes globalement en recul + extractions d'amendements marins	
Morbihan							
acte de colloque	DUBOIS A.	2011	Hydrodynamisme d'une plage de baie mésotidale en conditions modales et en conditions de plus forte agitation (tempête Xynthia). Anse de Suscino, Bretagne-Sud	Anse de Suscino		non disponible	
article scientifique	DUBOIS A. ET AL.	2011	The use of a geodatabase to carry out a multivariate analysis of coastline variations at various time and space scales	Presqu'île de Rhuys: plages de Fogo, Kerver, Gouvelins et Suscino	levés topomorphologiques + mesures hydro météo marines	changements morphologiques d'un estran dû au passage de la tempête Xynthia	
article scientifique	DUBOIS A. ET AL.	2014	Morphologic and hydrodynamic impact of a period of high energy in the intertidal section of an embayed beach and in three mesotidal semi-sheltered pocket beaches: example of the Xynthia storm in the Rhuys peninsula (France)	Presqu'île de Rhuys: plages de Fogo, Kerver, Gouvelins et Suscino	levés topomorphologiques + mesures hydro météo marines	changements morphologiques d'un estran dû au passage de la tempête Xynthia	
article scientifique	DUBOIS A. ET AL.	2014b	Impact morphologique et hydrodynamique d'une période de forte énergie sur le domaine intertidal d'une plage de baie et de trois plages de poche mésotidales en milieu semi-abrité : exemple de la tempête Xynthia en presqu'île de Rhuys (France)	Presqu'île de Rhuys: plages de Fogo, Kerver, Gouvelins et Suscino	levés topomorphologiques + données hydro-météomarine	changements morphologiques d'un estran dû au passage de la tempête Xynthia	
acte de colloque	LAFOND L. R.	1996	Envasement de l'estuaire de la Vilaine: impact des conditions météorologiques et hydrodynamiques sur l'évolution des fonds	estuaire de la Vilaine	données hydro-météomarine	envasement général de l'estuaire	
thèse	PIAN S.	2010	Analyse multiscalaire et multifactorielle de l'évolution et du comportement géomorphologique des systèmes côtiers sud-bretons	littoral sud du Morbihan	analyse diachronique	Gâvres Penthièvre : entre 1952 et 2004 = dynamique globalement positive malgré une forte dégradation entre 1952 et 1984. Erosion au nord du massif + poches d'érosion localisées (+ évolution sur pas de temps intermédiaires) // La baie de Quiberon : entre 1952 et 2004 = progression générale du front dunaire (93 % de la surface en accretion) mais présence de brèches localement. Schorres en recul // Les plages de la presqu'île de Rhuys : entre 1952 et 2004 = progradation globale des massifs dunaires. Anse de Suscino en érosion.	
article scientifique	PIAN S. ET MENIER D.	2011	The use of a geodatabase to carry out a multivariate analysis of coastline variations at various time and space scales	cordon dunaire Gâvres - Penthièvre (Bretagne sud)	analyse diachronique	8,04 % en érosion // 91,86 % en accretion	
acte de colloque	TESSIER C.	2012	Modélisation numérique de la dynamique sédimentaire de l'estuaire de la Vilaine	Estuaire de la Vilaine	modèles hydro-sédimentaires	Influence des forts débits hivernaux sur la génération des dépôts. Accretion de l'estuaire interne lors des années sèches. Les houles remobilisent les sédiments à l'embouchure et favorisent des dépôts de matières là où les courants sont plus faibles.	

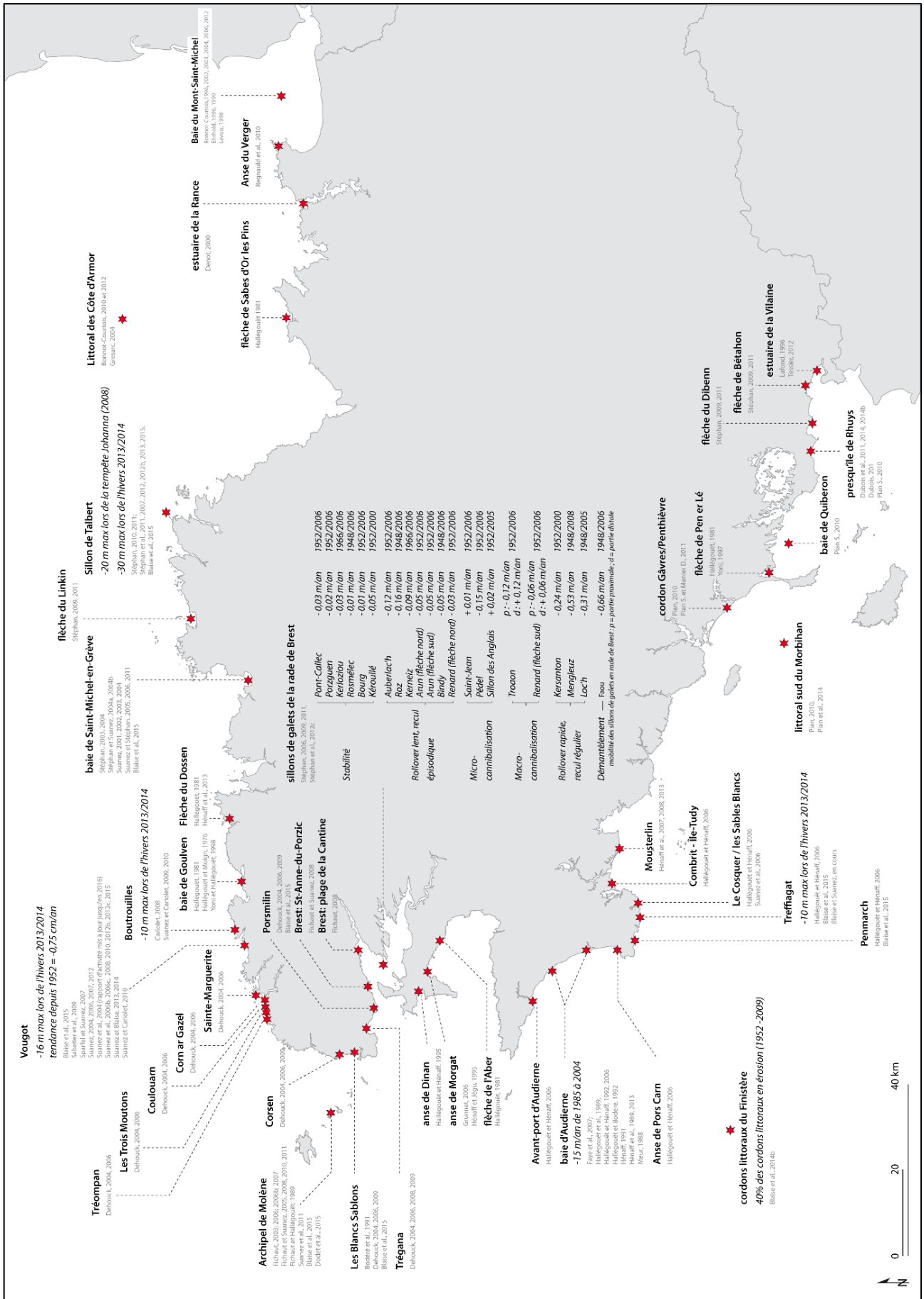


Figure 18 – Cartographie (inventaire non exhaustif) des études de la dynamique du trait de côte réalisées ponctuellement sur le littoral de la Bretagne. Cet inventaire prend en compte uniquement les travaux réalisés depuis la fin des années 1970.

La tendance générale qui se dégage de cet inventaire est le recul des côtes d'accumulation. Quelques formes littorales plus particulières, comme les flèches dunaires à pointes libres (flèche de Penn ar C'hleuz en baie de Goulven), sont sujettes à des va-et-vient de leur partie distale à moyen terme, et/ou à des processus de *cannibalisation* propres à ce type de forme ; processus que nous développerons plus tard. Seuls quelques secteurs progradent. C'est le cas par exemple du littoral sud du Morbihan et plus particulièrement du cordon dunaire qui s'étend de Gâvres à l'isthme de Penthièvre (Pian et Menier, 2011). En outre, les reculs instantanés observés lors du passage de tempêtes hivernales peuvent s'avérer impressionnants. Ce fut le cas lors des tempêtes de l'hiver 1989/1990 (Hallégouët et Hénaff, 2006), lors du passage de la tempête Johanna le 10 mars 2008 (Suanez et Cariolet, 2010) ou encore, lors de la série de tempêtes de l'hiver 2013/2014 (Blaise *et al.*, 2015).

De manière générale, les données issues de ces études peuvent être réutilisées lorsqu'elles suivent le même protocole méthodologique, ce qui n'est pas toujours le cas, notamment en ce qui concerne les études anciennes qui, lorsqu'elles sont disponibles, montrent des limites méthodologiques. Les outils développés à l'époque s'avèrent être parfois rudimentaires et difficilement réutilisables aujourd'hui (comparaison de photographies prises sur le terrain par exemple). De même, ces données ne sont pas géoréférencées et ne peuvent intégrer un SIG. Certains travaux étudient la dynamique littorale de manière globale, sans distinguer les types de côtes (falaises, marais maritimes, etc.). En outre, la dynamique du trait de côte peut être abordée sous l'angle des bilans sédimentaires, nécessitant parfois l'utilisation de modèles hydrosédimentaires (Grunnet et Chevalier, 2006), ce qui n'est pas le cas dans notre approche.

Pour autant, certaines de ces études ont pu être réutilisées dans le cadre de ce travail de thèse, notamment pour l'analyse de la dynamique du trait de côte à moyen et court terme. C'est le cas par exemple des suivis développés sur le sillon de Talbert, sur les cordons dunaires de la baie de Saint-Michel-en-Grève, sur la dune du Vougot à Guissény, de la plage de Porsmilin ou encore dans l'archipel de Molène. Les données issues de ces études sont utiles, car elles permettent de valider ou de nuancer les dynamiques observées à long terme ; d'observer ou non, des variations de la ligne de rivage sur des pas de temps plus réduits, de mettre en évidence le rôle de forçages, naturels comme anthropiques. Ces travaux sont pertinents puisqu'ils couplent, analyses diachroniques par photo-interprétation, levés topomorphologiques sur le terrain et analyse des conditions hydro-météomarine. Par ailleurs, les indicateurs de référence utilisés dans chacune de ces études sont les mêmes que ceux retenus dans le cadre de cette thèse.

Conclusion intermédiaire

Comme nous avons pu le voir à travers ce chapitre, la dynamique du trait de côte a déjà fait l'objet de nombreuses études. Dans le cadre de vastes projets (CORINE *Coastal Erosion*, EuroSION, Erocovul, etc.), mais également par le biais de contrats de commune et sur des secteurs d'études plus restreints. Ces études ont été réalisées à des échelles spatiales et temporelles variées, l'ensemble des types de côtes (falaises, côtes d'accumulation, etc.) étant généralement pris en compte. L'inventaire réalisé dans ce chapitre propose un échantillon de ces études, nous permettant également remarquer la grande diversité méthodologique employée lors de ces suivis. Nous avons donc choisi d'étudier la cinématique du trait de côte sur le long terme, en utilisant une méthodologie unique, à savoir l'analyse diachronique par photo-interprétation.

Chap 3. Présentation des sites d'étude

Le littoral étudié dans ce travail de thèse comprend l'ensemble des cordons sableux et des cordons de galets (des côtes d'accumulation) présents sur les quatre départements de la Bretagne.

Ce troisième chapitre a pour objectif de définir le cadre géographique général du trait de côte de la Bretagne et de l'ensemble des formes littorales qui le composent. Cette première description repose sur un bref historique géologique nécessaire à la compréhension du contexte morphodynamique actuel, présenté ici par grandes façades maritimes. Cette description générale est complétée par une présentation des différents types de contraintes hydroclimatiques (vents, houles et marée), qui participent au façonnement des paysages littoraux bretons.

1. Le cadre géographique du littoral breton

1.1. Contexte spatial : la région Bretagne

La particularité de la péninsule bretonne est d'être bordée par 3 mers et océans : la Manche au nord, la mer d'Iroise à l'ouest, et à l'océan Atlantique plus au sud (Figure 19). Elle se compose de quatre départements ayant tous une façade littorale plus ou moins importante : l'Ille-et-Vilaine, les Côtes-d'Armor, le Finistère et le Morbihan. D'une longueur de 1772 km, le linéaire côtier breton s'étend de la baie du Mont-Saint-Michel au nord-est, à l'estuaire de la Vilaine au sud. Il représente un tiers des côtes françaises, faisant de la Bretagne la région de la France métropolitaine possédant le plus long littoral.

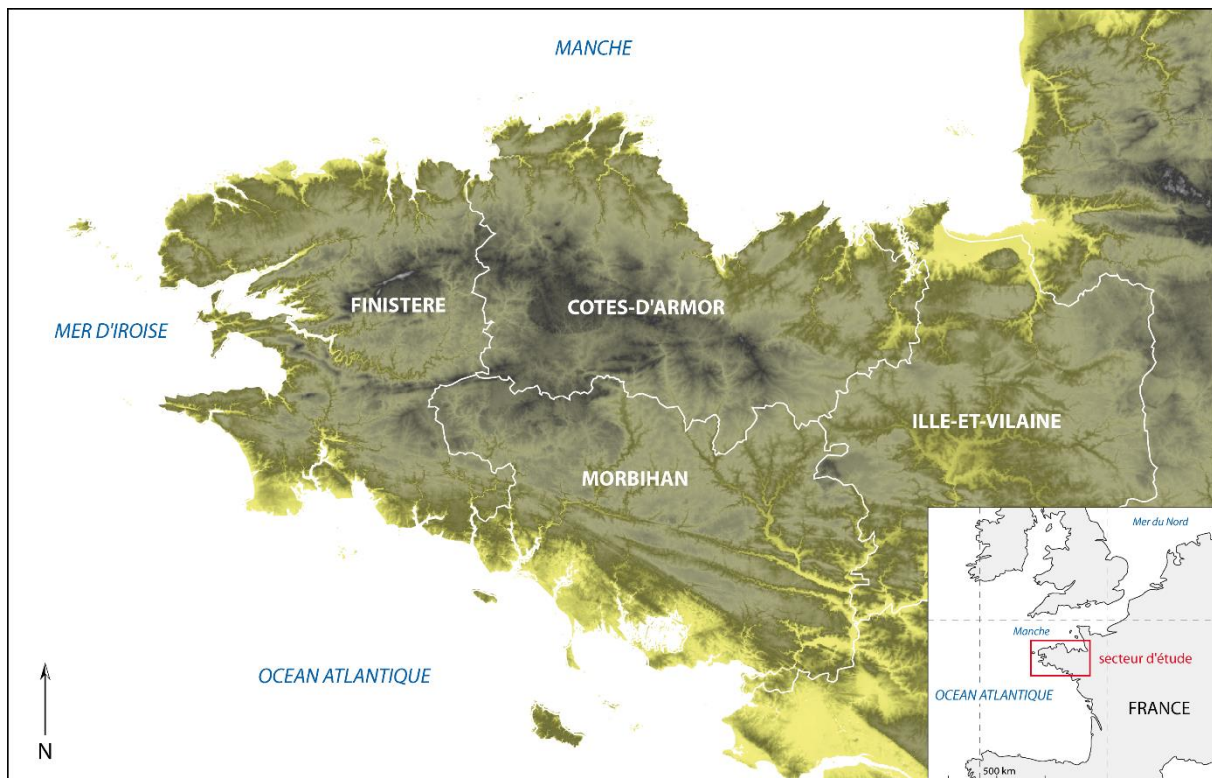


Figure 19 - Cadre général : la Bretagne.

1.2. Histoire géologique

La Bretagne constitue la partie la plus occidentale du Massif Armoricain (Figure 20). Elle possède de ce fait une unité physique fondée sur le caractère péninsulaire de ses terres émergées et sur la nature de son substrat (Garreau, 1979). Les caractéristiques lithostructurales issues d'une histoire géologique longue et complexe, marquée notamment par une phase d'érosion continentale et marine au cours des 300 derniers millions d'années, peuvent expliquer le tracé découpé des côtes actuelles (Bournérias *et al.*, 1999, 1985; Costa et Suanez, 2013; Garreau, 1979; Guilcher, 1948; Lardeux, 2002).

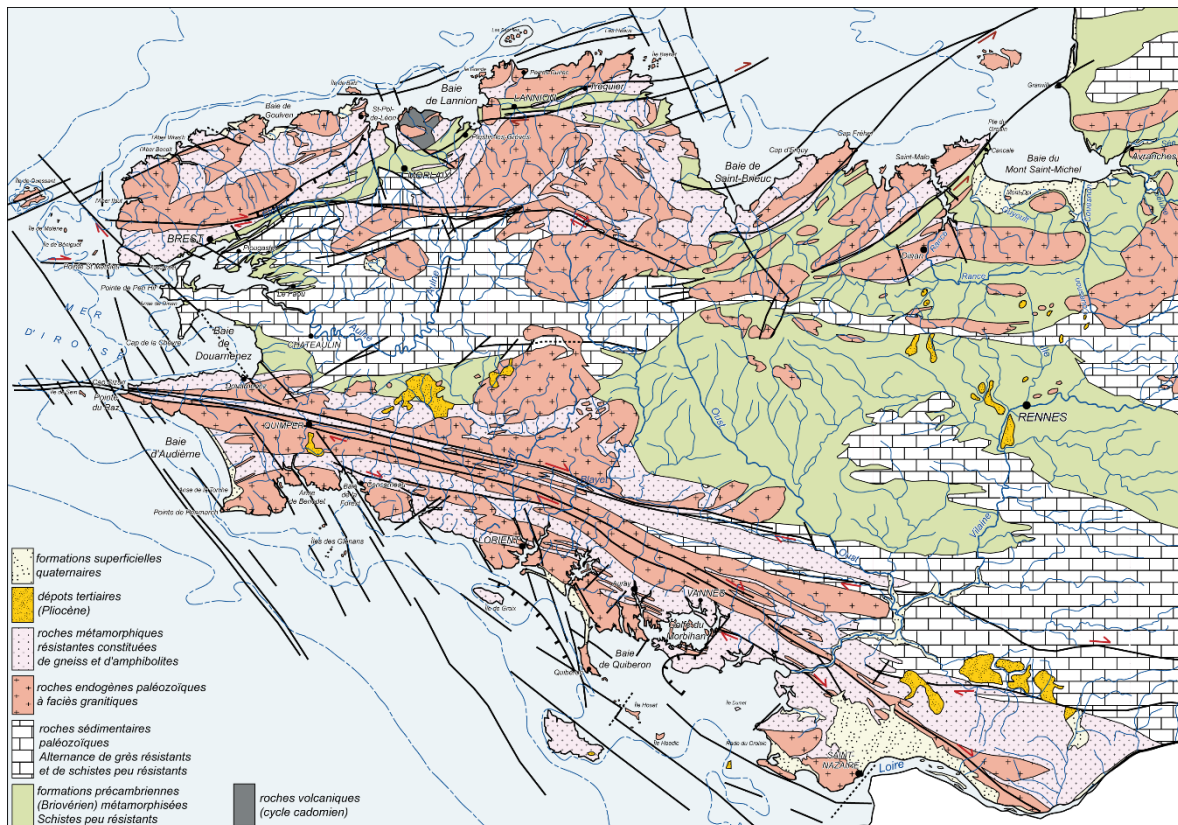


Figure 20 - Carte géologique de la Bretagne au 1 : 1 000 000 (source : France du Nord).

Le Massif Armoricain est constitué d'un socle de roches sédimentaires datant de la fin du Précambrien (schistes tendres briovériens [-600 Ma]), et d'une couverture Paléozoïque (Primaire) étagée du Cambrien au Carbonifère. Toutefois, certains lambeaux de roches plus anciennes (socle Icartien datant de 2 milliards d'années) affleurent dans le Trégor, le cap de la Hague et les îles anglo-normandes (Lardeux, 2002). Ce socle s'étend jusqu'au milieu de la Manche (100 à 150 m de profondeur) et jusqu'à la plaine abyssale de l'Atlantique vers 4000 m de profondeur. De -360 à -270 Ma, l'orogénèse hercynienne a donné lieu à d'importantes déformations et fracturations du substrat suivant trois directions principales : est-ouest, nord-ouest –sud-est et nord-est– sud-ouest. Cette période s'est également accompagnée d'une importante granitisation, donnant naissance à une double armature granito-gneissique disposée au nord (côte d'Emeraude, Trégor et Léon), et au sud avec l'anticlinal de Cornouaille s'étirant de Nantes à la pointe du Raz (Bournérias *et al.*, 1999, 1985). A l'intérieur, on observe une suite de bassins plus ou moins vastes : large à l'est (Rennes) et composé de sédiments datant du

précambrien supérieur, et à l'ouest (Châteaulin), moins large, cuvette tectonique d'ère primaire regroupant une lithologie variée expliquant les fantaisies morphologiques de la presqu'île de Crozon, croc central du trident de la Bretagne occidentale (Bournérias *et al.*, 1999, 1985; Lardeux, 2002).

La morphologie de la Bretagne a ensuite été modélisée à partir de l'architecture complexe de ce socle au cours d'une grande phase d'aplanissement dite post-hercynienne. Suite à cette *pénépléation*, seuls quelques reliefs résiduels aux formes massives et surbaissées persistent. C'est le cas par exemple du plateau du Léon descendant en pente douce des Monts d'Arrée à la Manche, dont le rebord septentrional plonge en direction de la mer Manche. L'érosion des substrats granitiques a été d'autant plus efficace qu'elle s'est effectuée dans des contextes climatiques alternant des régimes humides tropicaux et des périodes plus tempérées ou froides pendant le Tertiaire (Lardeux, 2002; Mercier, 2013). Entre la fin du Tertiaire et le début du Quaternaire, de nouvelles déformations tectoniques accompagnent les contrecoups de l'orogénèse alpine. Celles-ci vont engendrer un mouvement de «bascule» du Massif armoricain le long d'une ligne de fluxuration excentrée dans sa partie septentrionale (Costa et Suanez, 2013) (Mercier, 2013). Ces mouvements ont comme conséquences, la réorganisation du réseau hydrographique, ainsi qu'un léger soulèvement de la partie septentrionale du massif aux dépens de la partie sud qui elle, s'affaisse. Ils sont également responsables des mouvements verticaux positifs et négatifs qui expliquent certains effondrements (baie de Saint-Brieuc et golfe du Morbihan) et soulèvements (îles méridionales). Lors du Quaternaire, avec l'alternance de périodes froides et d'interglaciaires, on assiste à un creusement profond des vallées par les cours d'eau lorsque le niveau marin est bas, ainsi qu'à la mise en place d'un dépôt périglaciaire (*head*), venant recouvrir l'ensemble des reliefs.

2. Contexte morphodynamique

L'histoire géologique précédemment décrite est donc à l'origine de la diversité des côtes de la Bretagne, que l'on distingue en trois grands ensembles : au nord, une côte majoritairement rocheuse, granitique et métamorphique, où alternent quelques rias et de grandes anses sableuses ; à l'ouest, on trouve une côte très découpée, inscrite dans des roches sédimentaires submétamorphiques ; et au sud, une côte granitique basse où les formes d'accumulation dominent.

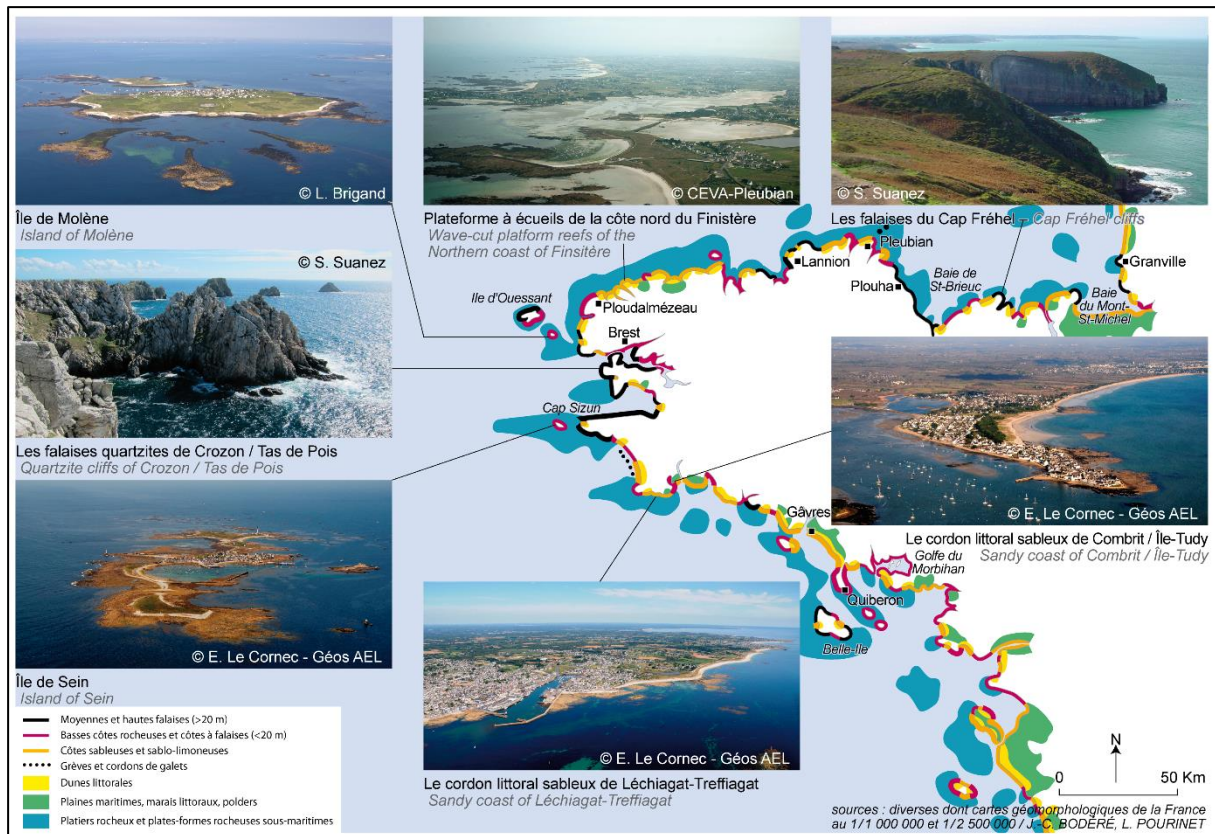


Figure 21 - Carte morphologique du littoral de la Bretagne (source : d'après Bodéré et Pourinet, 2001, modifié par Costa et Suanez, in Mercier, 2013).

2.1. La côte septentrionale rocheuse

La côte nord, qui s'étend d'ouest en est depuis la pointe de Corsen jusqu'au fond de la baie du Mont-Saint-Michel, dessine un linéaire extrêmement découpé, essentiellement constitué de côtes rocheuses. Rarement très hautes, elles peuvent tout de même atteindre 100 m au cap d'Erquy et 70 m au Cap Fréhel. Elles sont souvent empâtées par des formations limoneuses ou de colluvions quaternaires leur donnant un caractère meuble (Bonnot-Courtois et Bousquet-Bressolier, 1998; Pinot, 1995). Les grandes échancrures que dessinent les baies du Mont-Saint-Michel, de Dinan – Saint-Malo, de Saint-Brieuc, de Lannion ou de Saint-Pol-de-Léon – Morlaix, correspondant à des rentrants d'origine tectonique et/ou des zones évidées par le jeu de l'érosion différentielle dans les schistes briovériens (Mercier, 2013). Cette côte rocheuse, qui à l'échelle de la Bretagne peut être considérée comme haute, alterne avec des zones basses, situées dans les secteurs où les soulèvements tectoniques ont été moins accentués. Elles se caractérisent par de vastes plateformes littorales à demi immergées, la plupart du temps hérissées d'écueils (Hallégouët, 1971) qui peuvent protéger les côtes ou du moins atténuer l'action des houles incidentes (Guilcher *et al.*, 1959) (Figure 22). Leur mise en place est due à l'érosion marine ayant libéré de grandes épaisseurs d'arènes granitiques continentales. C'est le cas notamment du nord du plateau du Léon, entre Brignogan et Plouguerneau, mais également dans les Côtes-d'Armor, entre Pleubian et Trébeurden. Dans sa désagrégation, ce granit fournit soit des galets rapidement émoussés, soit des sables plus ou moins grossiers (Pinot, 1961). Lors des transgressions marines opérant au Quaternaire, les écueils agissant comme obstacles ont permis la mise en place en arrière d'une multitude de formes fuyantes comme les queues de

comètes et les tombolos, notamment au niveau des archipels de Molène (Fichaut et Suanez, 2005; Guilcher *et al.*, 1959; Suanez *et al.*, 2011a) ou de Lilia (Pinot, 1963).

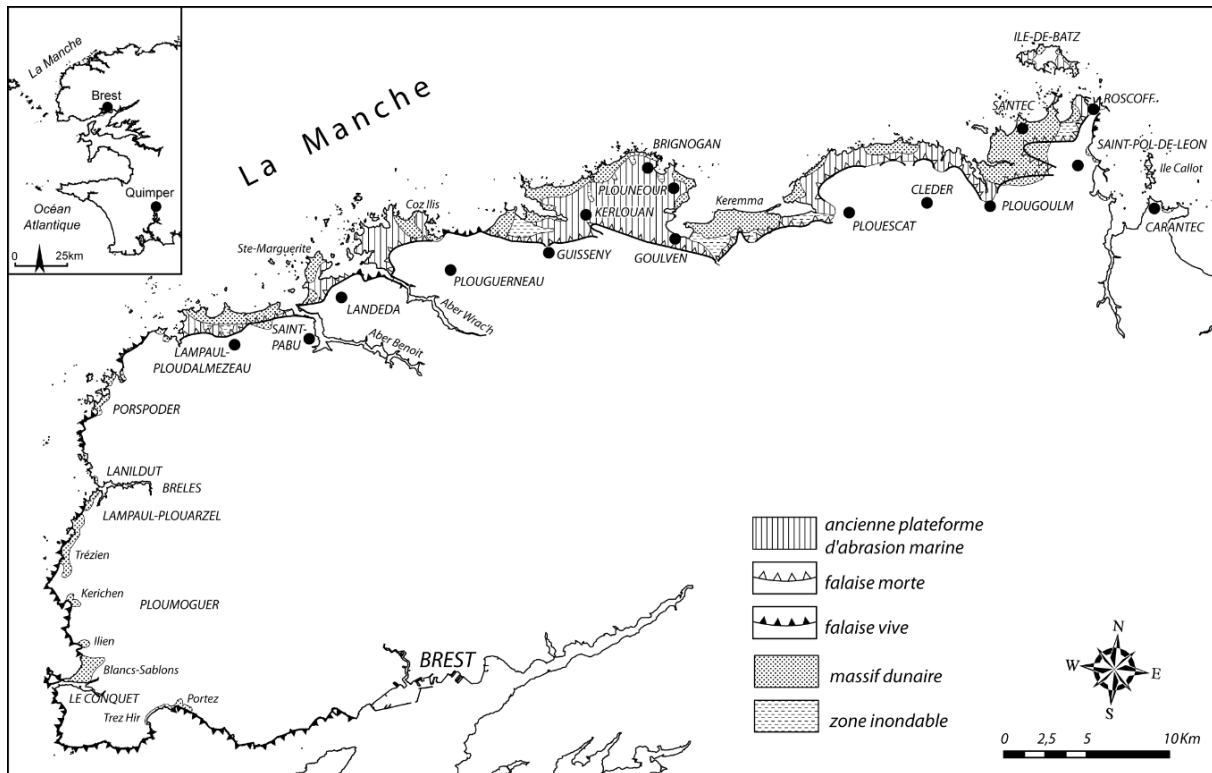


Figure 22 - Plateforme littorale du nord du plateau du Léon (d'après, Suanez et Cariolet, 2010).

Durant l'Holocène, de grands cordons littoraux parfois dunaires se sont formés aux abords des rivages. Ces cordons barrent le plus souvent, de vastes rentrants en partie ou totalement colmatés par du remplissage sédimentaire fluviomarín qui correspondent à des marais maritimes (Guilcher et Hallégouët, 1991; Hallégouët, 1971). Ces zones basses ont été pour la plupart poldérisées durant le XIX^{ème} siècle. C'est le cas par exemple de la côte nord du Finistère, au niveau des communes de Santec, Cléder, Plouescat, Kerloutan, Guissény, Landeda ou encore Ploudalmézeau. Ce découpage particulier s'apparente au processus de contraposition qui voit les matériaux meubles périglaciaires, comme le *head* déposé lors des phases de bas niveau marin, reculer par rapport à la roche en place plus résistante (Guilcher, 1948; Pinot, 1995). Le déblaiement de ces dépôts lors de la transgression flandrienne a mené à la mise en évidence de pointes rocheuses dures, alors que les poches d'altérites profondes ou les falaises de *head* reculaient, mettant ainsi à disposition du matériel sédimentaire utile à la formation des cordons littoraux décrits plus haut. Cette évolution en côte contraposée concerne environ les deux tiers du littoral nord de la Bretagne.

On observe également sur la côte nord du Finistère, un certain nombre de vallées ennoyées profondes (rivière de Morlaix ou de la Rance) parfois appelées abers en Finistère (Abers Ildut, Benoit et Wrac'h), constituant de véritables entailles dans le plateau ainsi que des sites naturellement abrités. Les versants de ces vallées peuvent être abrupts (ceux de l'Aber Wrac'h par exemple) (Hallégouët, 1971). Certains auteurs parlent de côtes « d'ingression » pour qualifier ce type de vallées (Pinot, 1998).

2.2. La côte occidentale découpée

La côte occidentale de la Bretagne est un secteur de transition entre le littoral nord élevé et la partie sud beaucoup plus basse. Ici alternent caps et vastes baies parfois très profondes, dont la genèse est liée à l'action de l'érosion différentielle. Les promontoires rocheux résistant à l'érosion sont armés dans le grès armoricain comme en presqu'île de Crozon, ou dans les granites de la pointe de du Raz et du littoral de Penmarc'h, plus au sud. Les rentrants ont été évidés dans des roches tendres telles que les schistes de la rade de Brest ou encore les micaschistes de la baie d'Audierne. Le Bas Léon, alterne entre falaises basses et petites formes d'accumulations. Le plateau se prolonge en mer jusqu'à l'archipel de Molène séparé de l'île d'Ouessant par le Fromveur (Guilcher, 1959; Guilcher *et al.*, 1959; Hallégouët, 1982). Cet archipel comporte 19 îles et îlots. Sa surface terrestre de 195 ha (800 ha en comptant les estrans) ne représente qu'une partie du plateau sous-marin bien plus vaste (15 000 ha). L'originalité de l'archipel réside dans la présence d'une multitude de formes fuyant les houles qui ont été édifiées durant la transgression holocène. Ces formes d'accumulation s'apparentent à de longues traînées de galets (les formes sableuses y sont minoritaires) en situation d'abri à l'arrière de roches isolées et/ou d'îlots que l'on appelle «queue de comètes», ou «tombolo» lorsque ces dernières relient plusieurs écueils entre eux, formant alors des îles et abritant parfois de petits plans d'eau appelés *loc'h* (Guilcher, 1959; Guilcher *et al.*, 1959; Hallégouët, 1982; Suanez *et al.*, 2011a).

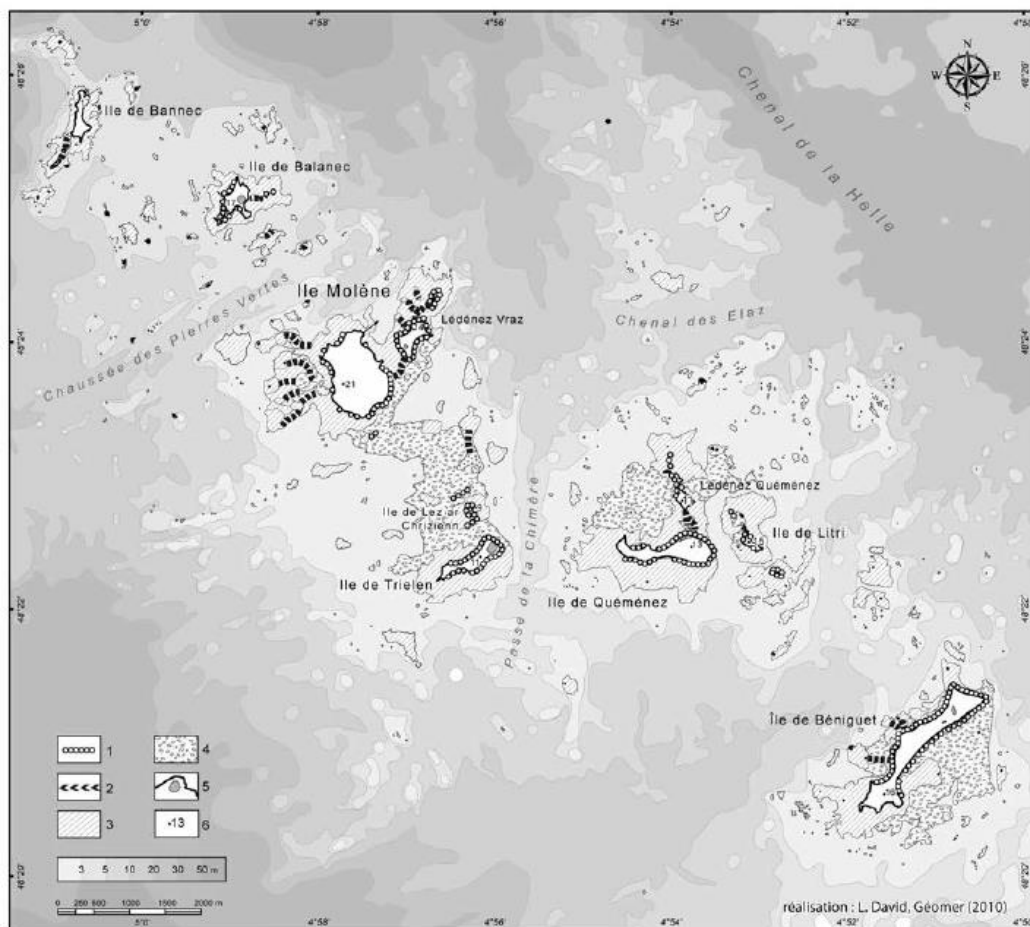


Figure 23 - Géomorphologie de l'archipel de Molène (Suanez *et al.*, 2011)

La rade de Brest, vaste plan d'eau d'environ 180 km² communique avec la mer d'Iroise par un étroit goulet. D'un point de vue morphologique, le littoral de la rade alterne entre petites rias encaissées séparées par des avancées rocheuses prenant l'apparence de pointes. On parle ici de relief « appalachien » ennoyé d'orientation nord-est – sud-ouest. Les crêtes de quartzites ou de grès résistants succédant aux sillons évidés dans des schistes tendres et les falaises de *head* par de petits cours d'eau. C'est ce qui marque l'originalité de la rade où un nombre non négligeable de flèches de galets appelées sillons (galets, graviers et sables grossiers) non adossés à la côte et isolant parfois des zones humides sont observables. Ceci est dû à la faible exposition du trait de côte aux houles dominantes à l'intérieur de la rade (les houles dépassent rarement 1 m) (Stéphan, 2011a).

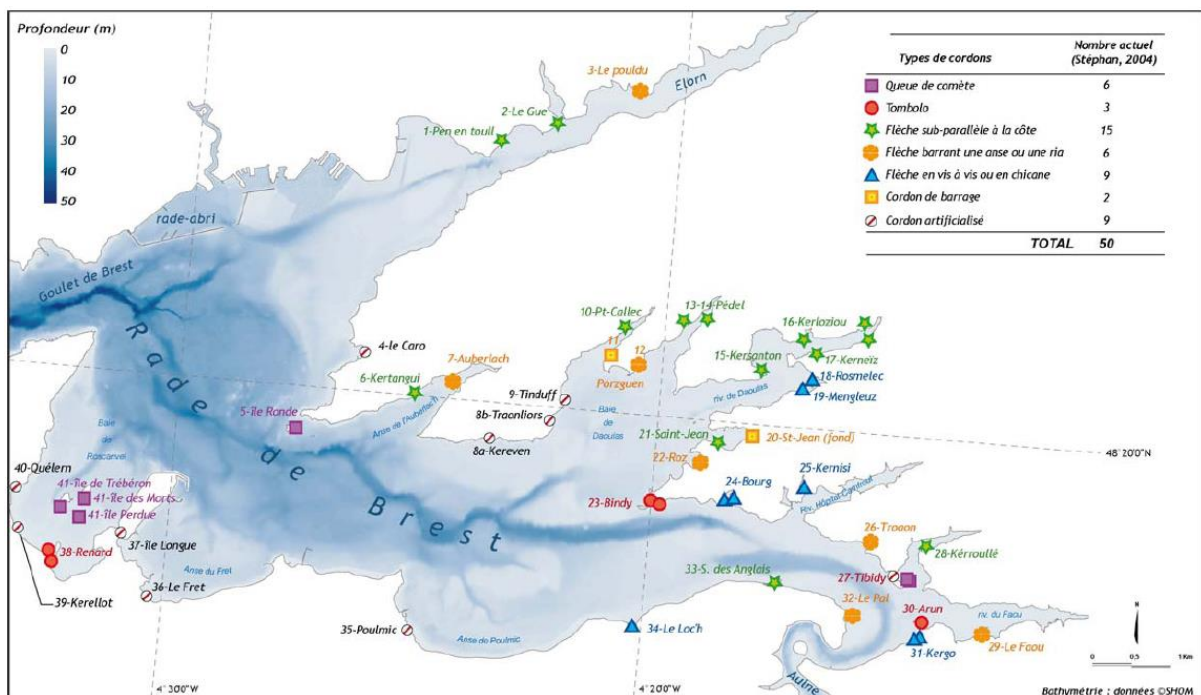


Figure 24 - Principaux éléments morphologiques du littoral de la rade de Brest (Stéphan, 2011a).

La presqu'île de Crozon se compose de hautes falaises culminant à presque 100 m d'altitude (Cap de la chèvre) (Hallégouët et Henaff, 1995). L'érosion différentielle à une nouvelle fois permis le creusement de profondes anses où se sont édifiés des cordons dunaires (anse de Pen Hat, de Pen Hir ou de Dinan). Plus au sud, la baie de Douarnenez est le fruit du creusement des schistes briovériens par l'érosion. On y observe différents types de plages. La plage de l'Aber, grande flèche de sable dunaire, barre l'embouchure d'une ria et abrite un petit marais maritime. Tout autour alternent de petites grèves adossées aux falaises rocheuses, et de larges plages de sable et de galets en fond de baie. S'ensuit le Cap Sizun, avancée rocheuse marquant la transition avec les côtes situées plus au sud, plus basses. La baie des Trépassés, située au bout du cap, entre la pointe du Van au nord et la pointe du Raz au sud, occupe une dépression creusée dans le schiste. Au large de la pointe du Raz, à l'extrême ouest du cap, l'île de Sein. Cette île est la partie la plus haute d'une plate-forme étroite en grande partie immergée (La Chaussée de Sein), et ne culmine qu'à cinq mètres d'altitude. Elle est constituée d'une succession de cordons de galets ancrés sur des pointements rocheux et reliés entre eux.

Au sud de la pointe du Raz, rares sont les formes d'accumulations. Elles se logent généralement au fond des anses où se sont développés de petits cordons dunaires (baie des

Trépassés, anse du Loc'h et anse du Cabestan). De part et d'autre de l'estuaire du Goyen, des plages de sables et de galets de tailles variées sont adossées aux falaises, mais c'est principalement dans la partie méridionale de la baie d'Audierne que l'on observe les côtes d'accumulation les plus importantes. Dans la partie sud de la baie, L'Ero Vili, large cordon littoral, s'étend de Penhors à Penmarc'h sur 11 km. Il se compose de sables et de galets, et vient ici et là, barrer l'embouchure de petits cours d'eau formant ainsi des zones humides (Faye *et al.*, 2007; Guilcher, 1948; Hallégouët et Bodéré, 1993; Hallégouët et Hénaff, 2006, 1993).

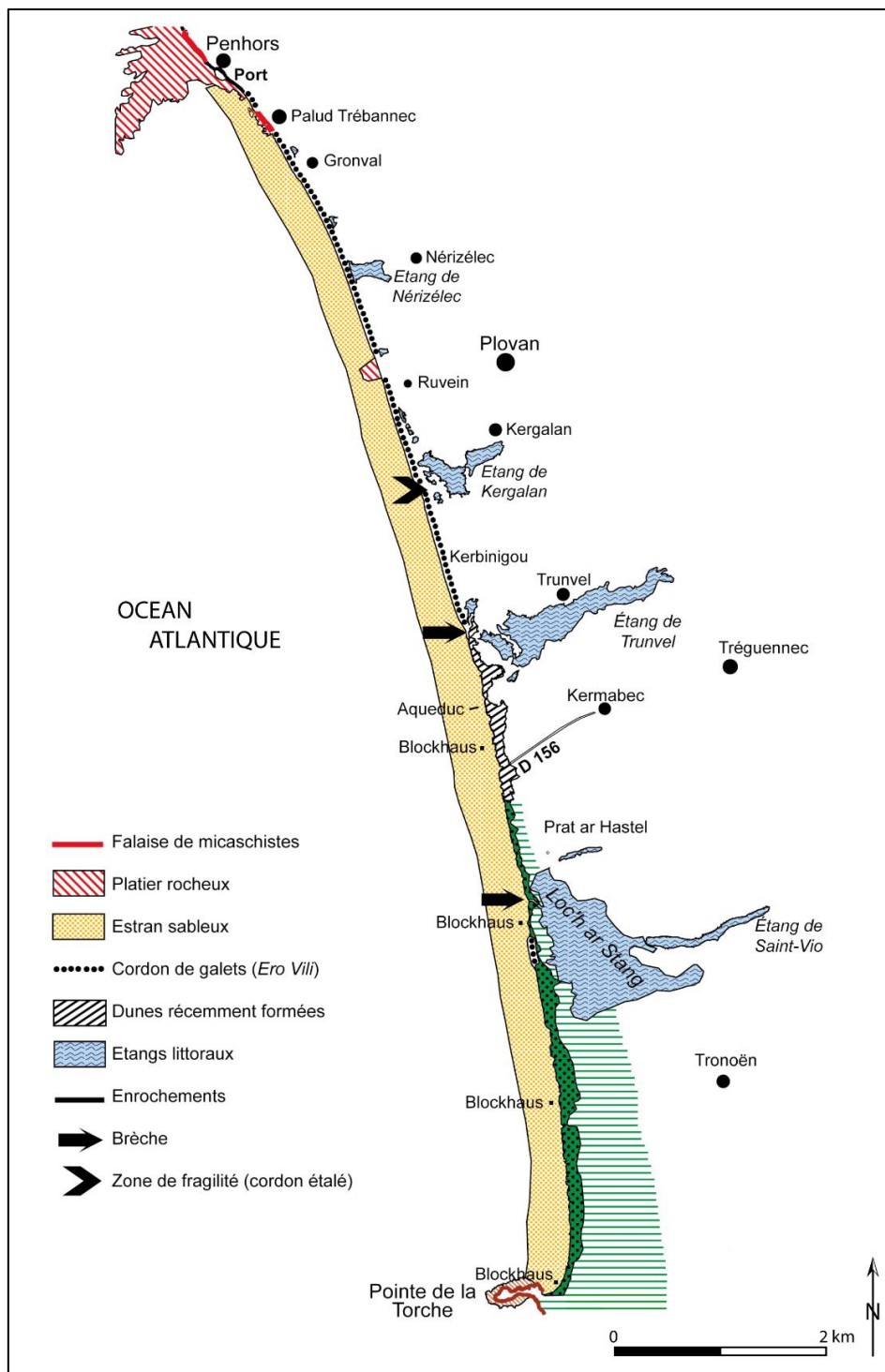


Figure 25 - Morphologie du littoral de la baie d'Audierne entre Penhors et la pointe de La Torche sur la base de l'orthophotographie du SIGI 2000 (Faye *et al.*, 2007).

2.3. La côte méridionale basse et sableuse

La côte sud de la Bretagne est celle qui comprend le plus de côtes basses (souvent inférieures à 5 mètres) et de formes d'accumulation (Guilcher, 1948; Pian, 2010). Ceci s'explique par l'enfoncement récent du socle armoricain. De la pointe de Penmarc'h à la pointe de Beg Meil, on observe de ce fait un vaste chapelet de grands cordons dunaires sableux, prenant parfois l'allure de «barrières», au sens anglo-saxon du terme ; c'est le cas des cordons de Penmarc'h, Treffiagat et Lesconil.

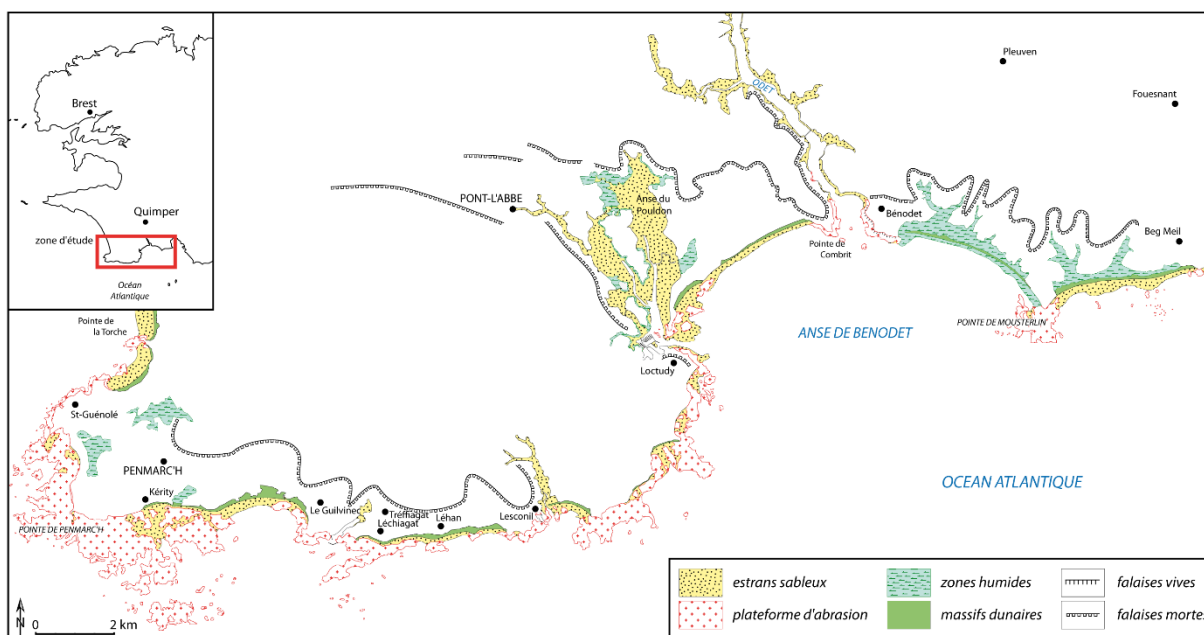


Figure 26 - Morphologie du trait de côte du sud du Pays Bigouden.

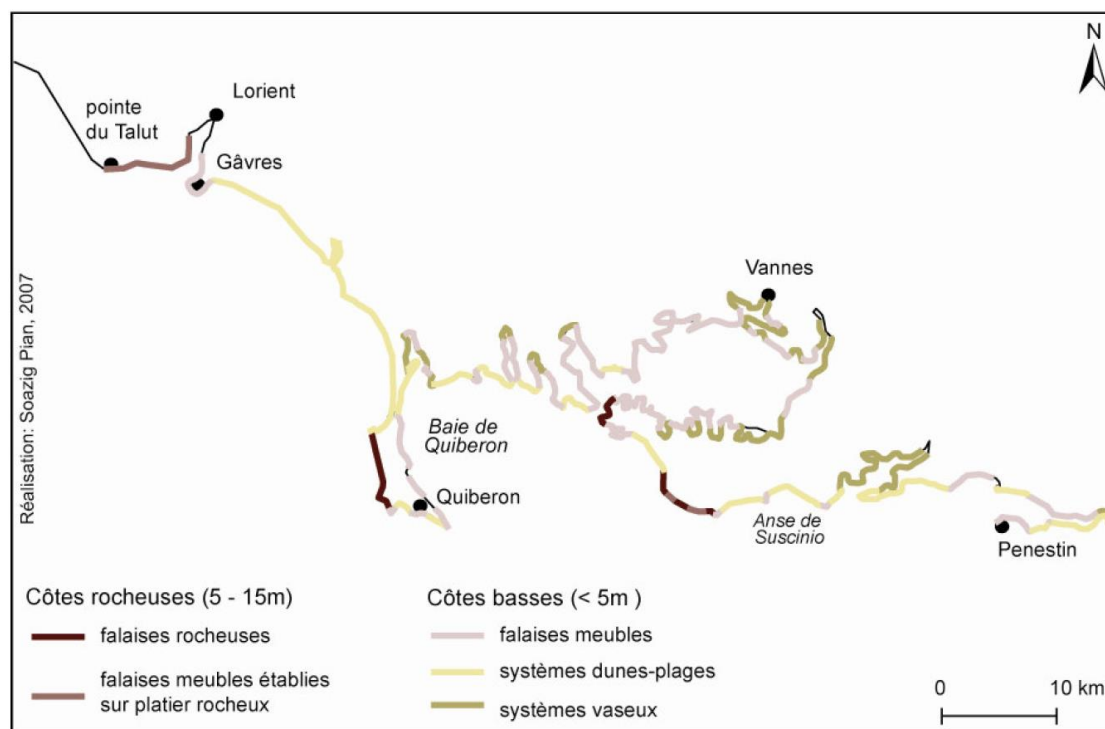


Figure 27 - Cartographie des différents types de côtes en Bretagne Sud (Pian, 2012).

Dans certains cas, ils épousent la forme des anses, comme les cordons de Combrit et Moustierlin dans l'anse de Bénodet. Ces cordons s'appuient généralement sur des écueils granitiques et protègent des dépressions sublittorales situées en arrière et poldérisées (Bodéré *et al.*, 1993; Garnier, 1993; Hallégouët et Hénaff, 2006). De Tregunc jusqu'à Damgan, on retrouve également un certain nombre de cordons dunaires se succédant, ceux de Tregunc et de Larmor-Plage notamment. Plus à l'est s'étendent le grand cordon sableux de Gâvres et l'isthme de Penthièvre, tombolo fixé à la presqu'île de Quiberon. Le reste du littoral est marqué par une grande diversité de matériaux et de formes littorales où se succèdent des côtes à falaises dures (entre la baie de Concarneau et l'anse du Pouldu), des plages de poches, des platiers rocheux surmontés de falaises meubles (Pian, 2010) issues des dépôts quaternaires (limons et colluvions). C'est le cas des rives sud de la Vilaine et du littoral de Penestin.

Le réseau hydrologique, guidé par le mouvement de flexure à l'origine de l'enfoncement de la côte, débouche dans l'océan Atlantique par des embouchures larges et propices au développement de paysages de slikke et de schorre extrêmement ramifiés (Garreau, 1985). C'est le cas des rivières d'Étel, de Pérnef ou de l'Étier. Autre conséquence des mouvements négatifs du sol, la présence de grandes rias très évasées prenant l'allure de baies comme celle de Bénodet creusée par les rivières de Pont-l'Abbé et l'Odet, du golfe de Quiberon abritée par sa presqu'île, et du golfe du Morbihan, vaste dépression creusée par l'érosion marine et continentale dans des roches métamorphiques tendres (gneiss et micaschistes).

A partir de la presqu'île du Croisic, l'extrême est de la côte sud-est composée de marais salants qui préfigurent le paysage littoral du Centre Ouest (Bournérias *et al.*, 1999; Pian, 2010). Au large du littoral morbihannais, plusieurs îles viennent égrainer le rivage. Les îles de Groix et de Belle-Île, taillées dans de la roche métamorphique (micaschistes) (Audren et Plaine, 1986), sont importantes par la taille et culminent respectivement à 40 et 60 m. Houat et Hoëdic, au large de la baie de Quiberon, sont une succession d'îles granitiques épargnées par l'érosion (Audren et Plaine, 1986). Elles relient la presqu'île de Quiberon au nord, au Croisic au sud.

3. Contexte hydroclimatologique

Cette section s'attache à décrire les conditions hydroclimatiques auxquelles est soumis le littoral breton.

3.1. La dynamique éolienne

Les conditions de vents diffèrent suivant les trois façades de la Bretagne (Figure 28). A l'ouest de la Bretagne, les vents sont en moyenne plus forts que sur les deux autres façades et soufflent principalement de secteur sud-ouest à nord-ouest. Sur la côte méridionale, les vents sont principalement de secteur ouest-sud-ouest (260°). Sur la façade septentrionale, les vents principaux soufflent de secteurs sud-sud-ouest à ouest-nord-ouest. Sur cette façade, les vents d'afflux ne sont pas majoritaires contrairement aux deux autres façades. Cependant, la morphologie découpée de la côte bretonne implique que les situations locales d'exposition sont très variées. De ce fait, quel que soit le secteur, un vent est d'afflux pour au moins une portion du littoral en Bretagne (J.-M. Cariolet, 2011).

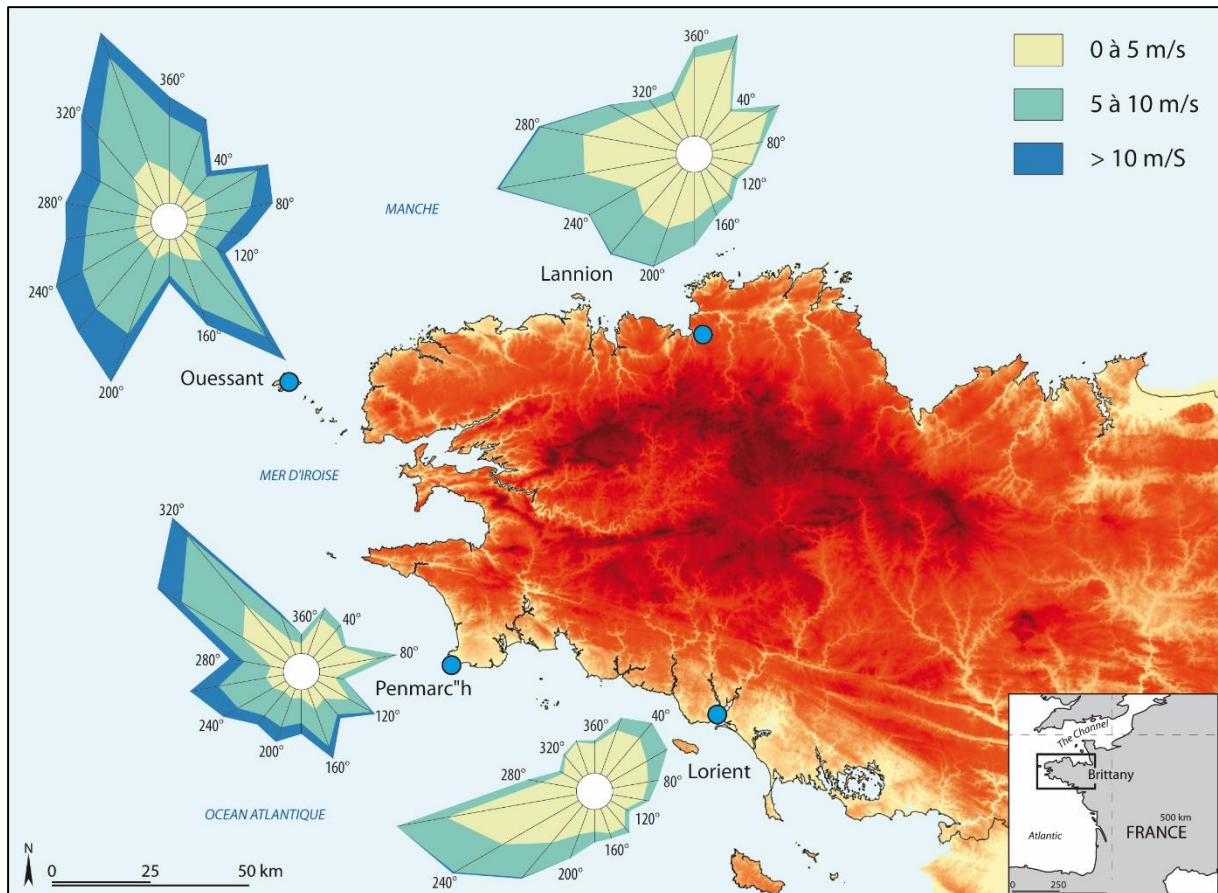


Figure 28 - Conditions de vent sur le littoral Breton pour la période 2003-2013 (sources : données Météo-France).

3.2. Caractéristiques des houles en Bretagne

Le climat de houle au large de la Bretagne est analysé à partir de données issues du modèle de vagues ANEMOC (Figure 29 et Figure 30). Les principales houles atteignant les côtes bretonnes proviennent d'un quadrant sud-ouest à nord-ouest. Le long de la façade septentrionale, les houles sont d'origine nord-ouest (300 degrés) et ouest-nord-ouest (292 degrés) dans une moindre mesure. D'ouest en est, on observe une diminution des hauteurs de houles significatives. Elles atteignent régulièrement 4 à 6 mètres au large de Ploudalmézeau ; et dépassent rarement 2 mètres en baie du Mont-Saint-Michel. Ceci est dû au fait que les houles océaniques subissent un amortissement sur la plateforme continentale lors de leur entrée en Manche. Elles perdent alors une partie de leur énergie et à quelques kilomètres de la côte, elles tendent à s'orienter perpendiculairement au rivage (Stéphan, 2011a). De plus, en raison de la présence des îles Anglo-saxonnes, le *fetch* (distance sur la mer sur laquelle souffle le vent) est moins important en Manche et les houles sont donc moins puissantes (Cariolet, 2011a).

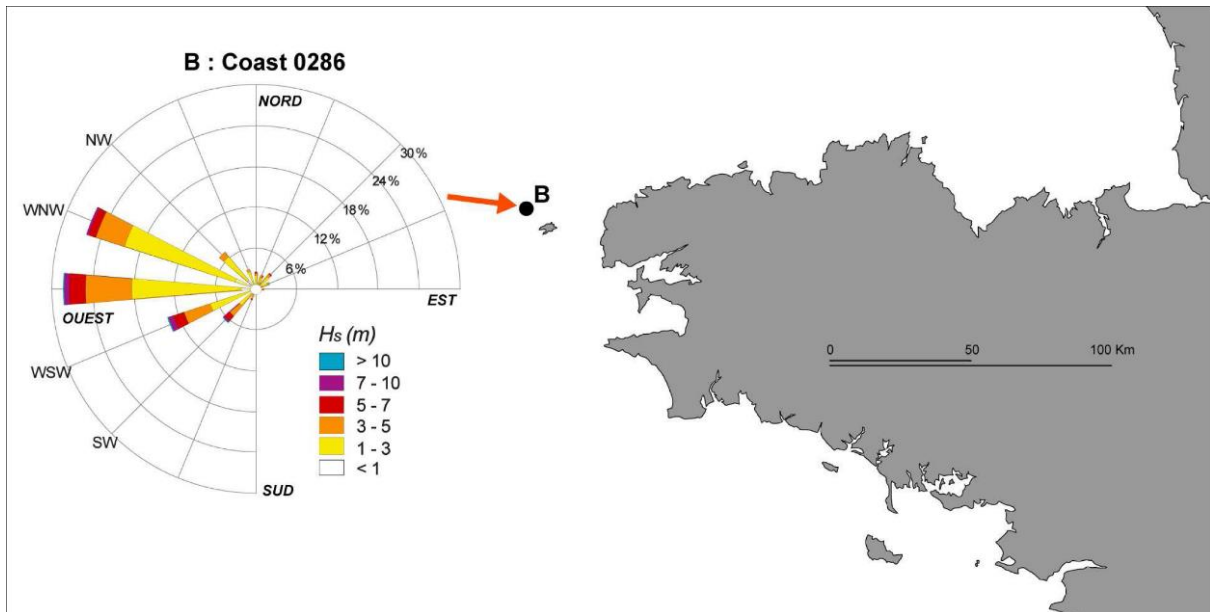


Figure 29 - Rose des houles au large d'Ouessant (source : Dehouck, 2006).

Au large d'Ouessant (Figure 29), les houles les plus fréquentes et les plus fortes sont de secteur ouest. Ces données sont représentatives d'une dynamique de houle vierge de tout amortissement dû aux particularités régionales (réfraction, diffraction, présence d'îles, de pointes rocheuses, etc.). Près de 60 % de ces houles proviennent d'une direction comprise entre 270 et 300 degrés et près de 50 % des houles ont une hauteur significative ($H_{1/3}$) de 2 mètres environ. Elles peuvent atteindre 8 mètres avec une période de retour de 1 an et 11 mètres avec une période de retour de 10 ans (base de données CANDHIS). Il s'agit ici des grandes houles océaniques générées dans l'atlantique nord par des flux d'ouest dominants. Une fois passé le secteur situé au large d'Ouessant, les hauteurs de houles sont moins importantes (base de données CANDHIS; Cariolet, 2011 ; Dehouck, 2006; Stéphan, 2011a). La côte est soumise à l'action des houles d'ouest à nord-ouest, et dans une moindre mesure à l'action des houles ouest-sud-ouest à sud-ouest (baie d'Audierne). On y observe les hauteurs de houles les plus importantes des trois façades maritimes bretonnes. Sur cette façade, les houles dépassent fréquemment les 4 mètres de hauteur. Vers le sud, en direction de la pointe du Raz, elles peuvent atteindre des hauteurs plus importantes ($H_{1/3} < 9$ mètres).

La côte méridionale est quant à elle soumise à l'action des houles de secteur ouest-sud-ouest. La tendance à l'amortissement des houles et à leur changement d'orientation d'est en ouest et à l'approche des côtes est encore plus marquée ici que sur la côte septentrionale. Les hauteurs significatives atteignent régulièrement 4 mètres au large de la côte sud du Pays Bigouden et de la baie de Fouesnant tandis qu'au large du Morbihan, elles atteignent difficilement 2 mètres. Ceci est lié aux faibles pentes qui caractérisent la plateforme continentale sur cette façade. De plus, les conditions hydrodynamiques, plus faibles, sont caractéristiques de ce secteur, le Mor Bras, situé entre la presqu'île de Quiberon et la pointe du Croisic. En outre, la faible profondeur générale du secteur, la faible pente orientée vers le large, ainsi que la présence de nombreuses îles, îlots et écueils, favorisent la réfraction des houles et diminuent leur énergie (Cariolet, 2011a ; Stéphan, 2011a).

3.3. Conditions marégraphiques

La pointe armoricaine est située dans un contexte marégraphique macrotidal à mégatidal. On observe donc de grandes variations dans l'amplitude de la marée le long du littoral breton (Figure 31). De manière générale, le marnage, distance verticale séparant le niveau des basses mers du niveau des hautes mers, croît fortement depuis la région de Vannes (3,3 m), jusqu'au niveau de la baie du Mont-Saint-Michel (14 m). Le type de marée est semi-diurne, c'est-à-dire que deux pleines mers et deux basses mers ont lieu chaque jour. Durant les marées de vives-eaux, les pleines mers ont lieu plutôt en début de matinée et en fin de soirée.

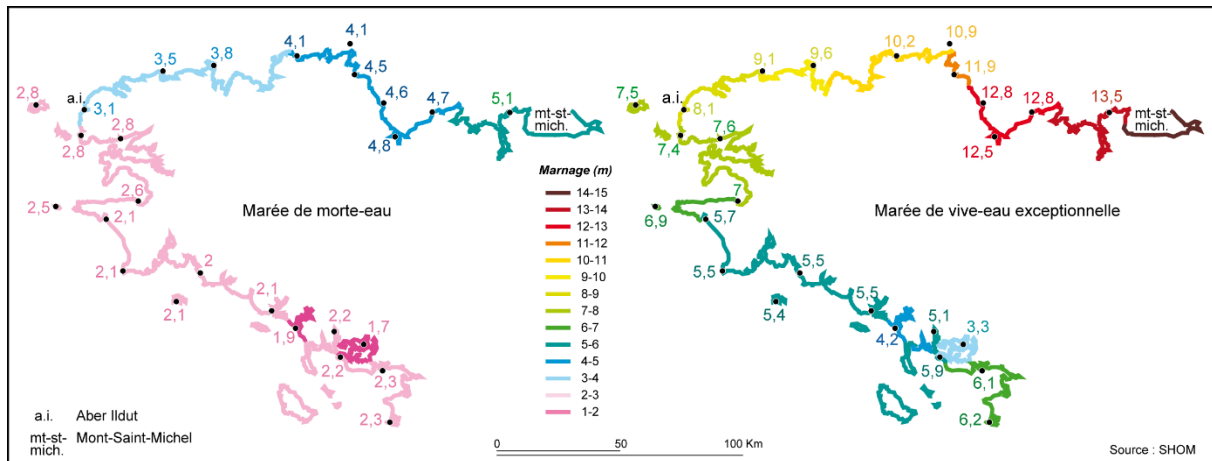


Figure 31 - Marnages lors d'une marée de morte-eau et lors d'une marée de vive-eau exceptionnelle (coefficient de marée de 120) (Source : SHOM ; Réalisation : P. Stéphan, 2011).

Conclusion intermédiaire

A travers cette première description générale nous avons pu nous rendre compte de la nature particulièrement diversifiée et complexe du littoral de la Bretagne. La description géologique et géomorphologique nous a permis d'observer la dichotomie qu'il existe entre la côte nord, haute et majoritairement rocheuse, et la côte sud, plus basse et abritant le plus souvent de long cordons dunaire.

L'étude des conditions hydro-météomarine à quant à elle mit en avant le caractère fortement exposé des côtes du Finistère, et plus particulièrement le littoral ouest – nord-ouest, faisant face aux houles atlantiques et vents incidents.

Chap 4. Méthodologie d'analyse de la dynamique du trait de côte

Le quatrième chapitre a pour objectif de présenter la démarche méthodologique adoptée pour cartographier et quantifier la dynamique du trait de côte sur le long, le moyen et le court terme.

Avant toute chose, il est nécessaire de sélectionner un indicateur du trait de côte comme limite de référence. La définition du trait de côte est parfois floue, multiple, et varie suivant le domaine d'étude (droit, écologie, géomorphologie, etc.). En géomorphologie, l'indicateur diffère suivant le type de côte étudié et en fonction de plusieurs critères morphologiques, biologiques et hydrologiques. Une fois l'indicateur choisi, il s'est agi de quantifier la dynamique du trait de côte suivant les différentes échelles. De par l'enjeu actuel que revêt l'étude des variations de la ligne de rivage, les outils de suivi de l'évolution du trait de côte n'ont cessé de se développer et d'être améliorés au fil du temps. Aujourd'hui, il en existe une multitude, dont la précision, le temps de manipulation, et l'investissement financier différent (Moore, 2000). Les premiers protocoles de cartographies, réalisés manuellement, ont fait place à des outils informatisés, haute résolution, réduisant ainsi les marges d'erreur.

On distingue donc plusieurs méthodes. L'analyse diachronique de la cinématique du trait de côte par photo-interprétation, largement discutée dans la littérature scientifique (Crowell *et al.*, 1997; Dolan *et al.*, 1978; Douglas et Crowell, 2000; Fenster *et al.*, 1993; Moore, 2000) permet de retracer les variations du trait de côte sur des pas de temps plus ou moins long. Ce procédé intègre différents types de documents iconographiques comme les cartes anciennes ou les photographies aériennes, nécessitant une orthocorrection préalable ; mais également les orthophotographies disponibles depuis les années 2000 et l'imagerie satellite nécessitant un traitement par télédétection (Le Berre *et al.*, 2005). Le tout peut être intégré au sein d'un SIG. Les suivis topomorphologiques, sont basés sur l'acquisition de séries temporelles de mesures topographiques sur le terrain dont les résolutions horizontale et verticale sont de l'ordre du centimètre (Suarez *et al.*, 2008a). Ils ont pendant un temps été majoritairement réalisés à l'aide de tachéomètres, ces derniers ayant été progressivement remplacés par les GPS différentiels. Enfin, les suivis bathymétriques sont réalisés à partir de sondeurs multifaisceaux embarqués sur un bateau et permettent de modéliser les zones infratidales. Aujourd'hui, l'utilisation des survols drones (ou cerfs-volants) constitue une alternative intéressante. Réalisés à basse altitude, ils permettent d'intervenir rapidement en obtenant une photographie aérienne verticale haute résolution (Jaud, 2011 ; Jaud *et al.*, 2014).

1. Les indicateurs du trait de côte

1.1. Définition du trait de côte

La délimitation du trait de côte et son évolution dans le temps sont des éléments primordiaux pour les scientifiques, ingénieurs et gestionnaires du littoral. Beaucoup d'études liées au littoral nécessitent de connaître la position actuelle du trait de côte, sa position passée, et celle qu'il occupera à plus ou moins long terme (Boak et Turner, 2005; Dolan *et al.*, 1978; Douglas et Crowell, 2000). Différents domaines sont concernés par la recherche de la dynamique du trait de côte : lorsqu'il s'agit d'évaluer le niveau actuel et la montée du niveau de la mer, développer des plans de prévention des risques côtiers (érosion du trait de côte et

submersions marines), mettre en place des politiques de gestion de l'urbanisation sur le littoral, pour valider les modèles numériques, par exemple.

La définition du trait côte est extrêmement variable suivant que l'on se place du côté du législateur ou du géomorphologue (Robin, 2002). Le plus souvent, elle correspond à celle qui s'applique à la délimitation du domaine public maritime (DPM) sans pour autant donner une limite morphologique objective propre au milieu étudié (Le Berre *et al.*, 2005).

1.2. Etat de l'art sur la question des indicateurs du trait de côte

1.2.1. Le trait de côte législatif

Depuis le milieu du XIX^{ème} siècle, en France comme aux Etats-Unis, la ligne de référence (ou indicateur) du trait de côte retenue par les services de l'Etat ou les agences gouvernementales dans l'établissement des cartes marines correspond, respectivement, au niveau moyen des pleines mers de vive eau (NMVE) (Leatherman, 2003), et à la laisse des plus hautes mers dans le cas d'une marée astronomique de coefficient 120 et dans des conditions météorologiques normales (cette définition correspond au trait de côte HistoLitt® adopté en 2008 par le SHOM et l'IGN pour la France dans le cadre du projet Litto3D®. Ces référentiels ont l'avantage d'être toujours homogènes quel que soit le type de côte ou de marnage, et restent comparables avec ceux des cartes anciennes établies par la NOAA [National Oceanic and Atmospheric Administration] aux Etats-Unis (Graham *et al.*, 2003), ou des vieilles cartes d'Etat-Major et des Ingénieurs de la Marine (SHOM) pour la France (Pinot, 1998). Dans certains cas, ils supposent toutefois des traitements assez complexes qui tiennent compte de la marée (Hess, 2003; Morton et Speed, 1998; Parker, 2003), ou des conditions météomarine qui agissent sur la déformation du plan d'eau à la côte tels que les vents d'afflux, la pression barométrique, l'action des vagues de tempête, etc. (Boak et Turner, 2005; Pajak et Leatherman, 2002; Ruggiero *et al.*, 2003).

1.2.2. Le trait de côte en Géomorphologie

En Géomorphologie, la question de la pertinence des indicateurs du trait de côte fait encore largement débat. Boak et Turner (Boak et Turner, 2005), recensent pas moins de 45 lignes de références différentes (Figure 32). Idéalement, cet indicateur doit être facilement identifiable, sur le terrain, mais également sur les documents photographiques (Leatherman, 2003) dans le cadre d'études diachroniques. Il repose obligatoirement sur une limite physiographique « fixe » que l'on peut suivre dans le temps et dans l'espace. Néanmoins, cette limite diffère en fonction du type de côte, du contexte marégraphique et de l'agitation des littoraux. En l'absence de consensus, il est important de veiller à réutiliser les mêmes indicateurs d'une étude à l'autre pour permettre la comparaison des différents travaux entre eux.

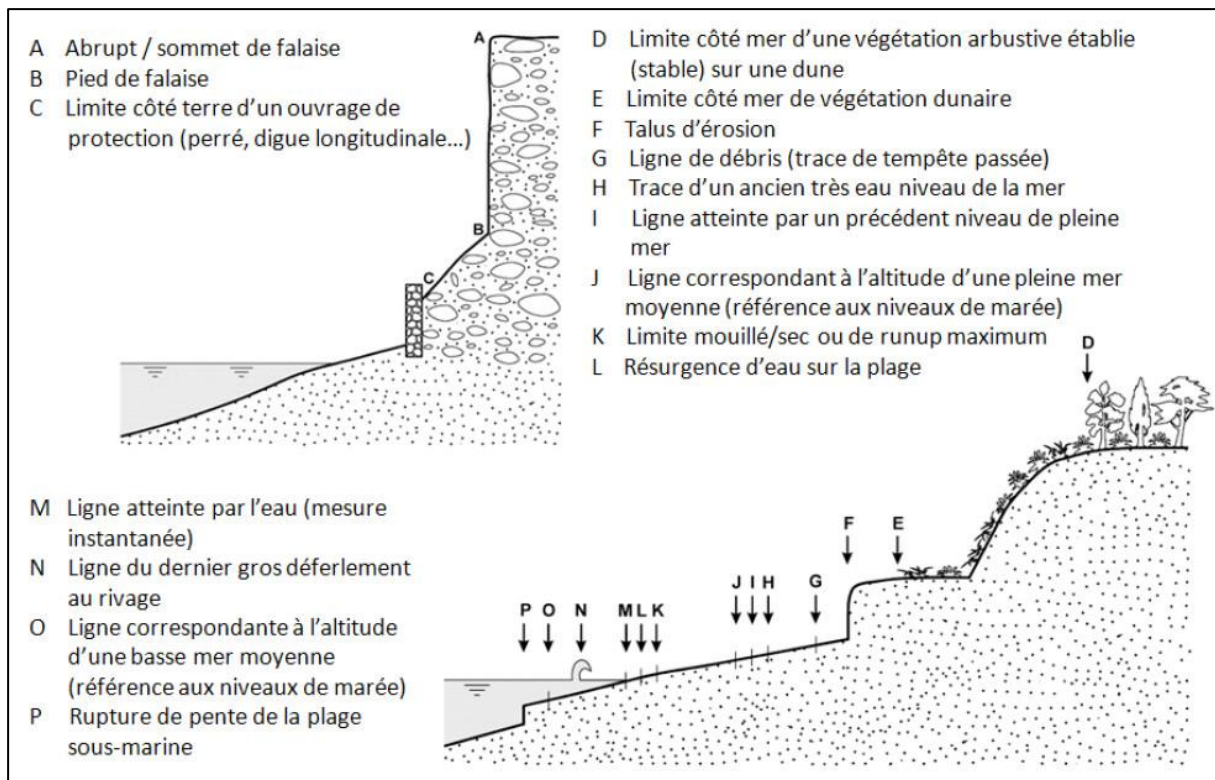


Figure 32 - Représentation schématique de différents indicateurs de trait de côte (Boak et Turner, 2005 ; adapté et traduit par le BRGM, 2012).

Suivant les différents types de côtes, il existe trois grandes familles d'indicateurs utilisées en Géomorphologie :

- Les *indicateurs morphologiques* tels que le pied de dune (utilisés notamment sur les hautes dunes littorales en Aquitaine, par le BRGM) ; le pied et sommet d'escarpement falaise (utilisé par exemple dans le cadre du suivi de la dynamique des falaises crayeuses de Haute-Normandie (Letortu, 2013) ; ou encore la position du revers des flèches de galets à pointes libres utilisé lors du suivi du sillon de Talbert (Stéphan, 2011a, 2009), des sillons de la rade de Brest (Stéphan, 2011a, 2011b) et les cordons de galets de l'archipel de Molène (Suanez *et al.*, 2011b).
- Les *indicateurs biologiques* tels que la limite de végétation supralittorale ou encore la limite de végétation dunaire (Moore *et al.*, 1999; Priest, 1999; Suanez *et al.*, 2012b).
- Les *indicateurs hydrologiques* comme les différents niveaux de la mer : niveau maximum de la mer, niveau moyen en période de vives-eaux, etc. A l'échelle de la France, ces indicateurs sont principalement utilisés sur les plages de Méditerranée (Boak et Turner, 2005; Brunel et Sabatier, 2009). Les niveaux marins comme indicateurs peuvent parfois poser problème.

Lors du passage d'un profil de dune ante-tempête à un profil post-tempête, l'érosion affectant la dune (Δ^-), le volume de sable érodé est transféré depuis le front de dune vers le haut de plage où il se dépose. Dans ces conditions, les niveaux d'eau comme le NMVE se situent au-devant de leur position initiale (Δ^+).

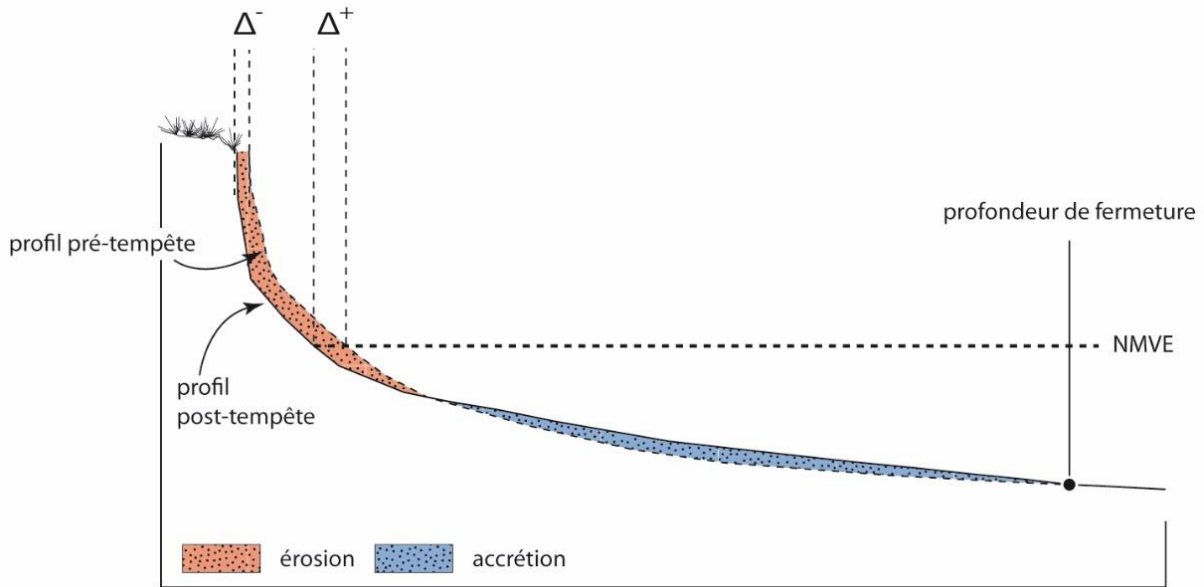


Figure 33 - Déplacement du NMVE lors de la formation d'un profil d'équilibre post tempête (loi de Bruun).

2. Analyse de la cinématique du trait de côte

2.1. Etude diachronique par photo-interprétation

L'étude de la cinématique du trait de côte sur le long terme se base sur les principes de photo-interprétation. Ces travaux ont été réalisés au sein d'un Système d'Information Géographique (SIG). La digitalisation du trait de côte d'est faite à même l'écran, au 1 : 400, sur fond d'orthophotographie, à l'aide du logiciel ArcGIS 10 (et mises à jour), en se basant sur le référentiel RGF93 Lambert 93. La période la plus ancienne utilisée est la BD ORTHO® Historique de la Bretagne mise en ligne par l'IGN en 2011. Elle concerne une série de photographies aériennes anciennes de l'Ille-et-Vilaine (1949), du Morbihan (1951), du Finistère (1952), ainsi que des Côtes-d'Armor (1952). Ces photographies ont été géorectifiées ; la résolution du jeu de données est de 50 cm. L'orthophotographie matérialisant la position du trait de côte récent est la BD ORTHO® l'IGN couvrant la période 2006 - 2009.

2.2. Mesures topomorphologiques de terrain

L'étude de la dynamique du trait de côte sur le moyen et le court terme a été réalisée en couplant une analyse diachronique par photo-interprétation et des levés topomorphologiques de terrain. Tous les levés de terrain en milieu supralittoral et intertidal sont effectués au DGPS, au drone ou au TLS, suivant un protocole rigoureux qui permet de récupérer une information géoréférencée et directement rattachée au réseau géodésique français. Le suivi repose sur l'acquisition de trois types de levés topomorphologiques qui sont réalisés en fonction de la morphologie du littoral :

- mesure de profils de plage supra et intertidale le long de radiales perpendiculaires au trait de côte, offrant une vision en deux dimensions des changements altitudinaux d'une plage. Ce type de levé le plus commun est le plus facile à mettre en œuvre, quelle que soit la morphologie de la plage ;

- mesure du trait de côte obtenu par photo-interprétation pour les périodes les plus anciennes, et par mesure de terrain pour l'actuel. La limite de référence généralement retenue pour définir la position du trait de côte correspond à la limite entre la végétation dunaire et les sables vifs de haut de plage (ce type de levé n'est donc possible que lorsque la plage présente une morphologie dunaire bien marquée). Cette information offre une vision en deux dimensions des changements en plan de la ligne de rivage (cinématique du trait de côte).
- levés surfaciques permettant de restituer la topographie littorale en 3D à partir de Modèle(s) Numérique(s) de Terrain (MNT). D'un point de vue logistique, ce type de levé demande une mise en œuvre beaucoup plus longue que les précédents. Ces levés ont été développés sur certains sites ateliers : Archipel de Molène, Sillon de Talbert, dune du Vougot notamment.

La fréquence d'échantillonnage dépend de la problématique. Une fréquence haute (1 levé par mois) est généralement retenue afin d'analyser l'impact morphogénique des événements tempétueux sur le système littoral. Une fréquence plus basse (1 levé par an) est adoptée pour la simple mesure de l'évolution du bilan sédimentaire des cordons littoraux.

2.3. Erreurs liées aux levés topomorphologiques

Trois raisons principales sont à l'origine d'erreurs lors des levés topomorphologiques sur le terrain. La première est liée à une mauvaise mise en station de la base fixe du DGPS, d'un levé à l'autre. La deuxième est liée à une mauvaise planimétrie de cette base, et la troisième trouve son origine dans le mauvais positionnement du mobile (canne «automatisée») du DGPS lors de la prise d'un point (Brabant, 2003; Suanez *et al.*, 2008a). Quelle que soit la distance entre le mobile et la base, les marges d'erreur sont inférieures à ± 5 cm en X et Y, et de l'ordre de ± 2 cm en Z (Suanez *et al.*, 2008a).

3. Quantification des changements du trait de côte

3.1. Les logiciels d'analyse de la mobilité du trait de côte

Plusieurs outils ont été développés pour calculer la cinématique du trait de côte (Crowell *et al.*, 1997; Dolan *et al.*, 1991; Douglas, 1991; Douglas et Crowell, 2000; Fenster *et al.*, 1993; Leatherman, 2003). Il serait vain de tenter d'inventorier de manière exhaustive l'ensemble des logiciels existant. Nous avons donc fait le choix d'en citer deux :

- Le *Digital Shoreline Mapping System/Digital Shoreline Analysis System (DSMS/DSAS)*. C'est le premier outil informatisé permettant de calculer la mobilité du trait de côte. Il a été développé par l'USGS au début des années 1990, dans le cadre du programme GIANT (General Intergrated ANalytical Triangulation) et a été appliqué au littoral de Puerto Rico dans le but de retracer l'évolution du trait de côte sur le long terme (36 ans à l'époque) (Moore, 2000; Thieler et Danforth, 1994a, 1994b).
- *MobiTC* : ce logiciel a été réalisé par le CETE Méditerranée/PCI Inondations et Aléas Côtiers dans le cadre de l'axe A de la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait

de Côte dont la mise en œuvre est pilotée par le CETMEF. Cet outil a aussi été présenté dans le cadre de la révision du guide méthodologique pour l'élaboration des Plans de Préventions des Risques Littoraux (<http://wikhydro.developpement-durable.gouv.fr/index.php/MobiTC>).

Ces outils, basés sur les mêmes principes, mais différant sur quelques aspects techniques, ont été créés dans le but de fournir une cartographie de la mobilité du trait de côte la plus précise possible (marge d'erreur faible de $\pm 0,51$ m/an pour le DSAS (Moore, 2000; Thieler et Danforth, 1994a, 1994b)). Ces logiciels s'appliquent aux photographies aériennes géoréférencées en suivant les principes de photo-interprétation, et s'intègrent facilement aux SIG. A l'aide de transects fictifs, d'espacement libre, la distance séparant chacun des traits de côte étudiés d'une ligne de base (elle aussi fictive) est calculée.



Figure 34 – Quantification de la mobilité du trait de côte à l'aide du Digital Shoreline Analysis System.

3.2. Méthodes de quantification de l'évolution du trait de côte

Le recours à des méthodes statistiques d'extrapolation ou de calcul de tendance est souvent utilisé en matière d'étude de la dynamique du trait de côte, principalement dans le but d'anticiper l'érosion des côtes. Deux de ces méthodes sont régulièrement utilisées et facilement applicables aux côtes d'accumulation : la méthode des extrémités EPR (*End Point Rate*), ainsi que la régression linéaire ou LR (*Linear Regression*) (Fenster *et al.*, 1993). En fonction des différentes échelles temporelles (long, moyen ou court terme), nous avons utilisé ces deux techniques.

3.3. Méthode des deux extrémités (*End Point Rate method*)

Cette méthode est souvent considérée comme la plus simple puisqu'elle consiste seulement à calculer la distance entre deux positions du trait de côte et diviser le résultat obtenu par le nombre d'années séparant la date la plus ancienne de la plus récente (Figure 35 b. et c.).

Bien que facile d'utilisation, cette méthode de calcul ne permet pas la prise en compte des variations interannuelles (recul dû aux tempêtes, régénération dunaire, etc.) de la position du trait de côte liées aux changements à court terme. De plus, certaines données erronées et/ou aberrantes peuvent avoir une forte influence sur le résultat final. C'est ce que l'on observe sur la (Figure 35-d.). Ceci peut fausser l'interprétation de l'étude diachronique et poser des difficultés pour prédire l'évolution future du trait de côte.

3.4. Régression linéaire

La droite de régression linéaire est calculée grâce à la méthode des «moindres carrés», sur le nuage de points obtenus à partir de plusieurs dates. La droite obtenue est une estimation de l'évolution du trait de côte (Figure 35-a et c). Cette méthode présente l'avantage de donner une tendance considérant une population d'individus plus importante que la méthode EPR. Elle est donc plus pertinente, car elle tient compte des variations intervenant à très court terme (Crowell *et al.*, 1997; Dolan *et al.*, 1991; Fenster *et al.*, 2001).

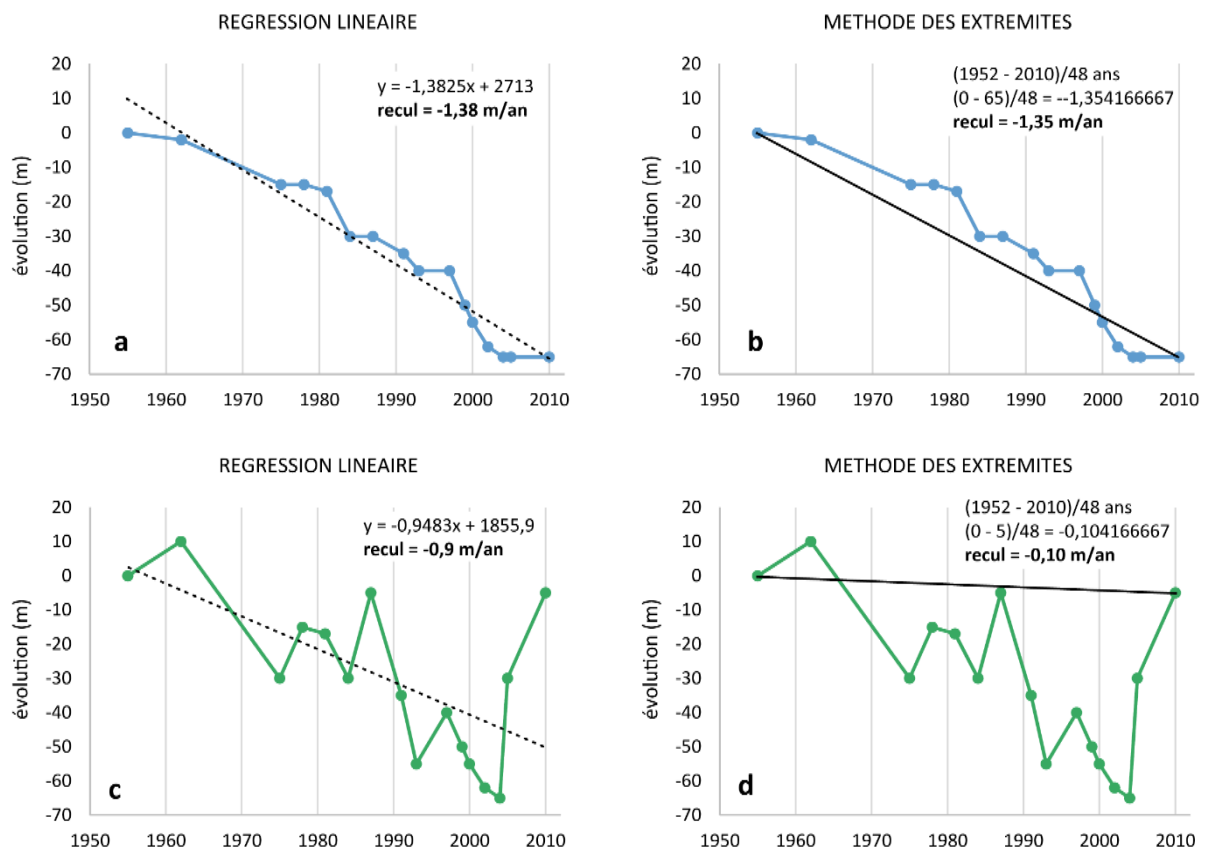


Figure 35 – Comparaison de deux méthodes de calcul de la dynamique du trait de côte pour deux profils de plage fictifs. Chaque point représente la position du trait de côte pour une date précise.

4. Les forçages intervenant dans la cinématique du trait de côte

Les tempêtes littorales engendrent des niveaux d'eau extrêmes à la côte qui, lorsqu'ils atteignent une altitude suffisante, attaquent le pied du cordon et/ou le submergent. La relation altitudinale qui existe entre les processus d'érosion et la topomorphologie des cordons peut être définie par l'expression suivante :

$Aléa = \text{altitude niveau d'eau extrême} > \text{altitude du pied de dune}$

Ainsi, l'érosion intervient lorsque l'altitude du pied de dune est inférieure à l'altitude des niveaux d'eau extrêmes (Figure 37).

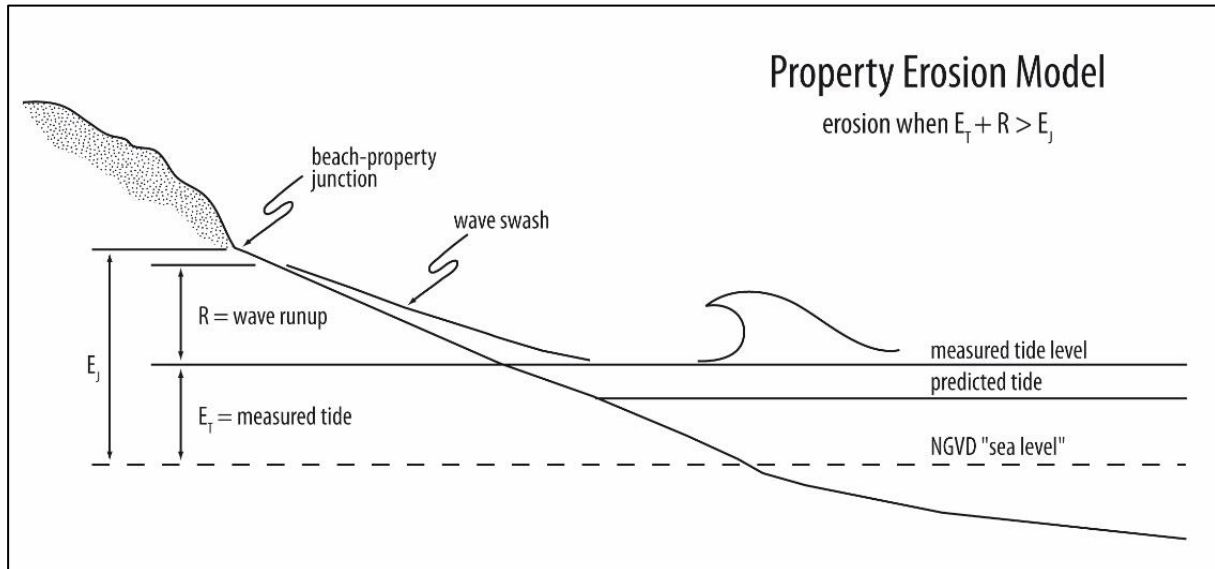


Figure 36 - « Property Erosion Model », sensibilité du front de dune et du haut de plage face aux vagues de tempête (source:(Ruggiero *et al.*, 2001).

Les niveaux d'eau extrêmes sont définis par la somme de plusieurs paramètres hydrodynamiques, nécessaires à leur calcul : la marée, qui en milieu méso et macrotidal, joue un rôle lors des vives-eaux ; la surcote, combinaison de basses pressions atmosphériques et de vents d'afflux renforcés ; et le *runup*, composé du *wave runup* et du *wave setup* (Figure 37).

4.1. Niveaux d'eau extrêmes à la côte et érosion du trait de côte

4.1.1. La surcote

Lors du passage d'une tempête, les faibles pressions exercées ont pour conséquence une baisse du poids de la colonne d'air sur l'eau et donc l'élévation générale du plan d'eau (surcote barométrique). Par ailleurs, plus les vents s'exercent sur une longue distance (*fetch*), plus l'élévation du niveau d'eau à la côte est importante (surcote anémométrique). La profondeur joue sur la célérité de l'onde de tempête (vitesse). Lorsqu'elle diminue, l'amplitude de la vague augmente ; la surcote générale est donc plus importante. En Bretagne, les surcotes sont souvent associées aux passages des perturbations atlantiques près des côtes. Pour les estimer, il est nécessaire d'obtenir des données de marégraphes (intégrant les effets météomarins). En France la marée prédite est accessible en libre accès via la base de données du SHOM. Le calcul de la surcote se fait par la soustraction suivante :

$$\text{Surcote} = \text{marée observée} - \text{marée prédite}$$

4.1.2. Le *runup* : élévation du plan d'eau lors déferlement des vagues à la côte

Le *runup* est l'élévation du niveau d'eau due au déferlement des vagues à la côte. Son amplitude verticale est calculée par soustraction du niveau maximum atteint par le jet de rive avec le niveau moyen de la mer, observé sans agitation. Il est la somme de phénomènes distincts :

- Le *wave setup* (ou *setup*), résultat de l'augmentation de l'énergie associée au déferlement des vagues. Il se matérialise par la déformation du niveau d'eau moyen dont la pente est orientée en direction de la plage. Le *wave setup* dépend : de la profondeur d'eau (h), de la hauteur de la houle et de la pente de la plage. Le calcul de ce paramètre repose le plus souvent sur l'utilisation d'équations théoriques.
- Le *swash runup*, est l'élévation maximale atteinte par le jet de rive après le déferlement des vagues. Il est fonction de : la pente de la plage ($\tan\beta$), de la hauteur et de la longueur d'onde de la houle au large (H_{m0} et L_0), du nombre d'Iribarren (ξ_0). Le *runup* est un paramètre clef à prendre en compte dans la mesure de l'érosion et des submersions marines (Erikson *et al.*, 2007; Larson *et al.*, 2004; Ruggiero *et al.*, 2001; Sallenger Jr., 2000; Stockdon *et al.*, 2006; van de Graaff, 1986)

De nombreux travaux réalisés en laboratoire et sur le terrain ont été entrepris pour mieux caractériser le *runup* (Battjes, 1974, 1971; Holman, 1986; Hunt, 1959; Komar, 1998; Ruggiero *et al.*, 2001; Stockdon *et al.*, 2006). Ces études, reposant très souvent sur des équations théoriques, ont principalement été appliquées aux plages micro et mésotidales. Seules quelques études se sont concentrées sur le calcul du *runup* en milieu macrotidal (Sabatier *et al.*, 2009; Stéphan *et al.*, 2010; Suanez, 2009; Suanez *et al.*, 2010). Sur la plage de Porsmilin (Cariolet, 2011b) et sur la dune du Vougot (Cariolet et Suanez, 2013; Suanez *et al.*, 2015) des travaux basés sur des mesures in situ ont permis, sur la base de l'équation de Battjes (1971), de paramétrer une équation de *runup* en milieu macrotidal. Les résultats ont permis de souligner l'importance du choix de la pente dans l'utilisation des formules de *runup* pour ce type d'environnement. Sur ces deux plages, l'utilisation de la pente de la portion mobile (*active section*) dans le calcul du *runup* prévaut sur celle de la pente de l'ensemble de la zone intertidale (*foreshore slope*) qui sous-estime la réalité. Ces travaux ont permis de revoir les niveaux d'eau extrêmes pour ce type de plage, utiles à cette étude.

4.1.3. Impact des niveaux d'eau extrêmes sur l'érosion et les submersions marines

Plusieurs méthodes permettent d'analyser l'impact des niveaux d'eau extrêmes. En 2001, Ruggiero propose le *Property Erosion Model* (Figure 36), qui consiste à mesurer et comparer l'altitude des niveaux d'eau à la côte avec l'altitude du cordon (ou la falaise) étudié. L'objectif est d'évaluer la fréquence à laquelle la mer atteint cette zone afin d'anticiper l'érosion potentielle de la dune, intervenant lorsque le niveau d'eau à la côte devient suffisamment haut pour respectivement attaquer le front de dune et/ou franchir un cordon littoral. Sur le même principe, Sallenger (2000) a proposé un modèle classant en 4 régimes l'impact de la houle sur les cordons (Figure 38) : *swash regime* – *collision regime* – *overwash regime* – *inundation regime*. Dans ce modèle, le passage d'un régime à l'autre est marqué par un changement d'altitude du niveau de l'eau par rapport à celle du cordon.

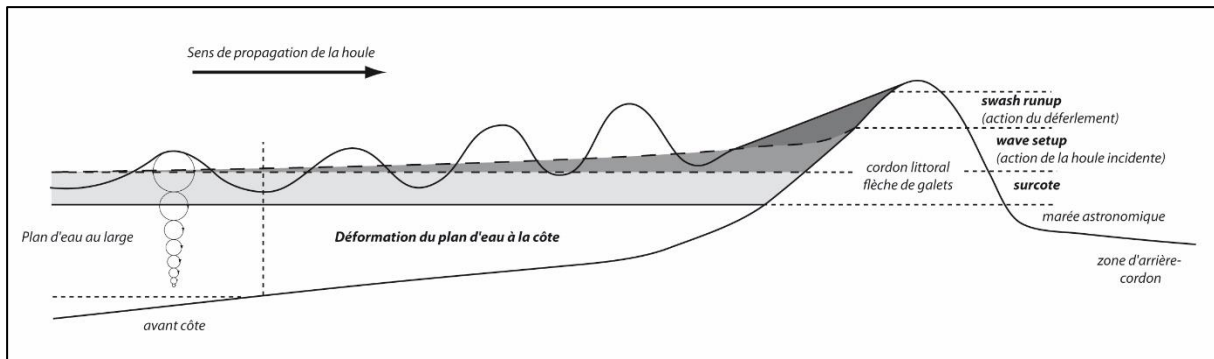


Figure 37 - Schéma illustrant les différents paramètres entrant en compte dans l'estimation des niveaux d'eau extrêmes (source : Stéphan, 2011).

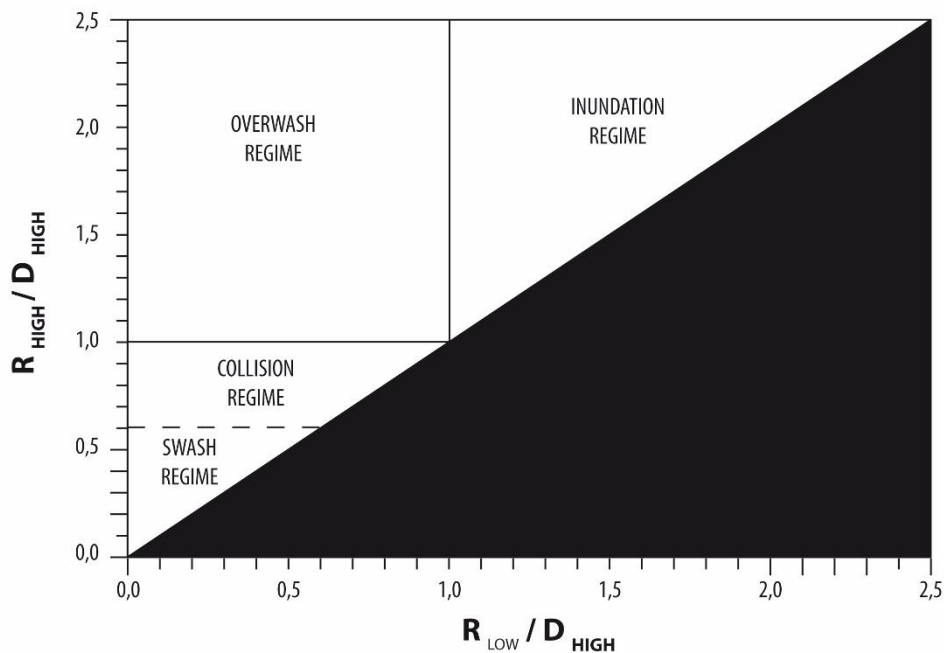


Figure 38 – Modèle proposé par Salenger classant l'impact de la houle lors des tempêtes en 4 régimes (Salenger, 2000).

4.2. L'Oscillation Nord Atlantique et la cinématique du trait de côte

Plusieurs auteurs ont étudié la relation possible entre l'Oscillation Nord Atlantique (ONA ; NAO pour *North Atlantic Oscillation*) et les phases de tempêtes, mais peu d'études ont réellement tenté de corrélérer l'ONA et l'érosion du trait de côte.

4.2.1. Définition de l'Oscillation Nord-Atlantique

L'Oscillation Nord-Atlantique est souvent caractérisée par un indice : l'indice NAO. Cet indice est calculé à partir de la différence de pression entre Reykjavik (Islande) et Lisbonne (Portugal), en prenant l'anomalie de pression (écart à la moyenne) moyennée de décembre à mars et normalisée (c'est-à-dire divisée par l'écart-type de la pression calculé sur une longue période). L'indice NAO répond à un signal pluridécennal dont la fréquence est de 8 à 14 ans.

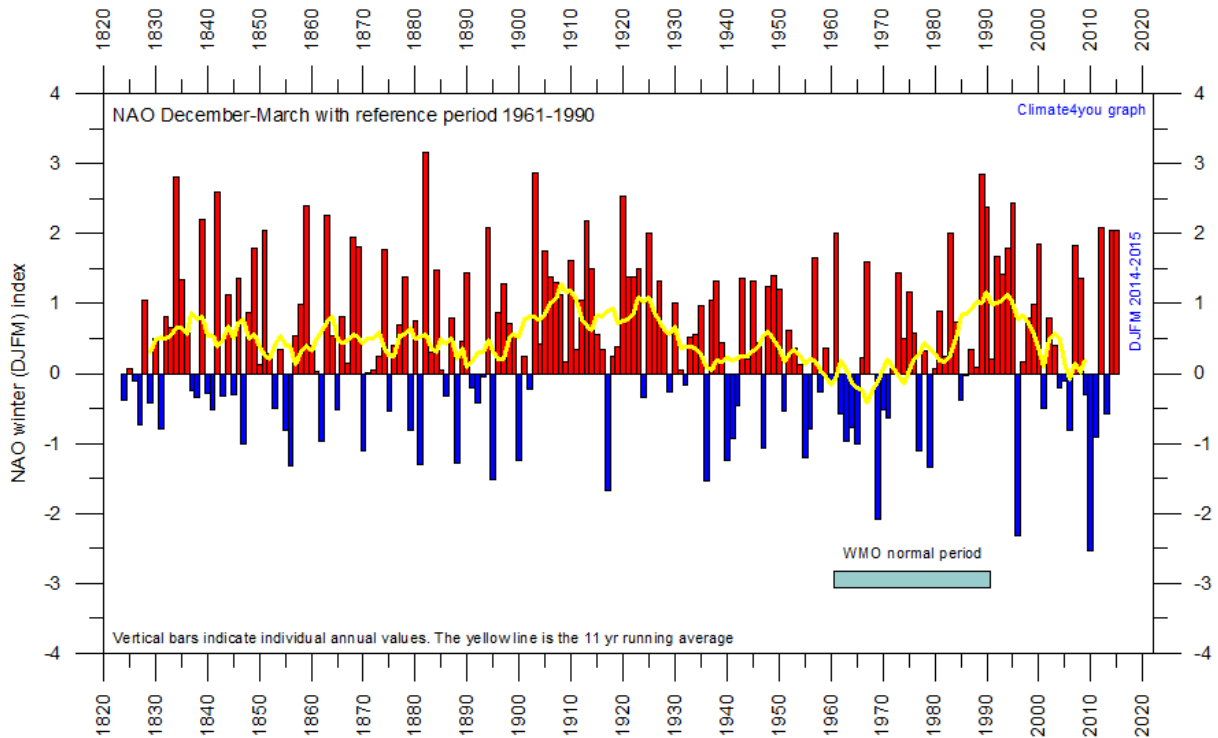


Figure 39 - Valeurs annuelles de l'indice NAO depuis 1820 (barres rouges ou bleues), ainsi qu'une moyenne glissante de l'indice sur plusieurs années (trait jaune). Les époques où l'indice moyen est supérieur à la moyenne de l'indice sur toute la période sont colorées en rouge (phase positive de l'ONA), tandis que les époques où l'indice moyen est inférieur à la moyenne sont colorées en bleu (phase négative de l'ONA) ; (source : www.climate4you/NAOandAO.htm).

L'ONA est un phénomène atmosphérique et océanique qui concerne principalement l'Atlantique nord. Ce phénomène se caractérise par un va-et-vient d'air dans la direction nord-sud, au-dessus depuis les régions arctiques et Islandaise vers la ceinture subtropicale, près des Açores et de la péninsule ibérique. (Cariolet, 2011a) www.ifremer.fr/lpo/thuck/nao/nao.html; (Cassou, 2004; Hurrell, 1995; Hurrell *et al.*, 2003; Hurrell et Deser, 2010). Les conséquences de cette oscillation sont multiples :

- un changement de pression au sol s'opère : lorsque la pression est plus élevée dans la ceinture subtropicale, elle est moins élevée au pôle, et réciproquement (comme un balancier).
- on observe une variation de vents d'ouest moyens.
- l'oscillation entraîne des influences sur le climat (températures, précipitations) tout autour du bassin atlantique et tout particulièrement sur l'Europe.

La cartographie de la position de l'ONA (Figure 40) est obtenue en faisant la moyenne des cartes de la pression au niveau de la mer pour les années où l'indice NAO ainsi que pour celles où il est négatif.

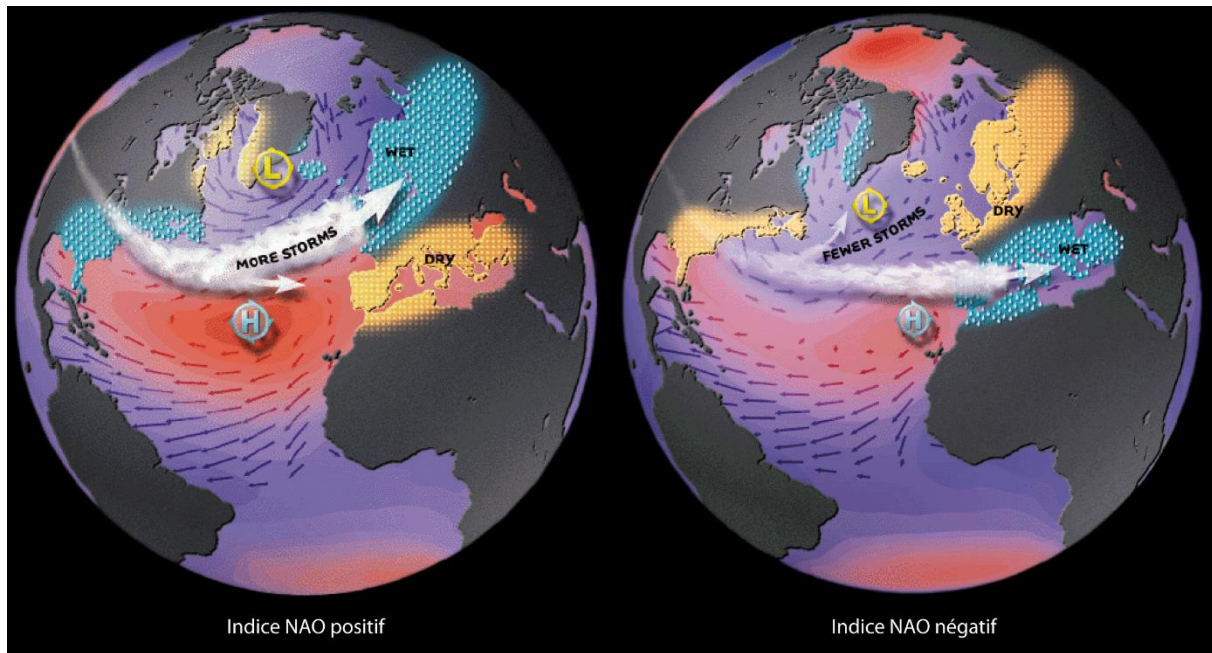


Figure 40 - Phase positive et négative de l'indice d'Oscillation Nord-Atlantique (source : www.ifremer.fr/lpo/thuck/nao/nao4.html).

Selon Ifremer (Figure 40), lorsque l'indice est positif, cela signifie qu'au cours de l'hiver, la pression est plus élevée que la moyenne à Lisbonne, et plus faible que la moyenne en Islande. Par conséquent, l'anticyclone des Açores (H sur la carte) est plus fort que la normale, alors que la dépression d'Islande (L sur la carte) est plus creuse. Dans ces conditions, les vents d'ouest à sud-ouest entre les deux systèmes sont relativement forts : tempêtes et coups de vent sont plus fréquents et plus violents sur l'Europe septentrionale, affectant également la moitié nord de la France (indiqué par *MORE STORMS* sur la carte). En contrepartie, ces régions bénéficient d'une grande douceur apportée par les masses d'air océaniques, mais aussi de précipitations accrues (*WET* sur la carte). Quant à la moitié sud de la France, elle est à l'image de la région méditerranéenne : temps sec et doux (*DRY* sur la carte).

Un indice négatif signifie que la pression associée à l'anticyclone des Açores (H sur la carte) est plus faible que sa valeur normale d'hiver, alors que la dépression d'Islande (L sur la carte) est à peine plus creuse. Par conséquent, les vents d'ouest ne sont pas très forts et les tempêtes sont rares (indiqué par *FEWER STORMS* sur la carte). De plus, les perturbations circulent plus au sud et s'engouffrent en Méditerranée, apportant la pluie sur ses rivages (indiqué par *WET* sur la carte). Quant au nord de l'Europe (dont la moitié nord de la France), il passe sous l'influence de l'anticyclone de Sibérie : l'hiver est sec, mais froid (indiqué par *DRY* sur la carte). À la limite entre les dépressions circulant en Méditerranée et l'air froid sur le nord de l'Europe, les précipitations peuvent se présenter sous forme de neige, même en plaines (les prévisionnistes désignent ce type de situation sous l'appellation de «retour d'est»). Ces conditions sont favorables à la régénération et/ou à la stabilisation des dunes. Ceci s'explique par le fait qu'un temps sec est souvent accompagné d'une déflation éolienne efficace, parallèlement à l'absence d'épisodes fortement érosifs

4.2.2. Impact de l'Oscillation Nord-Atlantique sur les cycles de tempête

Sur le long terme, la variabilité interannuelle de la houle et l'apparition d'évènements tempétueux en atlantique nord seraient corrélées avec l'ONA. C'est ce qu'a suggéré dans un premier temps Dodet *et al.*, (Dodet *et al.*, 2010). Plusieurs auteurs ont ensuite démontré la relation entre les phases d'érosion/accrétion des cordons littoraux, et l'ONA ; en étudiant les dunes barrières du sud-ouest de l'Angleterre (Masselink *et al.*, 2014a) ; en étudiant la dynamique du trait de côte sur le long terme (1830 – 2009) de la plage de Tenby située sur le littoral ouest du Pays de Galles (Thomas *et al.*, 2011, 2010) ; sur les plages de fond de baie du littoral du Donegal (littoral nord-ouest de l'Irlande) (O'Connor *et al.*, 2011). Ces auteurs ont étudié l'impact des variations atmosphériques sur la dynamique du trait de côte et ont mis en évidence le rôle de l'ONA dans l'alternance des cycles tempétueux et calmes.

Cependant, l'analyse sur le long terme de la dynamique du littoral de Sefton au nord-ouest de l'Angleterre (Pye et Blott, 2008) vient pondérer ces observations, puisque ces auteurs n'observent qu'une modeste relation entre l'ONA et la dynamique du trait de côte. Par ailleurs, quelques auteurs ont démontré que l'indice ne pouvait expliquer à lui seul ces cycles (N.L. Betts *et al.*, 2004; Costa, 1997). Etant calculé et moyenné sur trois mois de l'année (entre janvier et mars), il lisserait la forte variabilité des phénomènes météorologiques et notamment les épisodes tempétueux qui ne durent généralement que quelques heures.

Plusieurs auteurs ont observé l'alternance de cycles d'érosion et d'accrétion à moyen terme sur les cordons littoraux de Bretagne (Suanez, 2009) (Figure 41). Ces tendances ont été observées en baie de Saint-Michel-en-Grève (Suanez et Stéphan, 2011, 2006) et sur le sillon de Talbert (Stéphan *et al.*, 2012b, 2010) en Côtes-d'Armor, sur la dune du Vougot à Guissény (Suanez *et al.*, 2015, 2012b, 2010) et la dune de Boutrouilles (Suanez, 2009; Suanez et Cariolet, 2010) sur le littoral du Léon, sur les îlots de l'archipel de Molène en mer d'Iroise (Fichaut et Suanez, 2011, 2008, 2005; Suanez *et al.*, 2011b), ainsi que dans le sud du Finistère sur la plage de Sables Blancs à Plobannalec-Lesconil (Suanez, 2009; Suanez *et al.*, 2006).

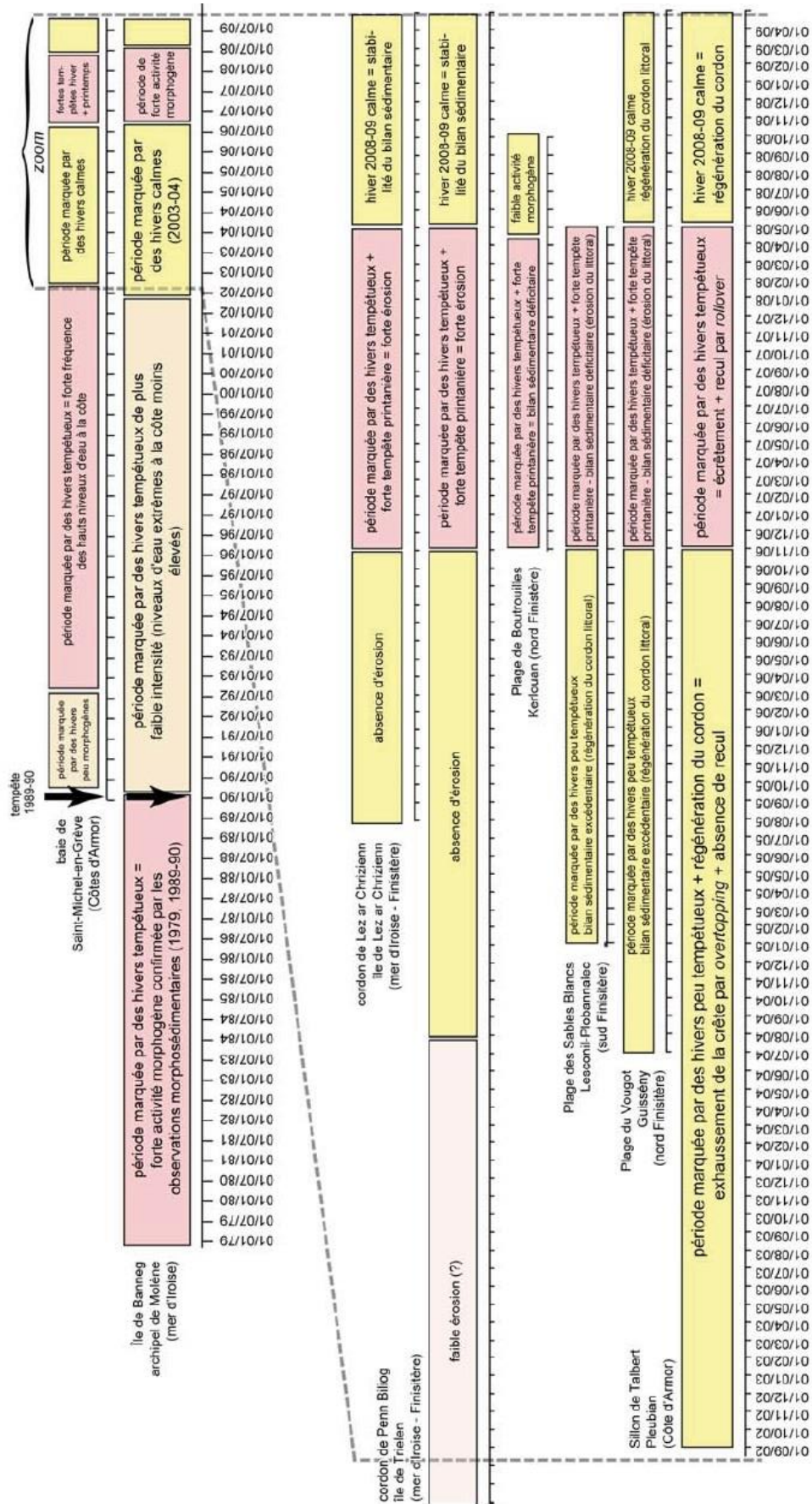


Figure 41 - Synthèse de l'évolution morphodynamique des différents cordons littoraux de l'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM, observés à l'échelle des dernières décennies (source : Suanez *et al.*, 2009)

Cette variabilité interannuelle peut être corrélée aux variations positives et négatives de l'indice NAO, lui-même à l'origine de variations météomarine (Suanez, 2009). Entre 1989 et 2009, six phases où l'indice NAO alterne entre positif et négatif ont été identifiées. Cette alternance a eu pour conséquences la succession de phases morphogènes ou d'accalmie sur le littoral. Pour les phases 1989-1995, 1997-2003 et 2006-2008, on observe une augmentation de la fréquence des tempêtes fortement dommageables pour les cordons littoraux alors que l'indice NAO est positif. L'indice est particulièrement fort en 1990, ce qui concorderait avec les virulentes tempêtes de l'hiver 1989-1990. Pour les phases 1995-1997, 2003-2006 et 2008-2009, l'indice NAO observé est plutôt négatif et concorde avec des conditions morphogènes beaucoup plus calmes pour les cordons littoraux, synonyme de régénération et/ou de stabilité des bilans sédimentaires des côtes d'accumulation. Comme le montre la Figure 42, qui prolonge l'analyse de Serge Suanez (2009), lorsque l'on se rapporte à la période qui suit le passage de la tempête Johanna, on observe une phase allant de l'hiver 2008-2009 à 2012, où l'indice NAO est négatif, que l'on peut rattacher à notre période d'observation de conditions morphogènes plus calmes associée à une régénération dunaire et/ou une stabilité des cordons littoraux. La troisième et dernière période commence durant l'hiver 2012-2013 et est caractérisée par un indice NAO positif. Cette période a été marquée par des hivers doux et tempétueux et principalement celui de 2013/2014 (Blaise *et al.*, 2015; Masselink *et al.*, 2016).

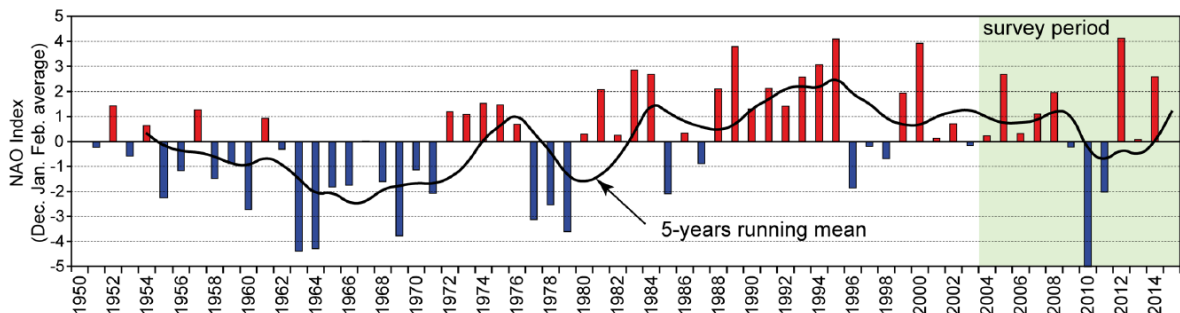


Figure 42 - Indice d'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) pour la période 1950 - 2015 (source : Suanez *et al.*, 2015).

Conclusion intermédiaire

Ce chapitre expose les principes méthodologiques retenus pour analyser et quantifier la dynamique du trait de côte à long, moyen et court terme. Dans un premier point nous avons vu qu'il existait une multitude d'indicateurs du trait de côte (Boak et Turner, 2005) et qu'il était nécessaire dans le cadre de notre étude, d'en choisir un seul adapté à chaque type de côtes. L'analyse de la cinématique reprendra les principes méthodologiques déjà utilisées et validées pour ce type d'environnements côtiers, comprenant une analyse diachronique par photo-interprétation couplé à des levés topomorphologiques *in situ*. Ce type de levés permet d'obtenir différentes données : des levés de trait de côte, des profils de plage en deux dimensions, ou encore des levés surfaciques. Les résultats obtenus devront ensuite être confrontés à des données hydro-météomarine afin d'évaluer l'impact de ce type de forçage sur la dynamique du trait de côte.

Conclusion de la première partie

Cette première partie nous a permis de contextualiser ce travail de thèse. Nous avons exposé les enjeux actuels liés au changement climatique global, à la pression anthropique exercée sur le littoral et les risques que cela comporte. Lors du Grenelle de la Mer (2009-2011), l'Etat s'est doté d'une Stratégie de Gestion Intégrée du Trait de Côte. Nos travaux répondent aux objectifs développés dans la problématique de l'axe A de cette stratégie, intitulée « *Développer l'observation du trait de côte et identifier les territoires à risque érosion pour hiérarchiser l'action publique* ».

Le deuxième chapitre nous a permis d'inventorier les nombreuses études ayant déjà analysé la dynamique du trait de côte. Elles sont parfois le fruit de programmes de grande ampleur (CORINE *Coastal Erosion*, Eurosion, Eroconvul, etc.) ou trouvent leurs origines dans des initiatives plus locales, dans le cadre de contrat de commune par exemple. Très souvent, l'échelle spatiale et/ou la méthodologie employée diffèrent d'une étude à l'autre, compliquant la comparaison des résultats entre eux. A l'échelle régionale, le littoral étudié, échanuré et complexe, abrite une multitude d'environnements côtiers aux caractéristiques hydromorphologiques variées, liées à l'histoire géologique du Massif armoricain, mais également aux conditions hydroclimatiques dominantes dans le nord-est de l'océan Atlantique. Il se compose de trois façades maritimes différentes : au nord, une côte haute, principalement composée de falaises rocheuses, abritant ponctuellement de petits cordons sableux, parfois dunaires ; à l'ouest, les côtes du Finistère fortement exposées aux houles atlantiques, sont découpées et alternent entre falaises rocheuses parfois très hautes et cordon dunaires de fond de baie ; la côte sud, bien plus basse, est composée majoritairement de grands cordons dunaires fixés par de petites avancées rocheuses.

Le quatrième chapitre de cette première partie nous a permis de présenter les outils méthodologiques disponibles pour analyser et quantifier la dynamique du trait de côte sur des échelles spatiotemporelles différentes. Ces outils ont déjà été utilisés et discutés par le passé. Cette partie met par ailleurs en évidence l'importance du choix de l'indicateur morphologique comme référence du trait de côte.

Du fait des différents outils et protocoles méthodologiques employés dans les précédentes études, ainsi que des multiples caractéristiques hydromorphologiques que revêt le littoral breton, nous avons entrepris d'analyser et de quantifier la cinématique du trait de côte de la Bretagne sur la base d'un indicateur unique par type de côte, en nous basant sur un inventaire typologique des côtes d'accumulation préalablement établi.

Partie II. Résultats de l'analyse de la dynamique du trait de côte sur le long terme

La deuxième partie présente les résultats obtenus par l'étude de la cinématique des côtes d'accumulation de Bretagne sur le long terme, la période d'étude portant sur les soixante dernières années.

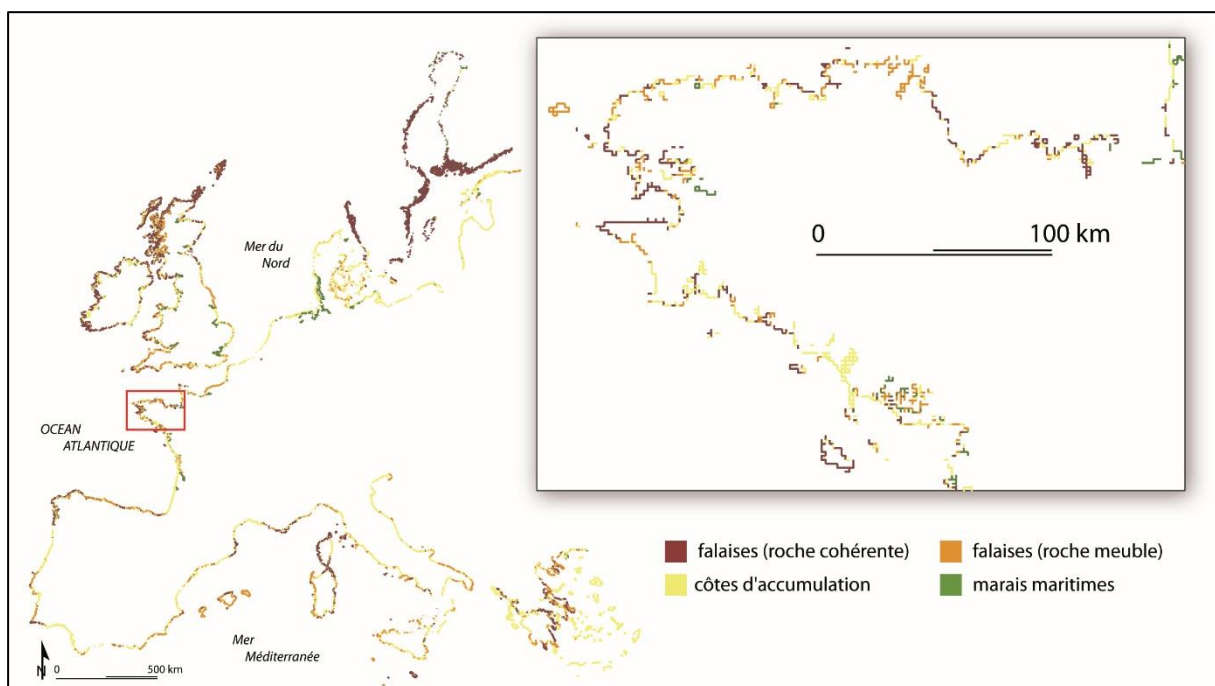
Ce travail a nécessité dans un premier temps d'élaborer une typologie des côtes d'accumulation de l'ensemble du secteur étudié. Le premier chapitre présente cette classification ainsi que la méthodologie mise en œuvre pour l'établir. Cette approche a été retenue afin de ne pas construire une analyse fondée uniquement sur un simple découpage géographique, mais de raisonner en tenant compte des spécificités morphosédimentaires de chaque site étudié. Par ailleurs, la définition d'une typologie des côtes sédimentaire à l'échelle de la Bretagne a commandé la suite du travail, à savoir le choix d'un indicateur morphologique comme référence du trait de côte lors de la digitalisation à l'écran.

Le second chapitre présente les résultats obtenus par l'analyse diachronique sur soixante ans. Ce travail a été réalisé sur la base d'une analyse diachronique par photo-interprétation, à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG). La pertinence des périodes d'observation dans l'analyse de la cinématique du trait de côte sur le long terme est une problématique récurrente. Le choix des bornes temporelles (supérieures et inférieures) du jeu de données, c'est-à-dire l'étendue de la période d'analyse, est primordial (Douglas et Crowell, 2000; Fenster *et al.*, 2001; Honeycott *et al.*, 2001). Dans le cadre de notre analyse, nous avons fait le choix de nous limiter à deux bornes temporelles mises à disposition par l'Institut National de l'information Géographique et forestière (IGN) : la BD ORTHO[®] Historique couvrant la période 1949-1952, seule orthophotographie regroupant des photographies aériennes anciennes de l'ensemble du trait de côte de la Bretagne, et la BD ORTHO[®] 2010 couvrant la période 2006-2010, orthophotographie la plus récente lorsque ce travail a été débuté. L'objectif de cette partie de l'étude a donc été de produire une image globale de la dynamique du trait de côte à l'échelle des quatre départements bretons, sans tenir compte de l'impact possible de forçages naturels et humains sur des périodes intermédiaires plus courtes.

Chap 1. Typologie des côtes d'accumulation en Bretagne

Le premier chapitre présente la classification des côtes d'accumulation du littoral breton ainsi que la méthodologie employée pour définir cette classification.

Aucune typologie exhaustive des côtes d'accumulation n'a été à ce jour réalisée à l'échelle de la Bretagne. Le projet CORINE *Coastal Erosion*, élément d'un programme plus vaste nommé CORINE (1985-1990), a mis à disposition une base de données inventariant l'environnement côtier des pays de la Communauté Economique Européenne (CEE) (*European Environment Agency* (EEA), 2000). Cette base de données, mise à jour dans le cadre du programme EuroErosion (European Commission, 2004b) permet la réalisation d'une carte générale présentant une physionomie d'ensemble du littoral breton (Figure 43). Cette carte reste toutefois extrêmement sommaire (4 classes), et peu précise (échelle trop petite).



On peut également citer l'atlas du littoral de Massoud et Piboubès (Massoud et Piboubes, 1994) dans lequel une carte de la morphologie des côtes françaises métropolitaines est disponible (Figure 44). Ce document est plus précis (échelle plus grande) et plus exhaustif (typologie reposant sur une dizaine de classes). Pour autant, les côtes d'accumulation sont regroupées autour de seulement 3 classes : côtes basses, dunes et marais ; sans qu'aucune distinction de type de plages ne soit faite.

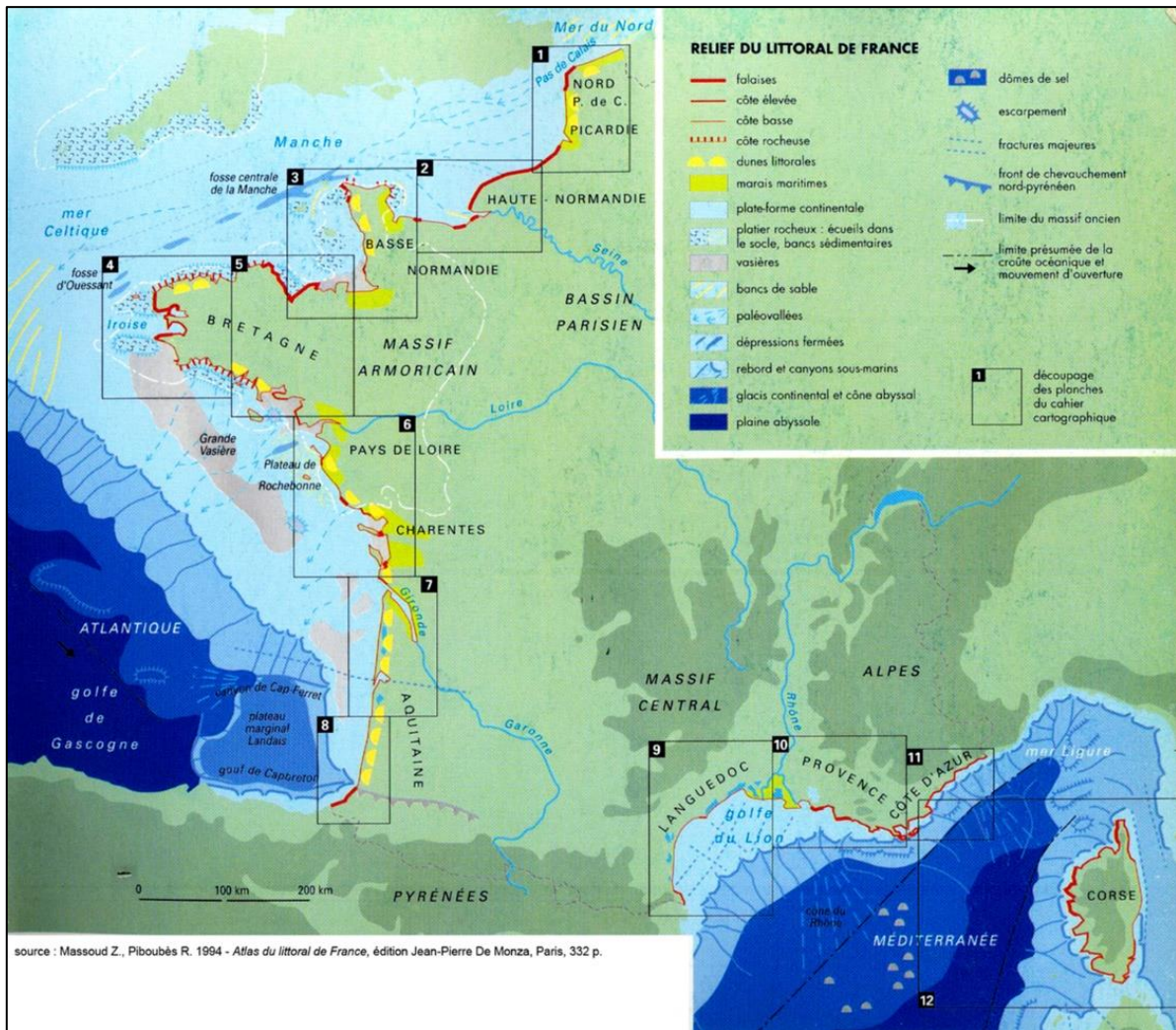


Figure 44 - Atlas du littoral de la France (Z. Massoud et R. Piboubès (Massoud et Piboubès, 1994).

On trouve enfin une cartographie de la physionomie des côtes bretonnes réalisée à une échelle plus fine par le Cerema en 2006 dans le cadre du GIP Bretagne Environnement (Figure 45). Si l'échelle est plus appropriée, le nombre de classes (1 seule : côtes basses) demeure insuffisant.

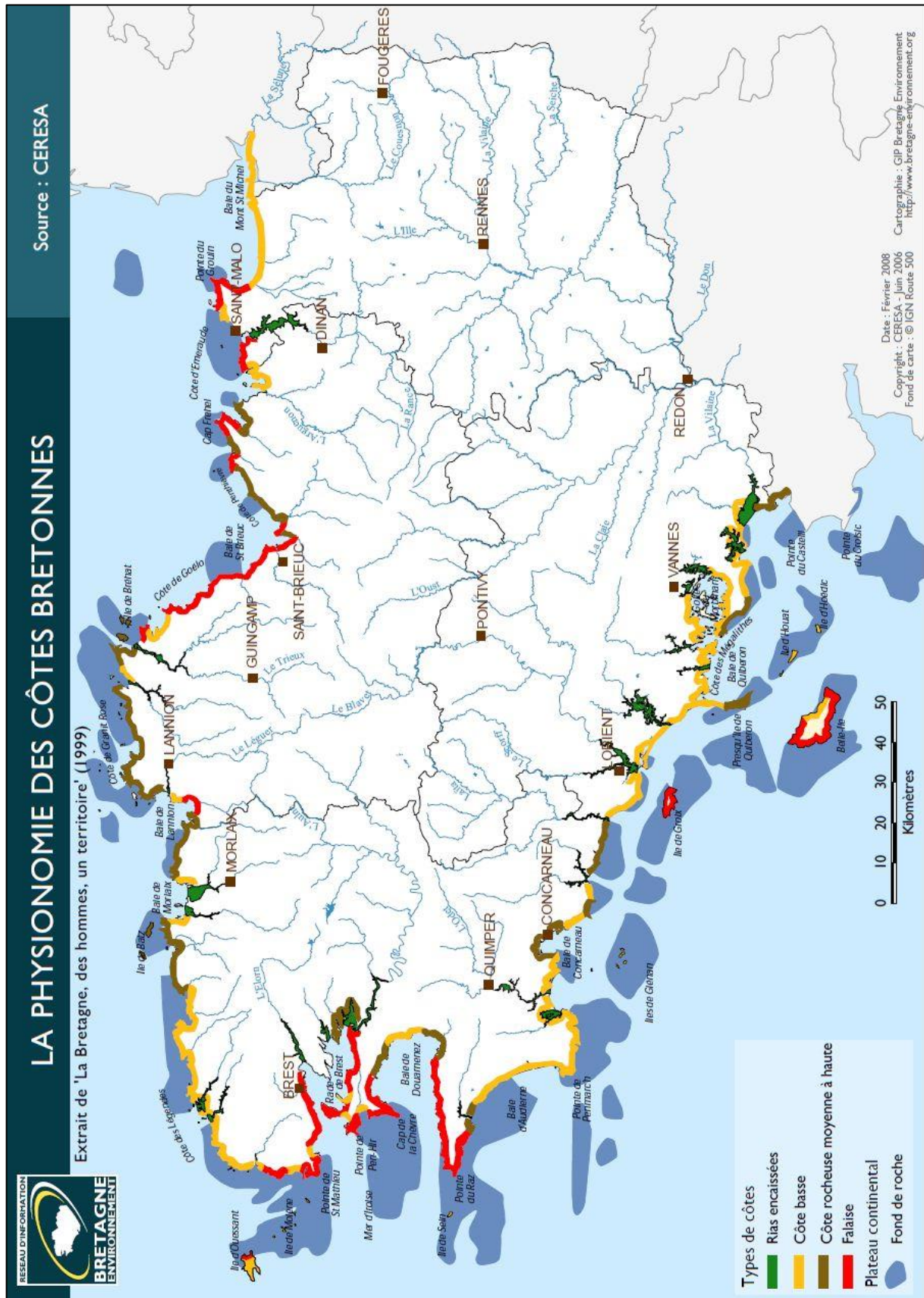


Figure 45 - La physionomie des côtes bretonnes. Carte réalisée à l'initiative de la DIREN et du Conseil Régional de Bretagne en 1999 ; mise à jour en 2006 par le bureau d'étude CERESA dans le cadre du GIP Bretagne ENVIRONNEMENT.

1. Objectifs et méthodologie d'inventaire des côtes d'accumulation

L'objectif de cette typologie est de caractériser le contexte morphosédimentaire des côtes d'accumulation présentes en Bretagne. Cette étape a constitué un travail préalable à l'analyse de la cinématique du trait de côte de manière à identifier le bon indicateur de la ligne de rivage en fonction des caractéristiques pour chaque site étudié. C'est également en se basant sur cette typologie que les résultats obtenus ont été présentés et discutés, partant du principe qu'il était plus judicieux de raisonner en fonction des types de côte que par grands secteurs géographiques.

Cette typologie a été réalisée en plusieurs étapes. Une nomenclature succincte a été élaborée dans un premier temps à l'aide de la base de données photographiques *Panoramio*. Ce site web partage un nombre important de photographies prises au sol et géoréférencées. Ces photographies sont disponibles via un outil du portail *Google Earth* et permettent donc une comparaison vue au sol/vue aérienne. Nous nous sommes également aidés des cartes géologiques 1/50 000 disponibles via le BRGM, puis de données géologiques géoréférencées et consultables sous logiciel SIG. Ces données renseignent également sur l'artificialisation du trait de côte. Pour le département du Finistère, nous nous sommes également basés sur l'Inventaire des ouvrages côtiers du Finistère (Le Berre *et al.*, 2009). Enfin, une partie de cette typologie a été validée par une série de missions de terrain.

2. Caractères morphosédimentaires retenus

La base de ce travail s'inspire des typologies présentes dans les ouvrages de Jean Pierre Pinot (1998) et Roland Paskoff (2005). Elles ont été complétées par un certain nombre d'éléments morphosédimentaires obtenus dans la bibliographie, sur le terrain et lors du traitement des données. Trois critères ont été retenus :

- l'exposition,
- la morphologie
- le matériel sédimentaire.

Nous nous sommes intéressés dans un premier temps à l'*exposition* des littoraux en prenant en compte la direction et de la hauteur des houles dominantes. Ainsi, nous opposons : les secteurs directement exposés aux houles dominantes (baie d'Audierne et pointe de Penmarc'h par exemple) aux secteurs plus abrités et moins affectés par la houle réfractée (baie de Fouesnant et baie de Concarneau par exemple) (Figure 46). Cette classification se base notamment sur les hauteurs et directions de houles du modèle Prévimer (www.previmer.org/) ainsi que sur les roses de houles issues de la base de données CANDHIS (www.candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/).

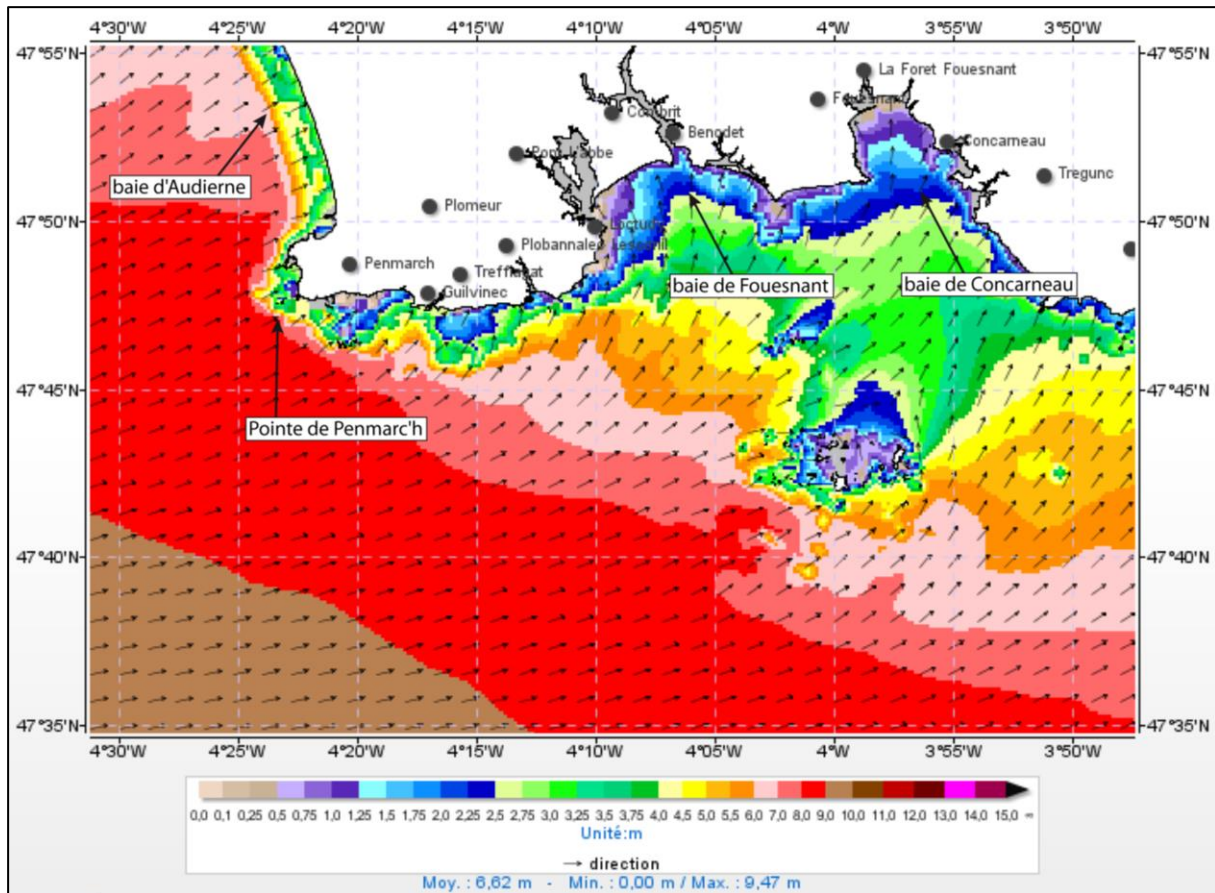


Figure 46 – Hauteur significative et direction des houles lors de la tempête Petra du 5 février 2014 sur la côte méridionale du Finistère. Mise en évidence de secteurs abrités et de secteurs exposés aux houles océanique (source : PREVIMER (www.previmer.org/previsions/vagues), modèle WAVEWATCH III.

Le critère *matériel sédimentaire* a constitué un deuxième paramètre de distinction et concerne exclusivement le haut de plage découvert à marée haute. En l'absence d'étude granulométrique précise sur chacun des sites, cette classification a été simplifiée, nous permettant d'isoler les plages de sables, des plages de galets, de celles composées de matériel mixte (sables et graviers ; sables et galets, etc.) (Figure 47).

Le critère « matériel mixte » est à utiliser avec précaution. Il peut parfois s'agir de cordons de galets apparus à la surface de l'estran après démaigrissement du haut de plage sableux.

Le troisième élément retenu concerne la *morphologie* des sites. Il nous permet ainsi de créer une typologie simple, différenciant les plages adossées à une falaise (dont le substrat est cohérent ou meuble) sans dune, des plages plus ou moins ouvertes avec cordon dunaire, des formes fuyantes. (Figure 48).

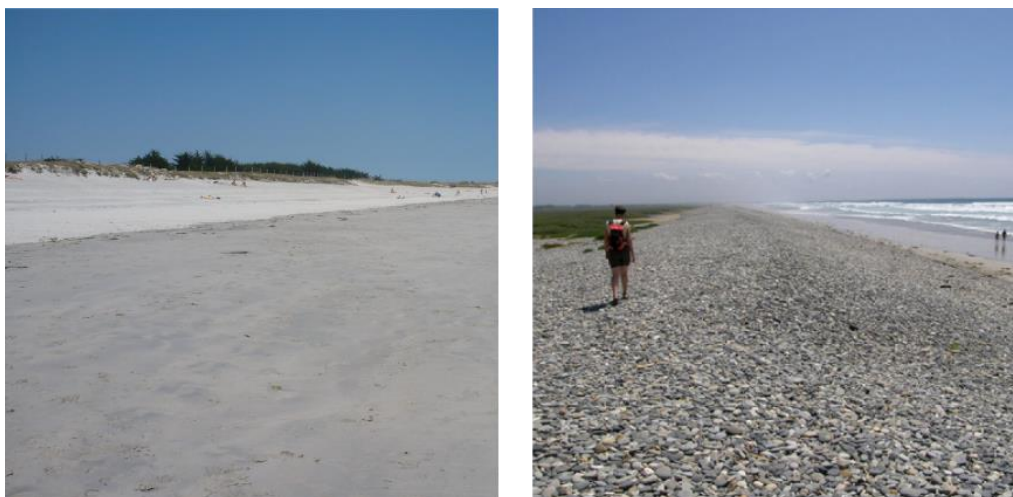


Figure 47 - Différence de matériel sédimentaire : plage de sable (plage du Ster à Penmarc'h - 29); et plage de galets (Plage de Tronoan à Plovan - 29).

2.1. Les plages adossées

Elles sont construites contre un ados bloquant leur recul. Cet ados peut être constitué de roche cohérente (falaises de granites par exemple) ou de formations meubles (falaises de *head* présentes notamment en rade de Brest ou encore dans la région de Pénestin). Très occasionnellement, un petit bourrelet dunaire peut se former au pied de la falaise durant la période estivale. Lors de la numérisation sous ArcGIS, seuls les sites dont le haut de plage découvre dans le cas d'une marée astronomique de coefficient 120 et dans des conditions météorologiques normales, ont été retenus. Pour cela nous avons pris comme repère le trait de côte HISTOLITT®.

2.2. Les plages composées d'un cordon dunaire

Ces plages sont accrochées aux deux extrémités, et protègent parfois un marais-maritime. C'est le cas des cordons dunaires du nord et du sud du Finistère par exemple (dune de Tréompan, de Penmarc'h, le cordon de Gâvres/Penthièvre, etc.).

2.2.1. Les cordons littoraux de fond de baie

Cette catégorie regroupe les accumulations sableuses ou de galets, de petites tailles, n'abritant pas de cordon dunaire. Elles se forment la plupart du temps au fond des baies et sont le résultat de la dérive littorale et des courants.

2.2.2. Les formes fuyantes

Ces formes particulières regroupent les flèches à pointes libres, ancrées à leur partie proximale et dont l'autre varie librement (flèches de sable, sillons de galets), ainsi que les tombolos. Elles sont principalement situées à l'entrée des estuaires, dans les anses qui échancrent le littoral ou encore au fond des rades et des golfes.

S'ajoutent à cela, les *plages fixées* par la présence en arrière d'une structure anthropique de protection contre les aléas marins (mur de protection, enrochements, etc.), qui comme les

plages adossées à une falaise, empêche le recul occasionnel des plages. Ici, nous nous sommes contentés de numériser les portions de littoral strictement concernées par des ouvrages de protection et non des infrastructures portuaires.

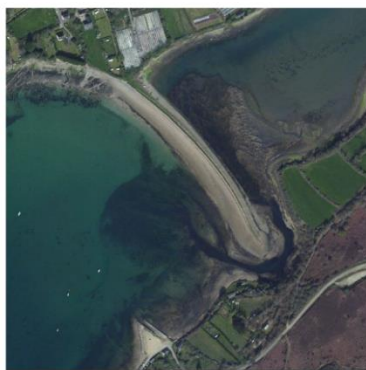
Les différentes informations récoltées dans le cadre de cette typologie sont renseignées au sein d'une table attributaire sous SIG (Figure 49).



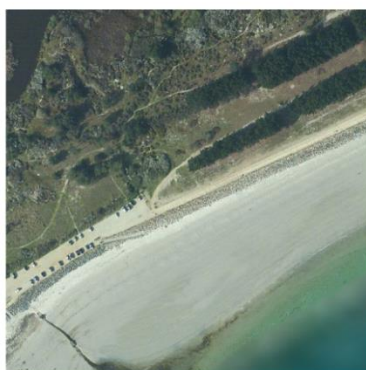
Plage adossée à une falaise
plage de Corsen (Ploumoguier - 29)



Cordon littoral dunaire
Dunes du Vougot (Guissény - 29)



Forme fuyante
Flèche de l'Auberlac'h (Plougastel
Daoulas - 29)



*Plage fixée par un
aménagement anthropique*
Plage du Grand Large (Mousterlin - 29)

Figure 48 – Typologie des côtes d'accumulation. Classification suivant le caractère morphologique du site.

TDC_56_2010											
FID	Shape *	Id	Nom	Commune	Date_	Shape_Leng	Dprtmnt	orientatio	Exposition	Sédiments	Morphologi
0	Polyligne	1	Pouldu port	Guidel	2009	503,327609	56	O	2	sables	CD
1	Polyligne	2	Guidel Plage	Guidel	2009	1033,140354	56	SO	1	sables	FF
326	Polyligne	2	Guidel Plage	Guidel	2009	234,299708	56	NE	2	sables	FF
1188	Polyligne	2	Guidel Plage	Guidel	2009	172,559408	56	O	1	sables	FF
1189	Polyligne	2	Guidel Plage	Guidel	2009	126,736388	56	O	1	sables	FF
2	Polyligne	3	Plage du Loch	Guidel	2009	410,630638	56	SO	1	sables	CD
3	Polyligne	3	Plage du Loch	Guidel	2009	62,045714	56	SO	1	sables	CD
327	Polyligne	3	Plage du Loch	Guidel	2009	40,622374	56	SO	1	sables	CD
328	Polyligne	3	Plage du Loch	Guidel	2009	36,66415	56	SO	1	sables	CD
4	Polyligne	4	Fort du Loch	Guidel	2009	168,80535	56	SO	1	sables	CD
357	Polyligne	4	Fort du Loch	Guidel	2009	102,721753	56	SO	1	sables	CD
5	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	557,488578	56	SO	1	sables	CD
329	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	68,277304	56	SO	1	sables	CD
330	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	636,177457	56	SO	1	sables	CD
331	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	90,875016	56	SO	1	sables	CD
332	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	428,288931	56	SO	1	sables	CD
333	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	38,254176	56	SO	1	sables	CD
334	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	41,253759	56	SO	1	sables	CD
335	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	49,892689	56	SO	1	sables	CD
336	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	33,977944	56	SO	1	sables	CD
358	Polyligne	5	Pen er Malo	Guidel	2009	248,513116	56	SO	1	sables	CD
7	Polyligne	6	Beg er Lann	Ploemeur	2009	93,851431	56	SO	1	sables	CD
8	Polyligne	7	Beg er Lann 2	Ploemeur	2009	103,00928	56	SO	1	sables	CD
9	Polyligne	7	Beg er Lann 2	Ploemeur	2009	51,452507	56	SO	1	sables	CD
10	Polyligne	8	Plage des Kaolins	Ploemeur	2009	1046,399952	56	SO	1	sables	CL
11	Polyligne	9	Basse Candec	Ploemeur	2009	122,102721	56	O	1	sables	PA1
338	Polyligne	10	Le Couregant	Ploemeur	2009	172,726608	56	SO	1	galets	CL
359	Polyligne	10	Le Couregant	Ploemeur	2009	124,016632	56	SO	1	galets	CL
360	Polyligne	10	Le Couregant	Ploemeur	2009	177,725846	56	SO	1	galets	CL
361	Polyligne	10	Le Couregant	Ploemeur	2009	46,765231	56	SO	1	galets	CL
362	Polyligne	10	Le Couregant	Ploemeur	2009	105,867309	56	SO	1	galets	CL
12	Polyligne	11	Le Couregant port	Ploemeur	2009	222,037453	56	S	1	sables	CD
13	Polyligne	12	Porcoubar	Ploemeur	2009	71,132646	56	SO	1	galets	CL

Figure 49 - Table attributaire recensant les différents critères typologiques au sein d'ArcGIS (orientation, exposition, matériel sédimentaire, morphologie).

3. Typologie des côtes d'accumulation bretonnes

Comme nous l'avons déjà vu, le littoral breton est fortement découpé, alternant entre pointes et rentrants. La typologie du littoral suivant le critère d'exposition aux houles dominantes montre un certain équilibre entre les littoraux exposés (51 % du linéaire étudié, soit 305 km de côtes) et ceux situés en position d'abris (49 % du linéaire étudié, soit 322 km de côtes) (Figure 50). A l'échelle des départements, cette répartition est moins nette (Figure 54). Les formes d'accumulation des départements de l'Ille-et-Vilaine et des Côtes-d'Armor sont principalement situées en position d'abri tandis que celles du Finistère sont essentiellement exposées (70 % soit 172 km de linéaire).

Les sites abrités sont généralement situés au fond des anses et des baies plus ou moins ouvertes, ou protégés par les nombreuses avancées et pointes rocheuses caractéristiques du littoral breton. On les retrouve par exemple sur la côte est de la presqu'île de Quiberon, en rade de Brest, dans le golfe du Morbihan, en baie de Douarnenez, etc.

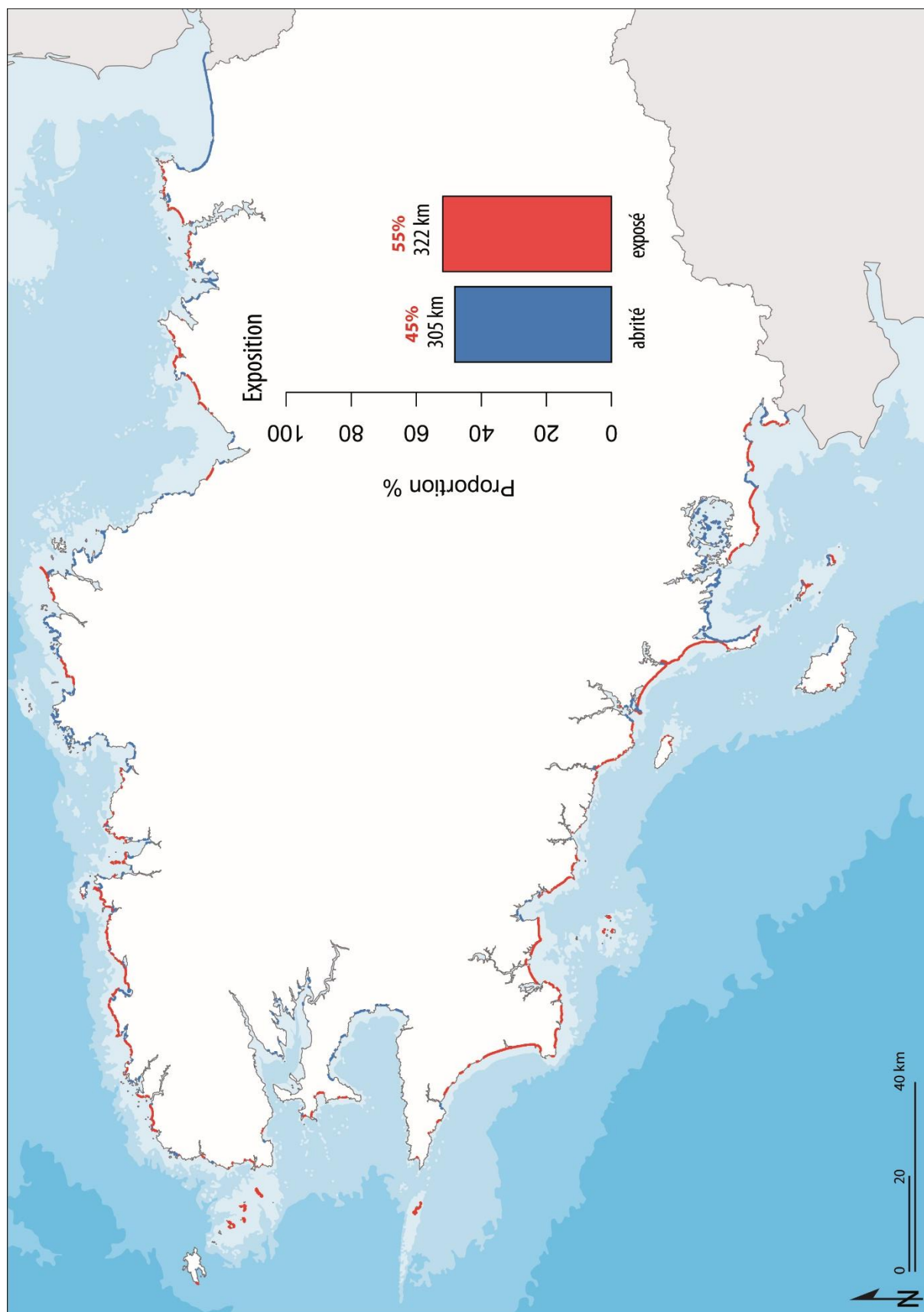


Figure 50 – Cartographie de physionomie des côtes d'accumulation de Bretagne suivant leur exposition aux houles dominantes

L'étude de la physionomie du littoral breton montre également que les côtes d'accumulations sont majoritairement composées de cordons sableux (72 % du linéaire étudié,

soit 453 km de côte) (Figure 52), et principalement sur le littoral finistérien (75 % du linéaire étudié sur ce département, soit 181 km de côtes) et morbihannais (83,5 % du linéaire du département, soit 177 km de côtes) (Figure 54). Ces côtes sableuses sont à 49 % (308 km) constituées de cordons dunaires et notamment ceux du nord et sud du Finistère (dunes de Tréoupan, massif dunaire de Lampaul-Ploudalmézeau, baie de Goulven, du Pays Bigouden, dunes de Trégunc, etc.), ainsi que les grands cordons dunaires morbihannais, situés entre Gâvres et l'extrémité de la presqu'île de Quiberon (Figure 53 et Figure 54). A cela, s'ajoutent des cordons de plus petite taille, plus abrités car situés au fond de baies et anses. C'est le cas des cordons de la presqu'île de Crozon (anse de Goulien) et de la baie de Douarnenez (plage de l'Aber, de Pentrez ou encore de Sainte-Anne-la-Palud) dans le Finistère, ainsi que ceux situés sur les côtes de la Presqu'île de Rhuys dans le Morbihan. Dans les côtes d'Armor, la présence de ces vastes cordons dunaires est bien moins marquée. Souvent, les cordons sableux se situent à l'embouchure d'anciens cours d'eau, qu'ils barrent, et sont cernés par de hautes falaises rocheuses.

On trouve également un nombre non négligeable de formes fuyantes, majoritairement composées de flèches à pointe libre. Réparties inégalement, elles sont présentes sur l'ensemble de la Bretagne à l'exception du département de l'Ille-et-Vilaine ; le Finistère totalisant 30 km de ce type de côte. Elles sont particulièrement présentes en rade de Brest où elles prennent la forme de petits sillons de galets (Stéphan, 2011a), mais également sur la côte nord du Léon et dans le sud du Pays Bigouden, où elles prennent la forme de longues flèches dunaires (Figure 51). Quelques flèches sont situées dans les Côtes-d'Armor ; c'est le cas entre autres des flèches du Linkin et de Sables-D'or-les-Pins, ainsi que dans le Morbihan, avec les flèches de Bétahon, de Pen er Lé, cette dernière barrant en partie l'embouchure de la baie de Plouharnel au nord-ouest de la baie de Quiberon.



Figure 51 – A - Flèche dunaire du Kernic en baie de Goulven (L. Brigand); B - Double flèche de galets du Bindy et C sillon des Anglais en rade de Brest (Louis Brigand).

Les cordons de galets représentent quant à eux 17 % du trait de côte renseignées (soit 109 km de linéaire) (Figure 52). Ils sont fortement représentés dans les Côtes-d'Armor (37,5 % du linéaire étudié sur ce département) : sur la rive est de la baie de Morlaix, sur le littoral de

Plougrescant et de Pleubian, ainsi que dans le fond de la baie de Saint-Brieuc. Ces cordons de galets ont largement été étudiés par J.-P. Pinot (Pinot, 1963, 1961). On les observe aussi sur le littoral du Finistère (22,5 % soit 54 km de linéaire), dans l'archipel de Molène, sur l'île de Sein et en rade de Brest.

Les formes fuyantes représentent 10,75 % des côtes d'accumulation de Bretagne, soit 67 km de côte environ. Réparties inégalement, elles sont présentes sur l'ensemble de la Bretagne à l'exception du département de l'Ille-et-Vilaine. Le Finistère contient pratiquement à lui seul la moitié de ces flèches (29 km). Elles prennent parfois la forme de petits sillons de galets (Stéphan, 2011a). C'est le cas en rade de Brest (Figure 51 – A et B), sur l'île de Sein et dans l'archipel de Molène pour ce qui est du littoral finistérien, mais également dans les côtes d'Armor (flèche du Linkin) et dans le Morbihan (flèche de Bétahon). Elles peuvent également prendre l'allure d'une vaste flèche de plus de 3 km de long, comme le sillon de Talbert situé sur le littoral de Pleubian dans les Côtes-d'Armor (Figure 51 - C). Les flèches à pointe libre se composent également de sables et abritent régulièrement un cordon dunaire. On en observe par exemple sur la côte nord du Léon (flèches de Penn ar C'hleuz et du Kernic) (Figure 51 – A), dans le sud du Pays Bigouden (île Tudy) (Figure 51), dans les Côtes-d'Armor (flèches de Sables-D'or-les-Pins), ainsi que dans le Morbihan, où la flèche de Pen er Lé vient barrer en partie l'embouchure de la baie de Plouharnel au nord-ouest de la baie de Quiberon.

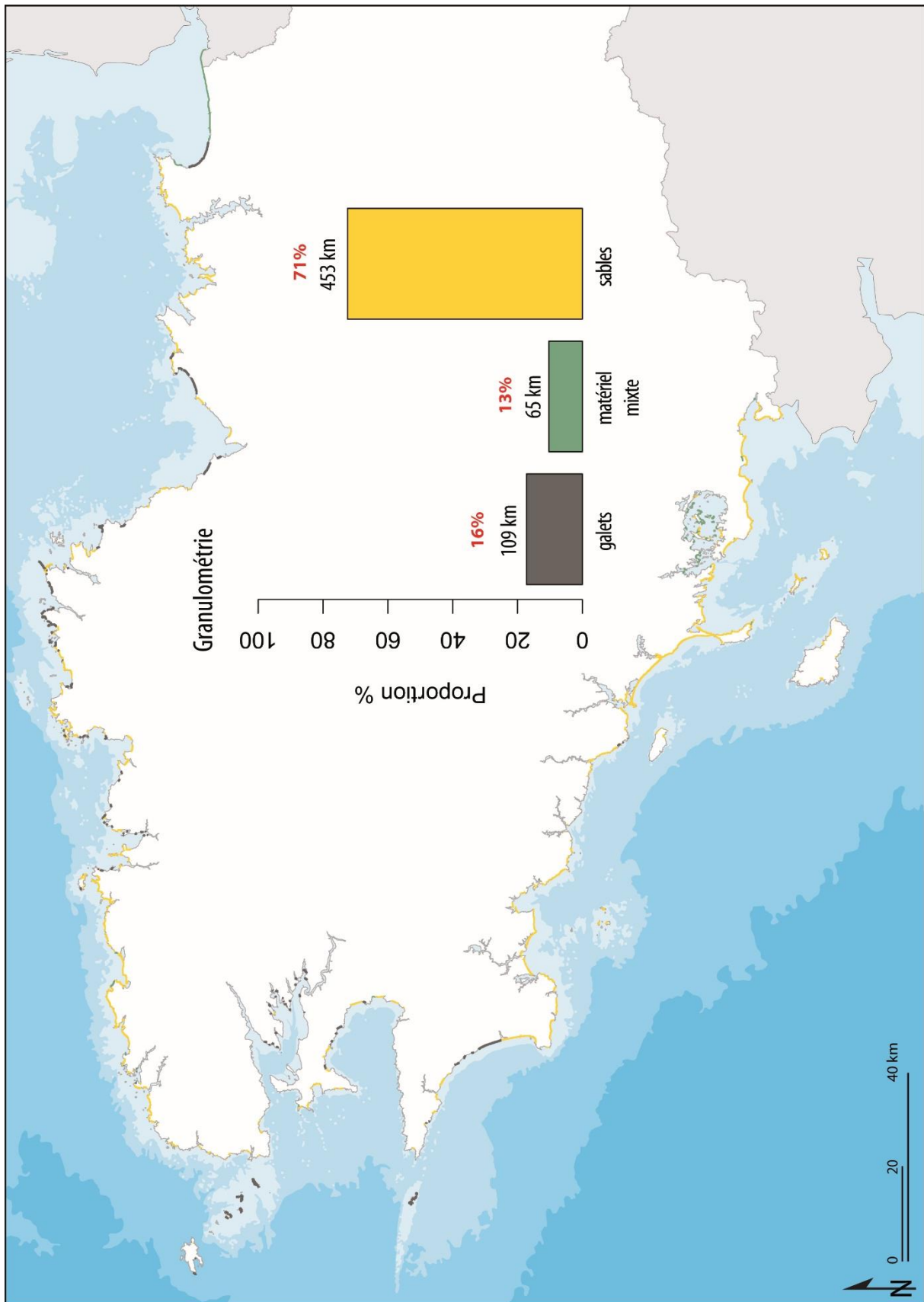


Figure 52 – Cartographie de la physionomie des côtes d'accumulation suivant le matériel sédimentaire composant les cordons.

Les 10,5 % restant (soit 65 km de linéaire), correspondent à des cordons littoraux dont la granulométrie est mixte, composée de sables et de galets, généralement de petites tailles. Ils sont majoritairement fixés par des aménagements de protection contre la mer (58 % soit 38 km

environ), et sont de manière générale constitués de petites grèves adossées à des murs de protection (baie du Mont-Saint-Michel), de cordons de faibles altitudes situés en avant des marais maritimes, à l'abri des houles en fond d'anses (Golfe du Morbihan), ou encore le long de rives d'estuaires.

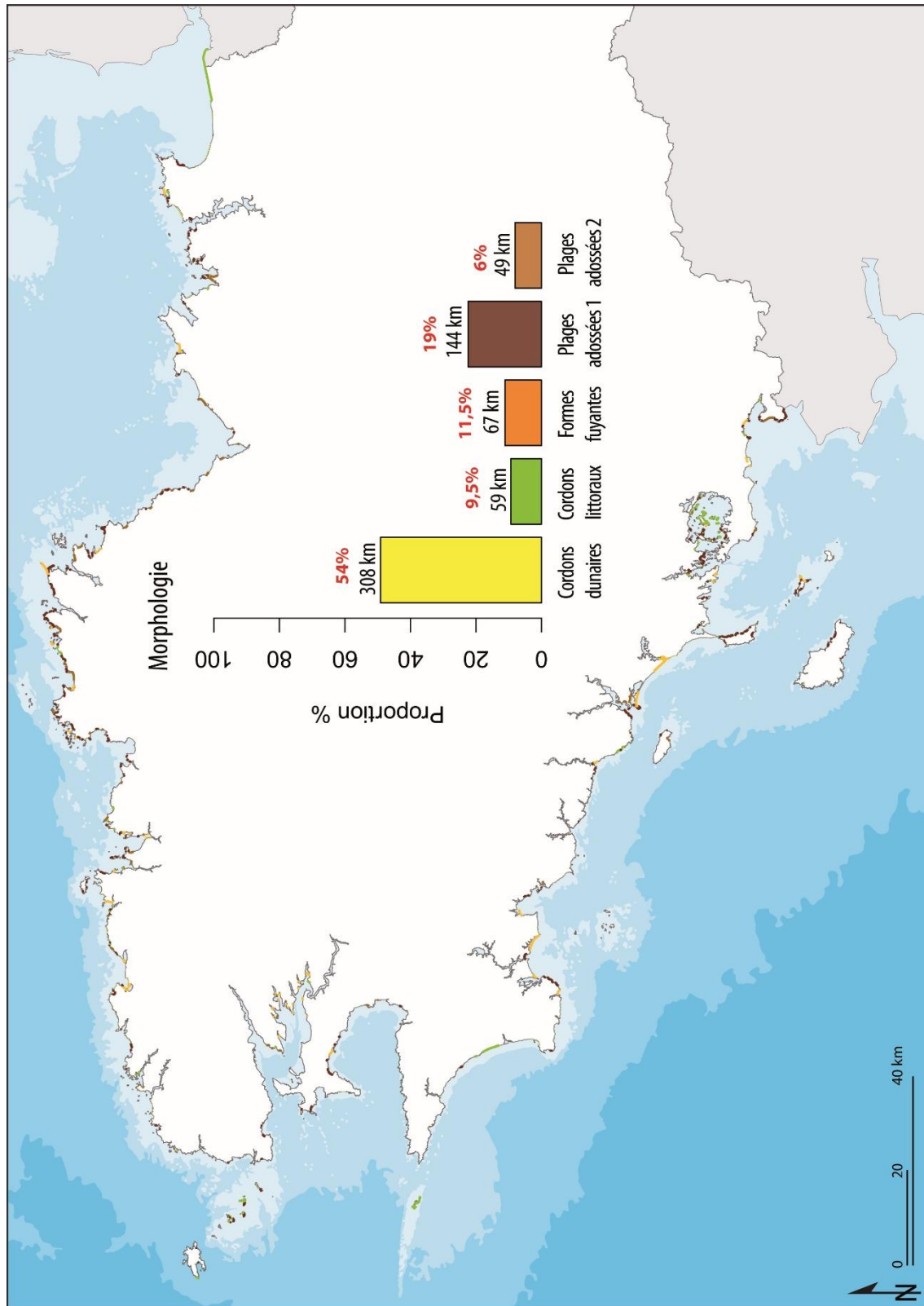
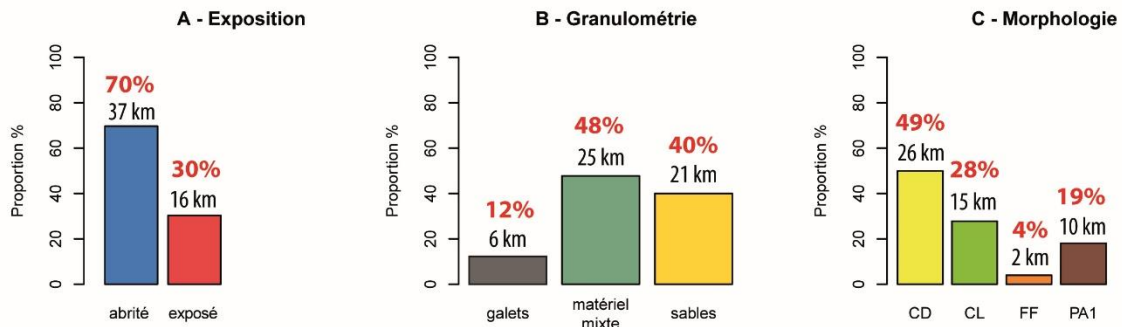
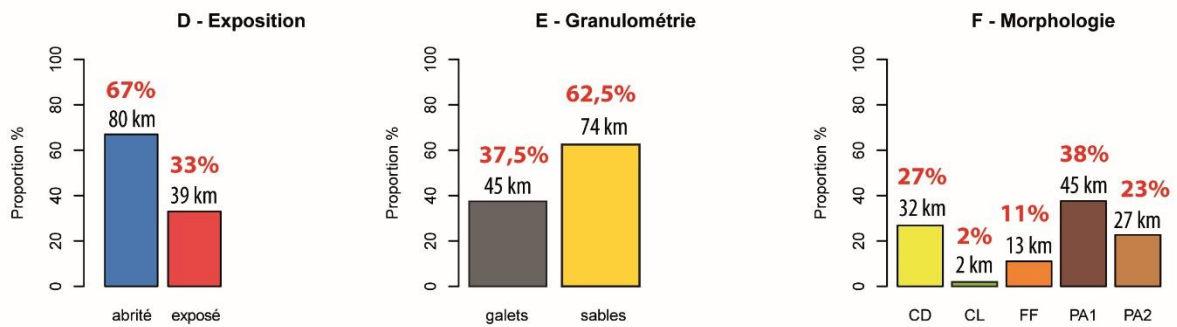


Figure 53 – Cartographie de la physionomie des côtes d'accumulation suivant la morphologie des cordons

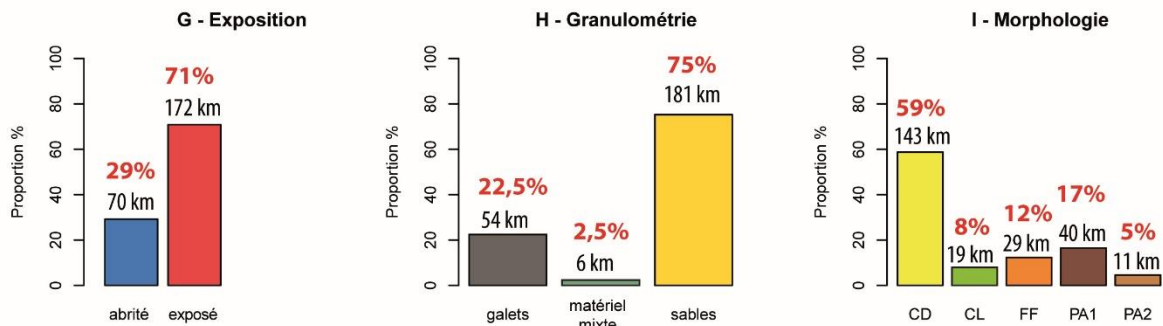
Ille-et-Vilaine



Côtes-d'armor



Finistère



Morbihan

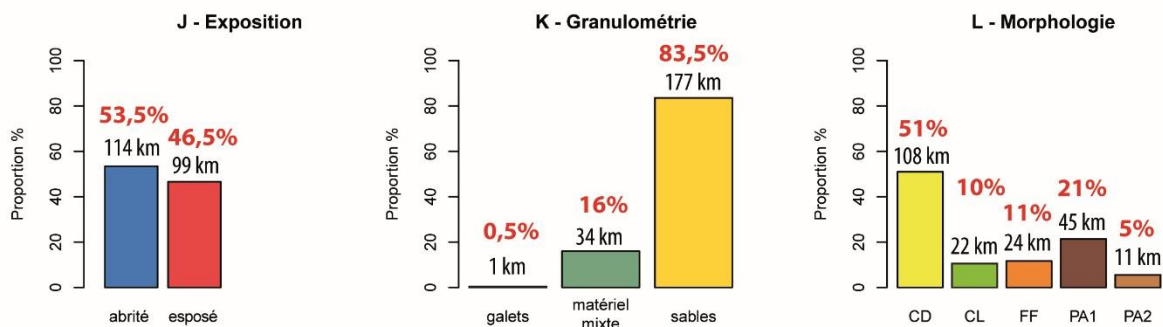


Figure 54 - Physionomie des côtes d'accumulation pour les quatre départements breton, suivant les critères d'exposition aux houles dominantes (A), le matériel sédimentaire observé sur le haut de plage (B), la morphologie du cordon (C) (CD = cordons dunaires, CL = cordons littoraux, FF = formes fuyantes, PA1 = plages adossées à une falaise (substrat cohérent), PA2 = plages adossées à une falaise (substrat meuble)).

Conclusion intermédiaire

Nous avons présenté dans ce chapitre la méthodologie employée pour élaborer une typologie des côtes d'accumulation du littoral Breton. Cette typologie se base sur différents critères morphosédimentaires. Nous avons ainsi distingué les sites suivant :

- leur exposition aux houles incidentes ;
- le matériel sédimentaire les composant, afin de distinguer les plages de sables, de galets, de celles composées de matériaux mixtes ;
- la morphologie, différencie les cordons littoraux, les cordons dunaires, les formes fuyantes majoritairement composées de flèches à pointes libres, les plages adossées de type 1 (adossées à du substrat cohérent) ainsi que les plages adossées de type 2 (adossées à du matériel meuble).

Cette typologie a mis en évidence la forte représentation des littoraux sableux (453 km, soit 72 % de l'ensemble du trait de côte étudié), majoritairement composés de cordons dunaires (environ 50% soit 308 km de côtes), et particulièrement sur les littoraux du Finistère et du Morbihan. Ces deux départements contiennent également une part importante de côtes exposées aux houles incidentes (respectivement 172 km (71%) et 99 km (46,5%) pour le Finistère et le Morbihan), tandis que la tendance à l'échelle de la région est plutôt équilibrée (305 km de côtes exposées contre 322 km exposés).

On l'a déjà vu dans la première partie, les houles principales atteignent la Bretagne suivant un quadrant sud-ouest à nord-ouest faisant du Finistère le département breton le plus exposé. De plus, le *fetch* (distance sur laquelle souffle le vent), important au large des côtes finistériennes, amplifie la puissance des houles incidentes. Au nord de la Bretagne, la présence des îles anglo-saxonnes atténue ce phénomène, tandis que sur la côte sud, l'*échine rocheuse pré-littorale* (Pinot, 1974) vaste platier rocheux dont certains secteurs émergent (archipel des Glénan, île de Groix, de Belle-Île, etc.) tend à ralentir les houles par réflexion et diffraction de celles-ci.

L'élaboration de cette typologie, basée sur des caractéristiques morphosédimentaires est une étape importante dans l'étude de la dynamique des côtes d'accumulations dans la mesure où elle facilite la suite du travail, à savoir le choix des indicateurs comme référence du trait de côte. Le choix du bon indicateur est un problème récurrent dans l'étude de la cinématique du trait de côte et est encore aujourd'hui largement débattu. L'absence d'homogénéité méthodologique à ce niveau limite très souvent la comparaison des données produites entre elles. Par ailleurs, cette classification permet également d'aborder la question de la cinématique du trait de côte suivant les spécificités morphologiques propres sites étudiés, et pas uniquement d'un point de vue géographique.

Chap 2. Analyse de la cinématique du trait de côte des côtes d'accumulation sur le long terme (1949 - 2010)

L'analyse de la cinématique du trait de côte sur le long terme a été réalisée par photo-interprétation, à l'aide du logiciel SIG ArcGIS, en se basant sur le référentiel géodésique RGF93 Lambert 93.

La BD ORTHO[®] Historique de l'IGN (résolution 50 cm) regroupant des clichés aériens pris entre 1949 et 1952, constitue la borne temporelle la plus ancienne utilisée dans cette analyse. Cette base de données est constituée d'une mosaïque de photographies aériennes anciennes géoréférencées couvrant l'ensemble du littoral de la Bretagne. Ce support préalablement géoréférencé, nous a évité l'étape d'orthocorrection des photographies, particulièrement chronophage lorsque l'on étudie un secteur aussi vaste. Des clichés aériens antérieurs (années 1920) à la BD ORTHO[®] Historique existent mais ceux-ci ne sont disponibles que sur certains secteurs de la Bretagne.

La BD ORTHO[®] Historique présente quelques limites. Outre la qualité générale des photographies (déformations, surexposition, etc.) liée aux appareils disponibles à l'époque, l'impact de l'exploitation goémonière sur les dunes, encore active dans la première moitié du XX^{ème} siècle, a ponctuellement pu poser des problèmes d'identification de la limite de végétation dunaire.



Figure 55 – Activité goémonière sur le littoral de Lampaul-Ploudalmézeau. A. Séchage du goémon (laminaires) sur la dune, et meules de goémon sec recouvertes de mottes d'herbe de dunes; B. Le brûlage du goémon sec dans les four à goémon sur la dune (source : Pierre Tougouat – Ministère de la culture).

Les algues récoltées sur l'estran étaient à l'époque acheminées sur la pelouse dunaire dans le but d'être séchées. Les meules de goémon, parfois entreposées à mi-chemin entre la végétation et le haut de plage sableux, apparaissent sur la BD ORTHO[®] Historique, et augmentent de ce fait le risque d'erreur lors de la numérisation lorsque celles-ci se confondent avec la limite de végétation (Figure 55).

De plus, l'activité goémonière a profondément marqué les milieux dunaires notamment par le cheminement des charrettes, le piétinement des chevaux, ou encore par l'action du sel sur la végétation des dunes (Arzel, 1994; Chauris, 1993; Gruet, 2013). Par conséquent, on a pu observer la disparition partielle du couvert végétal dans certains secteurs des cordons. Ces marques sont visibles sur les photographies aériennes anciennes (Figure 56) et pose problème quant à la position réelle du trait de côte à cette époque.

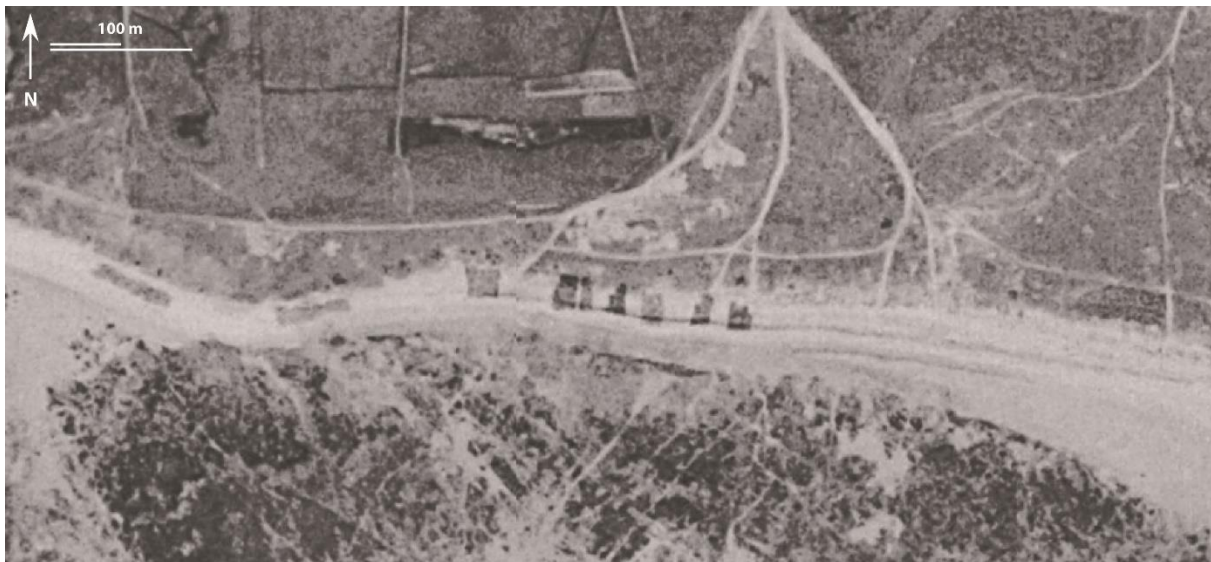


Figure 56 - Vue aérienne verticale du cordon dunaire de Penmarc'h - Le Guilvinec (sud Finistère) en 1952. Les rectangles foncés au centre de la photographies sont des amas de goémon déposés en haut de plage. Sur la dune, le vas-et-vient des nombreuses charrettes a eu comme conséquence la mise à nue de certains secteurs de la dune.

La BD ORTHO[®] IGN de 2010 couvre la période 2006 – 2010. Nous l'avons utilisé comme borne temporelle la plus récente dans notre analyse diachronique. Elle présente le désavantage d'être composée de clichés réalisés plus ou moins longtemps après le passage de la tempête Johanna du 10 mars 2008, épisode morphogène majeur de ces dernières années (Norois, n° 216 – 2010/2, sous la direction de S. Suanez). C'est le cas notamment pour les départements du Finistère (survolé en 2009) et des Côtes-d'Armor (survolé au cours de l'été 2008). Certains sites présentaient donc au moment des survols un état post tempête, certainement non représentatif de leurs évolutions sur le long terme. Les traits de côte numérisés dans ces conditions apportent une imprécision à la donnée difficile à prendre en compte dans la marge d'erreur.

1. La question des marges d'erreur dans la cinématique du trait de côte

Quelle que soit la méthodologie appliquée, et malgré l'amélioration continue des outils de cartographie informatique, l'analyse de la dynamique du trait de côte implique la prise en compte d'une marge d'erreur. La question des erreurs liées à la photo-interprétation a largement été traitée depuis la fin des années 1970 (Crowell *et al.*, 1991; Dolan *et al.*, 1978; Douglas et Crowell, 2000; Faye *et al.*, 2008; Moore, 2000). Les facteurs à l'origine de ces marges erreurs sont aujourd'hui clairement identifiés et peuvent être quantifiés. Il est donc inévitable d'en tenir compte lors d'une analyse diachronique (Figure 57) :

1.1. L'erreur liée à la qualité et la précision des photographies

Cette erreur est généralement estimée à 5 mètres environ. Elle est liée entre autres, aux distorsions radiales dues à la focale de l'objectif et aux déformations liées aux effets du relief, à l'angle de vue se traduisant par une parallaxe par exemple, au ton et au contraste de la photographie, etc. (Figure 57-A, B et C).

1.2. L'erreur liée au géoréférencement des photographies

Le géoréférencement des photographies aériennes anciennes nécessite la prise de points de contrôle (ou points d'amers). Cette étape génère une marge d'erreur qui dépend de deux facteurs : la précision dans la localisation des points et le nombre de points saisis (plus les points d'amer sont nombreux et meilleure est la correction de la photographie) ; la répartition des points d'amer dans l'image à corriger, qui doit être la plus homogène possible. Cette étape est facilitée lorsque la photographie est de bonne qualité. En revanche, elle est limitée par les changements dans le paysage (bâti, réseau routier, etc.) d'une date à l'autre. Ainsi, des points d'amer observables sur l'orthophotographie de 2010, ne le sont pas forcément sur l'orthophotographie de 1952. En outre, la bonne répartition des points d'amer sur la photographie n'est pas toujours aisée dans la mesure où certains secteurs sont dépourvus de points d'amer (estrans, prairies, mer, etc.). La marge d'erreur liée à la saisie des points d'amer est généralement fournie par le logiciel de géoréférencement. La BD ORTHO[®] Historique a été conçue par l'IGN ; cette marge d'erreur n'est pas disponible dans les documents de métadonnées.

1.3. L'erreur liée à la digitalisation du trait de côte.

La précision de la ligne de référence extraite des photographies dépend de l'expérience du photo-interprète, de l'interprétation de la ligne de référence elle-même conditionnée par la résolution, l'échelle et la qualité de la photographie (Faye *et al.*, 2011, 2008). Cette imprécision est difficilement estimable. De plus, l'indicateur n'est pas toujours identifiable, notamment lorsque la végétation surplombe le trait de côte. Ce cas de figure se présente régulièrement sur les cordons littoraux situés au fond des anses et dans les estuaires (Figure 57-D).

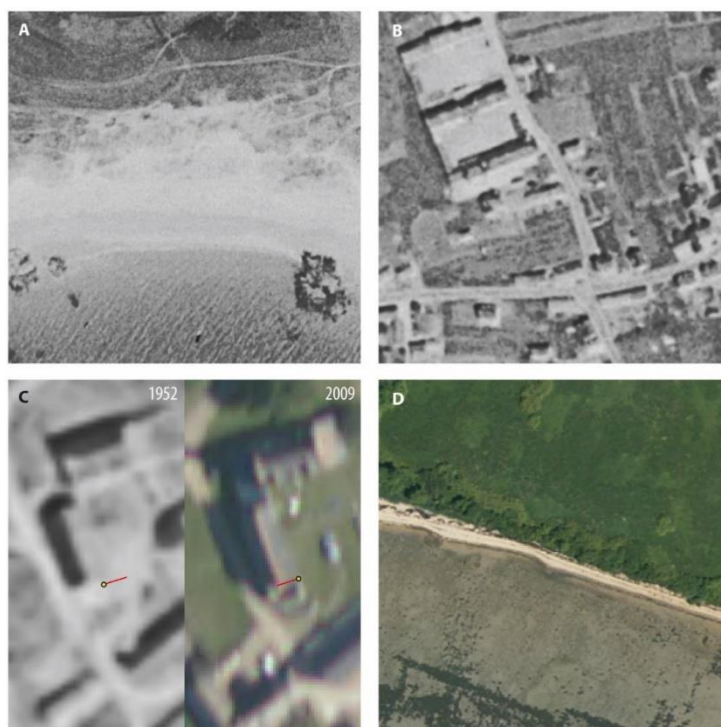


Figure 57 – Limites rencontrées lors de l'utilisation des méthodes de photo-interprétation. A : erreurs liées à la qualité des photographies/orthophotographies et interprétation de la ligne de référence ; B : distorsions radiales (des bâtiments par

exemple) liées à la focale ; C : erreurs liées au géoréférencement des photographies anciennes ; D : indicateur du trait de côte masqué par la végétation.

1.4. Evaluation des marges d'erreurs sur les orthophotographies

Les marges d'erreur varient d'un secteur à l'autre. La méthodologie développée pour les mesurer est relativement simple. Elle consiste, dans un premier temps à saisir une série de points de contrôle à même l'écran de manière régulière sur l'image de référence (BD ORTHO® de 2010). Chaque point de mesure s'appuie sur un objet fixe au sol (route, bâtiment, diaclase, etc.) que l'on retrouve sur la BD ORTHO® Historique. Ensuite, la différence de position de chacun des points d'amer entre les deux orthophotographies est mesurée.

Le mode de représentation graphique que nous avons choisi d'utiliser est l'isoligne de marge d'erreur. Le logiciel *Surfer* nous a permis de tracer ces courbes de niveau, la donnée « z » n'étant pas ici l'altitude des points, mais le décalage métrique en x et y d'une date à l'autre (Figure 58).

La moyenne des marges d'erreurs obtenue après cette vérification par points de contrôle est de 2,5 m, avec un écart type à la moyenne de 1,8 m. La médiane est de 2,1 m ce qui montre que l'échantillon de points de contrôle est plutôt bien réparti. De manière générale les marges d'erreurs oscillent entre 0,1 m et 17,2 m. Cette valeur maximum est située sur l'île de Banneg, au nord-ouest de l'archipel de Molène, dans une zone où les décalages entre les deux supports photographiques sont particulièrement importants puisque deux autres points de contrôle, situés dans le même secteur affichent une erreur de 15,5 m et 15,9 m. A l'exception de ces secteurs, le reste des points de contrôle ne dépasse que très rarement les 10 m.

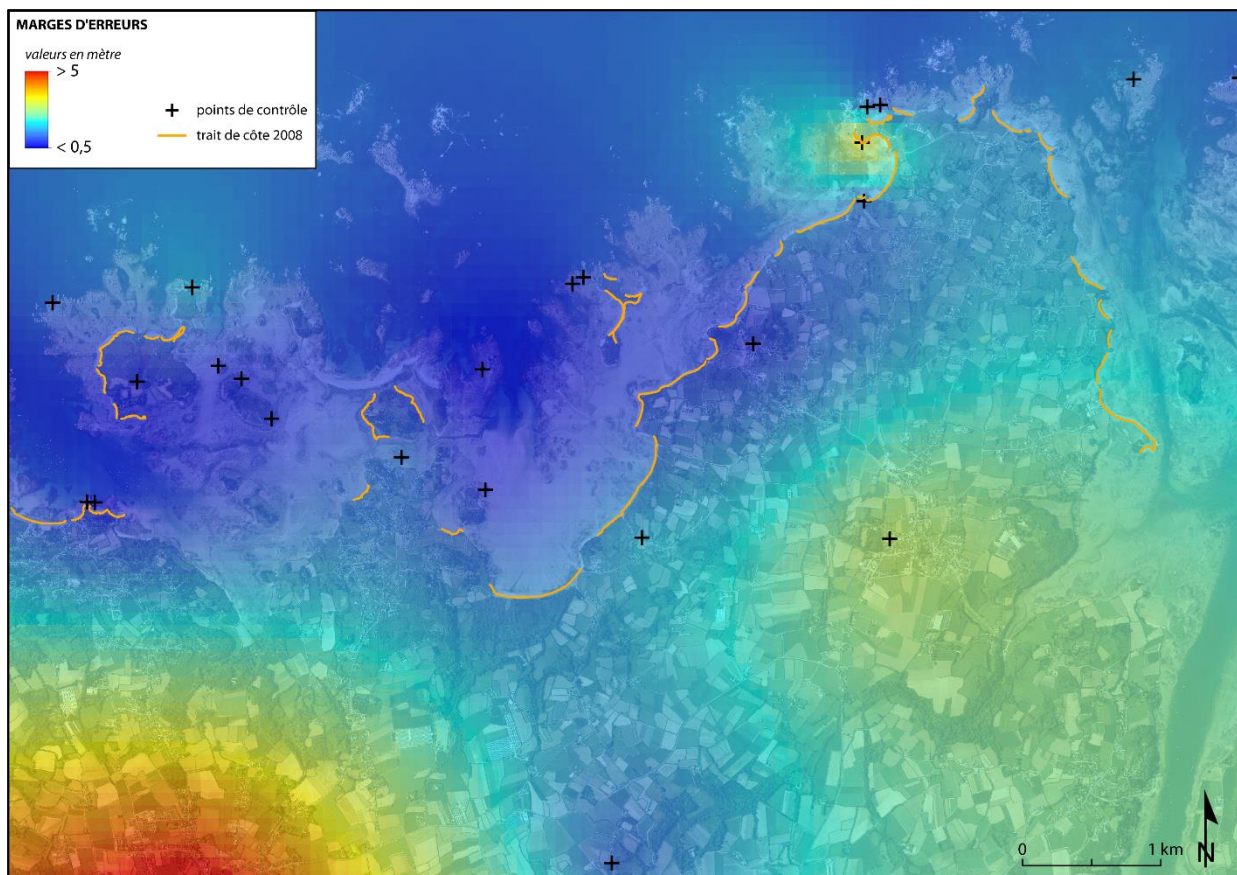


Figure 58 - Mesure de marge d'erreur inhérentes à la comparaison des deux orthophotographies (littoral de Plougrescant - 22) ; les points noirs représentent les points de contrôle pris afin de calculer les décalages entre les deux photographies.

De manière générale, on observe que les marges d'erreur augmentent dans les secteurs littoraux constitués de falaises, c'est le cas aux abords de l'Île d'Ouessant par exemple. Les marges d'erreur augmentent également lorsque peu de point d'amer ont été saisis : les secteurs dépourvus de côte d'accumulation ou l'intérieur des terres par exemple. A l'inverse, elles baissent dans les secteurs constitués de côtes basses (nord Finistère par exemple). Le relief alentour aux cordons littoraux joue donc un rôle prépondérant dans la déformation de la photographie. Cet effet du relief montre une des limites de l'utilisation de l'analyse diachronique par photo-interprétation.

Lorsque les variations du trait de côte d'un cordon dans le temps étaient inférieures à la marge d'erreur observée dans ce secteur, la cinématique a alors été considérée de « non significative ». Elle apparaît en gris sur les cartes et graphiques présentés dans les résultats. En raison de la qualité de la BD ORTHO® Historique et des décalages ponctuels observés avec BD ORTHO® 2010, les secteurs où les marges d'erreur sont nulles, sont rares. De ce fait, aucune portion du littoral étudié n'a pu être qualifié de stable.

2. Indicateurs du trait de côte sélectionnés pour notre étude

Un des objectifs de cette étude était de définir un indicateur du trait de côte qui tienne compte des différents types d'environnements littoraux présents en Bretagne (Figure 59). Ainsi, la limite de *végétation dunaire* a été retenue pour les cordons littoraux dunaires. Dans ce cas, elle peut aussi correspondre au sommet de l'escarpement de falaise lorsque la dune est érodée, à la limite des dunes embryonnaires de haut de plage (*végétation pionnière*) lorsque le système plage/dune est en accrétion. La difficulté réside alors dans la prise en compte de cette végétation pionnière, puisque cette dernière n'est pas toujours identifiable sur les photographies anciennes. Lorsque c'est le cas, il est nécessaire de tenir compte. La *végétation supralittorale* a été choisie pour les cordons de galets «végétalisés» ainsi que pour les crêtes sommitales de falaises meubles. Pour les plages adossées, le pied ou le haut de l'ado ont été retenus. Pour les formes fuyantes mobiles telles que les flèches de galets à pointe libre, c'est le *pied du revers* qui a été choisi (Stéphan, 2011b, 2009). Pour finir, lorsque le trait de côte était fortement anthropisé, le *contact entre la plage et l'ouvrage* a été retenu (Moore, 2000; Moore *et al.*, 1999).

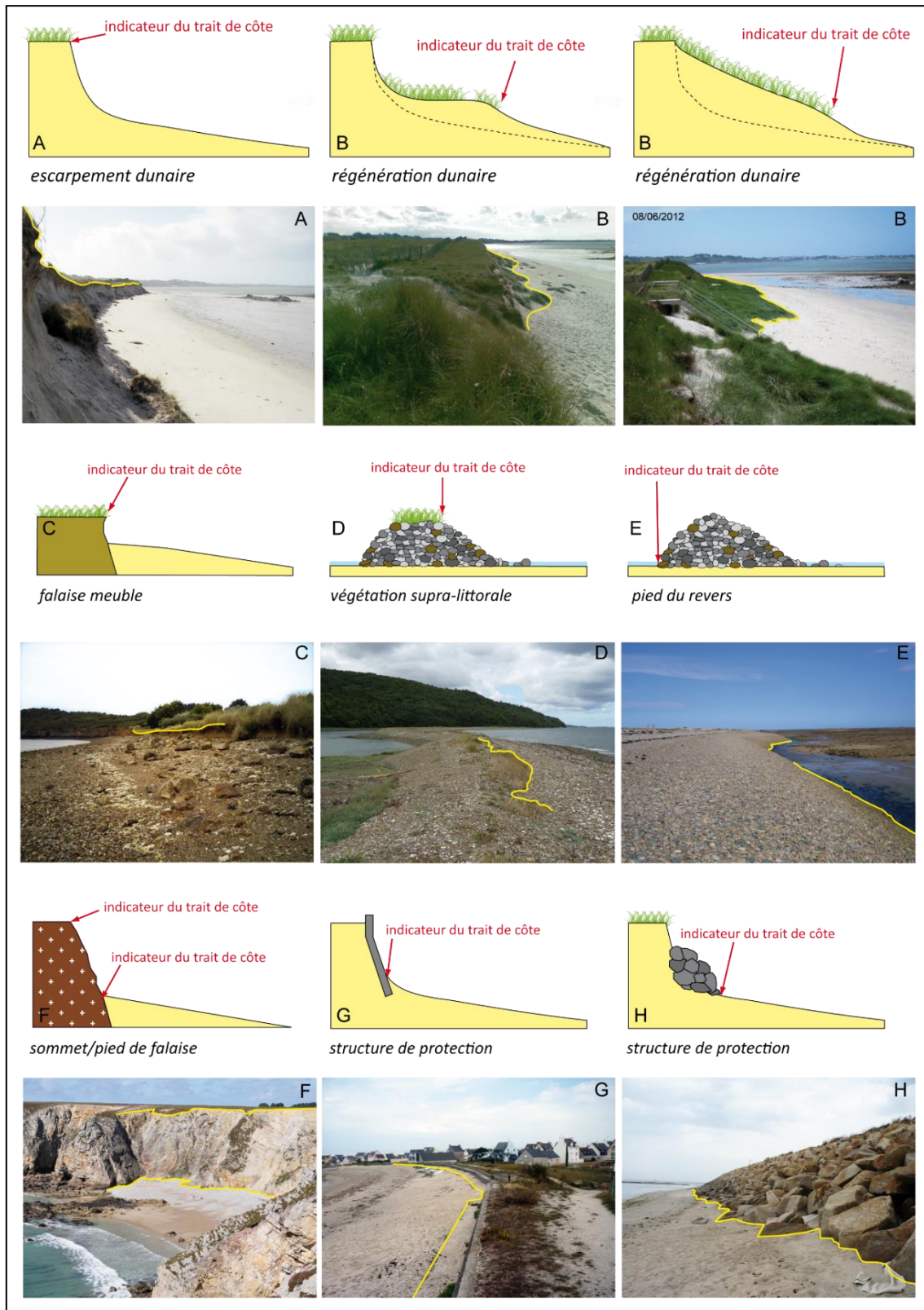


Figure 59 – Indicateurs morphologiques retenus pour notre étude. A & B. Limite de la végétation dunaire comme indicateur des dunes ; C & D. Limite de végétation supralittorale comme indicateur des falaises généralement basses et surplombée de végétation, ainsi que les cordons de galets végétalisés ; E. Pied du revers comme indicateur des flèches de galets de type « Sillon de Talbert » ; F. Sommet ou pied de falaise comme indicateur des falaises hautes ; G & H. Pied de la structure de protection comme indicateur des littoraux fixés par des aménagements anthropiques.

3. Résultats de l'analyse de la cinématique du trait de côtes à long terme

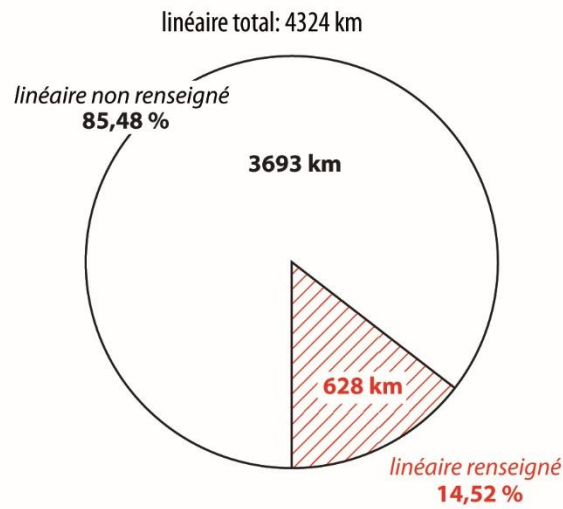
3.1. Cinématique globale du trait de côte sur soixante ans

14,5 % du linéaire côtier breton (soit 628 km sur 4324 km) ont été étudiés dans le cadre de cette analyse sur le long terme (Figure 60-A).

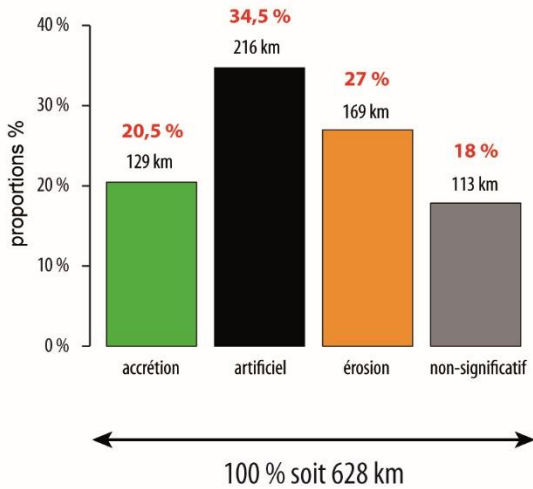
A la lecture des résultats, on observe qu'environ 27 %, soit 169 km sur l'ensemble du trait de côte étudié ont reculé, tandis que 20,5 % du littoral, soit 129 km, progradent (Figure 60-B et Figure 61). A cela s'ajoute une part importante de littoral totalement artificialisé (34,5 %, soit 216 km de linéaire) ; artificialisation en grande partie constituée d'aménagements de protection contre les risques d'érosion et de submersion (Le Berre *et al.*, 2009; Paskoff, 2010, 1993). Ainsi, si l'on cumule la part de littoral ayant reculé à celle artificialisée, on observe qu'environ 60 % des côtes d'accumulation de Bretagne font face à des problèmes d'érosion. Cette supposition est cependant à pondérer, dans la mesure où certains ouvrages, comme les digues de polder (plusieurs dizaines de kilomètres en baie du Mont-Saint-Michel par exemple) ne concernent pas l'érosion à proprement parler.

On remarque également que plus de 55 % du linéaire côtier étudié varie en moyenne de ± 1 m/an sur la période d'étude ; le recul demeurant majoritaire. Certains secteurs littoraux sont cependant soumis à des variations annuelles largement supérieures à la moyenne (Figure 60-C). Nous détaillerons la cinématique de ces cordons plus tard.

A - linéaire pris en compte dans l'étude de la cinématique sur le long terme



B - tendances sur soixante ans



C - évolution moyenne (en m/an) sur soixante ans

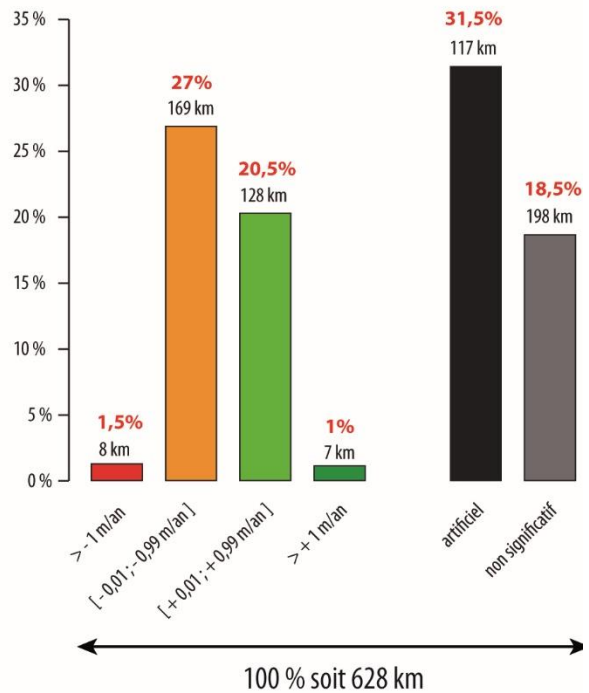


Figure 60 – A : Linéaire pris en compte dans l'étude de la cinématique sur le long terme ; B : Tendances évolutives (« non significatif » regroupe les portions de trait de côte dont les variations sur la période étudiée sont inférieures à la marge d'erreur dans ce secteur) ; C : Evolution moyenne (en m/an) sur la période.

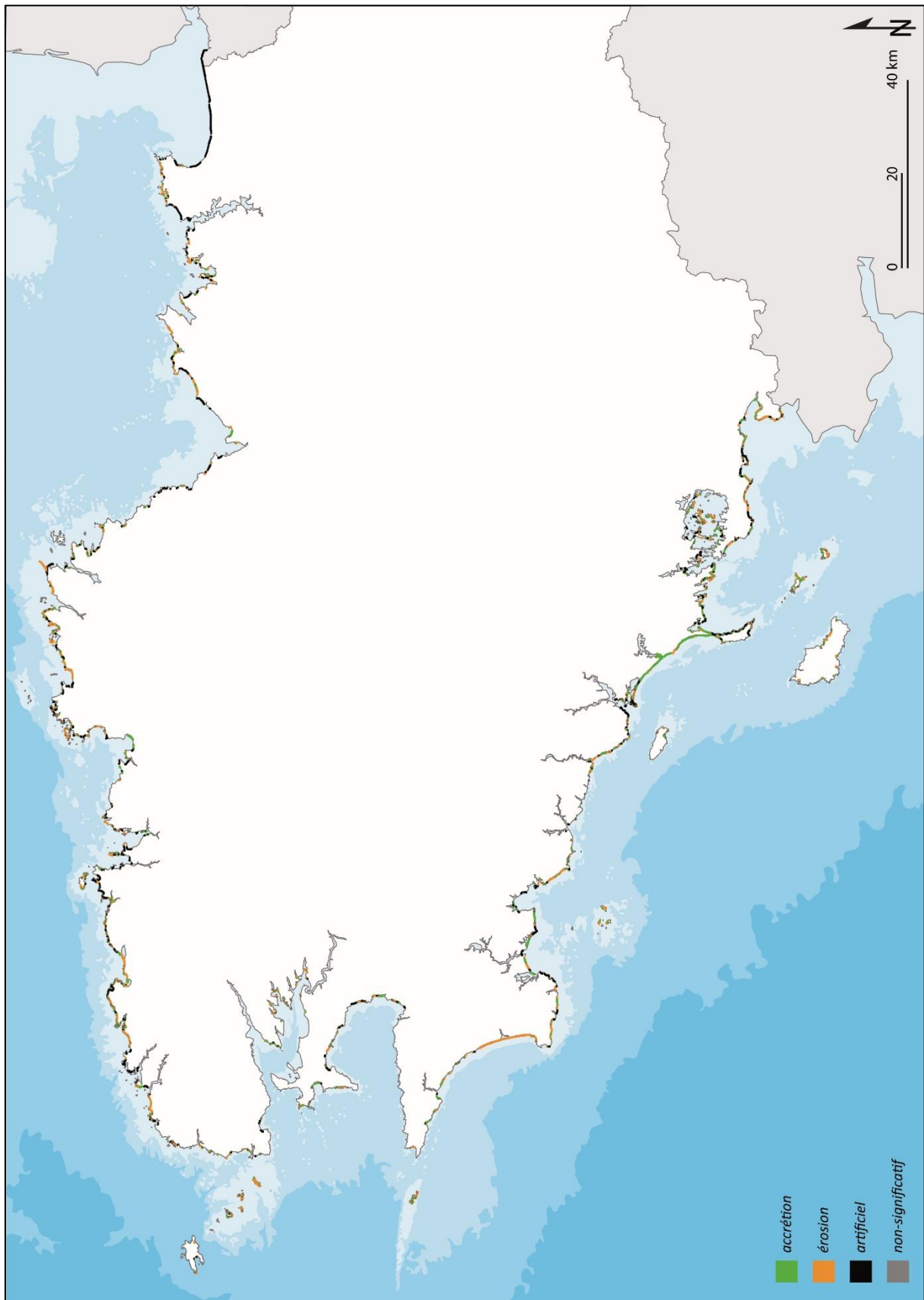


Figure 61 – Cartographie de la cinématique générale des côtes d'accumulation en Bretagne

3.2. Cinématique du trait de côte suivant la zone géographique

3.2.1. Cinématique du trait de côte par départements

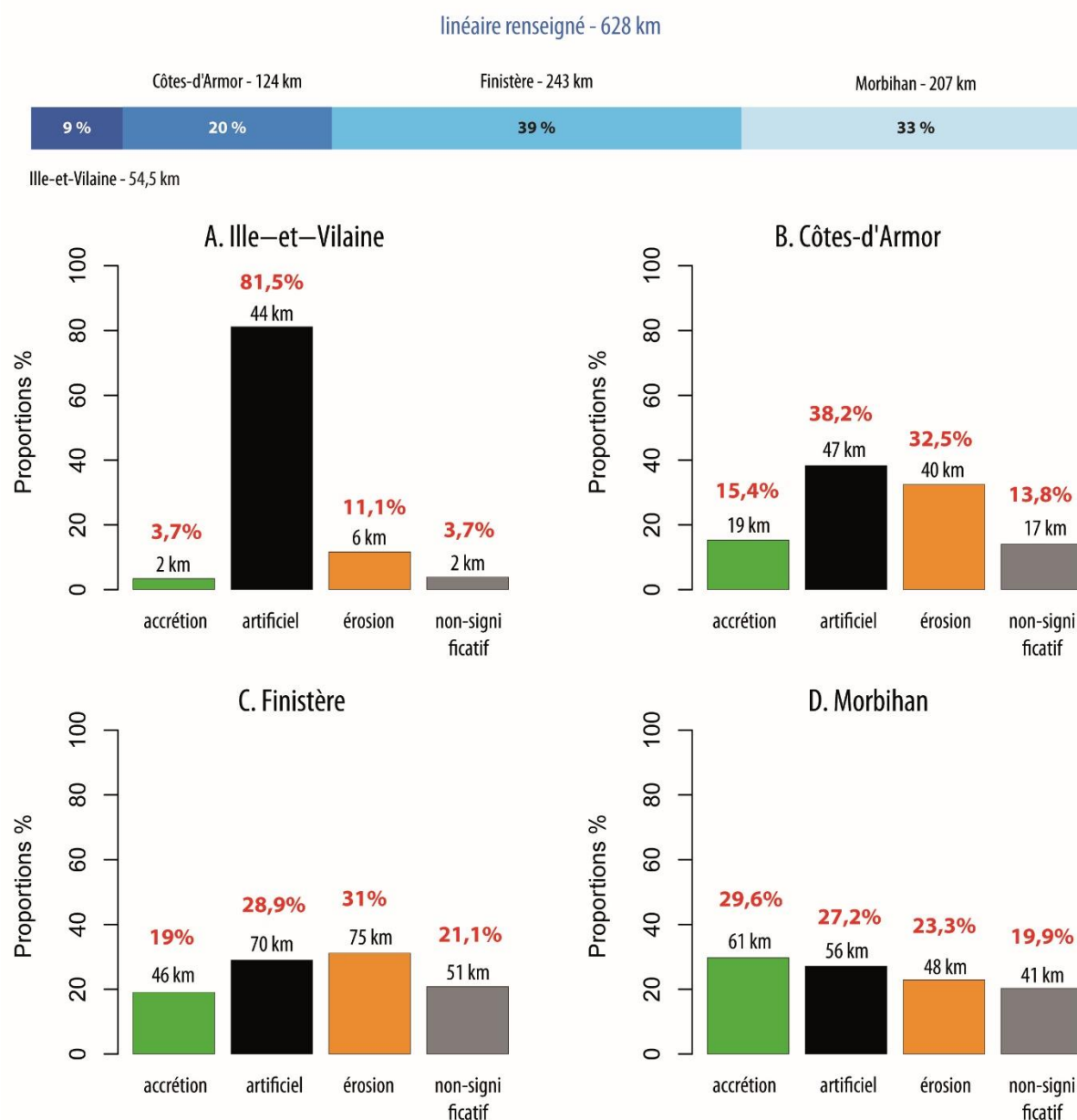


Figure 62 - Dynamique des côtes d'accumulation de Bretagne, par département.

Le Finistère est le département le plus concerné par le recul du trait de côte avec 31 % de linéaire côtier soit 75 km de côte (Figure 62). Ce recul est moins important sur les trois autres départements : 23% pour le Morbihan soit, 48 km de côtes ; 32,5 % pour les Côtes-d'Armor soit 40 km de linéaire, et 11,1 % dans le département de l'Ille-et-Vilaine, soit 6 km de linéaires. Les secteurs en accrétion restent faibles pour l'ensemble des départements à l'exception du Morbihan où l'on observe presque 30% de plages ayant avancé (soit 63 km de linéaire côtier). Ce département est d'ailleurs le seul dont l'avancée du trait de côte est supérieure au recul. L'artificialisation est importante sur l'ensemble des départements, mais c'est en Ille-et-Vilaine où l'on observe la part d'artificialisation la plus importante (80 % environ sur l'ensemble du linéaire côtier étudié sur ce département).

3.2.2. Cinématique du trait de côte par façades littorales

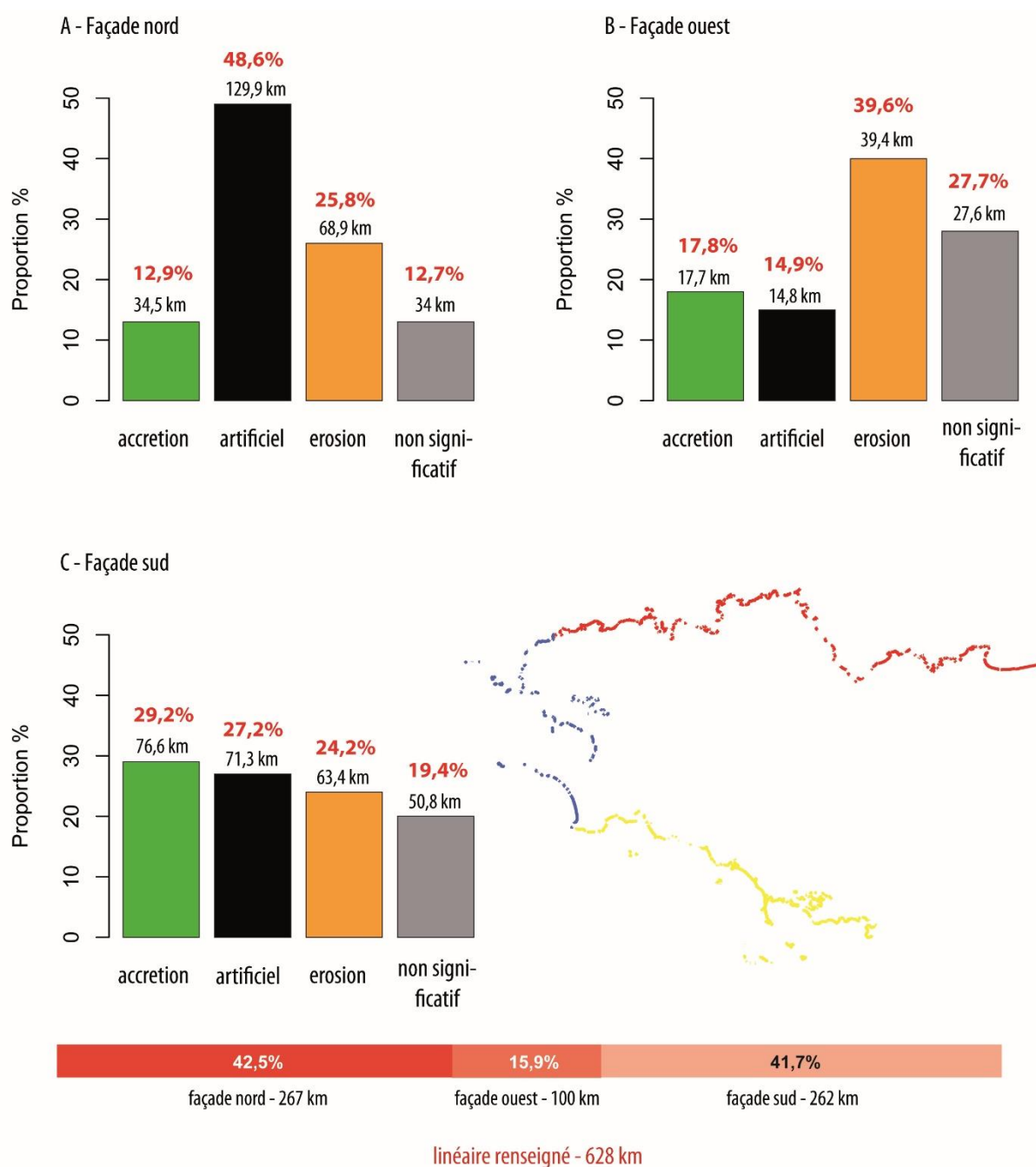


Figure 63 - Cinématique du trait de côte suivant les trois façades maritimes de la Bretagne.

De manière générale, la dynamique du trait de côte observée par façades littorales, concorde avec les résultats obtenus par département (Figure 63). Pour l'ensemble des façades de la Bretagne, la tendance au recul domine. Proportionnellement au linéaire compris dans chacune des façades, c'est à l'ouest (40 % soit 39,4 km de linéaire côtier) et au nord (26 % soit 69 km de linéaire côtier) que cette dynamique est la plus importante. La façade sud quant à elle, est la seule façade où l'avancée du trait de côte est supérieure au recul (29 % ayant avancé soit 76,6 km de linéaire, contre 24 % ayant reculé soit 63,4 km de linéaire). En outre, l'artificialisation du trait de côte est très présente sur la façade nord (48,6 % soit 129,9 km de côtes) et dans une moindre mesure dans le département du Morbihan (27,2 % soit 71,3 km de côtes).

3.3. Cinématique du trait de côte en fonction des critères morphologiques

Le recul du littoral varie suivant le type de côte. On observe une grande variabilité dans la dynamique du trait de côte en raison de l'importance du découpage du linéaire côtier, de l'exposition de certains secteurs aux houles dominantes, des différents types de matériaux et de la morphologie des côtes.

3.3.1. Exposition aux houles

Il s'agit ici d'étudier la dynamique du trait de côte sur la base du critère d'exposition aux houles dominantes (Figure 64). Le recul du trait de côte touche majoritairement les littoraux exposés : 34 % soit, 109,5 km de linéaire environ, contre 19,4 % pour les côtes abritées (soit 59 km de côtes). On remarque également que ce sont les littoraux situés en position d'abri qui sont les plus concernés par l'artificialisation, avec 45,2 % fixés (soit 138 km de linéaire côtier) contre 25 % (soit 80,4 km de linéaire) pour les côtes exposées.

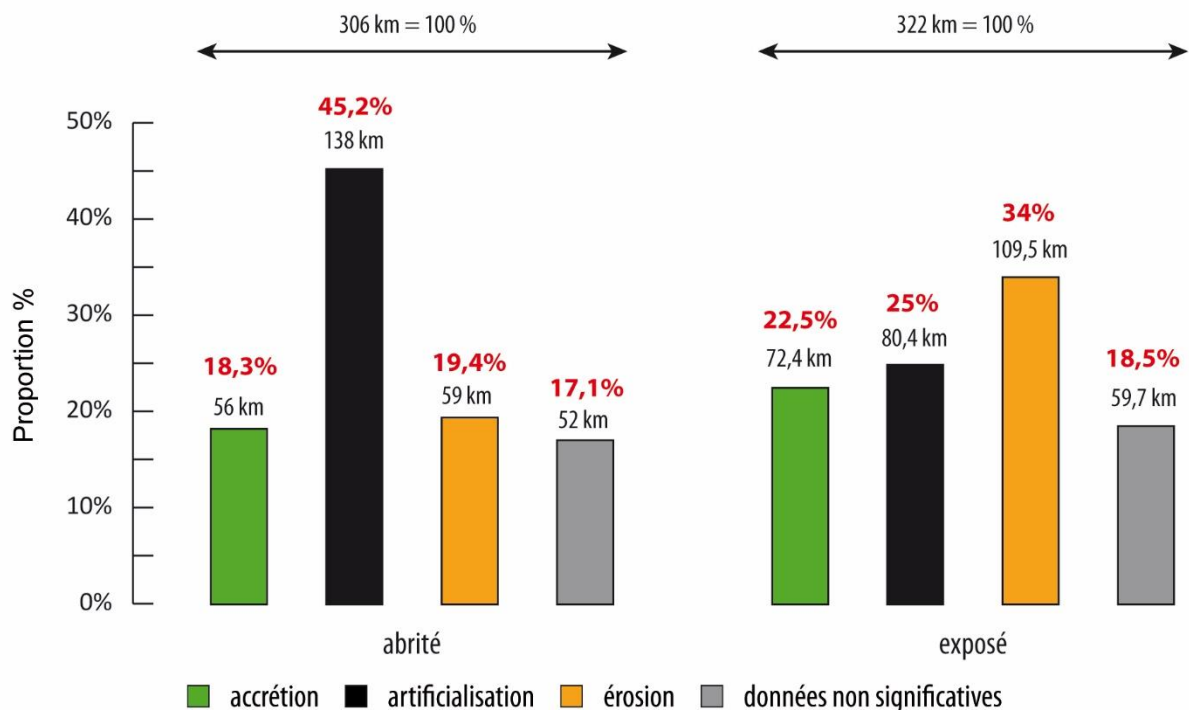


Figure 64 - Cinématique du trait de côte et exposition aux houles dominantes.

3.3.2. Nature du matériel sédimentaire

Si l'on étudie la dynamique du trait de côte sur la base du matériel sédimentaire constituant les cordons, on observe que 26,6 % des littoraux sableux reculent, soit 120,6 km de linéaire (Figure 65). Par ailleurs on constate que le pourcentage de littoraux sableux ayant avancé sur la période d'étude n'est pas négligeable (23,5 % de l'ensemble des cordons sableux soit 106,3 km de côtes). Nous reviendrons sur les phases de progradation des cordons sableux dunaire dans la troisième partie de ce mémoire.

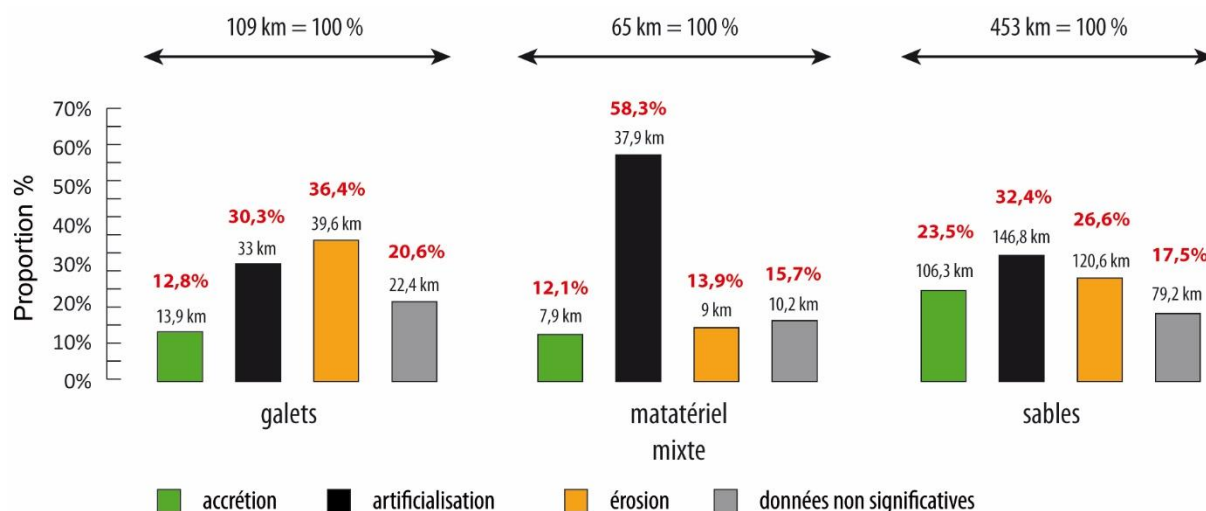


Figure 65 - Cinématique du trait de côte et matériel sédimentaire.

3.3.3. Morphologie des côtes

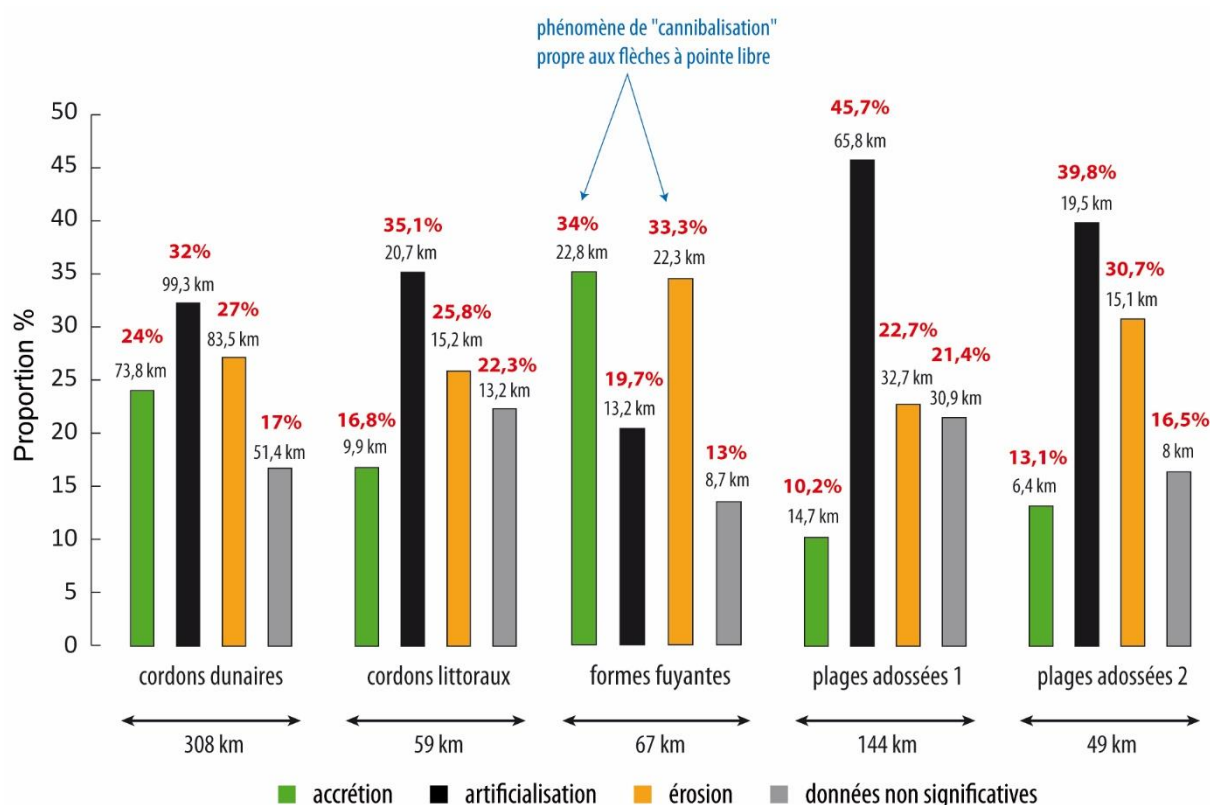


Figure 66 - Cinématique du trait de côte et morphologie des côtes d'accumulation (les plages adossées 1 correspondent aux cordons littoraux adossés aux falaises meubles, tandis que les plages adossées 2 correspondent aux cordons littoraux adossés aux falaises constituées de matériaux cohérents).

Nous l'avons déjà vu lors de la classification des différents types de côtes d'accumulation présentes en Bretagne, les cordons dunaires sont fortement représentés (49,07 % sur l'ensemble du linéaire étudié soit 308 km de côtes) (Figure 53). Ce type de côte recule de manière importante (27 % de l'ensemble des cordons dunaires, soit 83,5 km de côtes) (Figure 66). Par ailleurs, l'artificialisation du trait de côte concerne principalement ces mêmes cordons dunaires (32 % de l'ensemble des cordons dunaires soit 99,3 km de côtes), mais également les plages

adossées à des falaises meubles (45,7 % de l'ensemble des plages adossées à des falaises meubles, soit 65,8 km de côtes).

On remarque en ce qui concerne les formes fuyantes, que la dynamique de recul (33,3 % soit 22,3 km de côtes) équivaut à l'avancée (34 % soit 22,8 km de côtes). Ces résultats témoignent de la présence de phénomène de *cannibalisation*, processus érosif largement rependu sur ce type de forme. Ce phénomène sera détaillé par la suite.

4. Discussion des résultats obtenus

4.1. Comparaison des résultats avec d'autres études

La méthodologie utilisée lors de notre analyse (échelle temporelle et spatiale, type de côtes pris en compte, pourcentage de linéaire côtier étudié, types de données utilisés, etc.) diffère des autres études de la dynamique du trait de côte. La comparaison de nos résultats avec ceux obtenus dans le cadre d'autres programmes est de ce fait difficile.

Les valeurs de recul observées dans le cadre de notre étude (27 % du linéaire total, soit 169 km de côte) sont supérieures à celles proposées par l'Ifen à l'échelle de la France, tous types de côtes confondus (24 % du littoral métropolitain soit 1723 km ; base de données *Eurosion* ; 1986-2002) ; ainsi qu'à l'échelle de la Bretagne, tous types de côte confondus une nouvelle fois (23,1 % du linéaire étudié soit 512 km de côtes ; base de données *Eurosion* ; 1986-2002) (Colas, 2007). Les taux d'érosion observés dans le cadre du programme Erocovul, tous types de côtes confondus, sont également plus faibles que les nôtres : 21,9 % du linéaire étudié, soit 281 km de côtes (Hénaff *et al.*, 2006b). La comparaison de nos résultats avec ceux obtenus dans le cadre de « *L'indicateur national d'érosion du trait de côte* » (Roche *et al.*, 2016) est difficile dans la mesure où l'ensemble du littoral de la France a été numérisée par l'équipe du CEREMA. En Bretagne, la part importante de falaises, notamment constituées de roches cohérentes, fausse inévitablement les valeurs observées à l'échelle de la région. En revanche, la part des côtes d'accumulation ayant reculé, dans le cadre de notre étude, est largement inférieure au taux d'érosion des côtes sableuses observé par l'Ifen (48 % du littoral métropolitain, soit 1153 km - base de données *Eurosion* ; 1986-2002) (Colas, 2007). Par ailleurs, à l'échelle de la Bretagne, les valeurs de recul observées dans notre étude (20,5 % linéaire étudié, soit 129 km de côtes) sont nettement supérieures aux résultats de l'Ifen (3,3 % soit 73 km de linéaire côtier), ainsi qu'aux résultats obtenus dans le cadre du projet Erocovul (6,2 % soit 80 km de linéaire étudié).

4.2. Discussion des tendances observées à l'échelle de la Bretagne

4.2.1. Tendance au recul du trait de côte majoritaire sur l'ensemble de la Bretagne :

Le littoral du Finistère est le plus concerné par le recul du trait de côte (Figure 62). Sa position géographique, à l'extrême ouest de la Bretagne, en fait un territoire fortement exposé aux houles atlantiques et donc aux tempêtes, quel que soit leurs trajectoires. Par ailleurs, c'est sur ce littoral que l'on retrouve le plus de formations dunaires, notamment les grands cordons de la baie de Goulven, de Guissény, ou encore de Lampaul-Ploudalmézeau dans le nord du département ; mais également les cordons dunaires situés sur le littoral méridional du Pays-

Bigouden. De plus, la dynamique érosive sur ce littoral est également accentuée par la présence du cordon de galets de l'Ero Vili situé dans la partie sud de la baie d'Audierne. Les valeurs de recul observées sur ce cordon sont considérables (plus de 100 m dans certains secteurs entre 1952 et 2009). L'ensemble de ces facteurs participe aux forts taux de recul sur ce département.

Le sillon de Talbert et le cordon de l'Ero Vili sont les deux sites où l'on observe les valeurs de recul les plus importantes sur le long terme (respectivement -100 m et -160 m maximum sur la période). Même si les flèches de sable à pointe libre, sur des portions littorales restreintes, montrent également de fortes variations, les taux de recul obtenus sur ces deux cordons de galets sont les plus importants sur l'ensemble des côtes d'accumulation étudiées à l'échelle de la Bretagne. La dynamique des cordons de galets lors des périodes peu morphogènes, se traduit la plupart du temps par l'exhaussement de la crête du cordon et de manière générale par un redressement du profil de plage. En conséquence, le volume de galets accumulé en haut de plage augmente progressivement. De la sorte, les phases de calme permettent la stabilisation des cordons de galets mais façonnent par ailleurs un profil de plage qui subira d'avantage les processus de *rollover* lors d'un épisode morphogène futur.

4.2.2. Artificialisation du trait de côte importante sur l'ensemble des départements

Même si les secteurs portuaires de grandes tailles n'ont pas été numérisés, la part de littoral fixé (artificialisé) est importante dans les résultats obtenus. Cette artificialisation est importante sur l'ensemble du trait de côte breton ; la part d'artificialisation par rapport à l'ensemble du trait de côte étudié à l'échelle du département de l'Ille-et-Vilaine étant particulièrement forte. L'artificialisation du littoral est principalement due aux structures de protection contre l'érosion qui fixent le trait de côte durablement (murs, enrochements, etc.) (Le Berre *et al.*, 2009). Si on cumule la part des côtes d'accumulation ayant reculé avec la part de littoral fixé, la proportion « supposée » du trait de côte susceptible de faire face à l'érosion est bien plus importante (environ 61,5 %, soit 385 km sur l'ensemble du linéaire côtier étudié). Cette affirmation est à pondérer et nécessiterait une vérification de terrain dans la mesure où les digues de polder (plusieurs dizaines de kilomètres dans la baie du Mont-Saint-Michel) ne sont ici pas distinguées des ouvrages contre l'érosion. En dehors des grands cordons exposés aux houles incidentes (plage de Moustierlin, cordon de l'île-Tudy, la Lieue de Grève en baie de Douarnenez), l'artificialisation concerne également un grand nombre de petits cordons littoraux situés en position d'abri, en fond de baie. Par ailleurs, cette artificialisation peut être liée à l'implantation des stations balnéaires en Bretagne, les secteurs fortement artificialisés correspondant aux régions de Cancale, Saint-Malo, Dinard, Pléneuf Val-André, Perros-Guirec (entre autres), sur la façade nord de la Bretagne, ainsi qu'aux régions de Bénodet, Concarneau, la presqu'île de Quiberon, le Pouldu, Carnac (entre autres), sur la façade sud de la Bretagne (Clairay et Vincent, 2008).

4.2.3. Avancée du littoral du sud de la Bretagne

La part des côtes d'accumulations en progradation n'est pas négligeable (20,5 % du linéaire total étudié soit 129 km de côte). Les secteurs qui avancent sont souvent situés en aval dérive de zones en érosion. Encore une fois, les flèches à pointes libres caractérisées par des processus de *cannibalisation*, abritent des secteurs où la progradation du trait de côte est

importante. C'est le cas par exemple de la flèche de Penn ar C'hleuz où l'avancée du trait de côte est supérieure à 250 m à l'extrémité ouest du cordon, entre 1952 et 2009. Le Morbihan est le département où le pourcentage de côte d'accumulation en progradation sur la période d'étude est le plus important (30 % environ soit 61 km de côte à l'échelle du département), suivi du Finistère (20 % environ soit 46 km de côte à l'échelle du département). Le Morbihan est le seul département étudié où la proportion du trait de côte ayant avancé est supérieure à celle ayant reculé. Cette dynamique est essentiellement due aux politiques de renforcement des cordons dunaires (rechargements en sable, reprofilage des cordons dunaires, engazonnement des sommets de dune, etc.), opérées depuis les années 1980 dans les secteurs de Gâvres-Lorient (Birien, 2016), mais également au niveau des cordons dunaires du sud du Pays-Bigouden (Forest *et al.*, 2014; Garnier, 1993).

4.3. Secteurs littoraux marqués par un recul important

On l'a vu, la cinématique moyenne des côtes d'accumulation sur le long terme est majoritairement comprise entre ± 1 m/an (Figure 60). Pour certains secteurs, les variations annuelles sur le long terme sont plus importantes (environ 1,5 % du linéaire côtier étudié). C'est le cas des flèches dunaires à pointes libres (flèche de Sables-D'or-les-Pins, flèches de la baie de Goulven par exemple), de sillon de galets (sillon du Faou et sillon de Talbert), du cordon de l'Ero Vili en baie d'Audierne, ainsi que de secteurs isolés. L'origine de telles variations peut être naturelle ou anthropique (Figure 67). Nous avons zoomé sur certains de ces secteurs, afin de mieux comprendre l'origine de ces fortes variations sur le long terme.



Figure 67 - Sites remarquables où l'on observe une mobilité moyenne supérieur à +/- 1 m/an.

4.3.1. Fortes variations du trait de côte des flèches dunaires à pointe libre

En Bretagne les flèches dunaires à pointe libre sont généralement situées à l'entrée des estuaires ou des anses. Elles ont déjà fait l'objet de plusieurs travaux par le passé (Feil, 1979 ; Hallégouët et Moign, 1976, 1976 ; Hénaff *et al.*, 2013 ; Menez, 1977; Yoni, 1997 ; Yoni et Hallégouët, 1998).

Comme la grande majorité des cordons sableux de Bretagne, les flèches dunaires connaissent un recul généralisé. Ce recul est principalement dû aux forçages naturels. A l'instar de l'ensemble des cordons dunaires, la houle incidente affecte directement le front de dune lors des tempêtes. La dynamique des flèches est également fortement liée à la présence d'une dérive littorale circulant depuis la racine de la flèche vers son extrémité. Ce processus est essentiel à la formation et à l'évolution des flèches à pointe libre. Pour finir, les courants de flot et de jusant induits par la marée, creusant des méandres et entamant la partie distale des flèches, sont parfois responsables des fortes variations dans cette portion des flèches dunaires.

Les forçages naturels ne sont pas les seuls responsables du recul du trait de côte des flèches dunaires sur le long terme. Si ces processus n'affectent pas exclusivement ce type de forme, ils ont été maintes fois cités dans la littérature comme facteurs d'aggravation de situations déjà critiques, et particulièrement sur les flèches dunaires à pointes libres (Yoni, 1997, 1995). Dans un premier temps, le développement après la seconde guerre mondiale d'activités d'extractions de sables pour l'amendement calcaire, en mer, sur les estrans et à même les cordons dunaires, a déstabilisé l'équilibre du budget sédimentaire des flèches. A partir des années 1960 et 1970, le développement du tourisme de masse a entraîné la surfréquentation des espaces littoraux, notamment dunaires et l'augmentation anarchique des campings non contrôlés et de la circulation des véhicules sur ces espaces fragiles. Cette surfréquentation a abouti à la disparition sur des secteurs plus ou moins vastes de la végétation dunaire. Ce phénomène a favorisé le recul du trait de côte et l'élargissement des brèches et des caoudeyres. Des mesures ont été prises à partir de la fin des années 1970 afin de remédier à ces dégradations.

Les flèches à pointes libres peuvent être soumises à un processus de transfert longitudinal de sédiments (Dolique et Anthony, 1999; Kidson, 1964; Orford *et al.*, 1996; Sánchez-Arcilla et Jiménez, 1994; Yoni, 1995). Dans la littérature française, et principalement pour les flèches de galets, on parle parfois de processus de « *cannibalisation* » (Stéphan, 2011a; Stéphan *et al.*, 2012b). Sous l'action de la dérive littorale, les matériaux transitent depuis la partie proximale de la flèche vers sa partie distale engraisant la portion distale au détriment de la racine, fragilisée (Figure 68). Il est alors possible d'identifier plusieurs secteurs au sein de la flèche : une zone source où le prélèvement des sédiments a lieu ; une zone médiane au bilan sédimentaire plutôt équilibré ; la partie distale de la flèche en accrétion. Orford (1996) distingue deux types de *cannibalisation*. La « *macro-cannibalisation* », qui affecte la flèche sur toute sa longueur et la « *micro-cannibalisation* », qui affecte une ou plusieurs portions d'une même flèche (Figure 68).

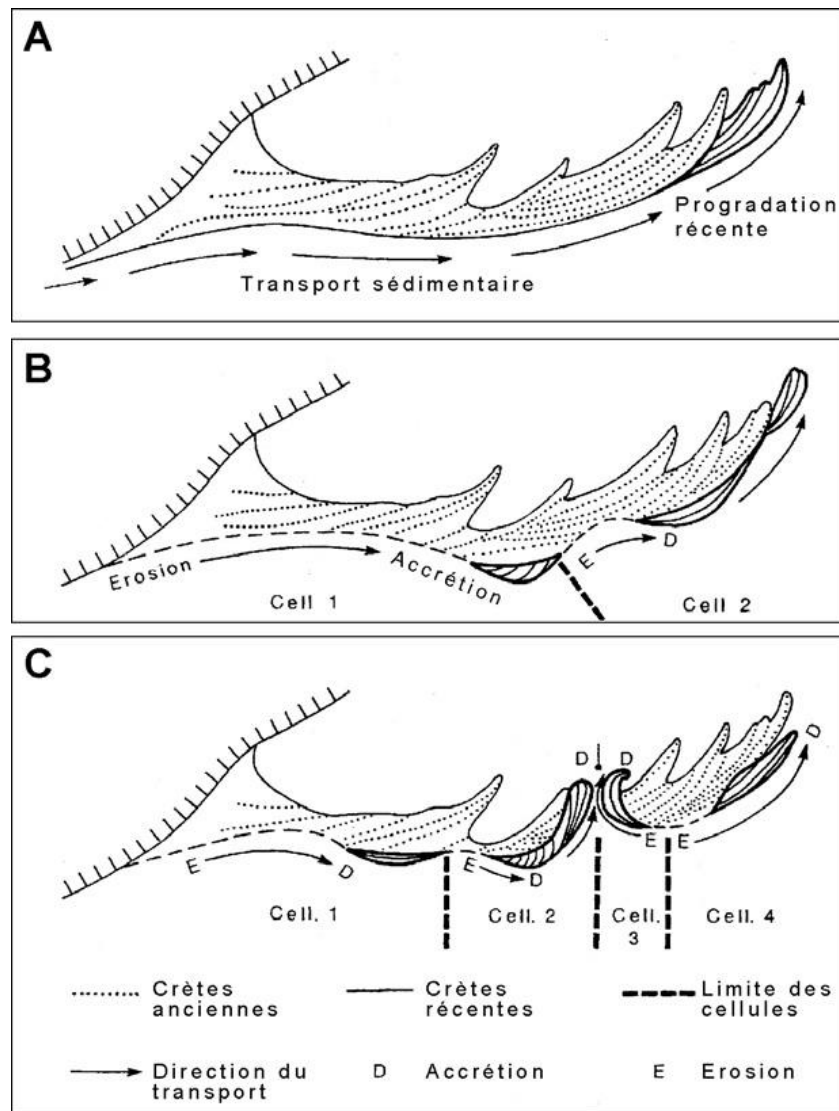


Figure 68 – Séquence d'évolution d'une flèche à pointe libre lorsque l'apport en sédiments en amont de la racine est insuffisant (d'après Orford *et al.*, 1996).

Ce phénomène s'observe sur la plupart des flèches à pointe libre de Bretagne, qu'elles soient composées de sables ou de galets. On l'a déjà vu, les résultats de la cinématique du trait de côte sur le long terme ont montré que l'avancée des formes fuyantes (34 %) était semblable à leur recul (33,3 %). Un transfert de sédiments au sein de la forme est donc envisageable. Certaines flèches ne sont pas concernées par ce processus. C'est le cas de la flèche de Pen ar Lé, situé au fond de la baie de Quiberon, qui tend à migrer vers le sud-est. Elle subit une érosion de son revers au nord, et un engraissement de sa face avant, et particulièrement sa partie proximale au sud. Cette observation va à l'encontre des comportements observés sur les autres flèches de Bretagne.

J.D. Orford et R.W.G Carter (Orford et Carter, 1982) et Orford (Orford *et al.*, 1991) ont étudié les processus à l'origine du recul des flèches de galets mettant en évidence l'impact des franchissements par le jet de rive. Ces auteurs ont observé plusieurs types de réponses morphologiques selon l'importance de ce franchissement. C'est le cas par exemple du recul par *rollover* (Figure 69). Par temps calme, le jet de rive pousse les galets vers le haut de plage. Lors d'une tempête, les galets accumulés sur la crête du cordon transitent depuis la partie exposée

aux houles de la flèche vers le revers, provoquant le recul du sillon. Ces dynamiques ont été observées sur le sillon de Talbert situé au nord-ouest de la baie de Saint-Brieuc par P. Stéphane (Stéphane, 2011a). Depuis un siècle le sillon de Talbert a reculé d'environ 100 mètres. Sur des échelles spatiotemporelles moindres, les tempêtes hivernales peuvent être à l'origine de reculs instantanés de l'ordre de 30 mètres (Blaise *et al.*, 2015; Stéphane *et al.*, 2010).

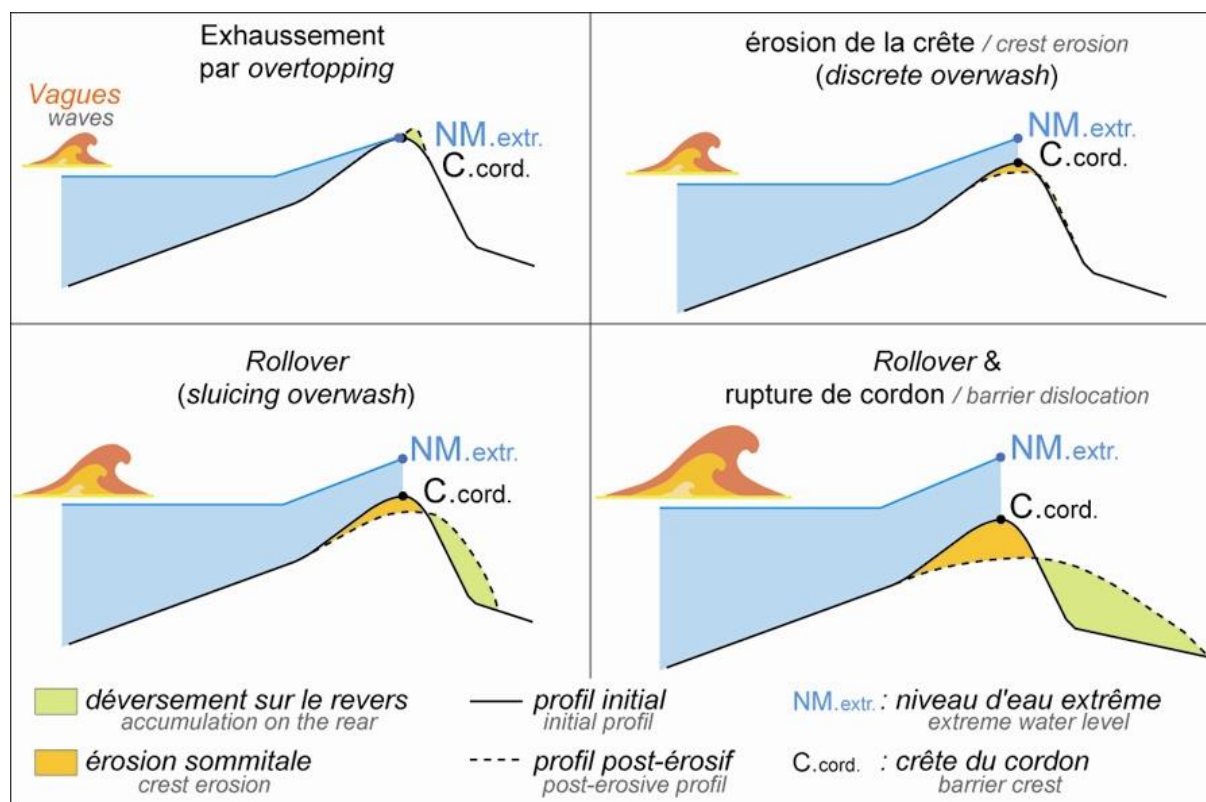


Figure 69 - Réponses morphologiques des cordons de galets selon l'importance du franchissement (source : Stéphane *et al.*, 2012, d'après J. D. Orford et R.W.G. Carter, 1982).

A l'échelle de la Bretagne, plusieurs flèches dunaires se dégagent par une mobilité bien plus importante que la tendance générale observée sur la période d'étude (Figure 67).

a. La flèche de Sables-D'or-les-Pins

De par sa succession de crêtes dunifiées plus ou moins enchevêtrées, la flèche de Sables-D'or-les-Pins rentre dans la catégorie des flèches de type Darss (Guilcher, 1978), ou encore de type Tréfléz (Yoni, 1997). Elle diffère de la majorité des flèches dunaires en Bretagne de par son ancrage important, contraignant la mer à contourner uniquement sa partie distale. De fait, l'érosion, chronique depuis 1952, s'est manifestée essentiellement sur l'extrémité de la flèche. Entre 1978 et 1981 elle fut très forte, notamment en raison des fortes tempêtes de l'hiver 1978. Entre 1952 – 2009, le recul du trait de côte à l'extrémité de la flèche atteint 145 m en certains endroits (Figure 70). C. Yoni (1997) faisait état d'une disparition quasi-total du couvert végétal en certains endroits de la flèche, expliquant sans doute le recul du trait de côte plutôt qu'un réel rétrécissement de la flèche. En dehors de sa partie distale, la flèche n'a pas été réellement concernée par l'érosion sur la période d'étude.

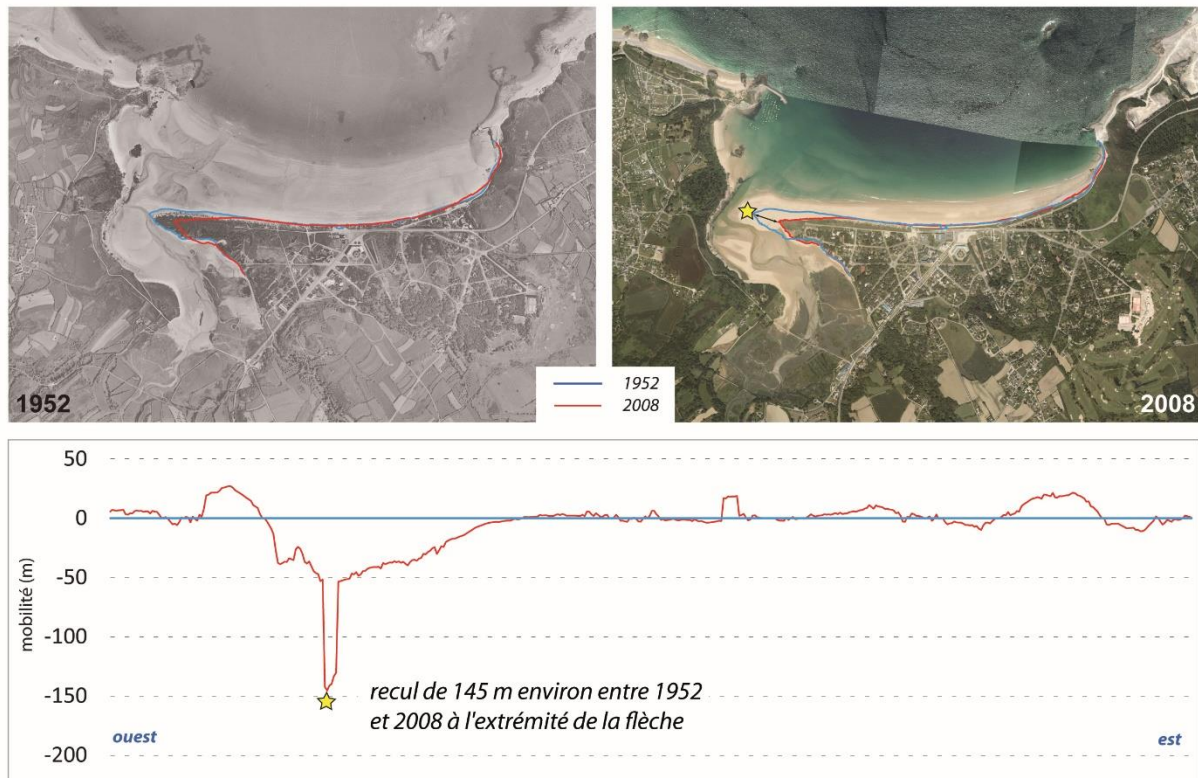


Figure 70 - Cinématique du trait de côte de la flèche de Sables-D'or-les-Pins entre 1952 et 2008.

b. Activité anthropique et érosion de la flèche du Kernic

La baie de Goulven abrite trois flèches dunaires. Celles du Kernic, de Penn ar C'hleuz, ainsi que le sillon de Péleuz.

La nature et le comportement sur le long terme de la flèche du Kernic sont très proches de ceux de la flèche de Sables-D'or-les-Pins décrit précédemment (Yoni, 1997) (Yoni, 1997). Les auteurs ayant étudié plus en détails la dynamique de cette flèche, ont observé un recul continu du trait de côte à partir du milieu du XX^{ème} siècle, ponctué par des phases d'érosion accrues, comme la période 1978 – 1981, dont le point culminant du point de vue morphogène est la forte tempête de 1978 (Yoni, 1997). A partir des années 1970, les prélèvements de sédiments réalisés à même l'estran ainsi qu'en arrière de la flèche dunaire ont lourdement fragilisé le cordon et favorisé l'ouverture de brèches lors des tempêtes.

De 1952 à 2009, le recul observé est compris entre -20 m et -70 m environ sur la partie distale de la flèche (Figure 71). En plus de l'érosion de la flèche, les travaux menés sur ce site ont montré qu'il s'agissait également d'une disparition quasi totale du couvert végétal de la dune due à la surfréquentation du site et du piétinement. Ce phénomène est difficile à prendre en compte dans les analyses diachroniques par photo-interprétation.

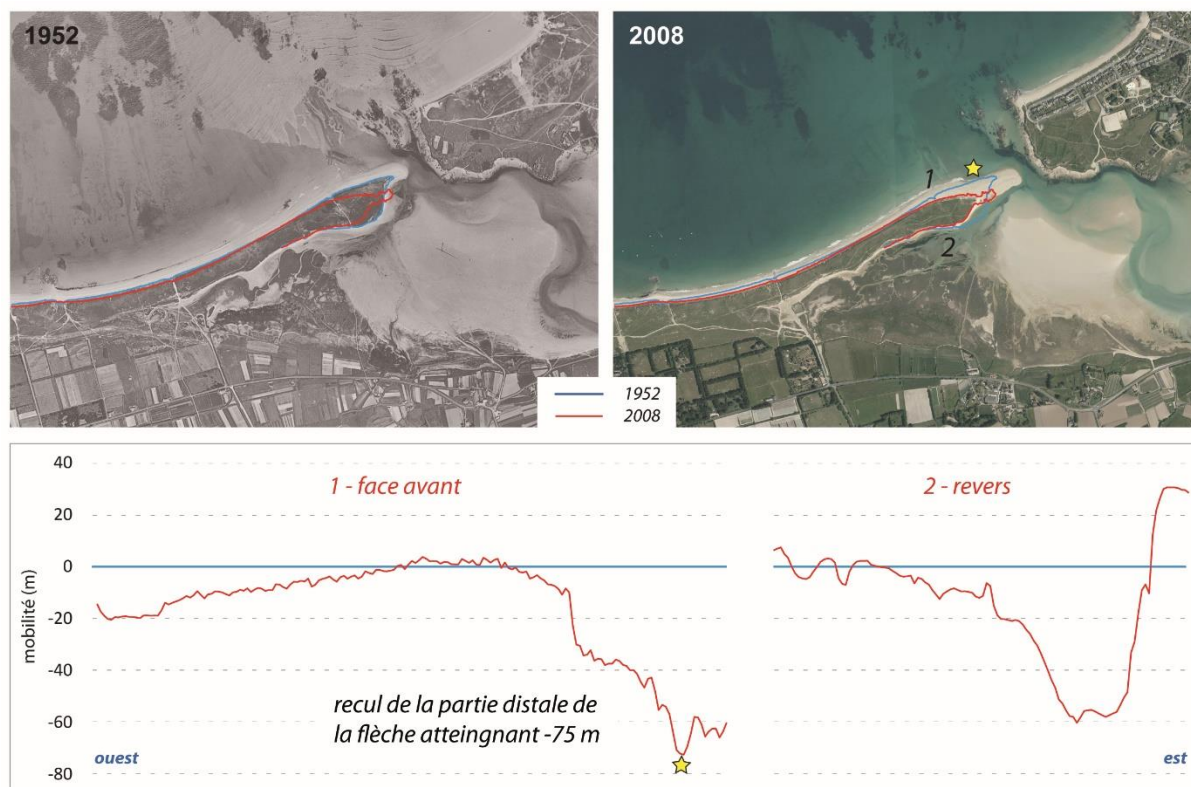


Figure 71 - Cinématique du trait de côte de la flèche de Kernic entre 1952 et 2008

c. Transfert sédimentaire à l'ouest de la baie de Goulven

La partie ouest de la baie de Goulven abrite la flèche de Penn ar C'hleuz et le sillon de Péleuz. Ces cordons ont déjà été étudiés par le passé (Feil, 1979; Guilcher, 1978; Hallégouët et Moign, 1976; Yoni et Hallegouet, 1998).

Penn ar C'hleuz est une flèche à crêtes multiples dont la partie distale constitue un « îlot » en voie de sédimentation dans une baie globalement soumise à l'érosion sur le long terme. L'extrémité de la flèche s'est développée vers l'ouest après la construction d'une digue au début du XIX^{ème}, poldérisant ainsi les marais situés en arrière.

L'érosion de la racine, de plus de 1 m par an (Figure 72), a déjà été mise en évidence par Feil (Feil, 1979). Elle est due à l'action de la houle et des courants de marée, mais également aux activités humaines (extraction de sédiments, assèchement des étangs situés en arrière, endiguement des paluds, fixation des dunes et renforcement des cordons, etc.). A marée basse, la déflation éolienne, lorsqu'elle est suffisamment puissante, participe également à l'érosion en transportant le sable depuis la plage et le front de dune, vers l'arrière de la flèche.

Penn ar C'hleuz est soumise à un processus de *cannibalisation*. En effet un transfert de sédiments s'opère depuis la racine vers la partie distale. Dans ce secteur le recul du trait de côte entre 1952 et 2009 atteint parfois -75 m. De ce fait, en 2009 la partie distale se situait bien au-devant de sa position de 1952 (Figure 71). Dans ce secteur, l'avancée du trait de côte sur la période oscille entre +20 m et +260 m. Par ailleurs, la superficie de la partie distale a été multipliée par 1,8 sur la période d'étude. Sur un transect nord-sud, la largeur maximum à l'époque égale à 130 m environ, dépasse aujourd'hui les 300 m.

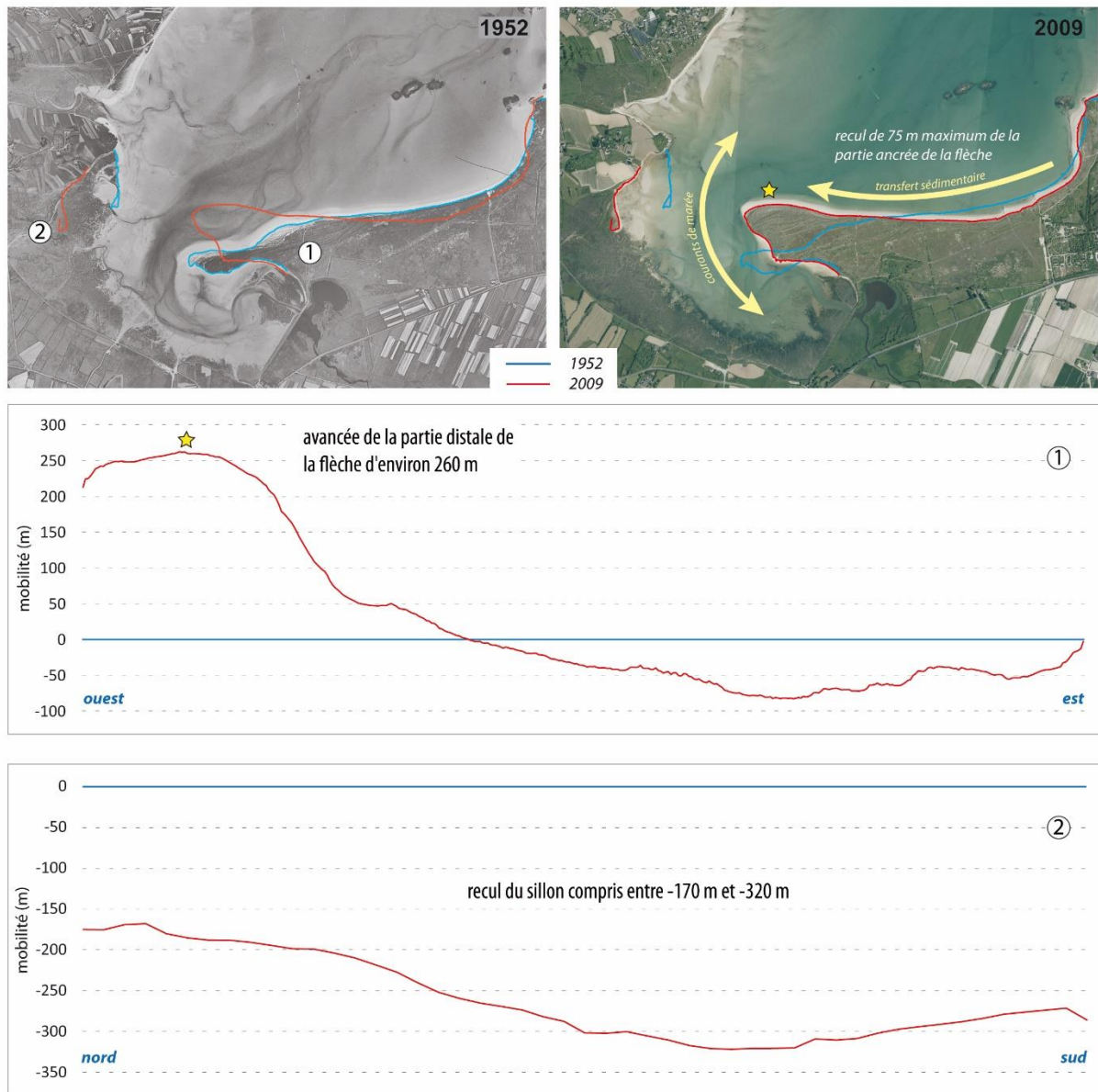


Figure 72 - Cinématique du trait de côte à l'ouest de la baie de Goulven entre 1952 et 2009: flèche de Penn ar C'hleuz (1), sillon de Péleuz (2).

Parallèlement au développement de la flèche de Penn ar C'hleuz, le sillon de Péleuz, n'a cessé de reculer en direction de l'ouest depuis 1952 (-330 m environ) (Figure 72 et Figure 73). Ce petit sillon dunaire a déjà fait l'objet de quelques articles (Hallégouët et Moign, 1976). Les auteurs ont observé, du fait des courants de marée, un transfert de sédiments depuis le sillon vers la flèche de Penn ar C'hleuz, située plus à l'est, contribuant alors à son affaiblissant.

D'autres flèches dunaires à pointes libres ont progradé de 1952 à 2009. On les retrouve dans le sud du Finistère (extrémité de la flèche de Moustierlin-ouest), mais surtout dans le Morbihan (flèche de Penn er Lé, flèche de Bédume, etc.).

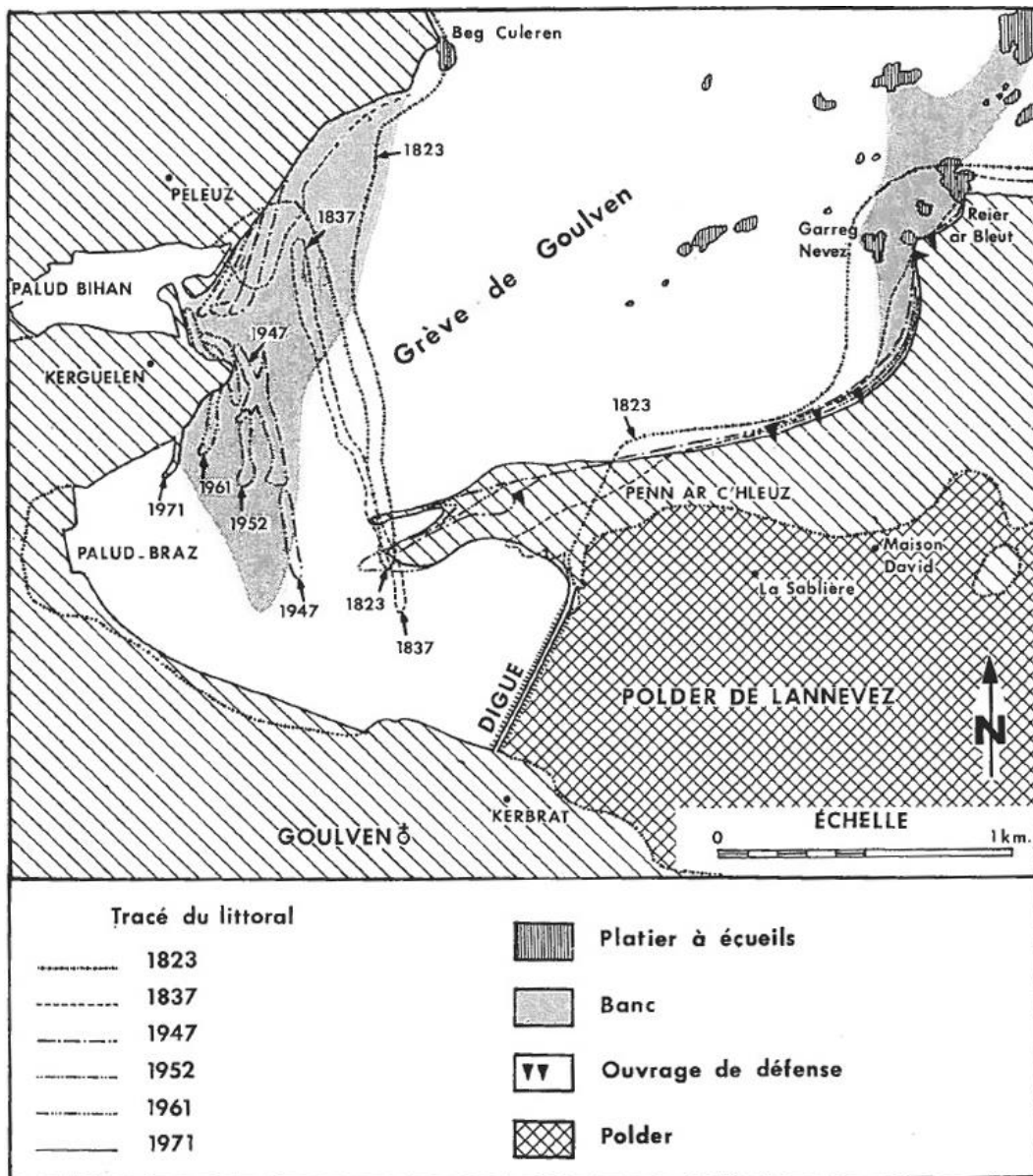


Figure 73 - Evolution du tracé du littoral dans la partie occidentale de la baie de Goulven (source: Hallégouët et Moign, 1976). Le sillon de Péleuz, autrefois plus long, a migré en direction de l'ouest transférant une partie de ses sédiments vers la flèche de Penn ar C'hleuz.

d. Erosion généralisée de la flèche du Pouldu

La flèche du Pouldu située sur la commune de Guidel, a déjà fait l'objet de quelques études (Hénaff, 1998, p. 199; Yoni, 1997). C'est une flèche dunaire massive, large mais relativement courte, dont l'ancrage au continent est important. On l'a vu, ce détail est important dans la mesure où il peut parfois limiter l'érosion notamment au niveau de la racine. En raison de la surfréquentation touristique du cordon à partir des années 1960, la végétation dunaire a pendant très longtemps été clairsemée, voire absente. Ce phénomène a eu comme conséquence la fragilisation du cordon et son exposition à l'érosion (Figure 74).

De 1951 à 2009, on observe un recul du front de dune d'environ 70 mètres. De plus, la flèche semble migrer légèrement vers le nord. Ce phénomène est sûrement dû aux courants de marée ; on observe un transfert de sédiments depuis la partie distale de la flèche vers les cordons

sableux situés en arrière. On observe également des zones d'accumulation de sédiments en avant de la flèche, un peu plus au large.

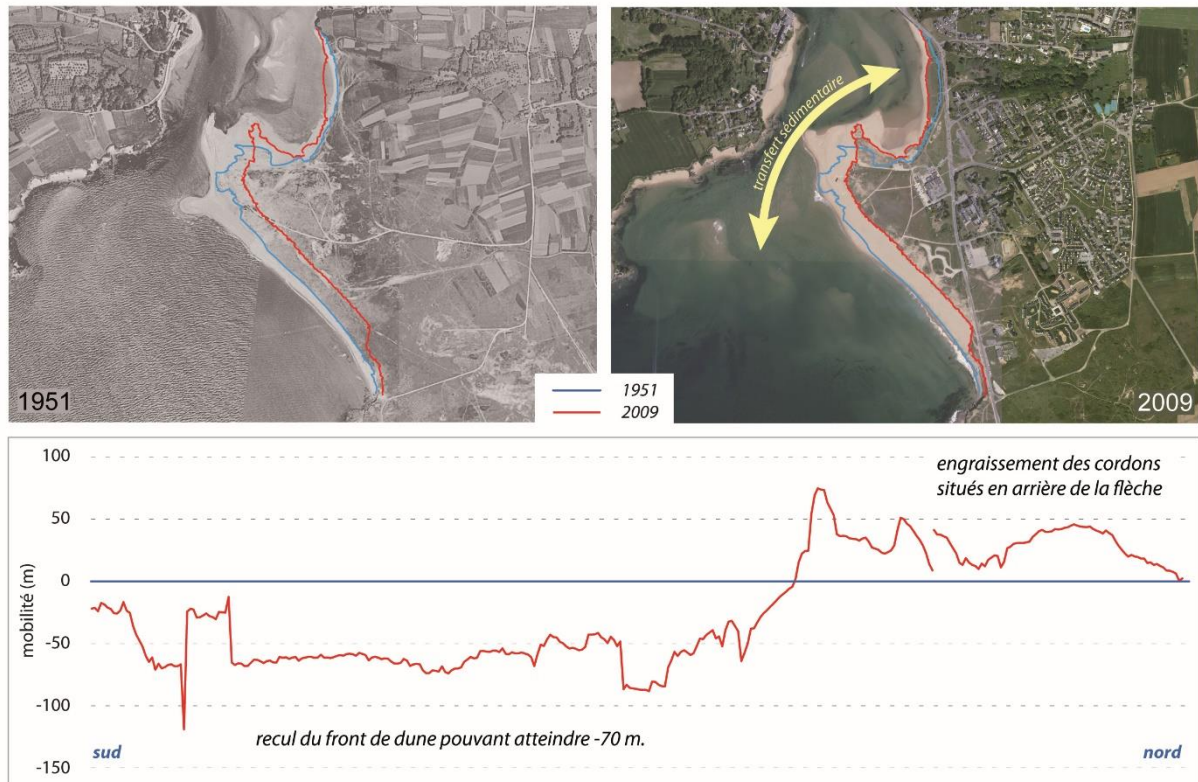


Figure 74 - Cinématique du trait de côte de cordon dunaire de Guidel entre 1952 et 2008.

4.3.2. Erosion des cordons de galets

Entre 1952 et 2009, la vitesse annuelle de recul de certains cordons dunaires est bien supérieure à la tendance observée sur l'ensemble du secteur d'étude. C'est le cas du cordon de l'Ero Vili, de la flèche du Faou, ainsi que du sillon de Talbert. Le sillon de Talbert étant étudié plus en détail dans la troisième partie, il n'a pas été traité ici.

a. Erosion continue du cordon de galets de l'Ero Vili en baie d'Audierne

La dynamique de l'Ero Vili a déjà été étudiée par quelques auteurs (Faye *et al.*, 2007; Hallégouët et Bodéré, 1993; Hallégouët et Hénaff, 2006, 1993; Hénaff *et al.*, 2013). Ce vaste cordon de galets est situé dans la partie méridionale de la baie d'Audierne, entre Penhors et la pointe de la Torche. Il est parfois adossé à des promontoires rocheux (dans sa partie nord) séparant des vallées, ou barrant les exutoires des bassins versants côtiers (Faye *et al.*, 2007).

Son recul a été rapide et constant au cours des dernières décennies en raison de son exposition aux houles et aux vents dominants. L'intervention humaine n'a fait qu'aggraver la situation en fragilisant le cordon, notamment lors de la Seconde Guerre Mondiale, alors que les galets étaient prélevés dans le but de construire le Mur de l'Atlantique.

De fait, l'Ero Vili a subi de nombreuses tempêtes hivernales. Celles de 1966, 1978, 1981-82, 1989-1990, 1999, 2008 ont régulièrement écrêté le sommet du cordon et créé de nombreuses brèches.



Figure 75 - Erosion du trait de côte du cordon de l'Ero Vili en baie d'Audierne entre 1952 et 2009.

Entre 1952 et 2009, on observe un recul important du cordon de galet dans son ensemble. Les portions littorales situées au-devant des étangs sont particulièrement concernées par cette dynamique, pouvant atteindre -120 à -160 m sur la période d'étude (Figure 75).

Ces valeurs de recul sont à pondérer puisque l'indicateur du trait de côte, matérialisant ici la jonction entre les galets et la végétation des étangs situés en arrière, n'est pas toujours facilement identifiable et « digitalisable » du fait des nombreux écrêtements, brèches, d'*overwatch*, etc. (Figure 76). C'est une des limites de l'analyse de la cinématique par photo-interprétation. Cependant, si l'on écarte ces secteurs incertains, le cordon reste tout de même sujet à un recul important, supérieur à 60 mètres entre 1952 et 2009. On observe ce même phénomène sur les dunes de Kerdallé, dans le sud du Finistère (Figure 67).



Figure 76 – Difficulté d'identification de l'indicateur du trait de côte dans le secteur du Trunvel (baie d'Audierne).

b. Erosion des sillons de galets en rade de Brest : démantèlement de la flèche du Faou

Ce sillon de galets a déjà été étudié par P. Stéphan dans le cadre de son travail de thèse (Stéphan, 2011a). Ce dernier a montré que le sillon, comme la majorité des autres flèches de galets de la rade de Brest, est sujet à une érosion continue ponctuée de submersions lors des tempêtes. De plus, ce sillon est le seul exemple de flèche de galets en voie de démantèlement en Bretagne. Ceci explique la cinématique que nous observons sur notre période d'étude.

Si la racine du sillon semble plutôt stable, c'est son extrémité nord, faisant face aux vagues, qui recule. A une échelle de temps plus importante (1817-2006), P. Stéphan a montré que le sillon n'avait cessé de reculer vers l'est sur une distance atteignant ponctuellement 120 m. L'étude de la cinématique de 1952 à 2009, confirme ces observations puisque le recul observé est d'environ 80 mètres à certains endroits.

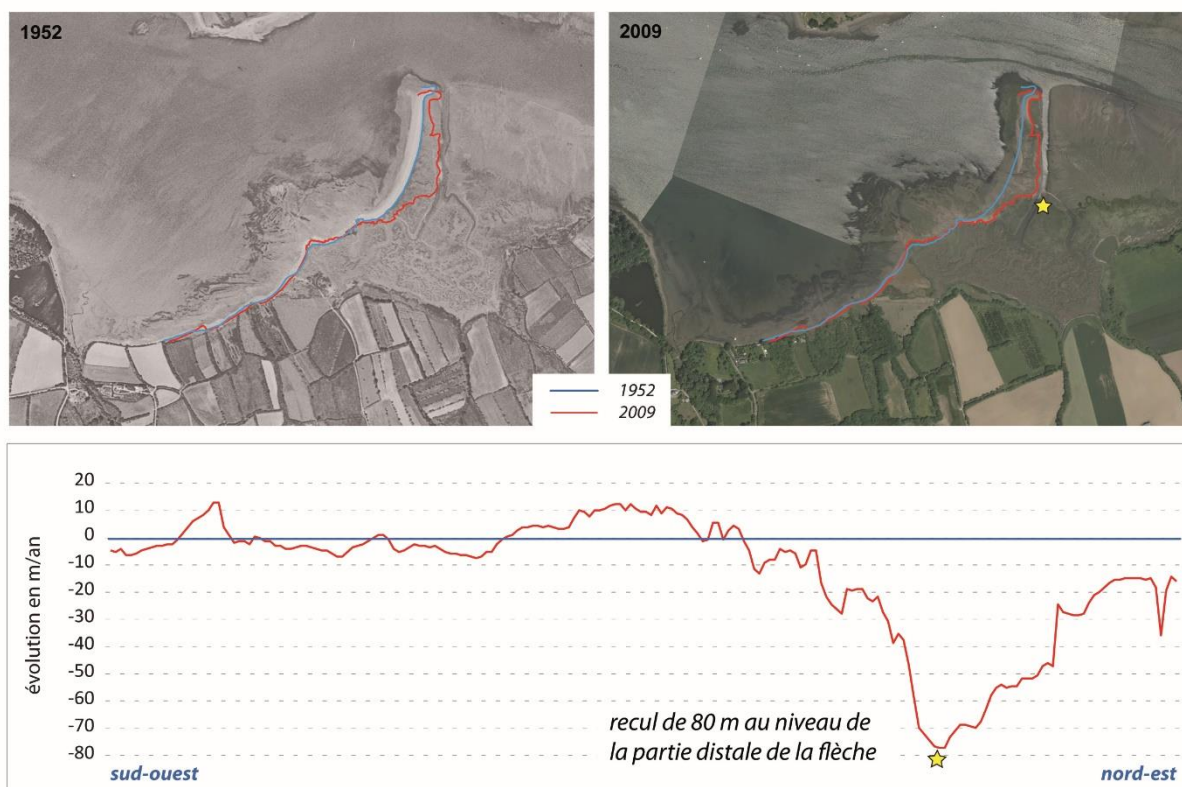


Figure 77 - Cinématique du trait de côte de la flèche du Faou entre 1952 et 2008.

4.3.3. Erosion importante du trait de côte sur des secteurs restreints et isolés

Certains secteurs littoraux enregistrent des reculs impressionnants sur la période 1952 – 2009. Ils se situent sur des portions littorales bien plus restreintes que ce que nous avons pu voir jusqu'ici (Figure 67).

Ces fortes variations sont souvent observées aux embouchures des cours d'eau traversant les cordons dunaires. A long terme, des changements importants dans la morphologie du front de dune peuvent être observés même si ces phénomènes n'affectent que ponctuellement les cordons dunaires. Ils constituent alors ce que l'on peut appeler des « incohérences » dans la cinématique globale des cordons dunaires. Rarement, ils peuvent être à l'origine de variations importantes. C'est le cas par exemple, de la plage de Coulouarn et dans une moindre mesure des dunes de Tréompan au nord du Finistère (Figure 78). A Tréompan, la présence d'un blockhaus au-devant du chenal d'écoulement vient renforcer le phénomène en élargissant l'embouchure du cours d'eau. En outre, ce blockhaus est à l'origine d'une diffraction de la houle lors des pleines mers de vives-eaux accentuant l'érosion dans ce secteur.



Figure 78 - Cours d'eau perpendiculaire au trait de côte et blockhaus responsables de la formation d'une zone de forte érosion au sein de la dune ; dunes de Tréompan (A) ; plage de Coulouarn (B) à Lampaul-Ploudalmézeau.

On observe également ce type de phénomène sur la flèche de Men Armor située au nord de Pénestin. En plus de la houle incidente et des courants de marée de la Vilaine, deux cours d'eau s'écoulant depuis les salines situées en arrière, viennent traverser perpendiculairement les dunes et influencer la dynamique des cordons sableux les jouxtant.

De 1952 à 2009, la morphologie de ces cordons semble s'être adaptée à la trajectoire changeante des cours d'eau. On observe donc sur la période un changement important dans la physionomie du littoral. Le sable constituant les lobes de la petite flèche dunaire située à l'ouest, semble s'être « étalé » vers l'est. La limite de végétation a reculé sur la période d'étude ; pour autant l'érosion ne semble pas affecter le secteur. Des dates intermédiaires dans l'analyse diachronique pourraient donner plus de précision quant aux variations enregistrées par ces cordons.

4.4. Secteurs littoraux marqués par une forte progradation

A l'exception de certaines flèches dunaires à pointes libres, pouvant prograder de manière considérable en peu de temps, seuls quelques secteurs montrent une progradation du trait de côte importante. Cette avancée du trait de côte est parfois naturelle (secteur dunaire Gâvres-Penthièvre), et parfois anthropiques (plages des Kaolins).

4.4.1. Progradation du massif dunaire de Gâvres - Penthièvre

Le massif dunaire situé entre Gâvres et Penthièvre a déjà fait l'objet d'un suivi diachronique par S. Pian pour la période 1952-2004. L'auteur a utilisé plusieurs clichés intermédiaires précisant ainsi la cinématique sur des intervalles de temps plus courts. L'auteur observe une progradation non continue depuis 1952 et non homogène sur l'ensemble du massif. Pour autant, sur le long terme, le trait de côte a avancé. Seules quelques portions du littoral ont reculé. S. Pian les qualifie de « sites sources » approvisionnant en sédiments le reste de la cellule (Pian, 2010). Les phénomènes de progradation dans ce secteur restent à pondérer dans la mesure où le secteur de Gâvres-Lorient fait l'objet depuis les années 1980, de politiques de renforcement des cordons dunaires (rechargements en sable par exemple) (Birien, 2016). Par ailleurs, la végétation dunaire apparaît être fortement dégradée sur les clichés aériens anciens. Il n'est pas improbable que l'avancée du trait de côte sur la période soit liée aux mesures mises

en place à partir des années 1980, limitant la surfréquentation touristique et le piétinement des promeneurs sur les dunes.

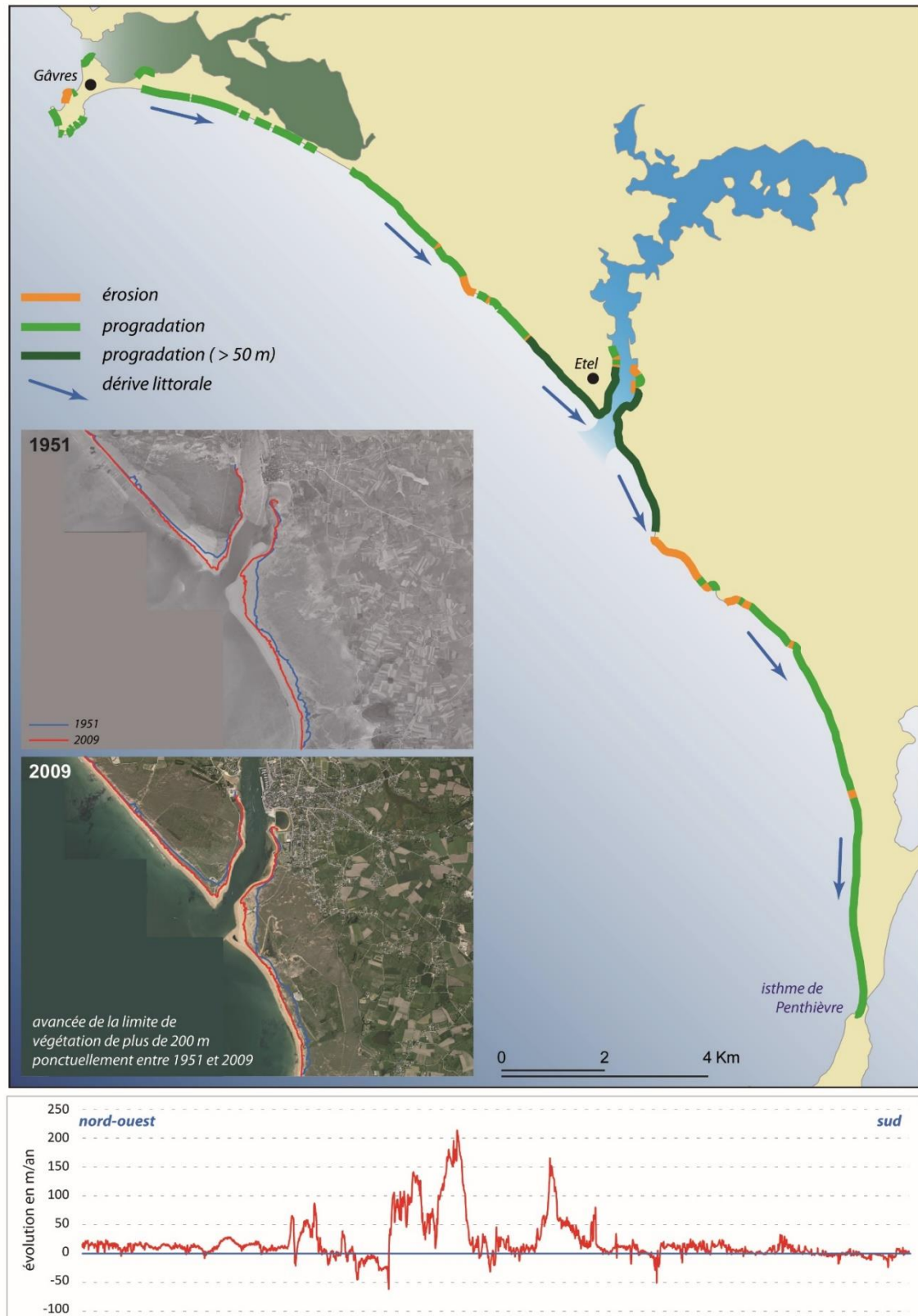


Figure 79 - Progradation du trait de côte du massif dunaire de Gâvres-Penthièvre (zoom = secteur de la ria d'Etel), entre 1951 et 2009.

4.4.2. Progradation d'origine anthropique : la plage des Kaolins

La plage des Kaolins à Fort Bloqué est située sur la commune de Ploemeur et doit son nom aux carrières de kaolin situées dans les terres. L'étude de cette plage est intéressante dans la mesure où l'on observe une progradation importante du trait de côte entre 1952 à 2009 ; dépassant 80 m en certains endroits du cordon (Figure 80).

En comparant la photographie de 1952 à l'orthophotographie de 2009, on aperçoit des changements importants dans la physionomie de cette plage. En effet, nous sommes passés d'une petite anse sableuse barrant l'exutoire d'un petit cours d'eau, à un cordon dunaire bien plus vaste. La longueur du linéaire végétalisé, autrefois d'environ 350 m, atteint pratiquement 900 mètres aujourd'hui ; de même que la surface des dunes, à l'époque extrêmement réduite, dépasse actuellement les 150 mètres de large.

Il est fort probable que ce développement considérable du massif dunaire soit lié aux aménagements anthropiques qu'a subi le littoral de Guidel-Ploemeur au cours des dernières décennies. Cependant, peu d'études se sont intéressées à la plage des Kaolins ; de fait, il est aujourd'hui difficile de savoir si cette évolution est due à la construction de la route D152 à la fin des années 1950 (traversant l'ancienne partie haute de l'estran et revers actuel du cordon dunaire), à l'emprise croissante de l'activité d'exploitation des carrières de kaolin en arrière des dunes, ou à la construction et le développement progressif du Golf de Ploemeur Océan aux abords de la plage.



Figure 80 - Cinématique du trait de côte de la plage des Kaolins à Ploemeur. Progradation importante du littoral sur le long terme due à de lourds aménagements anthropiques.

4.4.3. Progradation des flèches dunaires à pointe libre : le Dossen et l'île Blanche

a. Construction et érosion des crêtes de la flèche du Dossen

La flèche dunaire du Dossen, est située sur la commune de Santec et porte parfois dans la littérature, le nom de Pemp Hent. Son extrémité est soumise à de fortes variations sur le long terme. Les résultats obtenus sur la période 1952 à 2009, montrent que l'extrémité de la flèche prograde fortement ; plus de 80 m en certains endroits. La zone de recul visible en amont de la flèche témoigne de l'action d'un processus de *cannibalisation*. Ces variations ont également été observées sur le très long terme par A. Hénaff (Figure 81) (Hénaff *et al.*, 2013).

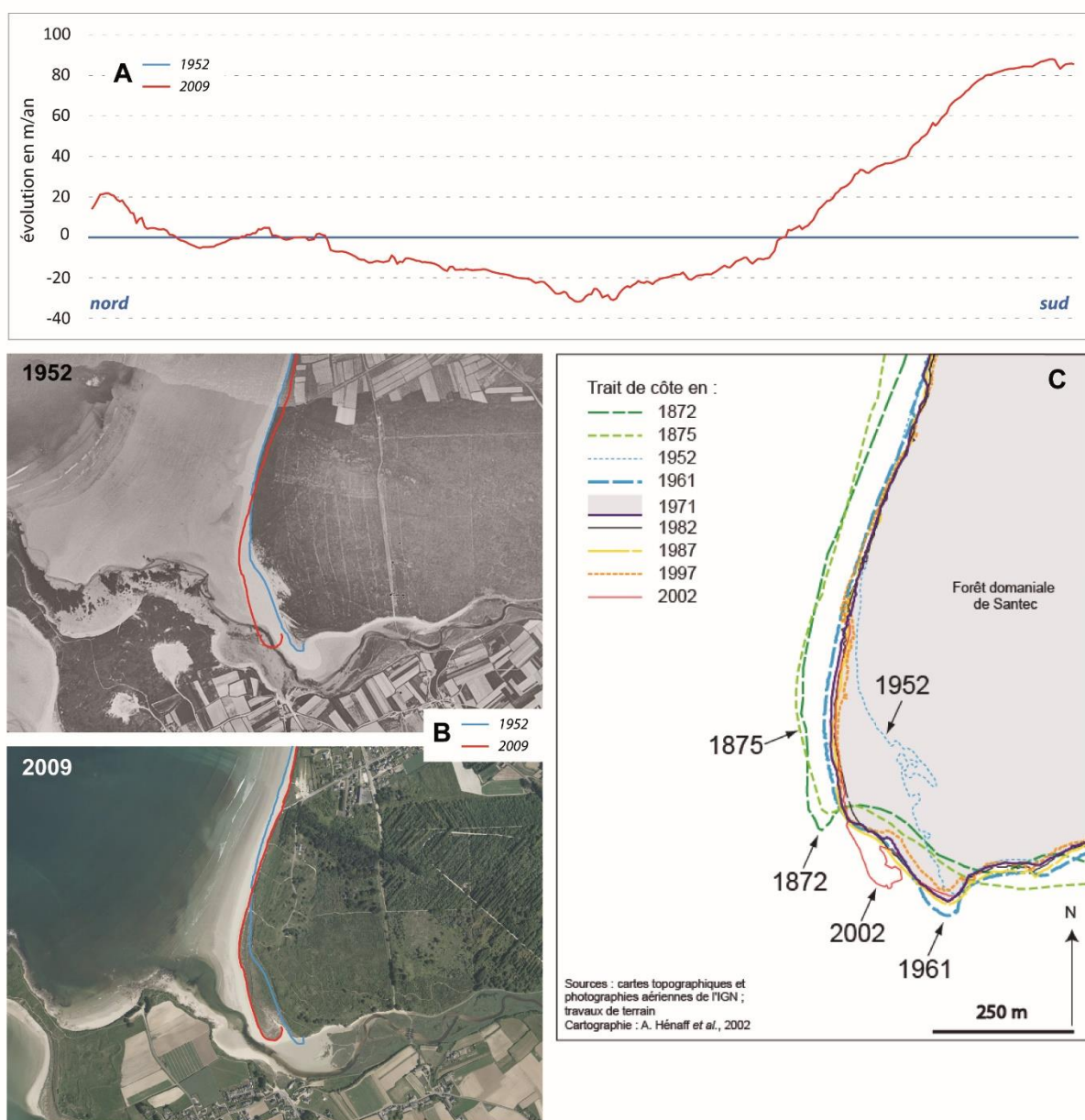


Figure 81 - Cinématique de la flèche dunaire du Dossen (Santec) entre 1952 et 2009 (A et B) ; entre 1872-2002 (C); (source - C: Hénaff *et al.*, 2013).

Pour autant, ces phénomènes de progradation n'ont pas été continus. La flèche a connu une succession de phases de construction de crêtes, entre 1952 et 1966 et entre 1978 et 1987, suivi de phases de démantèlement coïncidant avec des périodes de tempêtes entre 1966 et 1978

principalement. Lors des phases de progradation, la partie distale s'est allongée en direction de l'estuaire de l'Horn au sud. Sous l'action couplée de ce cours d'eau, des courants de marée parfois puissants et des houles de tempête, la flèche a reculé. Entre 2000 et 2002, une nouvelle flèche s'est formée et poursuit actuellement son développement.

b. La flèche de l'Île Blanche

La partie distale de la flèche dunaire de l'Île Blanche a largement progradé entre 1952 et 2009. Sur la période, on observe une avancée de plus de 150 m dans certains secteurs. Mais cette évolution n'a pas été continue, l'élargissement de l'extrémité de la flèche s'étant produit entre 1952 et 1961, de 1966 et 1971 et de 1971 et 1978 (Yoni, 1997). Ces périodes sont entrecoupés de phases tempétueuses où la flèche a subi quelques crises érosives. Les reculs les plus importants ont été observés entre 1961 et 1966.

c. Flèche de Pen er Lé

La flèche de Pen er Lé est située au nord-est de la baie de Quiberon. Elle présente un bilan recul/avancée positif sur l'ensemble de la période d'étude. A l'instar de la flèche de l'Île Blanche, cette progradation n'a pas été continue. Les phases d'avancée du trait de côte se situent entre 1952 et 1981 (la phase la plus importante selon C. Yoni (1997)) et entre 1984 et 1989 ; tandis que le recul du trait de côte s'observe de manière importante entre 1981 et 1984 et entre 1989 et 1991. De manière générale, l'extrémité de la flèche s'étire en direction du nord, tandis que la flèche dans son ensemble s'élargie, ayant comme conséquence l'avancée du trait de côte en direction du sud-est. L'originalité de cette évolution contraste avec la dynamique de *cannibalisation* fréquemment observée sur les lèches dunaires à pointes libres en Bretagne.

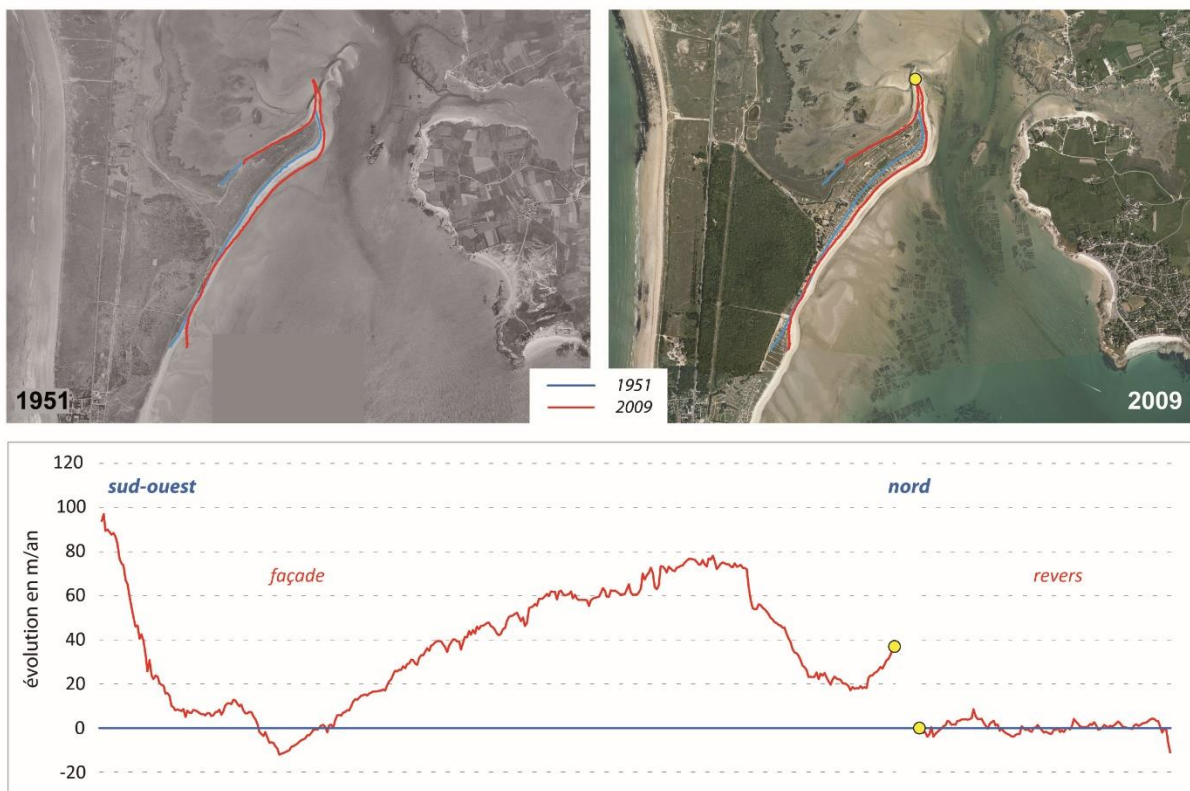


Figure 82 - Cinématique du trait de côte de la flèche de Pen er Lé. Progradation du trait de côte et migration de la flèche vers le sud-est de la baie de Quiberon.

4.5. Artificialisation et érosion du trait de côte

L'artificialisation du trait de côte est importante sur l'ensemble des départements puisqu'elle concerne environ 1/3 du linéaire étudié pour les départements des Côtes-d'Armor, du Finistère et du Morbihan (Figure 62). L'anthropisation du littoral est même très importante en l'Ille-et-Vilaine où elle atteint 80 %. Le trait de côte artificialisé se situe la plupart du temps au fond des baies (baie du Mont-Saint-Michel, baie de Saint-Brieuc, baie de Morlaix, baie de Douarnenez, etc.), mais également aux abords des villes littorales et des stations balnéaires comme Saint-Malo, Dinard, Trégastel, Perros-Guirec, Lorient ou encore Gâvres, etc. Parmi ces ouvrages, on observe principalement des structures de protection fixant durablement le trait de côte ; ouvrages « en dur » que l'on a distingués des ouvrages de type ganivelles, non considérés comme « trait de côte artificiel » dans cette étude. Ces ouvrages se composent de murs et murets de protection, de cordons d'enrochements, d'infrastructures d'accès au littoral. Parfois quelques portions de petits quais ont été prises en compte dans la mesure où ils ne constituaient pas de réelles infrastructures portuaires de taille conséquente.

En Ille-et-Vilaine, le large estran sablo-vaseux qui compose la baie du Mont-Saint-Michel (250 km²) est colonisé par un vaste marais maritime adossé à une digue de protection datant de 1934, protégeant des polders et fixant le trait de côte. Malgré cela, au-devant du marais s'est formé un cordon littoral discontinu composé de sables et de matériaux mixtes coquillers, de faible largeur et altitude, et difficilement identifiable sur les photographies aériennes. Pour comprendre la dynamique du trait de côte de l'ensemble de la baie, il est nécessaire d'étudier l'évolution surfacique du schorre, ce que nous n'avons pas fait dans cette étude.

Conclusion intermédiaire

Dans ce chapitre nous avons tout d'abord présenté la méthodologie de numérisation du trait de côte. Celle-ci se base sur le principe de photo-interprétation assisté par ordinateur et logiciel SIG. Pour cela, nous nous sommes basés sur deux orthophotographies. La BD ORTHO® Historique IGN couvrant la période 1949-1952 et la BD ORTHO® 2010 couvrant la période 2006-2010 ; la plus récente au début de ce travail de thèse.

L'analyse de la cinématique par photo-interprétation induit un certain nombre d'erreurs limitant la précision des résultats. Cette imprécision est liée à plusieurs facteurs inhérents à la méthode : la qualité et la précision des photographies, la qualité du géoréférencement ou encore le degré d'imprécision lors de la digitalisation des traits de côte à l'écran. Sur l'ensemble du secteur d'étude, cette marge d'erreur est comprise entre 0,1 m et 17,2 m pour une moyenne de 2,5 m. Lorsque les variations du trait de côte étaient inférieures à la marge d'erreur observée dans le secteur, la cinématique a été qualifiée de « non significative ».

La numérisation à l'écran passe nécessairement par le choix d'un indicateur de référence du trait de côte. Celui-ci se base généralement sur le type d'environnement littoral étudié (caractéristiques hydromorphologiques). La limite de végétation dunaire a été sélectionnée pour les cordons dunaires ; la végétation supralittorale pour les cordons de galets végétalisés et les crêtes sommitales des falaises meubles lorsqu'elles étaient végétalisées. Le trait de côte des cordons de galets dépourvus de végétation a été numérisé sur la base de la ligne matérialisant le pied du revers (c'est le cas principalement du Sillon de Talbert). Lorsque nous avons affaire à des cordons littoraux fixés par des aménagements de protection, c'est le contact plage/ouvrage qui a été utilisé.

A l'échelle de la Bretagne, nous avons pu voir que le recul du trait de côte dominait (27 % du linéaire étudié soit 169 km de côte). Ces chiffres, bien que légèrement supérieurs, concordent avec ceux du rapport de l'Ifen (données CORINE *Coastal Erosion*) (Colas, 2007), et dans une moindre mesure avec ceux du programme Erocovul (Hénaff *et al.*, 2006b), études réalisées à des échelles spatiales et temporelles différentes. Ce recul touche principalement les façades nord et ouest de la Bretagne (respectivement 26 % et 40 % du linéaire étudié, soit 69 km et 39 km de côte) et plus précisément les départements du Finistère et des Côtes-d'Armor (respectivement 31 % et 32,5 % du linéaire étudié, soit 75 km et 38,5 km de côte). Nous avons vu que l'exposition de ces secteurs côtiers par rapport aux houles dominantes en Bretagne (nord-ouest à ouest) explique très certainement ces résultats. De plus, le fait que le Finistère soit le département comportant le plus de cordons dunaires (181 km) corrobore ces observations.

En revanche, l'accrétion observée dans notre étude (20,5 % soit 129 km de côte) est bien supérieure aux résultats présentés dans le rapport de l'Ifen et dans le programme Erocovul.

L'artificialisation du trait de côte est un phénomène important. On remarque également une forte artificialisation littorale. Ces chiffres, cumulés au pourcentage du trait de côte reculant, témoignent d'une part importante de linéaire côtier concerné ou antérieurement concerné par l'érosion.

Certaines formes littorales, telles que les flèches dunaires à pointes libres, affichent une mobilité (positive et/ou négative) plus importante dans le temps que la majorité du linéaire étudié. A l'instar des flèches, le cordon de l'Ero Vili est empreint d'une érosion importante et

continue depuis plus de soixante ans. Les secteurs jouxtant les étangs affichant de très fortes valeurs de recul. A l'inverse les cordons dunaires situés aux abords de la ria d'Etel ont fortement progradé entre 1951 et 2009. De par cette exceptionnelle dynamique, le secteur est unique sur l'ensemble du littoral étudié.

Sur la base de ce travail cartographique nous avons constitué un atlas à plus grande échelle par rapport aux cartes proposées jusqu'ici, dont un exemple est présenté ci-dessous (Figure 83).

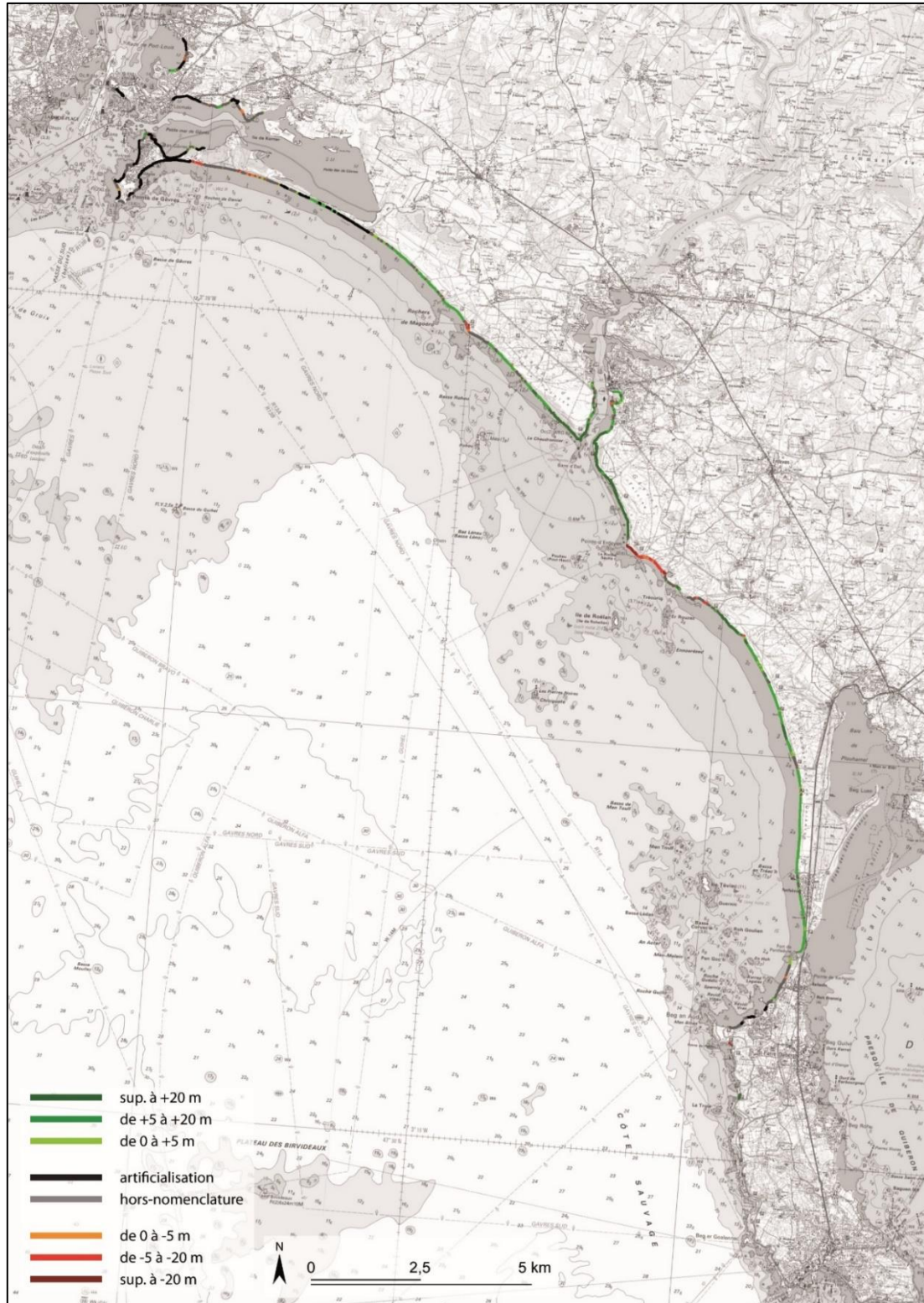


Figure 83 - Exemple de cartographie de la dynamique des côtes d'accumulation pour le littoral du Morbihan.

Conclusion de la deuxième partie

L'analyse de la cinématique du trait de côte sur le long terme s'est articulée en plusieurs étapes. Nous avons dans un premier temps procédé à la définition d'une typologie des côtes d'accumulation présentes en Bretagne afin d'identifier le bon indicateur du trait de côte en fonction de ces caractéristiques de chacun des sites. Ceci nous a permis d'aborder l'étude de la cinématique en fonction du type de côte et non par secteur géographique comme c'est le cas habituellement. Elle permet de ce fait, d'identifier le bon indicateur du trait de côte en fonction de ces caractéristiques.

Cette étape se base sur plusieurs critères. Le critère d'exposition ou non aux houles incidentes ; le critère du matériel sédimentaire composant les cordons (sables, galets ou matériels mixtes) ainsi que la morphologie des sites, à savoir les cordons littoraux, les cordons dunaires, les formes fuyantes, les plages adossées de type 1 (adossées à du substrat cohérent) ainsi que les plages adossées de type 2 (adossées à du matériel meuble).

En ressort une forte représentation des cordons sableux (453 km de linéaire côtier, soit 72 % du trait de côte étudié) composés de cordons dunaires (308 km de linéaire côtier soit environ 50 % du trait de côte étudié) ; notamment au sein du Finistère (181 km de linéaire côtier, soit 62,5 % du trait de côte étudié sur le département) et du Morbihan (177 km de linéaire côtier, soit 83,5 % du trait de côte étudié sur ce département). Ces deux départements contiennent également une part importante de côtes exposées aux houles incidentes (Finistère : 172 km de linéaire côtier, soit 72 % du trait de côte étudié sur ce département ; Morbihan : 99 km de linéaire côtier, soit 42,5 % du trait de côte étudié sur ce département). L'aspect particulièrement découpé du littoral breton, nous permet d'observer un rapport « trait de côtes exposé »/« trait de côtes abrité » plutôt équilibrée à l'échelle de la Bretagne. De par sa position par rapport à l'entrée des houles atlantique en Manche, le Finistère semble particulièrement exposé aux houles de tempêtes.

La typologie nous a également aidés à définir un indicateur du trait de côte qui tienne compte des différents types d'environnements littoraux présents en Bretagne. Ont donc été retenus, la végétation dunaire pour les cordons littoraux dunaires, la végétation supralittorale lorsque nous avons affaire à des cordons littoraux « végétalisés » ainsi que pour les crêtes sommitales de falaises meubles. Pour les plages adossées, le pied ou le haut de l'ado ont été retenus. Pour les formes fuyantes mobiles telles que les flèches de galets à pointe libre, c'est le pied du revers qui a été choisi (Stéphan, 2011b, 2009). Enfin, lorsque le trait de côte était fortement anthropisé, le contact entre la plage et l'ouvrage a été retenu. Seuls les aménagements de protection du littoral et certaines petites infrastructures portuaires ont été retenus. Ces indicateurs sont illustrés dans la Figure 59.

L'analyse quantitative a permis de mesurer la mobilité du trait de côte à l'échelle des soixante dernières années. D'un point de vue global, environ 27 % du littoral breton ont reculé (soit 169 km de linéaire côtier), tandis que 20,5 % progradent (soit 129 km de linéaire côtier). La part de trait de côte fixé est importante, 216 km de trait de côte (soit, 34,5 % de l'ensemble du linéaire côtier étudié). Ces résultats traduisent un fort pourcentage de linéaire côtier concerné

par l'érosion, notamment lorsque l'on totalise la part de trait de côte ayant reculé avec celle artificialisée ; dans ce cas, environ 60 % du littoral pris en compte dans cette analyse serait soumis aux processus érosifs. Ces suppositions sont cependant à pondérer dans la mesure où le trait de côte fixé tient compte des digues de polder (plusieurs dizaines de km dans la seule baie du Mont-Saint-Michel), aménagements anthropiques n'ayant pas été installés dans le but de lutter contre l'érosion. Le recul du trait de côte s'observe en grande partie sur la façade nord de la Bretagne (69 km de linéaire côtier, soit 26 % du trait de côte étudié) ; le département du Finistère étant particulièrement concernés : 46 km de linéaire côtier soit 20 % environ du trait de côte de ce département. Ces valeurs sont en grande partie dues à l'importante exposition des littoraux de ce département aux houles dominantes. Le recul du trait de côte varie suivant le type de côte étudié. Ainsi, les cordons dunaires reculent de manière importante (308 km de linéaire côtier, soit 50 % environ du trait de côte étudié). La part des côtes d'accumulations ayant avancé demeure relativement importante (20,5 % soit 129 km de linéaire côtier). Le Morbihan est le département où le pourcentage de trait de côte en progradation sur la période est le plus important ; 30 % environ à l'échelle du département, soit 61 km de côte, suivi du Finistère ; 20 % environ soit 46 km de linéaire côtier. Le Morbihan est le seul département étudié où l'avancée du trait de côte est supérieure à son recul. Cette dynamique trouve son origine dans les politiques de renforcement des cordons dunaires opérées depuis les années 1980 dans les secteurs de Gâvres-Lorient (Birien, 2016), mais également au niveau des cordons dunaires du sud du Pays-Bigouden (Forest *et al.*, 2014; Garnier, 1993). Les résultats obtenus tant en matière de recul que d'avancée sont supérieurs à ceux d'autres études (EuroSION, EroCOVUL) ; cependant, la typologie, la méthodologie et l'échelle spatiotemporelle utilisées dans le cadre de ces travaux limitent la comparaison des résultats.

Partie III. Dynamique du trait de côte à moyen terme

Nous aborderons dans cette partie la question de la dynamique du trait de côte à moyen terme en analysant l'évolution morphosédimentaire des cordons littoraux à l'échelle pluriannuelle à pluridécennale. Il s'agit ici de rendre compte du rôle que jouent les forçages météomarins sur le fonctionnement des côtes d'accumulation, au travers de l'alternance de phases plus ou moins longues d'érosion et de régénération. Ce travail a été mené sur plusieurs sites ateliers sur lesquels des observations sont menées depuis dix à quinze ans, comme nous l'avons rappelé dans la première partie, dans le cadre de l'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM, ou du SNO Dynalitt (Partie I.Chap 1).

Pour cette analyse, nous avons donc retenu les séries d'observation les plus longues (supérieures à 10 ans), à savoir les données acquises sur les plages sableuses de la baie de Saint-Michel-en-Grève dans le département des Côtes-d'Armor entre 1998 et 2016, du Vougot à Guissény entre 2004 et 2016, de Porsmilin dans l'anse de Berthaume de 2003 à 2016, et de Penmarc'h et Treffiagat situés dans le sud Finistère entre 2011 et 2016. Nous avons également retenu les plages et les cordons de galets comme le sillon de Talbert, sur la commune de Pleubian, ainsi que les queues de comète de l'archipel de Molène sur les îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn, pour lesquels les suivis couvrent la période allant de 2002 à 2016.

Pour chacun des sites étudiés, la mise en place d'un suivi topomorphologique au moins à l'échelle annuelle, nous a permis de quantifier les phases érosives et de régénération de ces cordons depuis la fin des années 1990. Pour cela, différents outils (tachéomètre laser, GPS différentiels, TLS, drone) et types de mesures ont été utilisés (levés de la limite du trait de côte, mesures des bilans sédimentaires le long de profils de plage, levés surfaciques). De même, le travail a porté sur l'analyse des conditions hydrodynamiques (marée et houle) et météorologiques, dans le but d'analyser l'impact des forçages naturels sur la dynamique du trait de côte.

Ce travail se situe dans la continuité des travaux d'HDR de S. Suanez (2009). Nous reprenons la même approche méthodologique en prolongeant l'analyse à la période récente (2009-2016). Ainsi, l'étude qui est menée en croisant la cinématique du trait de côte et les conditions hydrodynamiques, a été accompagnée de l'analyse des variations annuelles de l'indice d'Oscillation Nord Atlantique. A partir de ce paramètre, nous cherchons à caractériser les dynamiques météo-atmosphériques qui commandent les alternances des phases d'érosion et/ou de régénération des cordons littoraux.

Chap 1. Sites d'étude et aspects méthodologiques

Dans ce chapitre, nous allons présenter les sites d'étude et la méthodologie utilisée dans le cadre des suivis topomorphologiques, et l'analyse des conditions météomarine à moyen terme.

Les sites étudiés se répartissent sur le pourtour du littoral breton, essentiellement sur les départements des Côtes-d'Armor et du Finistère (Figure 84).

La fréquence des levés diffère d'un site d'étude à l'autre. Ces sites ont bénéficié de mesures mensuelles à annuelles sur une période d'au moins dix ans, à l'exception des cordons dunaires de Penmarc'h – Le Guilvinec et de Treffiagat – Lesconil, où le suivi a été mis en place au cours de l'été 2011. Plusieurs articles ont déjà présenté des premiers résultats obtenus dans le cadre de ces suivis (Floc'h *et al.*, 2016, 2016; Jaud, 2011; Stéphan *et al.*, 2015, 2012b; Suanez *et al.*, 2016a, 2015, 2011b; Suanez and Cariolet, 2010; Suanez and Stéphan, 2011).

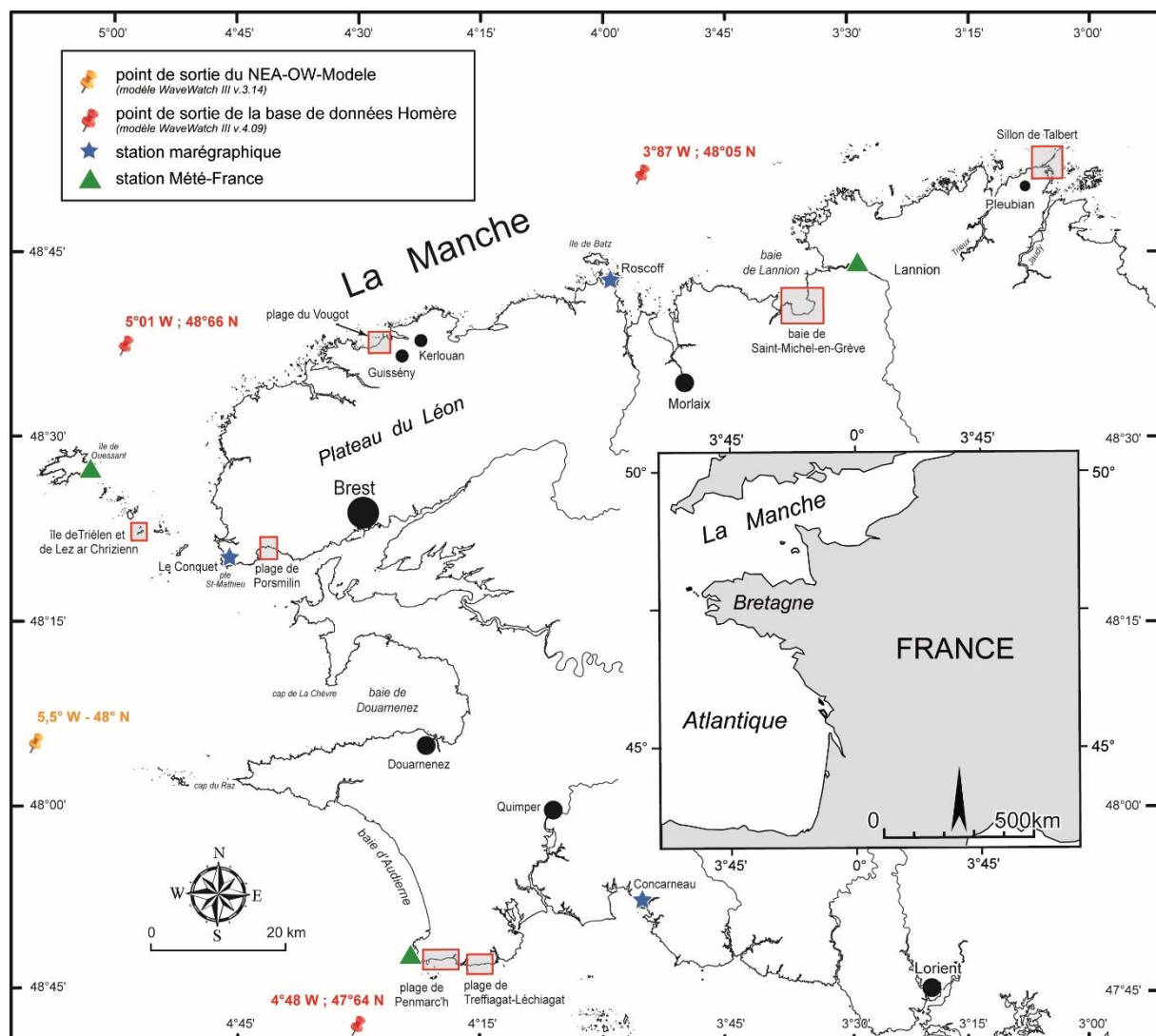


Figure 84 - Carte de localisation des différents sites d'étude.

Les caractéristiques physiques des sites étudiés sont multiples, tant du point de vue morphologique, sédimentaire ou même de par leur exposition aux forçages hydrodynamiques et météorologiques (Tableau 5).

Sur le terrain, trois types de mesures principales ont été effectuées :

- la mesure de la position du trait de côte s'est faite suivant un indicateur morphologique : la limite de végétation du front de dune pour les cordons dunaires ; la limite entre le revers du cordon et la plage située en arrière dans le cadre des levés effectués sur le sillon de Talbert (flèche de galets à pointe libre) ; l'escarpement de falaise sur les cordons de galets de l'archipel de Molène (cordons adossés à une falaise meuble) ou lorsque les cordons dunaires étaient érodés ;
- les mesures de profils de plage ont été réalisées le long de radiales disposées orthogonalement au front de dune ;
- les levés surfaciques ont quant à eux été réalisés en prenant en compte l'ensemble du système cordon / plage intertidale.

Dans le cadre de ces campagnes de terrain, plusieurs outils ont été utilisés : tachéomètre laser, GPS différentiels, scanner TLS ou encore les drones aéroportés.

Tableau 5 - Caractéristiques des sites d'étude.

NOM	SITUATION	MAT. SEDIMENTAIRE	MORPHOLOGIE	HOULE PRINCIPALE / HOULE SECONDAIRE
<i>sillon de Talbert</i>	nord Côtes-d'Armor	galets	flèche à pointe libre	O à NO
<i>baie de Saint-Michel-en-Grève</i>	nord Côtes-d'Armor	sables	cordons dunaires adossés en fond de baie	O à NO
<i>dune du Vougot</i>	nord Finistère	sables	cordons dunaires	O à NO
<i>île de Trielen</i>	nord-ouest Finistère	galets	cordons de galets	O à NO / SO
<i>îlot de Lez ar Chriszienn</i>	nord-ouest Finistère	galets	cordons de galets	O à NO / SO
<i>plage de Porsmilin</i>	ouest Finistère	sables	cordons dunaires de fond d'anse	O / S
<i>cordons de Penmarc'h - Le Guilvinec</i>	sud Finistère	sables	cordons dunaires	SO
<i>cordons de Treffiogat - Lesconil</i>	sud Finistère	sables	cordons dunaires	SO

L'analyse morphosédimentaire des cordons littoraux s'est accompagnée d'une étude des conditions météorologiques, dans le but d'analyser la fréquence des épisodes tempétueux morphogènes à moyen terme.

Ce travail a reposé sur le traitement de données de houles acquises par modélisation (hauteurs et période) et de marée correspondant aux enregistrements des marégraphes de Roscoff, du Conquet et de Concarneau ; il s'est aussi accompagné de l'analyse des données de vent (vitesse et direction) et de pression atmosphérique à la surface de la mer, enregistrées par les stations Météo-France de Lannion, du phare du Stiff sur l'île d'Ouessant et de Penmarc'h (Figure 84).

Enfin, nous avons cherché à mettre en évidence la corrélation entre les variations pluriannuelles de l'indice d'Oscillation Nord-Atlantique et l'augmentation de la fréquence d'apparition des événements tempétueux dans l'Atlantique nord-est.

1. Sites d'étude retenus dans l'analyse à moyen terme

1.1. Les cordons dunaires de la baie de Saint-Michel-en-Grève

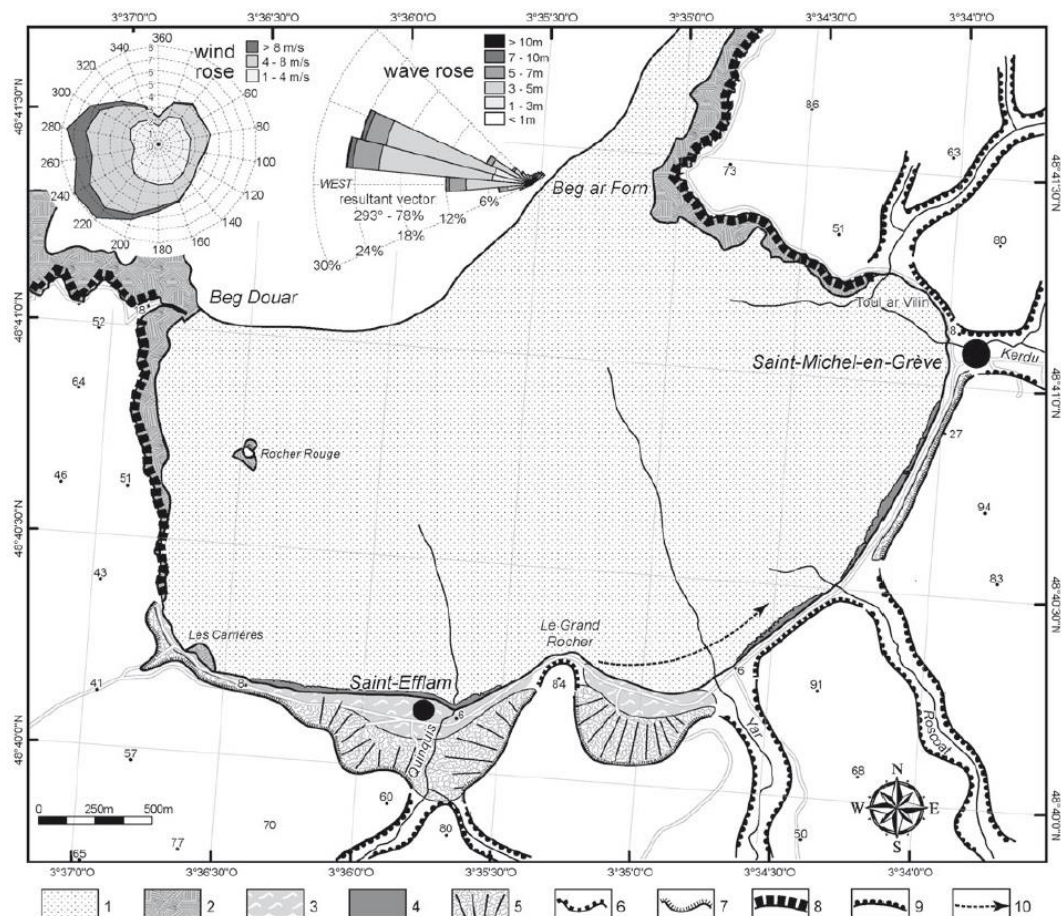


Figure 2. Map shows the geomorphological setting of Saint-Michel-en-Grève Bay. Legend: 1: foreshore; 2: wave-cut platform; 3: Holocene dune; 4: active dune; 5: periglacial deposit (head); 6: rocky abandoned cliff; 7: periglacial abandoned cliff; 8: active cliff; 9: fluvial valley; 10: longshore drift. Wind rose is based on wind measurements from the Lannion meteorological station (Météo France).

Figure 85 - Carte géomorphologique de la baie de Saint-Michel-en-Grève (source: Suanez et Stéphan, 2011).

La baie de Saint-Michel-en-Grève est située au fond de la baie de Lannion dans le département des Côtes-d'Armor. Située en milieu macrotidal (9,85 m à Locquirec), elle se compose d'une vaste plage de fond de baie en voie de comblement sédimentaire ouverte aux flux océaniques d'ouest à nord-ouest. Elle est cernée par deux caps rocheux, celui de Beg ar Form à l'est, et celui de Beg Douar à l'ouest, et est caractérisée par un vaste estran (7 km²) qui peut découvrir sur plus de 2 km de largeur (Figure 85 et Figure 86).

Trois petits cordons dunaires, adossés à la route départementale D786, occupent le fond de cette baie sur une surface extrêmement réduite (environ 25000 m², soit 0,04 % du système littoral). A l'est du Grand Rocher, se situent les cordons dunaires de Saint-Michel-en-Grève (Figure 86) et de Tréduder ; tandis que celui de Saint-Efflam occupe la partie occidentale de la baie (Figure 85). Jusqu'à 2008, un quatrième cordon dunaire appelé « du Grand Rocher », aujourd'hui disparu, était situé entre celui de Tréduder et celui de Saint-Michel-en-Grève (Gad *et al.*, 2003; Suanez et Stéphan, 2011, 2006).

Les houles de pleine mer de vives-eaux dépassent régulièrement les 5 m d'altitude NGF alors que l'altitude du pied de dune est comprise entre 5 m et 5,40 m NGF. Cependant, la baie

demeure relativement abritée en raison de la présence des deux pointes rocheuses qui limitent l'impact morphogène des houles incidentes.

Pour ce site, la cinématique du trait de côte a été mesurée à partir d'un indicateur biomorphologique dunaire ; il s'agit de la limite entre la végétation du front de dune et le sable vif du haut de plage. Les mesures ont été effectuées *in situ* entre 1998 et 2016.

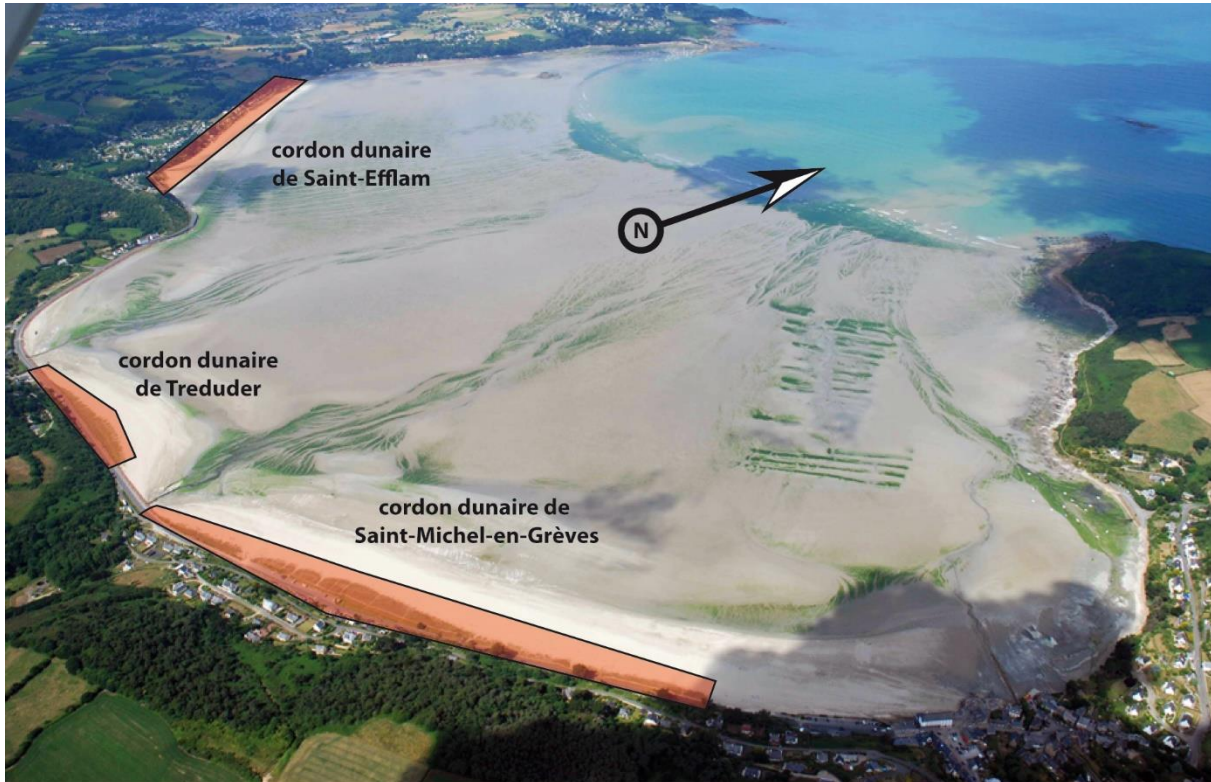


Figure 86 – Vue aérienne de la baie de Saint-Michel-en-Grève (source : CEVA Pleubian) .

1.2. Le cordon dunaire de la plage du Vougot

Le cordon dunaire du Vougot est situé sur le littoral de la commune de Guissény (Figure 87 et Figure 88). Ce cordon se caractérise par un important massif dunaire formé au cours de la transgression flandrienne (Guilcher et Hallégouët, 1991). Il s'étire sur 2 km environ depuis la falaise du Zorn suivant une direction sud-ouest – nord-est (Figure 87). Au-devant s'étend en contrebas du plateau du Léon, une large plateforme côtière à écueils dominant de plus de 50 m les fonds de la Manche.

D'un point de vue hydrodynamique, le massif fait face à une houle dominante de provenance ouest – nord-ouest dont les hauteurs sont comprises entre 1 et 1,5 m. Le littoral est relativement bien protégé des houles incidentes par la présence de la plateforme à écueils émergeant à marée basse ; en plus de casser la houle, celle-ci est à l'origine de la formation de plusieurs queues de comètes installées en arrière des têtes de roches dominantes.

Deux types de mesures ont été retenus pour étudier la cinématique du trait de côte sur ce site du Vougot entre 2004 et 2016 ; il s'agit de :

- la mesure de la position du trait de côte : matérialisée par la limite entre la végétation du front de dune et le sable du haut de plage ; lors des phases d'érosion, c'est la limite haute de l'escarpement de dune qui a été utilisée ;

- La mesure de profils au niveau du cordon dunaire.

Afin d'élargir le jeu de données obtenu sur le terrain, le trait de côte a été numérisé pour l'année 2000 sur la base de la BD ORTHO® IGN de la même année.

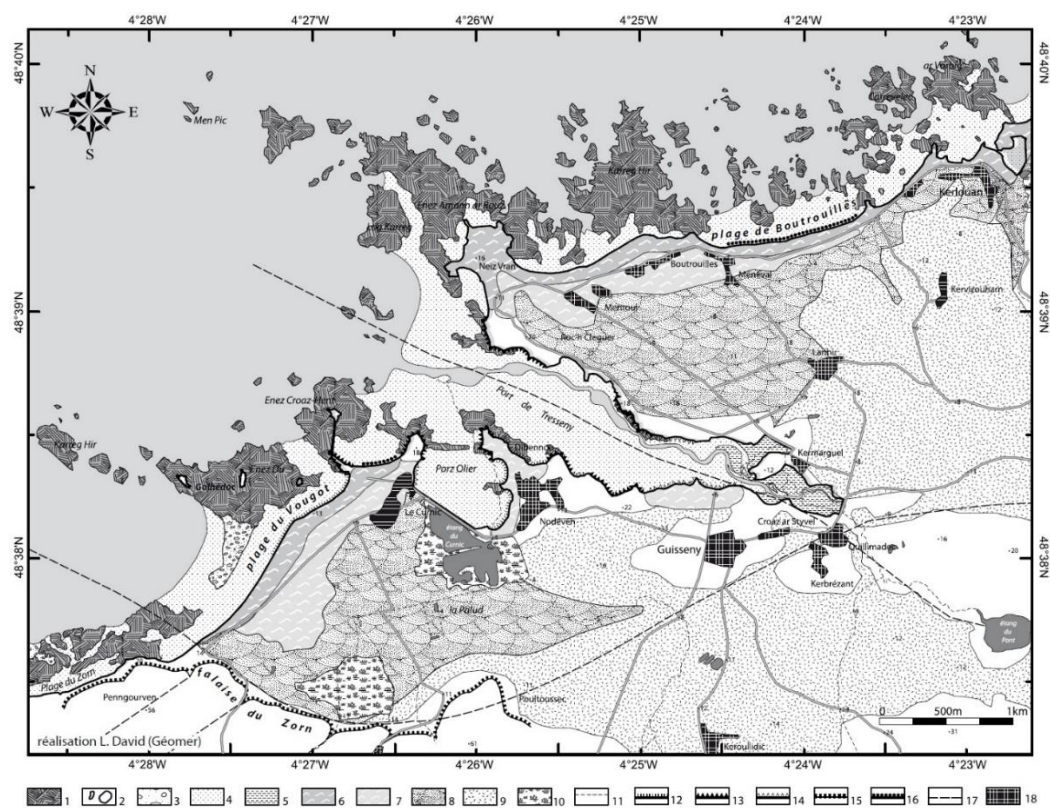


Figure 87 - Carton géomorphologique de la zone d'étude (d'après Hallégouët, 1971) 1 : platier. 2 : îlot. 3 : épétagage de galets. 4 : sable de plage. 5 : vasière. 6 : dune externe. 7 : dune interne. 8 : formation sablo-limoneuse. 9 : limons. 10 : marais. 11 :

cours d'eau. 12 : falaise d'érosion dunaire. 13 : falaise vive rocheuse. 14 : falaise vive de *head*. 15 : falaise morte. 16 : ouvrage de défense côtière. 17 : faille. 18 : zone urbanisée (Suanez et Cariolet, 2010).



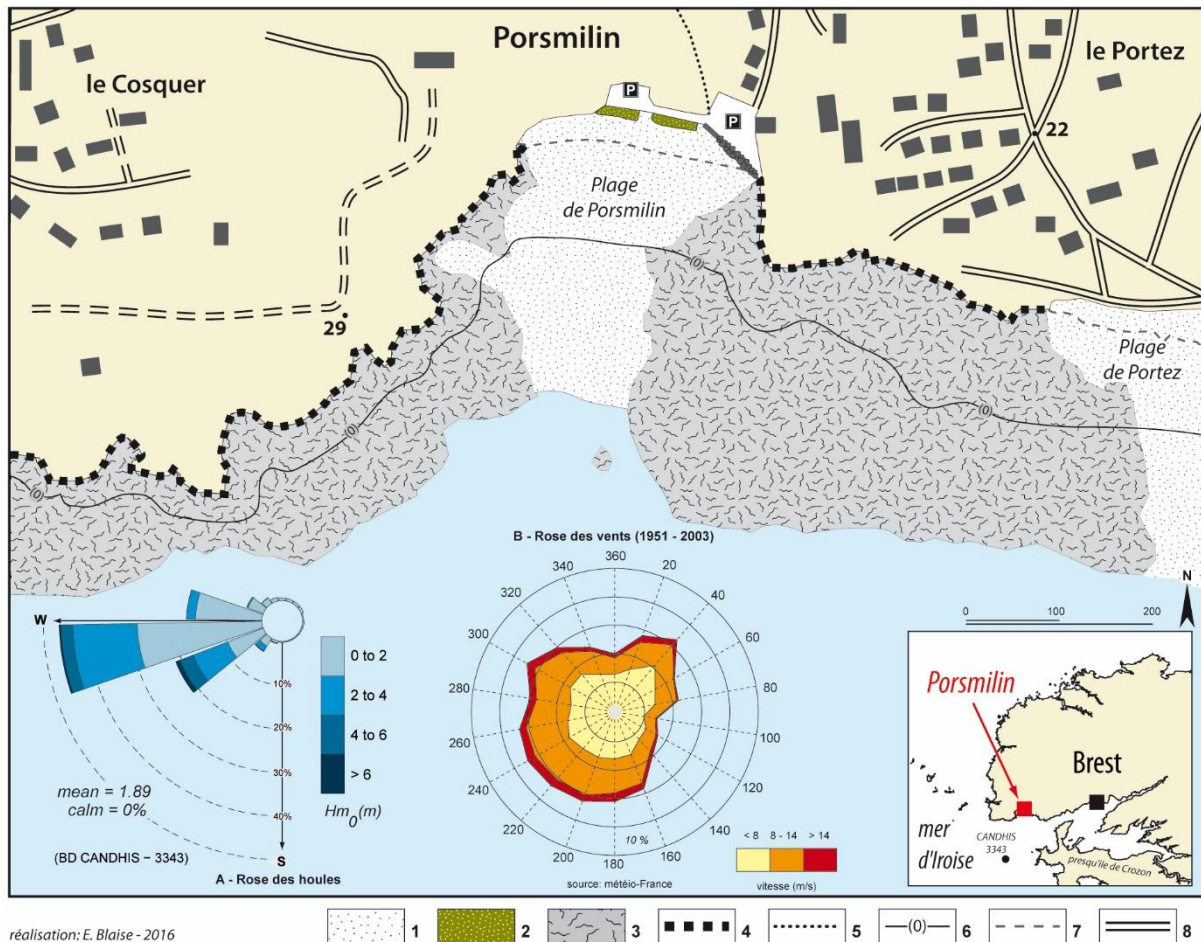
Figure 88 – Vue aérienne du cordon dunaire du Vougot (source : Erwan Le Cornec - GEOS-AEL) .

1.3. La plage de Porsmilin

La plage de Porsmilin est située à l'entrée du goulet de Brest, dans l'anse de Berthaume, dans un secteur de transition entre la mer d'Iroise à l'ouest et la rade de Brest à l'est. Dans ce secteur, le marnage peut atteindre 7 m lors des pleines mers de vives-eaux. Cette plage est une plage de fond d'anse faiblement étendue, et cernée à l'est et à l'ouest par des falaises, offrant une situation d'abri face aux houles incidentes (Figure 89 et Figure 90). Elle est constituée d'un fin et étroit remblai dunaire, largement anthropisé, en haut d'estran. Ce dernier découvre sur 24000 m² environ lors des plus basses mers de vives-eaux.

Orientée sud, la plage n'est que modérément exposée aux houles d'ouest et abritée de celles du nord. Seules les houles en provenance du sud-ouest atteignent frontalement le rivage. Pour autant, du fait d'une réfraction importante, l'agitation est plutôt faible à l'échelle annuelle ; les houles significatives dépassant rarement 0,5 m. Elles sont amplifiées lors des tempêtes où elles peuvent atteindre 2 m (Dehouck *et al.*, 2009).

La cinématique du trait de côte pour la plage de Porsmilin a été mesurée à partir de profils de plage dune, entre 2003 et 2014.



réalisation: E. Blaise - 2016

Figure 89 - Carte géomorphologique de l'anse de Porsmilin. 1. Plage (intertidale et supratidale) sableuse ; 2. Dune ; 3. Platier rocheux ; 4. Falaises ; 5. Cours d'eau ; 6. Zéro hydrographique ; 7. Niveau des pleines mers de vives-eaux ; 8. Maillage routier. A - Direction moyenne de provenance des houles au large de la presqu'île de Crozon (données ANEMOC - Atlas Numérique d'États de Mer Océaniques et Côtiers, point 3343) ; rose des vents au sémaphore d'Ouessant (données Météo-France - d'après Dehouck, 2006).



Figure 90 - Plage de Porsmilin; photographies prises sur le terrain depuis l'est de la plage (Jaud, 2011).

1.4. Les formes fuyantes de l'archipel Molène

L'archipel de Molène est situé au nord de la mer d'Iroise, au large des côtes du Finistère. Il abrite une vingtaine d'îles et îlots qui ne sont que la partie émergée d'un vaste plateau sous-marin (Figure 91). D'une superficie totale de 15000 ha environ, seuls 195 ha de terres sont émergées (800 ha en comptant les estrans à marée basse). Ces îlots se composent de cordons et

de queues de comète à galets fuyant la houle et très souvent situées en arrière de roches isolées. Parfois, ces cordons enserrant de petits plans d'eau et forment alors les *loc'h* (Guilcher, 1959; Hallégouët, 1982; Suanez *et al.*, 2011b).

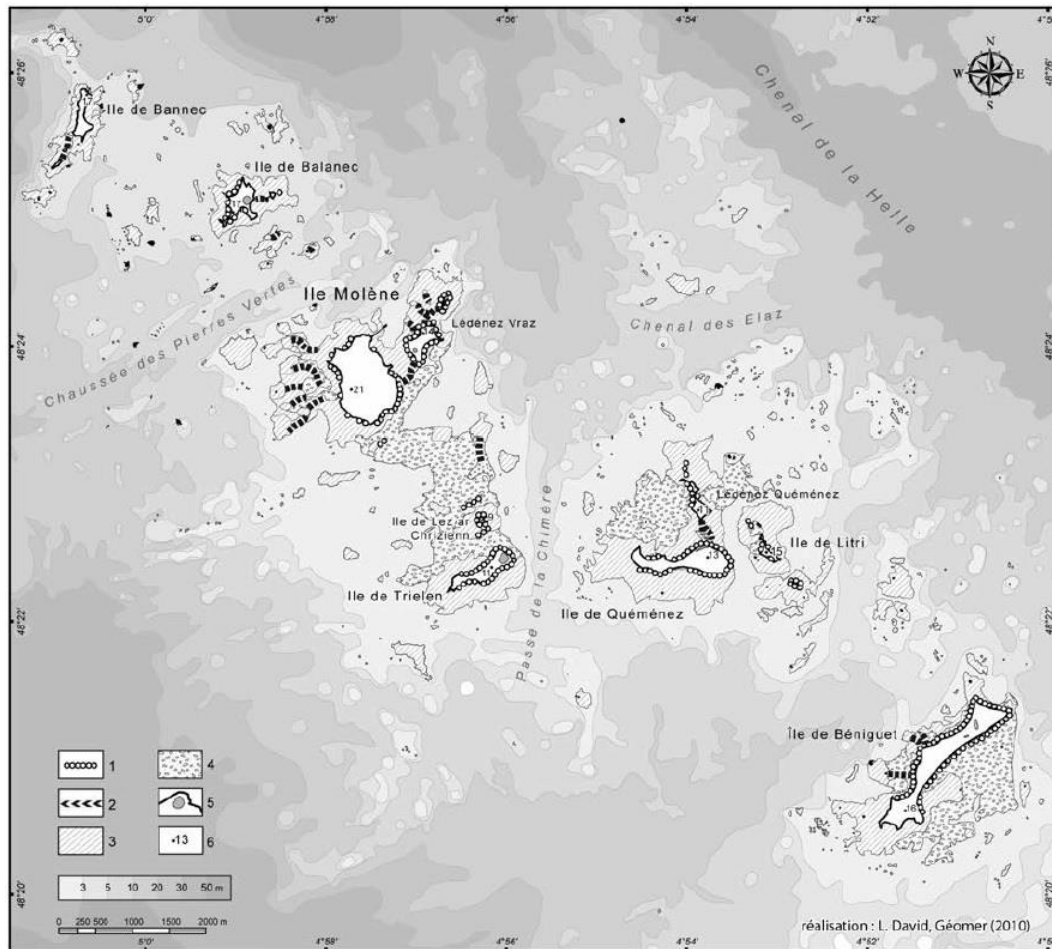


Figure 91 - Carte géomorphologique de l'archipel de Molène (Suanez *et al.*, 2011).

La mer d'Iroise est soumise à un régime macrotidal où le marnage oscillant entre 3 m en période de mortes-eaux et 7 m lors des vives-eaux. L'archipel est largement exposé aux longues houles océaniques générées en Atlantique ; l'énergie variant selon l'exposition des côtes aux forçages hydrodynamiques. Les houles principales et les plus énergiques sont de secteur ouest à nord-ouest (270° à 310°) ; celles en provenance du sud-ouest agissent également mais dans des proportions moindres. La hauteur des houles maximales peut atteindre 3 m, et parfois dépasser les 16 m à 18 m en période de tempêtes (Fichaut et Suanez, 2008). La propagation des vagues vers la côte est complexe en raison de la plateforme rocheuse dont certains écueils émergent localement, modifiant alors la direction des houles (phénomènes de réfraction et de diffraction).

Dans le cadre de cette étude, nous présentons les résultats issus du suivi sur les deux îlots de Trielen (secteur de Porz au nord-est de l'île) et de Lez ar Chrizienn (Figure 91 et Figure 92). L'indicateur retenu pour ces sites en matière de cinématique du trait de côte est la mesure de la position du pied ou de la limite haute de l'escarpement de falaise d'érosion entaillant la plage de galets. Les mesures ont été effectuées *in situ* entre 2002 et 2014 pour Trielen, et 2005 et 2014 pour Lez ar Chrizienn.



Figure 92 – Vue aérienne des îlots de Trielen et de Lez ar Chrizienn (L. Brigand, 2005).

1.5. Le sillon de Talbert

Le sillon de Talbert est situé sur la commune de Pleubian dans les Côtes-d'Armor, sur la façade septentrionale de la Bretagne (Figure 93). Il forme une flèche de galets à pointe libre qui s'étire en direction du nord-est sur environ 3,2 km. D'une largeur de 100 m en moyenne, il s'élargit au niveau de son extrémité en formant un crochet, adoptant une morphologie dite, en « tête d'épingle ». Son volume sédimentaire est estimé à $1,23.10^6 \text{ m}^3$ (Stéphan *et al.*, 2010). Dans son prolongement se trouve l'archipel d'Olonne composé d'îles et îlots granitiques reliés entre eux par des cordons de galets submergés à marée haute.

Le littoral de Pleubian est situé en milieu macrotidal, dans un secteur où le marnage maximum atteint 10,85 m. Les houles dominantes ont une provenance ouest – nord-ouest ; leur hauteur significative est comprise entre 1 et 1,5 m pour une période oscillant entre 9 et 10 secondes. En période de tempêtes, la hauteur des vagues peut dépasser les 9 m et la période des houles, 20 secondes (Stéphan *et al.*, 2010).

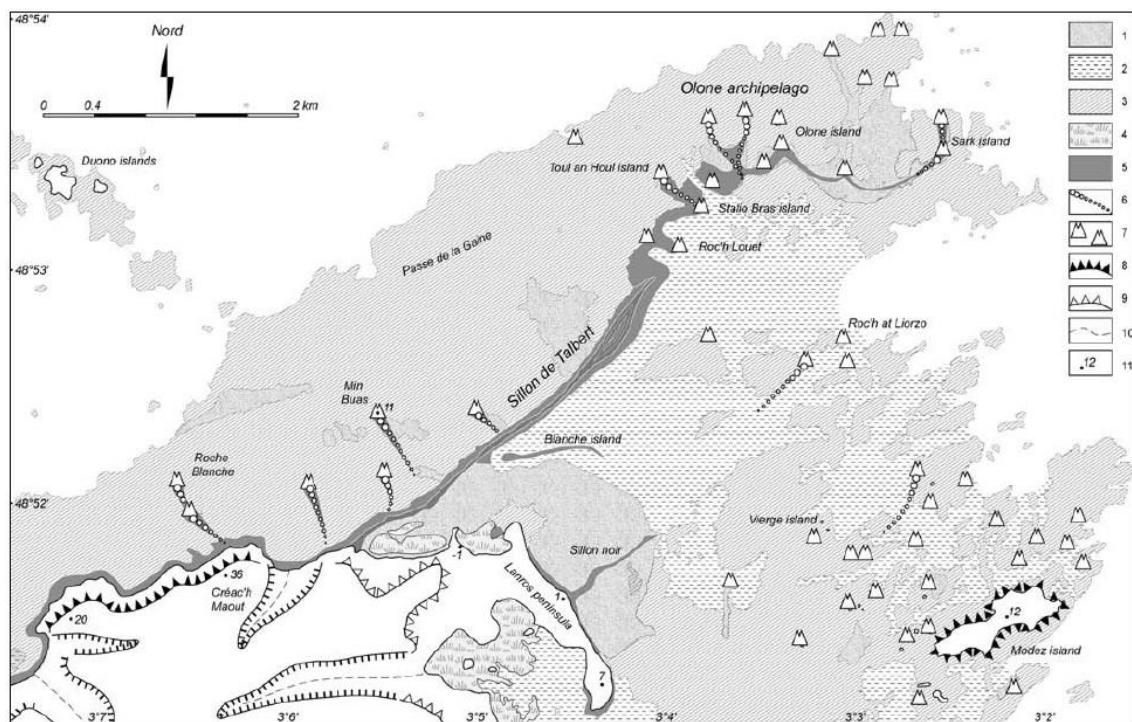


Figure 93 - Carte géomorphologique du sillon de Talbert. 1. Estran sableux ; 2. Estran vaseux ; 3. Plateforme rocheuse ; 4. Marais maritimes ; 5. Cordon de galets ; 6. Revers de la flèche ; 7. Ecueils ; 8. Falaises vives ; 9. Falaises mortes ; 10. Cours d'eau ; 11. Altitudes (Côtes Marines) (Stéphan *et al.*, 2012).

La granulométrie du sillon se compose essentiellement de sables, de graviers et de galets, en proportions variées tout au long des quatre unités morphosédimentaires qui composent le sillon depuis sa racine vers son extrémité (Figure 94 et Figure 95). Premièrement, la racine, mesurant 500 m et majoritairement sableuse, se compose d'une petite dune culminant parfois à 9 m. La pente moyenne de cette portion du cordon est comprise entre 5 et 12% ce qui est faible. Au-devant, on observe un large platier rocheux orné de nombreux écueils protégeant le cordon des houles incidentes. La deuxième unité correspond à la partie proximale qui est composée d'un mélange très hétérométrique de sables et de galets mal triés. Constituée d'une pente relativement douce (5 % à 7 %), elle culmine à 6,5 m d'altitude, et est régulièrement submergée lors des épisodes tempétueux. La partie médiane est essentiellement composée de galets et observe un profil nettement plus redressé dont la crête culmine à 7,5 m. La partie distale est le dernier secteur composant le sillon. Elle se termine par une série de crochons rabattus sur le revers du cordon par la diffraction de la houle. Le profil, dont la crête se situe à 8 m d'altitude, doté d'une pente à 15 %, est plus réfléchissant.

De par son orientation générale par rapport aux houles dominantes, le transfert sédimentaire longitudinal vers la partie distale du sillon est faible. L'essentiel des échanges se fait de manière transversale, depuis la façade du sillon vers son revers. En outre le sillon joue un rôle primordial de barrière naturelle face aux houles de tempêtes, en abritant les îles et îlots situés en arrière comme l'île de Bréhat ; il protège également la presqu'île de Lanros, située au sud, dont une portion importante des terres est située en dessous du niveau de la mer.

Sur le sillon de Talbert, des levés surfaciques ont été effectués entre 2002 et 2016 permettant de construire des modèles numériques de terrain (MNT), à partir desquels la cinématique du trait de côte a été mesurée.

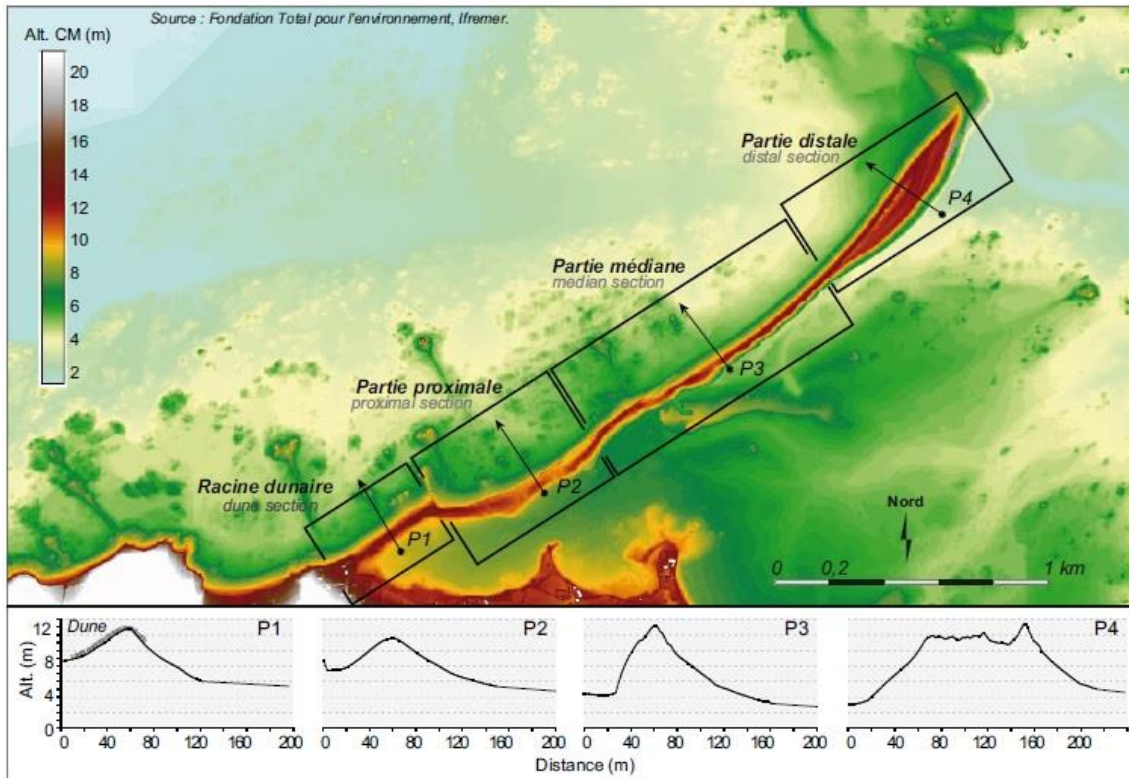


Figure 94 - Levé Lidar d'octobre 2002 et profils topographiques caractéristiques des différentes unités morphosédimentaires du Sillon de Talbert (Stéphan *et al.*, 2012).



Figure 95 – Vue aérienne du sillon de Talbert, depuis son extrémité (à gauche) ; depuis sa racine dunaire (à droite).

1.6. Les cordons dunaires du littoral méridional du Pays Bigouden

Les cordons de Penmarc'h – Le Guilvinec et de Treffiagat – Lesconil sont situés sur la côte méridionale du Pays Bigouden, fortement exposée aux houles de sud-ouest. Cette portion de littoral, qui s'étend de la pointe de Penmarc'h à l'embouchure de l'Odet, est caractérisée par

une côte basse dessinant des échancrures de taille et de profondeur très variables, fermées par plusieurs cordons dunaires dont la hauteur et la largeur varient également suivant les secteurs. La plupart du temps, ces cordons isolent des dépressions arrière-dunaires qui au cours du 19^{ème} siècle, ont été poldérisées (Bodéré *et al.*, 1993, 1983; Hallégouët, 1981). Aujourd'hui le cordon constitue un rempart naturel en protégeant ces zones basses des submersions marines. Ce vaste secteur plan est limité au nord, par une falaise morte parfois nommée « la falaise du Pays Bigouden », relativement peu élevée. Au-devant, on observe une large plateforme rocheuse à écueils, amortissant la houle dominante (Figure 96).

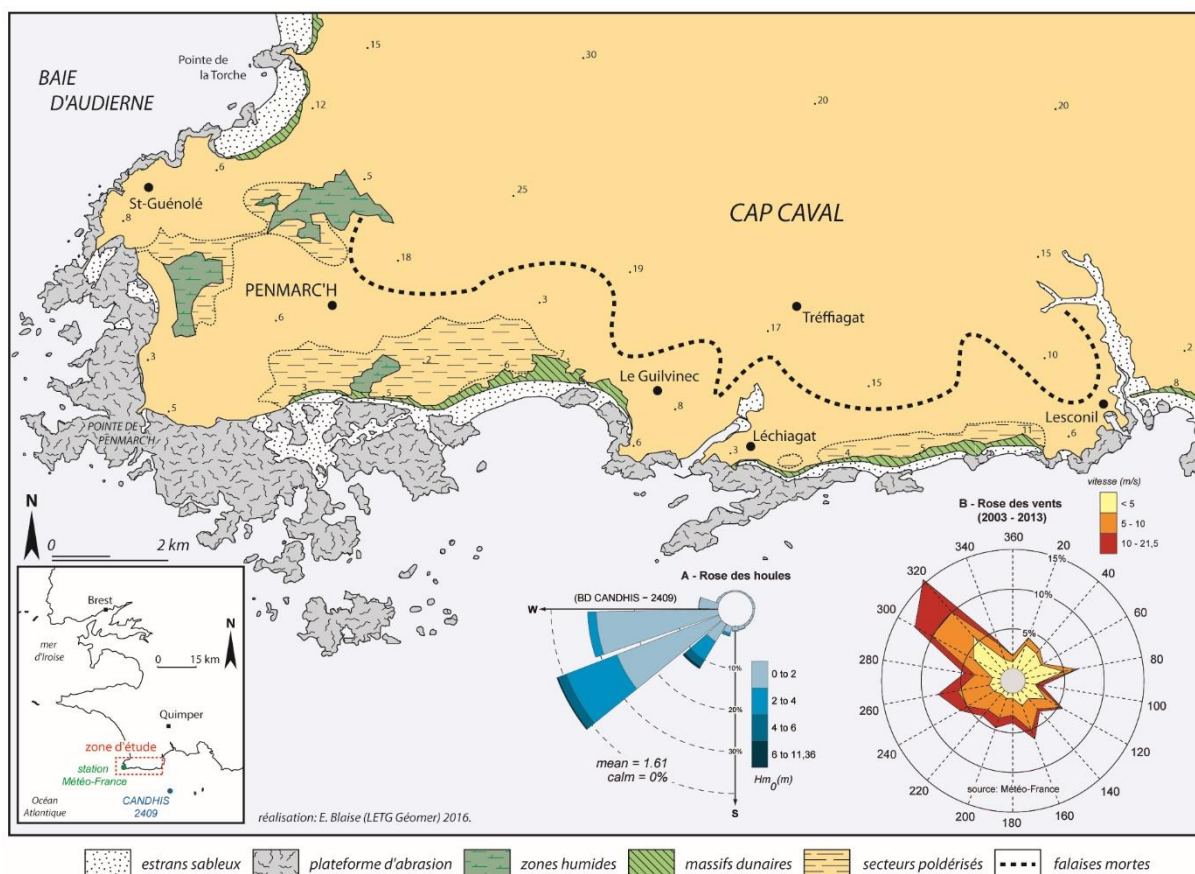


Figure 96 – Carte géomorphologique vues aériennes des cordons dunaires de Penmarc'h-Le Guilvinec et de Treffiagat-Lesconil.

Les deux cordons étudiés se situent entre les communes de Penmarc'h et du Guilvinec pour le premier (Figure 97), entre les communes de Treffiagat et Lesconil pour le second (Figure 98). Tous deux sont globalement orientés vers le sud. Le cordon de Penmarc'h – Le Guilvinec s'étire sur un peu moins de 5 km. Deux secteurs dunaires peuvent être individualisés, car séparés par une avancée sableuse se situant au-devant du quartier de Langourougan. Les dimensions de la portion occidentale sont de l'ordre de 50 à 110 m de large et 5 à 6,5 m d'altitude ; les dimensions de la portion orientale sont quant à elles de l'ordre de 80 à 300 m de large et 6,5 à 10 m d'altitude. Sur 4 km de Treffiagat à Lesconil, le second cordon dunaire étudié oscille entre 30 et 170 m de large, pour une altitude comprise entre 6 m à l'ouest et 10,5 m dans sa partie est.



Figure 97 - Vue aérienne du cordon dunaire de Penmarc'h – Le Guilvinec : secteur de Langourougan (premier plan) ; plage du Stêr (arrière-plan). Le secteur de Kérity, plus à l'ouest, n'est pas visible sur cette photographie .

L'évolution morphosédimentaire des cordons dunaires du littoral sud du Pays Bigouden, et la dynamique érosive observée depuis plusieurs décennies sont fortement influencées par l'activité anthropique. L'extraction de sable au sein même des dunes commencée au lendemain de la Seconde Guerre mondiale, a largement participé à l'affaiblissement des cordons. Dès la fin des années 1960, de premiers épisodes de submersions ont été observés. Par la suite, de larges brèches ont éventré les dunes, notamment au niveau de Lesconil, inondant les zones basses situées en arrière. L'intervention humaine s'est également traduite par des actions répétées de protection du front de dune depuis les premiers signes d'érosion apparus à la fin des années 1960. Enrochements, murets et gabions ont été régulièrement installés dans le but de fixer le trait de côte ; par ailleurs, des campagnes de réensablement des dunes ont plusieurs fois été entreprises (Hallégouët and Hénaff, 2006).

L'étude de la cinématique du trait de côte pour les cordons sableux de Penmarc'h – Le Guilvinec et Treffiagat – Lesconil, a reposé sur :

- la mesure de la position du trait de côte : matérialisée par la limite entre la végétation du front de dune et le sable du haut de plage ; lors des phases d'érosion, c'est la limite haute de l'escarpement de dune qui a été utilisée ;
- la mesure de profils de plage au niveau du cordon dunaire.

Les mesures ont été effectuées *in situ* entre le mois de juillet 2011 et le mois de mars 2016. Afin d'étendre le jeu de données au début des années 2000, le trait de côte a été digitalisé sur la base des BD ORTHO® IGN 2000, 2005 et 2009.



Figure 98 - Vue aérienne du cordon dunaire de Treffiagat - Lesconil, dans le secteur de la plage de Kersauz (premier plan), et de la plage de Skividen (arrière-plan).

2. Acquisition et traitement des données

Les campagnes de terrain ont été réalisées à plus ou moins haute fréquence depuis la fin des années 1990. Suivant les sites, la densité des campagnes de levés a pu varier : mensuelle à bihebdomadaire sur les sites du Vougot et de Porsmilin ; trimestrielle à mensuelle sur les cordons de Penmarc'h et de Treffiagat ; annuelle à semestrielle pour le sillon de Talbert, les cordons de galets de l'archipel de Molène et les cordons dunaires de la baie de Saint-Michel-en-Grève.

2.1. Instrumentation et protocoles des levés topomorphologiques

2.1.1. Les instruments

Le suivi des cordons littoraux a été réalisé par acquisition de séries temporelles de mesures topographiques. Pour cela, plusieurs instruments de mesure ont été utilisés. Ceux-ci ayant déjà fait l'objet d'inventaires et de descriptions approfondis (Jaud, 2011; Letortu, 2013; Slob et Hack, 2004), c'est pourquoi nous ne reviendrons pas en détail sur leurs fonctionnements.

a. Tachéomètres laser et GPS différentiels :

Les levés les plus anciens ont été réalisés à l'aide d'un tachéomètre laser ; un Nikon DTM 300 ainsi qu'un Leica TCR 303. La mesure s'effectue entre la position du tachéomètre et une cible catoptrique, en général une mire, placée à la hauteur connue à la verticale du point à relever (Figure 99 – 1 a).

Les tachéomètres ont progressivement été remplacés par des GPS *Global Positioning System* « différentiels » (Figure 99 - 1 b). Trois modèles ont été utilisés : un Trimble 5800, un Leica GS 10 ainsi qu'un Topcon HYPER V. Cette méthode nécessite la mise en station d'une base géoréférencée, ainsi que l'utilisation d'un capteur (mobile de terrain) chargé d'acquérir les points topographiques. Le mode d'acquisition des points topographiques utilisé lors de campagnes de terrain est appelé RTK pour *Real Time Kinematic* (cinématique en temps réel).

L'incertitude liée aux mesures topographiques a fait l'objet d'une étude en 2008 (Suanez *et al.*, 2008b). Cette étude a montré qu'avec le tachéomètre laser la marge d'erreur était croissante plus on s'éloignait de la station de mesure ; elle oscille entre ± 22 et ± 9 cm en positionnement planaire (x et y) pour une distance de 700 m maximum, et avoisine les ± 8 cm en altitude. L'incertitude est moins importante avec un GPS différentiel, quelle que soit la distance séparant la station de mesure du mobile de terrain. Les marges d'erreur sont inférieures à ± 5 cm en x et y, et $\pm 1,28$ cm en altitude.

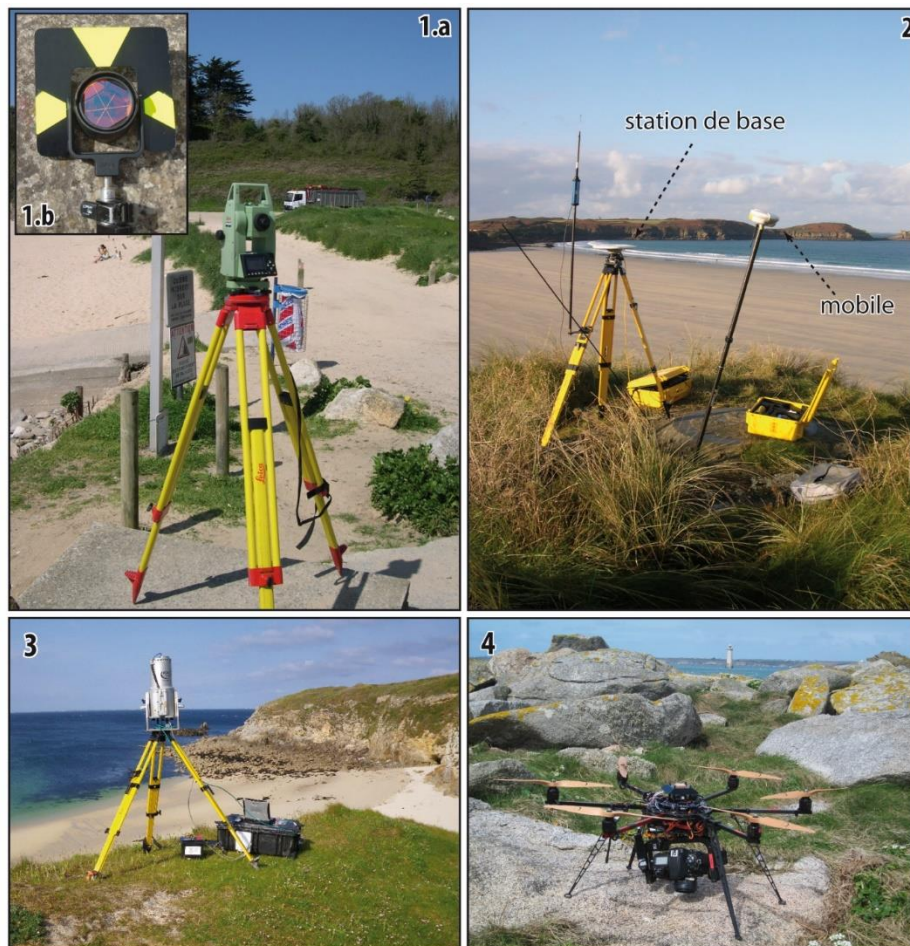


Figure 99 – Tachéomètre laser Leica TCR 303 (1. a.) et sa mire (1. b.) ; GPS différentiels (2) Scanner Laser Terrestre – TLS modèle TLS LMS-Z390i (RIEGL) (3) ; Hexacoptère DS6 de marque DronSys (4).

b. Le Scanner Laser Terrestre – TLS :

Plus récemment, les laboratoires Domaine Océanique (IUEM) et LETG Géomer (IUEM) ont acquis un Scanner Laser Terrestre (*Territorial Laser Scan – TLS*) modèle TLS LMS-Z390i de marque RIEGL. Cet instrument utilise la technologie laser (LIDAR pour *Light Amplification by simulated Emission of Radiation*) et permet une mesure extrêmement précise. Le TLS utilise

la technologie dite du « laser pulsé » et permet de mesurer la topographie terrestre et bathymétrique (Figure 99 - 3) (Jaud, 2011), et fournit un nuage de points en 3 dimensions modélisant la topographie du terrain, chacun des points étant définis par sa position x, y et z.

c. Levés topographiques au drone aéroporté :

Un hexacoptère DS6 de marque DronSys, appelé DRELIO (pour DRone hELIcoptère pour l'Observation de l'environnement) a été développé conjointement par l'IUEM (laboratoire Domaine Océanique) et l'Université de Lyon 1. Ce drone fait 0,80 m de diamètre pour 4 kg. Son autonomie de vol est d'environ 20 min pour une vitesse de 3 m.s⁻¹. L'appareil photo embarqué est un Nikon D700 digital reflex muni d'une focale 35 mm et d'une résolution de 12 Mpix. La démarche consiste en l'acquisition multitemporelle d'images haute résolution et permet la reconstitution de la géomorphologie du site d'étude en haute résolution. Les modèles 3 dimensions et les orthographies générées ont une précision de l'ordre du centimètre.

2.1.2. Protocole de mesure sur le terrain

Chacun des sites d'étude a été équipé d'un point de mise en station matérialisé par un clou topographique en laiton scellé sur une surface plane et stable. C'est sur ce repère géoréférencé que les bases du tachéomètre laser et du DGPS sont installées à chaque campagne de mesures (Figure 100). Sur certains sites, la borne IGN est directement utilisée comme point de mise en station ; c'est le cas notamment pour les sites de Boutrouilles, de Trielen et pour le sillon de Talbert.

Plusieurs points de calage ont également été installés sur chacun des sites à l'aide une nouvelle fois de clous topographiques en laiton. Ils constituent des repères « invariables » et sont mesurés lors de chaque campagne ; ils permettent ainsi de quantifier les marges d'erreur inhérentes à la mesure d'un levé à l'autre (Figure 100).

Le géoréférencement des repères topographiques installés sur chacun des sites d'étude (points de mise en station, points de calage et têtes de profils) a été réalisé à partir des bornes IGN les plus proches des sites, dont les coordonnées géodésiques étaient disponibles sur le site internet de l'IGN (www.ign.fr/ ; rubrique *Géodésie*). A partir de ces bornes, l'ensemble des points de repère ont été mesurés.



Figure 100 – En haut à gauche : plateforme de mise en station du GPS différentiel. Les secteurs en auteur dont la vue est dégagée sont privilégiés afin de faciliter la propagation de l’onde. En haut à droite : points de calage aux abords des cordons dunaires. En bas : dispositifs de repérage des profils de mesure des cordons littoraux.

2.2. Mesure de la cinématique du trait de côte

2.2.1. Levés planaires de la position du trait de côte

Ces levés permettent d’analyser la cinématique du trait de côte en plan. Les levés ont généralement lieu une fois par an ; des campagnes de mesures supplémentaires sont réalisées au lendemain d’évènements morphogènes. Comme nous l’avons déjà vu dans la première partie, le choix de l’indicateur du trait de côte est primordial pour mener ce type de suivi. Les lignes de référence retenues sur les 8 sites ateliers sont : la limite de végétation pour les cordons dunaires et composés de galets ; l’escarpement de falaise lorsque le cordon est érodé. Pour les flèches de galets à pointe libre, c’est le pied du revers qui a été sélectionné (Stéphan, 2011).

2.2.2. Levés des profils de plage en deux dimensions

Les levés de profils de plage consistent à mesurer une série de points le long d'une radiale en tenant compte de la topographie du système plage intertidale / cordon dunaire, selon un axe perpendiculaire au trait de côte. La mesure du profil s'effectue depuis le sommet de la dune vers le bas de l'estran. Un dispositif de repérage des profils de mesure des cordons dunaires (piquets en acier galvanisé) est installé sur site (Figure 100). A partir de ces profils, la section dunaire est isolée et sert d'indicateur des variations du trait de côte. Les différents levés sont comparés afin de quantifier les volumes sédimentaires déplacés transversalement. Pour cela, nous nous sommes basés sur la technique des surfaces verticales. Depuis peu, les profils de plage en version numérique sont importés sur les carnets de terrain GPS, allégeant le protocole de suivi.

2.2.3. Levés surfaciques en trois dimensions

Ce type de levé se base sur les mêmes principes que pour les profils de plage, à la différence que les points de points topographiques sont mesurés sur l'ensemble du cordon et de la plage suivant un maillage qui varie en fonction du matériel de mesure utilisé. De ces MNT, nous avons extrait des profils de plage à partir desquels la cinématique du trait de côte a été reconstituée.

2.3. Campagne de mesures topomorphologiques

Tableau 6 - Inventaire des campagnes de levé du trait de côte sur les cordons littoraux³

Baie de St-Michel-en-Grève				Sillon de Talbert	Dune du Vougot	Ile de Triefen	Ilot de Lez ar Chriszienn	Cordon dunaire de Penmarch - Le Guilvinec	Cordon dunaire de Treffiagat - Lesconil
St-Michel-en-Grève	St-Efflam	Quinquis	Tréduder	-	-	-	-	-	-
24/07/1998	24/03/2005	24/03/2005	10/03/2004	29/03/2002	24/06/2004	23/09/2003	22/08/2005	11/06/2012	08/07/2011
01/09/1999	12/04/2006	12/04/2006	24/03/2005	05/06/2003	14/05/2005	30/09/2004	07/09/2006	16/07/2013	11/06/2012
21/08/2001	03/04/2007	03/04/2007	12/04/2006	01/05/2006	22/08/2005	22/08/2005	17/02/2007	08/01/2014	16/07/2013
12/09/2002	24/03/2008	24/03/2008	03/04/2007	24/09/2007	11/04/2006	07/09/2006	07/08/2007	12/03/2014	07/01/2014
15/09/2003	17/03/2009	17/03/2009	24/03/2008	19/03/2008	17/04/2007	17/02/2007	22/04/2008		03/04/2014
10/03/2004	17/03/2010	17/03/2010	17/03/2009	01/01/2009	12/03/2008	07/08/2007	07/04/2009		18/12/2014
24/03/2005	12/09/2011	12/09/2011	17/03/2010	17/09/2010	30/05/2009	22/04/2008	08/09/2010		
12/04/2006	22/05/2012	22/05/2012	12/09/2011	20/09/2011	13/07/2010	07/04/2009	30/08/2011		
03/04/2007	18/09/2013	18/09/2013	22/05/2012	01/09/2012	13/06/2011	08/09/2010	01/09/2012		
24/03/2008	14/01/2014	14/01/2014	05/04/2013	03/09/2013	04/06/2012	30/08/2011	20/01/2014		
17/03/2009	07/02/2014	07/02/2014	14/01/2014	04/03/2014	12/11/2012	01/09/2012	20/02/2014		
17/03/2010	13/03/2014	13/03/2014	07/02/2014	09/09/2014	14/02/2013	20/01/2014	17/04/2014		
12/09/2011	22/05/2015	22/05/2015	13/03/2014	28/09/2015	23/05/2013	20/02/2014			
22/05/2012	21/04/2016	21/04/2016	22/05/2015	01/09/2016	09/01/2014	17/04/2014			
02/04/2013			21/04/2016		04/02/2014				
14/01/2014					11/03/2014				
13/03/2014					16/11/2015				
22/05/2015					11/04/2016				
21/04/2016									

³ Lors des campagnes de terrain sur le sillon de Talbert, les mesures de position du trait de côte (revers du cordon) et les levés surfaciques ont été réalisés simultanément. En 2015 et 2016, les mesures ont été réalisées par drone.

Tableau 7 - Inventaire des campagnes de levé des profils de plage sur les cordons littoraux

Site	Profil	Nombre de levés topographiques	Emprise temporelle
Vougot	profil 1	167	de juillet 2004 à avril 2016
	profil 2	114	
	profil 3	117	
	profil 4	45	de juin 2011 à avril 2016
	profil 5	44	
	profil 6	44	
Porsmilin	profil 1	160	de janvier 2003 à avril 2016
Penmarc'h	profil 1	23	de juillet 2011 à mars 2016
	profil 2	21	
	profil 3	23	
	profil 4	23	
Treffiagat	profil 1	20	de janvier 2012 à mars 2016
	profil 2	23	de juillet 2011 à mars 2016
	profil 3	23	

3. Mesures des conditions météomarines

3.1. Acquisition des données

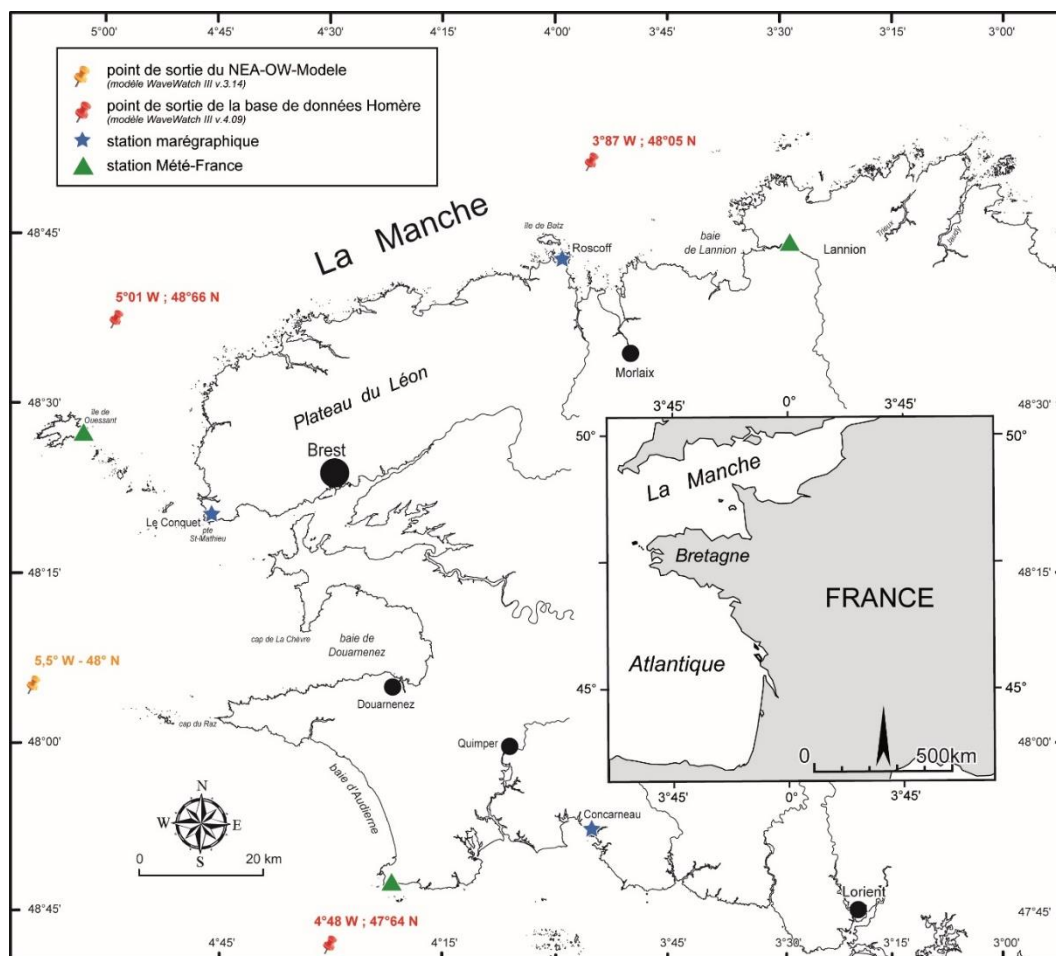


Figure 101 - Carte de localisation du point de sortie issu du North Atlantic East – Ocean Wave Model (Dodet *et al.*, 2010) et de la base de donnée Homère (Boudière *et al.*, 2013) ; des marégraphes de Roscoff, du Conquet et de Concarneau, des stations Météo-France de Lannion, Ouessant-Stiff et pointe de Penmarc'h.

3.1.1. Enregistrements des variations de la houle

Les données de houles ont été acquises par modélisation, à l'aide de deux modèles :

- le *North-East Atlantic – Ocean Wave Model* (le NEA-OW model) développé par G. Dodet et al. (Dodet *et al.*, 2010), est un modèle de houle régional implémenté basé sur la version 3,14 du code WaveWatch III® (WW3) (Ardhuin *et al.*, 2014; Tolman et others, 2009). Le point de sortie utilisé est issu de la grille du Golfe de Gascogne, de résolution 0,2°, pour la coordonnée 5,5° W 48° N (profondeur 90 m).
- La base de données HOMERE émanant d'IFREMER, créée dans le cadre du projet Energies Marines Renouvelables (EMR), est également issue du code de calcul WaveWatch III® dans sa version 4,09 (Boudière *et al.*, 2013). Trois points de sortie ont été utilisés, localisés sur les façades sud-ouest (4°48 W 47°64 N – 14 m de profondeur), nord-ouest (5°01 W 48°66 N – 90 m de profondeur), et la façade nord (3°87 W 48°05 N – 80 m de profondeur) de la Bretagne.

Les données utilisées (hauteur des vagues H_{mo} , direction moyenne de provenance de la houle D_{ir} , et la période de la houle T_p) couvrent la période 1990-2016 (NEA-OW model) 1994-2013 (HOMERE). Ces données horaires comprennent la hauteur et la période de la houle grâce auxquelles nous avons calculé l'énergie sur la base de l'équation suivant (Masselink *et al.*, 2014b):

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

où ρ est la masse volumique de l'eau de mer (1024 kg.m⁻³), g l'accélération de la pesanteur (9,81 m.s⁻²), et H la hauteur de la houle mesurée en mètres.

Un seuil de tempête a été établi pour des houles supérieures à 6,5 m, en suivant l'analyse des valeurs extrêmes de houle réalisée par le Cerema pour la bouée des Pierres Noires située en mer d'Iroise (www.candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr). L'ajustement statistique effectué par le Cerema nous a permis de d'estimer les périodes de retour des événements tempétueux les plus extrêmes observés lors de notre analyse : un pic de houle de 9 m maximum représente par exemple une tempête dont la période de retour est estimée à un an. A partir de cet ajustement, les événements tempétueux exceptionnels ont pu être identifiés.

3.1.2. Enregistrements des niveaux de marée

Les données de marée sont issues du Réseau d'Observation du Niveau de la Mer (RONIM) (<http://data.shom.fr/#donnees/refmar>), réseau d'observation mis à disposition par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM - REFMAR). Les enregistrements ont été obtenus au niveau des marégraphes de Roscoff, du Conquet et de Concarneau sur la période 1990-2016 (selon la disponibilité des données). Ainsi, chaque secteur d'étude est couvert. Ces données ont été utilisées dans le but d'identifier les périodes de vives-eaux (coefficient de marée > 70) et voir si elles étaient corrélées à des épisodes tempétueux. Pour chacun des marégraphes, les niveaux de marée ont été comparés au niveau des plus hautes mers astronomiques (PHMA) et des pleines mers de vive-eau (PMVE).

3.1.3. Données météorologiques

L'analyse des conditions météomarines repose sur les données de vent (vitesse) et de pression atmosphérique au niveau de la mer enregistrées aux stations Météo-France de Lannion pour la côte nord de la Bretagne, au phare du Stiff à Ouessant pour la côte ouest, et à Penmarc'h pour la côte sud bretonne pour la période 1995/2016 (selon les périodes d'enregistrement disponibles) (Figure 101). Selon l'Organisation Météorologique Mondiale, le seuil de tempête est fixé à 44 et 50 nœuds (vitesse du vent sur l'océan), soit en moyenne 48 nœuds, ce qui est approximativement égal à 25 m/s. Compte tenu du frottement continental, le seuil est abaissé à 18 et 20 m/s (Trzpit, 1977). Ces valeurs ont été retenues pour caractériser les conditions météorologiques synonymes d'épisodes tempétueux.

Conclusion intermédiaire

Les sites ateliers retenus pour l'étude de la cinématique à moyen terme couvrent l'ensemble du littoral de la péninsule armoricaine sur ses trois façades, nord, ouest et sud. Ces sites présentent chacun des caractéristiques morphologiques et hydrodynamiques différentes qui commandent dans le détail les processus morphosédimentaires. Toutefois, notre objectif dans cette partie du travail ne porte pas sur l'étude de ces dynamiques morphosédimentaires mais sur l'identification des phases érosives et de régénération.

L'étendue des séries d'observation varie d'un site à l'autre, de 1998 à 2016 pour la plus longue (baie de Saint-Michel-en-Grève) et 2011-2016 pour les plus courtes (cordons dunaires de Penmarc'h – Le Guilvinec et Treffiagat – Lesconil).

Les mesures topomorphologiques utilisent des techniques aujourd'hui largement répandues, comme le tachéomètre laser, le GPS différentiel, le Scanner Laser Terrestre – TLS, ou encore le drone. Dans tous les cas les suivis réalisés ont observé des protocoles méthodologiques rigoureux permettant de récupérer de la métadonnée géoréférencée, calée altitudinalement, et directement intégrable dans des bases de données. Ces levés ont consisté en de la mesure du trait de côte, mesures le long de profils de plage et levés surfaciques.

L'analyse des conditions météomarines se base quant à elle sur des enregistrements de houle obtenus par modélisation à l'aide des modèles issus des codes de calcul WaveWatch III[®] (*North-East Atlantic – Ocean Wave Model* et base de données HOMERE) à partir desquels nous avons obtenu la hauteur, la direction et la période de la houle au large ; des enregistrements de marée issus des marégraphes de Roscoff, Le Conquet et Concarneau ; et des données météorologiques obtenues aux stations Météo-France de Lannion, Ouessant-Stiff et Penmarc'h.

Chap 2. Dynamiques morphosédimentaires du trait de côte

Ce chapitre vise à présenter les résultats de l'analyse de cinématique du trait de côte des cordons littoraux à moyen terme (dix à quinze ans), obtenus à partir de mesures topomorphologiques *in situ*. Sur les sites d'étude dont le suivi morphosédimentaire est récent (Penmarc'h – Le Guilvinec et Treffiagat – Lesconil principalement), les mesures *in situ* ont parfois été complétés par des données obtenues par photo-interprétation numérique.

Différents types de mesures ont été retenus pour étudier la cinématique du trait de côte :

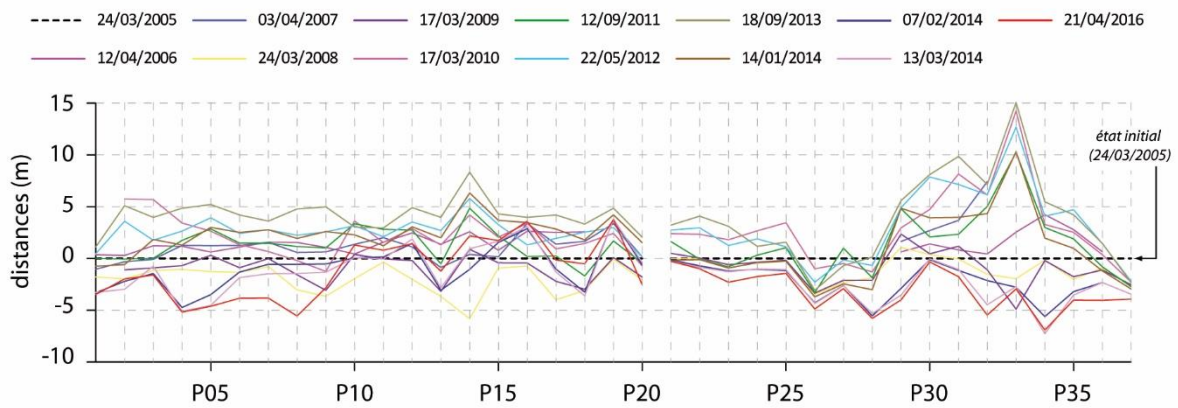
- La mesure de la position du trait de côte : pour les cordons dunaires, elle est matérialisée par un indicateur biomorphologique, la limite de la végétation du front de dune et le sable du haut de plage ; lors des phases d'érosion, c'est la limite haute de l'escarpement de dune qui a été retenue ; pour le sillon de Talbert (flèche de galets à pointe libre), elle correspond à la limite du revers de la flèche ;
- La mesure de profils de plage / cordon dunaire ; ici, seules les mesures effectuées au niveau du cordon dunaire (sommet et front de dune) ont été retenues, cette section correspondant alors à l'indicateur choisi pour représenter le trait de côte ;
- Des levés surfaciques à partir desquels la cinématique du trait de côte a été mesurée.

1. Les placages éoliens de la baie de Saint-Michel-en-Grève

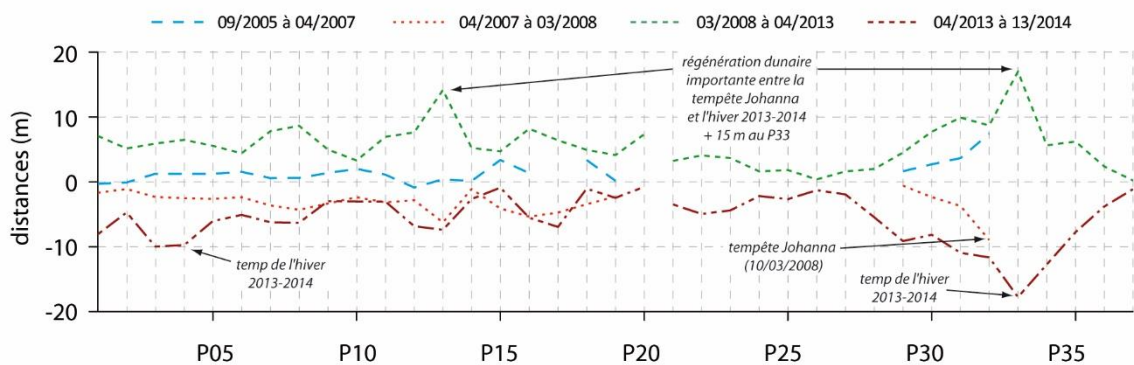
La cinématique du trait de côte de la baie de SMEG s'inscrit dans un contexte de comblement sédimentaire de la baie, observé au moins depuis le début du 20^{ème} siècle, et qui est à l'origine de l'apparition au début des années 1990 des cordons dunaires de Saint-Efflam, du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève (Figure 104 (Pinot, 1995)). Cette cinématique a également été fortement influencée par l'action anthropique, notamment sur la période récente avec la rectification de la filière du Yar et du Roscoat, entre 1998 et 1999 (Suanez, 2004). En effet, comme l'ont montré ces auteurs, l'érosion observée à partir de 1999, et notamment la disparition du cordon dunaire du Grand Rocher, s'explique par les phénomènes rétroactifs dus aux opérations de comblement de la poche du Yar, combinés aux fortes tempêtes des hivers 1999, 2000 et 2001 (Stéphan and Suanez, 2004; Suanez and Stéphan, 2005).

Entre 2002 et 2007, on observe une longue phase de progradation du trait de côte sur l'ensemble de la baie (Figure 102, Figure 103 et Figure 104). C'est aussi durant cette période que le cordon dunaire de Tréduder se construit à partir du matériel sédimentaire issue de l'érosion du cordon dunaire du Grand Rocher suivant des transferts ouest-est (Figure 105 – E à I) (Stéphan and Suanez, 2004).

A - Cinématique du trait de côte entre 2005 et 2014



B - Cinématique du trait de côte par périodes (sur la base d'un "état 0" pour chaque période)



C - Evolution du trait de côte (en m/an) entre 2005 et 2014

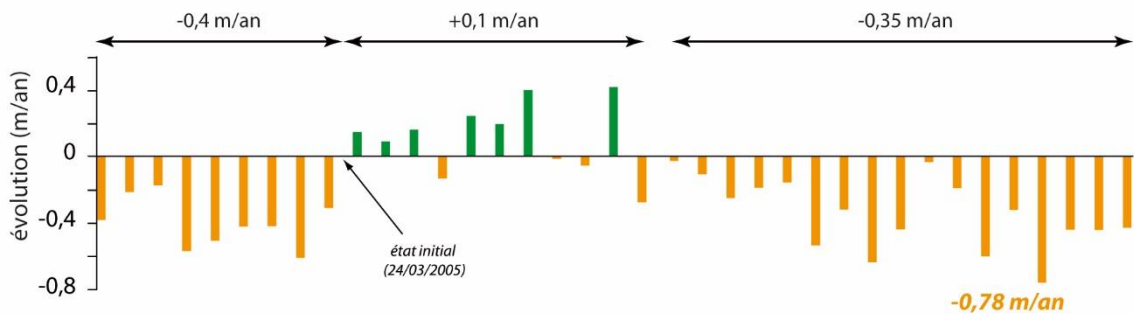
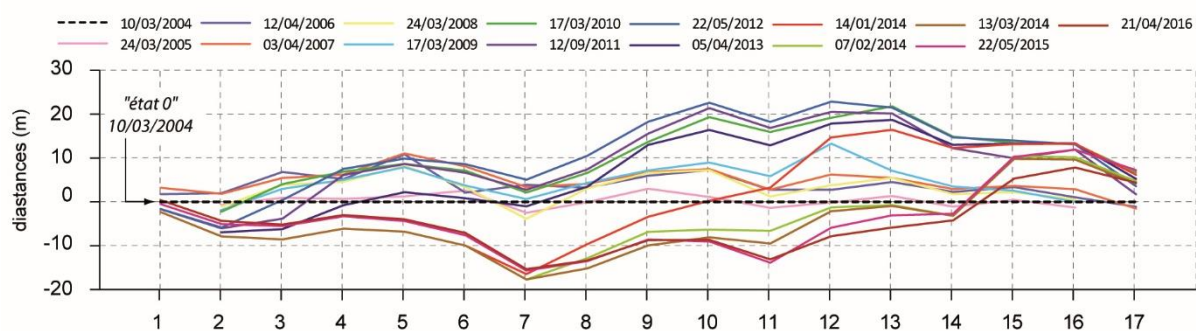
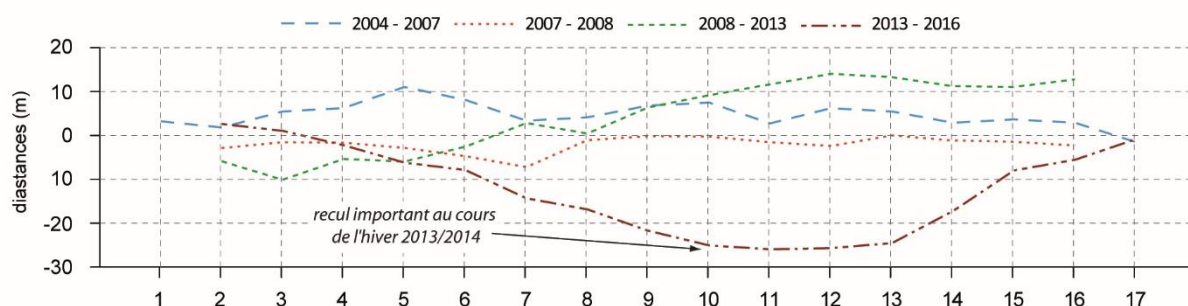


Figure 102 – A : cinématique du trait de côte du cordon de Saint-Efflam (en m) entre 1998 et 2016 ; B : cinématique du cordon (en m) entre 2005 et 2007 ; 2007 et 2008 ; 2008 et 2013 et 2013 et 2014 ; C : évolution du trait de côte en m/an entre 2005 et 2014.

A - Cinématique du trait de côte entre 2004 et 2015



B - Cinématique du trait de côte par périodes (sur la base d'un "état 0" pour chaque période)



C - Evolution du trait de côte (en m/an) entre 2004 et 2016

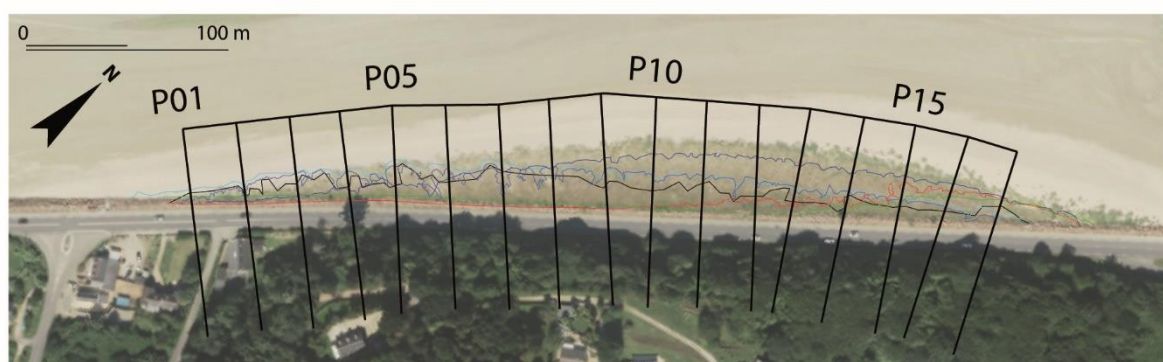
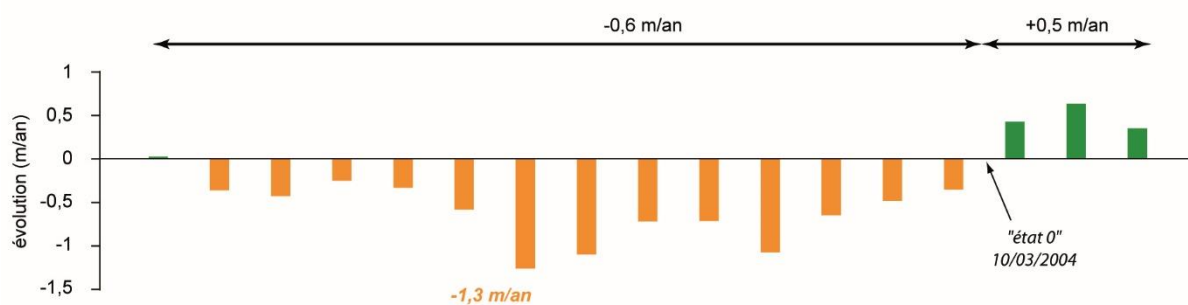
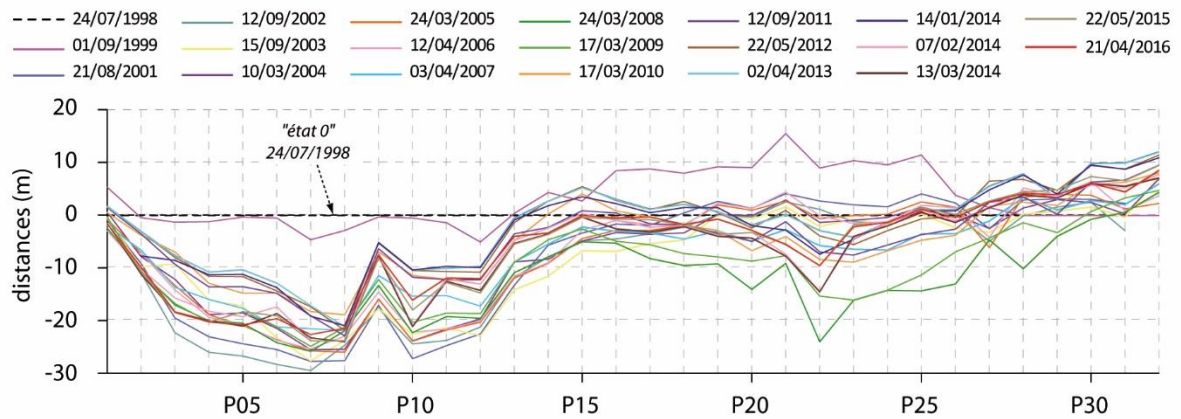
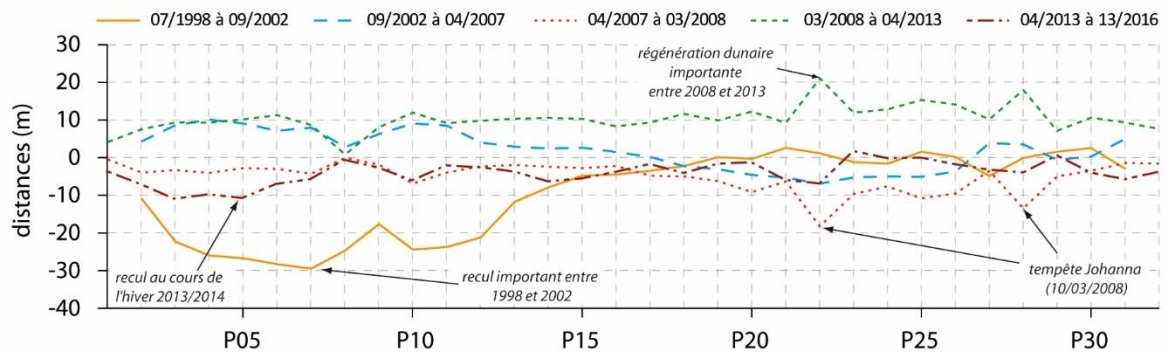


Figure 103 - A : cinématique du trait de côte du cordon de Tréduder (en m) entre 2004 et 2015 ; B : cinématique du cordon (en m) entre 2004 et 2007 ; 2007 et 2008 ; 2008 et 2013 et 2013 et 2016 ; C : évolution du trait de côte en m/an entre 2004 et 2016.

A - Cinématique du trait de côte entre 1998 et 2016



B - Cinématique du trait de côte par périodes (sur la base d'un "état 0" pour chaque période)



C - Evolution du trait de côte (en m/an) entre 1998 et 2016

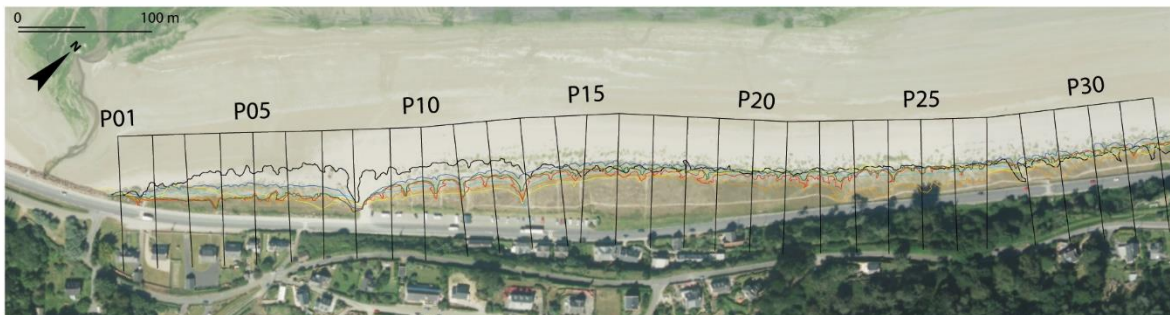
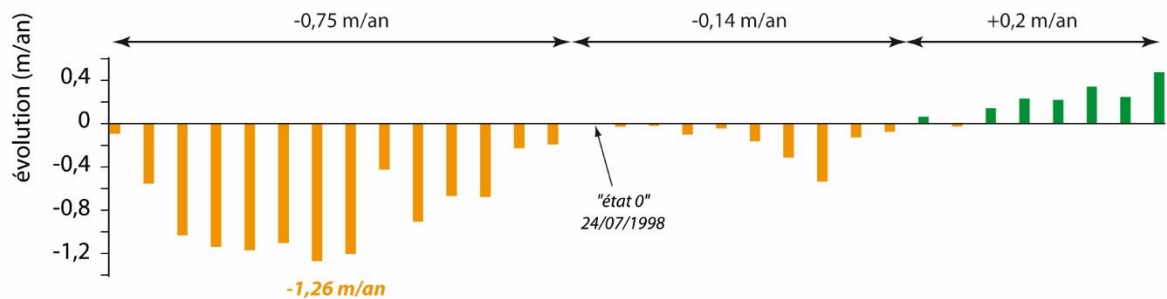


Figure 104 – A : cinématique du trait de côte du cordon de Saint-Michel-en-Grève (en m) entre 1998 et 2016 ; B : cinématique du cordon (en m) entre 1998 et 2002 ; 2002 et 2007 ; 2007 et 2008 ; 2008 et 2013 et 2013 et 2016 ; C : évolution du trait de côte en m/an entre 1998 et 2016.



Figure 105 - Evolution du trait de côte du cordon dunaire de Tréduder entre 1998 et 2014. Entre 1998 et 2002, le cordon est inexistant (A à E) ; apparition et expansion du cordon dunaire (F à L) (l'impact de la tempête du 10 mars 2008 n'est pas visible sur les photographies) ; régénération du cordon dunaire entre 2008 et 2012 (G, H et I) ; seconde phase d'érosion à partir de 2013 (M) et quasi disparition du cordon suite aux tempêtes de l'hiver 2013-2014 (N et O).

A partir de l'hiver 2006-2007 débute une nouvelle phase morphogène, qui prendra fin avec la tempête Johanna du 10 mars 2008. Au cours de cette période, l'érosion des cordons dunaires est particulièrement importante, notamment dans la partie orientale de la baie. Au niveau du cordon de Saint-Michel-en-Grève, le recul atteint ponctuellement -18 m. Les cordons de Saint-Efflam et de Tréduder sont également touchés, mais l'érosion y est moins importante : respectivement -6 m et -7 m maximum.

Au printemps 2008, une phase de régénération des cordons dunaires commence (Figure 106 et Figure 107). Cette régénération s'observe sur l'ensemble de la baie où la progradation moyenne du trait de côte pour les cordons de Saint-Efflam, de Tréduder et de Saint-Michel-en-Grèves est respectivement égale à +5,2 m, +4,2 m et +10 m, avec une avancée maximum de +17 m, +14 m, et +21 m, pour ces trois cordons.



Figure 106 - Evolution du trait de côte du cordon dunaire de Saint-Michel-en-Grève (partie ouest (A, B, C) ; partie est (D, E, F)). Suite au recul du front dunaire causé par le passage de la tempête Johanna (10 mars 2008), on observe une avancée progressive de la limite de la végétation, processus inhérent à la dynamique de régénération des cordons dunaires.



Figure 107 – Evolution du trait de côte du cordon dunaire de Saint-Efflam (partie est (A, B, C, D) ; partie ouest (E, F, G, F)). Suite au recul du front dunaire causé par le passage de la tempête Johanna (10 mars 2008), on observe une avancée progressive de la limite de la végétation processus inhérent à la dynamique de régénération des cordons dunaires.

Cette phase de progradation importante des cordons dunaires a pris fin au cours de l'hiver 2013-2014, particulièrement morphogène. Comme nous le verrons dans la dernière partie de cette thèse, entre l'automne 2013 et la fin du mois de mars 2014, on observe une forte érosion sur l'ensemble des cordons dunaires, avec des distances moyennes de recul égales à -5,45 m sur le cordon de Saint-Efflam ; -11,7 m sur le cordon de Tréduder et -5 m sur le cordon de Saint-

Michel-en-Grève. Certaines portions des dunes ont été particulièrement touchées. Les valeurs maximum de recul atteignent ponctuellement -17,8 m sur le cordon de Saint-Efflam ; -24,5 m sur le cordon de Tréduder, et -11,6 m sur le cordon de Saint-Michel-en-Grève où la majeure partie du cordon (partie centrale) a reculé de plus de 10 m au cours de cet hiver.

Entre la fin du mois de mars 2014 et le printemps 2016, les levés effectués ont montré une certaine stabilisation du trait de côte pour l'ensemble des cordons de la baie. L'évolution du trait de côte en m/an sur la période est de respectivement -0,38 m ; 0,07 m, et 1,1 m pour les cordons de Saint-Efflam, Tréduder et Saint-Michel-en-Grève. Pour autant, cette dynamique n'est pas spatialement homogène sur les trois cordons, où alternent des secteurs en érosion et en progradation. On observe tout de même, de manière très ponctuelle une avancée du trait de côte de l'ordre de +6,5 m sur le cordon de Saint-Efflam et +5 m sur le cordon de Saint-Michel-en-Grève.

L'ensemble de ces phases d'érosion et de progradation sont illustrées à partir des évolutions des surfaces dunaires des trois cordons de Saint-Efflam, Tréduder et Saint-Michel-en-Grève (Figure 108).

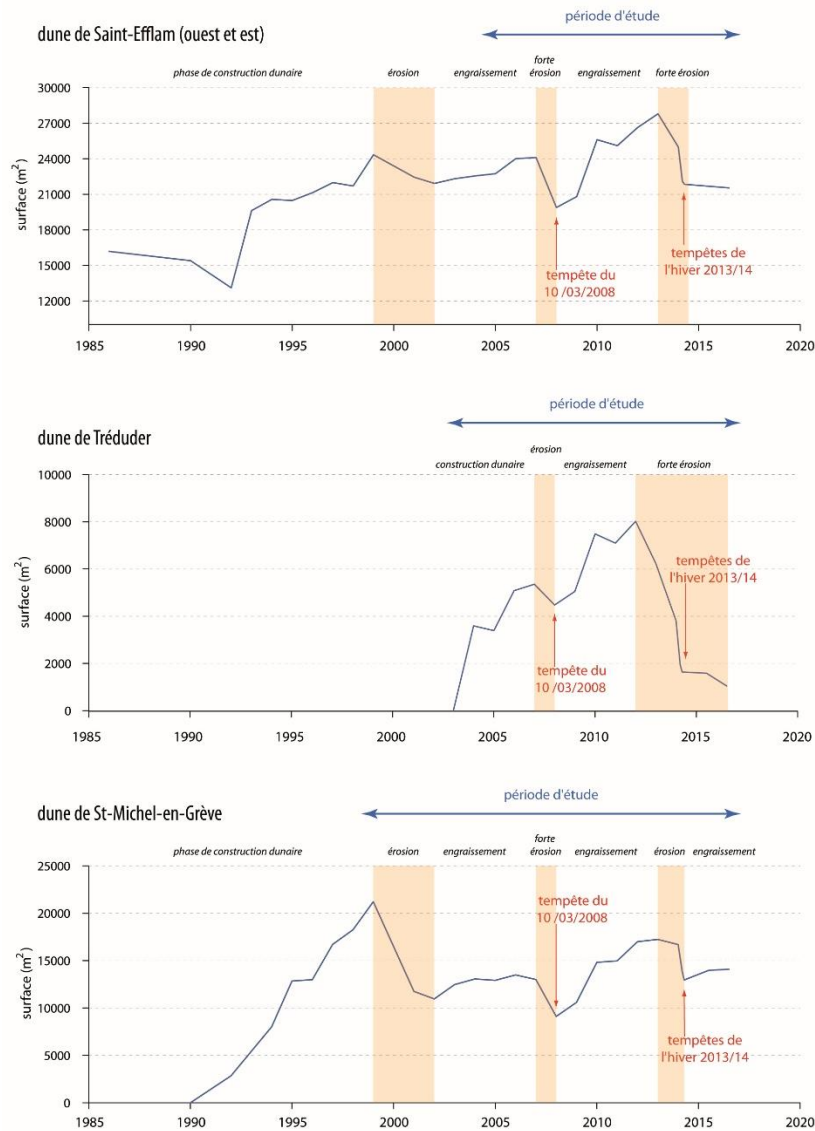


Figure 108 – Evolution des surfaces dunaires calculées à partir de l'analyse de la cinématique du trait de côte entre 1990 et 2016 en baie de Saint-Michel-en-Grève.

2. La plage du Vougot

2.1. Etat de connaissance sur le site du Vougot

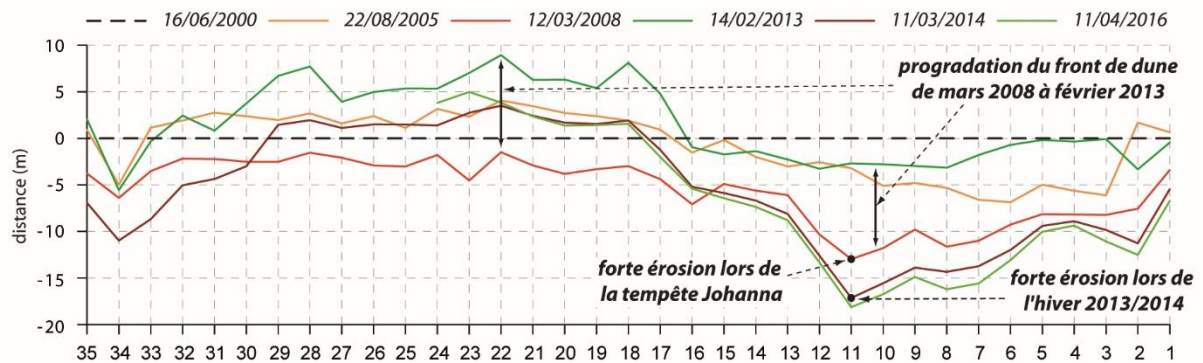
Jusqu'en 2004, peu d'études avaient été réalisées sur le cordon dunaire du Vougot : seuls des rapports d'étude (Bodéré *et al.*, 1983) et des travaux d'expertise (Hallégouët, 1998; Hallégouët et Yoni, 1999) permettaient d'avoir des observations essentiellement qualitatives sur l'évolution du site. Les premières données quantifiées disponibles sur la cinématique du trait de côte ont été produites par Marie-Françoise Garaboeuf dans le cadre de son mémoire de DEA (Garaboeuf, 1990). Les résultats alors obtenus pour la période 1914 - 1987 montraient un recul de la plage pouvant atteindre -40 m dans la partie orientale du cordon. Cependant, en l'absence de correction des photographies aériennes lors de cette étude, la dynamique du cordon dunaire demeurait incertaine et demandait précisions.

A partir de 2004 un suivi morphosédimentaire a été mis en place par le laboratoire LETG Brest – Géomer, dans le cadre des objectifs Natura 2000 définis par la commune de Guissény :

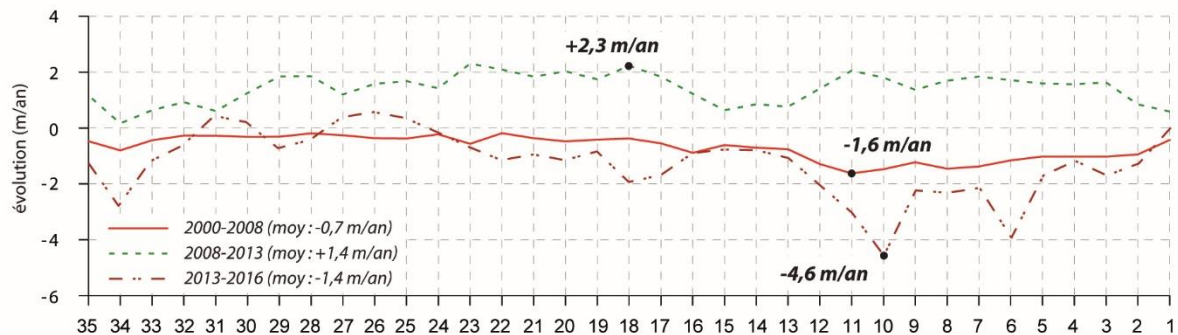
la conservation et l'entretien des milieux dunaires (objectif A3) qui se traduit par une fiche action N°6 « réhabilite les zones dunaires dégradées » (Cariolet and Suanez, 2009; Sparfel and Suanez, 2007; Suanez *et al.*, 2010). Ce suivi a reposé sur un levé annuel systématique du trait de côte et la réalisation de mesures mensuelles de profils de plage dune le long de six radiales couvrant l'ensemble de la plage du Vougot.

2.2. Mesure de la cinématique du trait de côte entre 2000 et 2016

A - Cinématique du trait de côte entre 2000 et 2016



B - Evolution du trait de côte en m/an par périodes (sur la base d'un état 0 pour chaque période)



C - Evolution du trait de côte (en m/an) entre 2000 et 2016

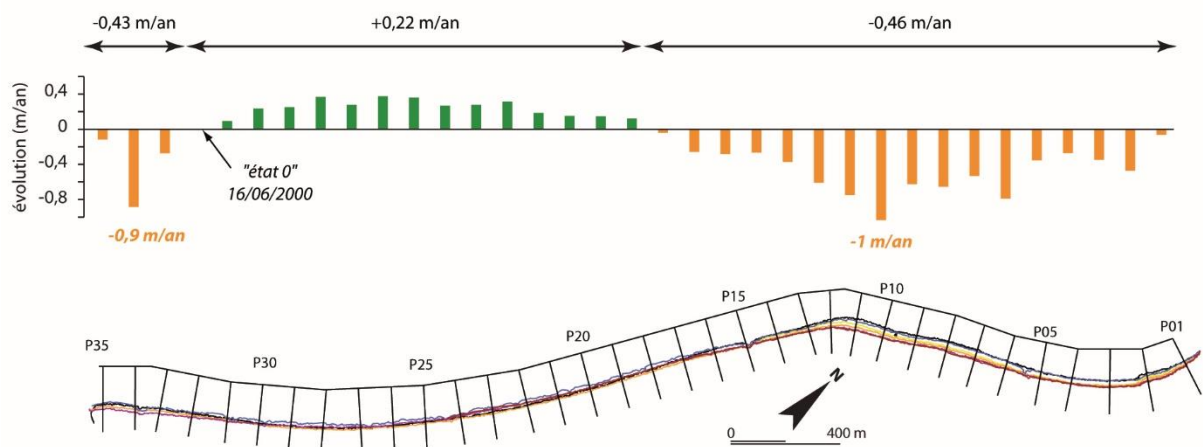


Figure 109 – A : cinématique du trait de côte du cordon dunaire du Vougot (en m) entre 2000 et 2016 ; B : évolution du cordon (en m/an) entre 2000 et 2008 ; 2008 et 2013 ; 2013 et 2016 ; C : évolution du trait de côte (en m/an) entre 2000 et 2016.

De 2000 à 2016, on observe une érosion généralisée du front de dune qui touche particulièrement la portion orientale du cordon dunaire (Figure 109 et Tableau 8). L'évolution

moyenne sur la période est égale à -0,5 m/an, tandis que dans certains secteurs les taux de recul maximum atteignent -1 m/an. Ces valeurs sont conformes à celles qui ont été calculées sur du plus long terme (Sparfel and Suanez, 2007; Suanez *et al.*, 2010). Ces auteurs ont en effet montré qu'entre 1952 et 2009, le recul maximum atteignait 0,75 m/an ; entre 1978 et 2000, environ 0,5 m/an ; et entre 2000 et 2009, 1,5 m/an. Cette dernière valeur largement supérieur aux deux précédentes, a été expliquée par l'importante érosion liée à la tempête du 10 mars 2008.

Dans le détail, on observe une première phase morphogène, de 2000 à 2008, où le front de dune recule de -0,69 m/an en moyenne (maximum -1,62 m/an). Ces valeurs de recul sont largement imputables à la tempête Johanna, responsable dans certains secteurs, d'une érosion du rivage proche de -6 m. Les vagues déferlant sur le haut de plage durant cet épisode, ont directement attaqué le pied de dune (Figure 110) (Suanez *et al.*, 2010; Suanez et Cariolet, 2010). Ce recul exceptionnel du front de dune durant cette tempête a joué dans l'augmentation des vitesses d'érosion sur la période.

Tableau 8 - Taux de recul du trait de côte calculé sur différentes périodes d'observation.

Période	cordon dunaire		secteur oriental		secteur occidental	
	évo. moyenne	maximum	évo. moyenne	maximum	évo. moyenne	maximum
2000 - 2016	-0,50	-0,96	0,63	-0,96	-0,27	-0,42
2000 - 2008	-0,69	-1,62	-1,07	-1,62	-0,40	-0,88
2008 - 2013	1,43	2,31	1,36	2,05	1,49	2,30
2013 - 2016	-1,41	-4,61	-2,07	-4,60	-0,91	-2,90



Figure 110 - Attaque du front de dune du cordon du Vougot, lors du passage de la tempête Johanna le 10 mars 2008 ; au niveau du profil 3 (A) ; à l'est du profil 1 (B).

Les mesures réalisées entre le printemps 2008 et 2012 ont montré que le trait de côte avait considérablement avancé. Le taux calculé sur la période est égale à +1,76 m/an (les valeurs maximum sont observées au niveau des profils 22 et 23 : +12 m sur la période). Cette dynamique est liée à un engraissement sédimentaire très important du pied de dune et du haut de plage (Suanez *et al.*, 2012a). Cet apport sédimentaire s'est traduit par la construction d'un large bourrelet dunaire au pied de la dune existante, très vite colonisé et fixé par la végétation dunaire (Figure 111).

A partir de l'hiver 2012-2013, on observe une petite reprise de l'érosion due à deux tempêtes survenues le 17-18 octobre 2012 et le 11 février 2012 ; affectant la partie orientale de la dune principalement et responsable d'un recul d'environ -2 m à l'extrême est du cordon.

Toutefois, le bourrelet dunaire formé lors de la phase d'engraissement du haut de plage a pleinement joué son rôle protecteur, tempérant l'effet de ces deux tempêtes.

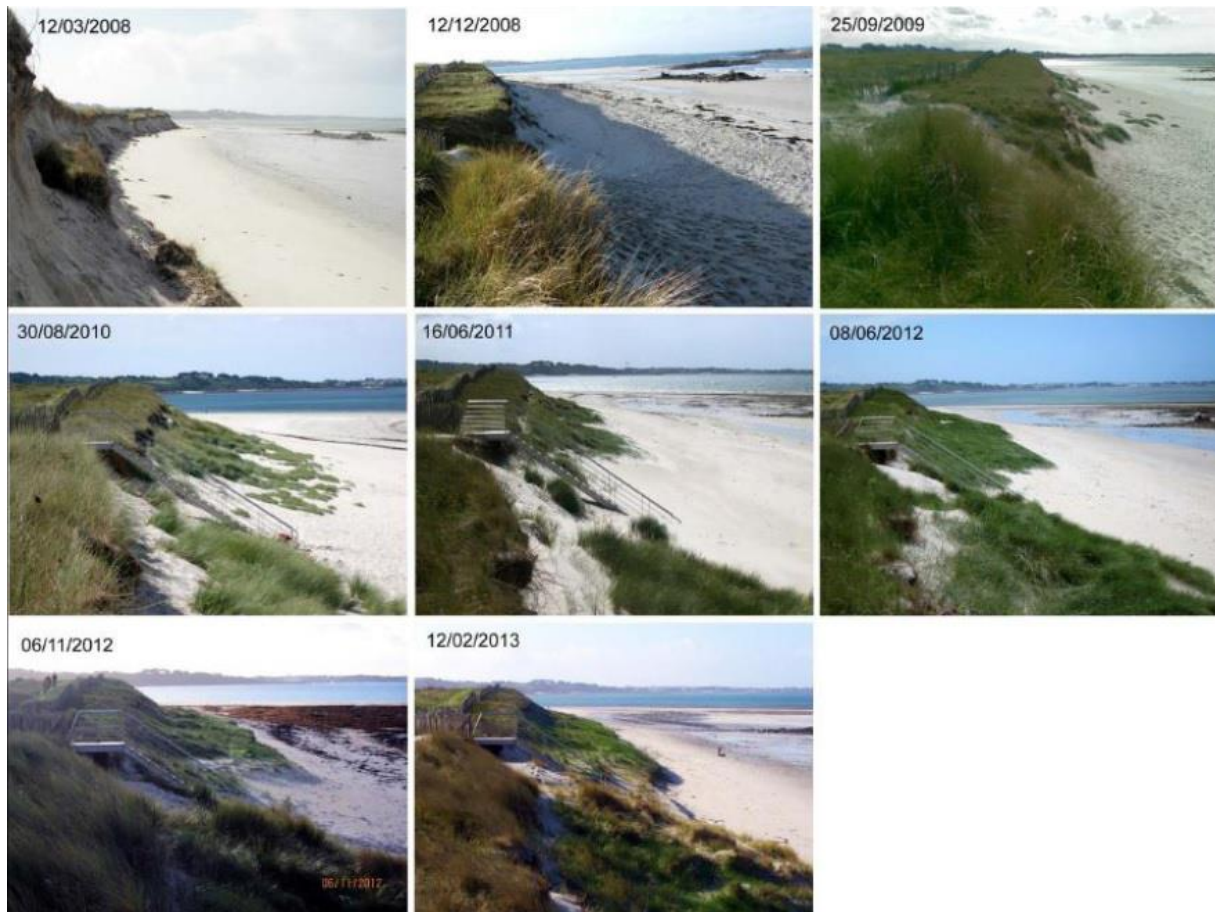


Figure 111 – Comparaison de clichés pris sur le terrain entre mars 2008 et février 2013, mettant en évidence la régénération dunaire du cordon du Vougot après le passage de la tempête Johanna; (source, Suanez *et al.*, 2016).

En revanche, comme nous le verrons là encore dans la quatrième partie de ce mémoire, au cours de l'hiver 2013-2014 le cordon dunaire a été érodé sous l'action de tempêtes particulièrement morphogènes qui se sont succédées entre les mois de décembre 2013 et mars 2014 (Blaise *et al.*, 2015). Ces tempêtes ont définitivement mis un terme à la phase de régénération du cordon dunaire. Le recul maximum du trait de côte au cours de cet hiver avoisine -15 m (valeurs de recul cumulées sur l'ensemble des tempêtes) (Figure 112).



Figure 112 – Comparaison du front de dune du cordon du Vougot entre le mois de février 2013 (A) et le mois de mars 2014 (B). La comparaison des clichés montre le recul du front de dune dû aux tempêtes de l’hiver 2013-2014.

L'évolution moyenne du trait de côte depuis l'hiver 2013-2014 jusqu'à aujourd'hui est d'environ -1,4 m/an avec des valeurs maximales atteignant -4,6 m environ au niveau des profils 7 et 11 (Figure 109 – B et Tableau 8). Cette phase érosive récente est notamment imputable à la tempête du 08 février 2016. Depuis le passage de la tempête, le trait de côte tend à prograder comme on peut le voir sur la Figure 113.

L'ensemble de ces résultats montre enfin une dichotomie entre la partie orientale et occidentale du cordon dunaire. En effet, l'érosion est plus importante dans le secteur est de la dune (Tableau 8). Plusieurs études ont déjà fait état d'un transfert sédimentaire longitudinal depuis la partie est vers l'ouest, notamment lors des épisodes morphogènes (Suanez *et al.*, 2012b, 2010). Cette dichotomie est en partie expliquée par ce transfert.



Figure 113 - Phénomène d'engrondissement du versant et du pied de dune qui s'est dans le même temps végétalisé entre le mois de mars 2014 (post tempête 2013-*2014) et novembre 2015. A noter que l'escalier qui enjambe la dune a été déplacé vers la terre en juin 2014 après le fort recul du front de dune lors des tempêtes de l'hiver 2013-2014 (Suanes *et al.*, 2016a).

2.3. Mesure de la dynamique du cordon dunaire



Figure 114 – Localisation des profils de mesures de la plage intertidale / dune. Les trois premiers ont été installés au mois de juin 2004 tandis que les seconds, au mois de juin 2011.

Depuis le mois de juillet 2004, des mesures mensuelles de profil de plage / dune sont effectuées sur le site du Vougot, le long de six radiales (Figure 114). La compilation de ces données se présente sous la forme d’enveloppes de profils de plage (Figure 115 et Figure 116) à partir desquelles le calcul des volumes sédimentaires est réalisé sur la base de la méthode des « surfaces verticales ». Les données traitées dans l’analyse des variations du trait de côte concernent l’évolution des bilans sédimentaires des profils du cordon dunaire *stricto sensu*, qui s’étire depuis le sommet du cordon, jusqu’au pied de dune.

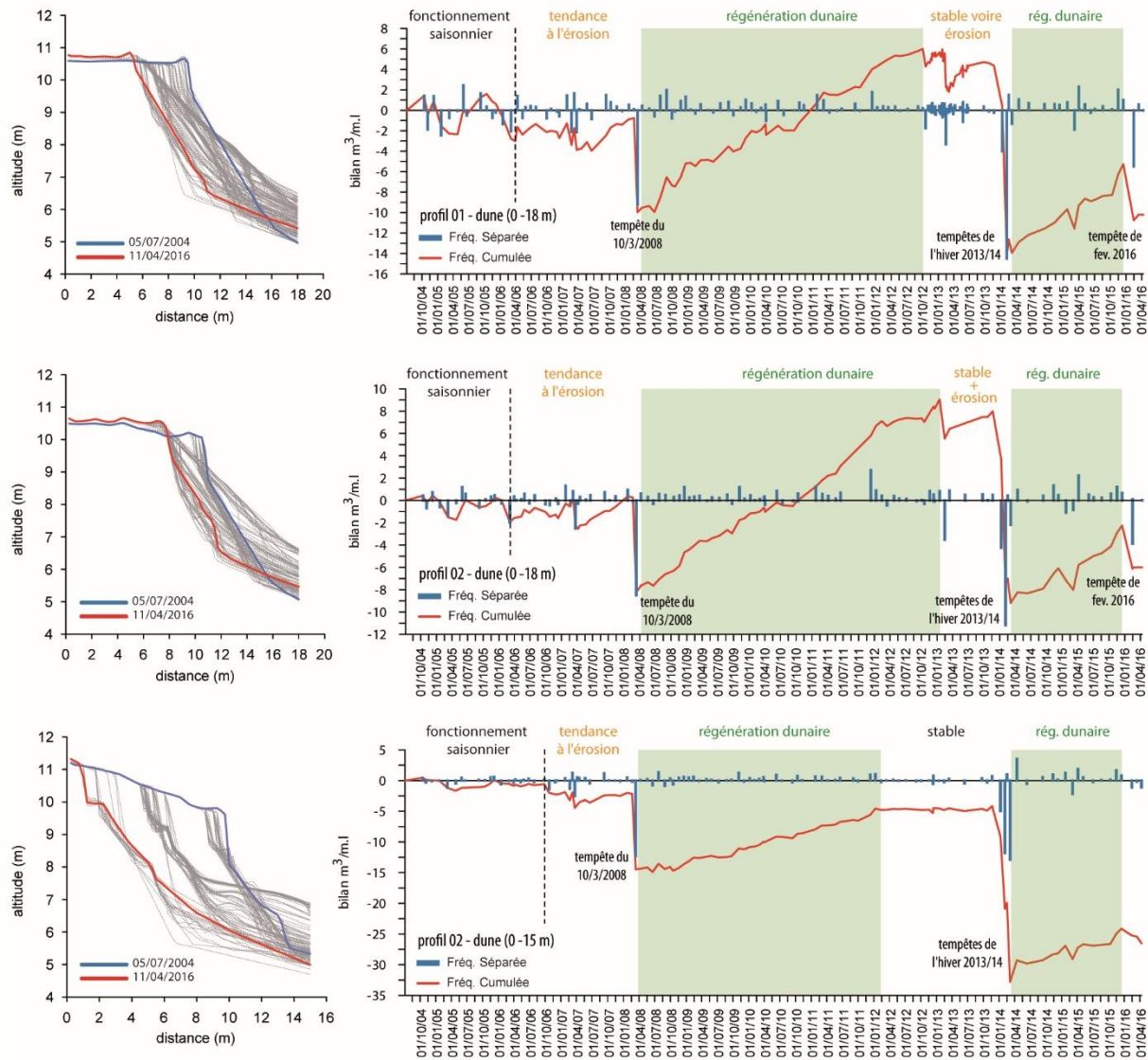


Figure 115 - Bilan sédimentaire du cordon dunaire pour les profils 1, 2 et 3 entre juin 2004 et avril 2016.

Au niveau des profils 1, 2 et 3, l'analyse du bilan sédimentaire de la dune montre l'alternance de plusieurs phases d'érosion et d'accrétion du front de dune.

De 2004 à 2006, les trois profils observent des variations liées à un fonctionnement saisonnier caractérisé par une érosion de la dune lors des hivers et une accrétion en été. Au cours de cette période, les variations observées sont de l'ordre de $-0,76$, $0,25$ et $-2 \text{ m}^3/\text{m.l}$ au niveau des profils 1, 2 et 3.

A partir de l'hiver 2006-2007, la dynamique érosive s'est accentuée ayant comme conséquence la croissance du déficit sédimentaire de la dune. Cette première phase érosive s'est conclue lors du passage de Johanna le 10 mars 2008, tempête à l'origine d'une importante érosion : $-9 \text{ m}^3/\text{m.l}$ pour les profils 1 et 2 ; $-12 \text{ m}^3/\text{m.l}$ au niveau du profil 3.

Suite au passage de la tempête, les trois secteurs ont entamé une longue phase d'engraissement ayant pour conséquence l'avancée du front de dune. Au niveau des profils 1 et 2, l'engraissement observé était de $+16 \text{ m}^3/\text{m.l}$ environ pour chacun des deux profils entre le mois de mars 2008 et le mois de novembre 2013. De ce fait le bilan sédimentaire de la dune pour les deux profils était alors excédentaire. On note tout de même une petite reprise de l'érosion due aux tempêtes du 17-18 octobre 2012 et du 11 février 2013, ayant affecté les

secteurs des deux premiers profils. Malgré cette phase de régénération importante de la dune, le profil 3 affichait toujours un déficit sédimentaire à la veille des tempêtes de l'hiver 2013-2014.

Cette phase de progradation du trait de côte prend fin avec les tempêtes de l'hiver 2013-2014. Ces dernières ont provoqué une perte considérable de sédiments au niveau des trois profils (-18 m³/m.l pour le profil 1 ; -17 m³/m.l pour le profil 2 et -28,5 m³/m.l pour le profil 3 entre le mois de novembre 2013 et le mois de mars 2014). Ces résultats mettent en évidence le fait que le profil 3 a bien plus souffert que les deux premiers profils. Suite à cet épisode hautement morphogène, les dunes ont montré une nouvelle phase d'engraissement, importante, mais insuffisante pour retrouver la situation d'avant tempête, et plus encore, pour retrouver la situation de juin 2004.

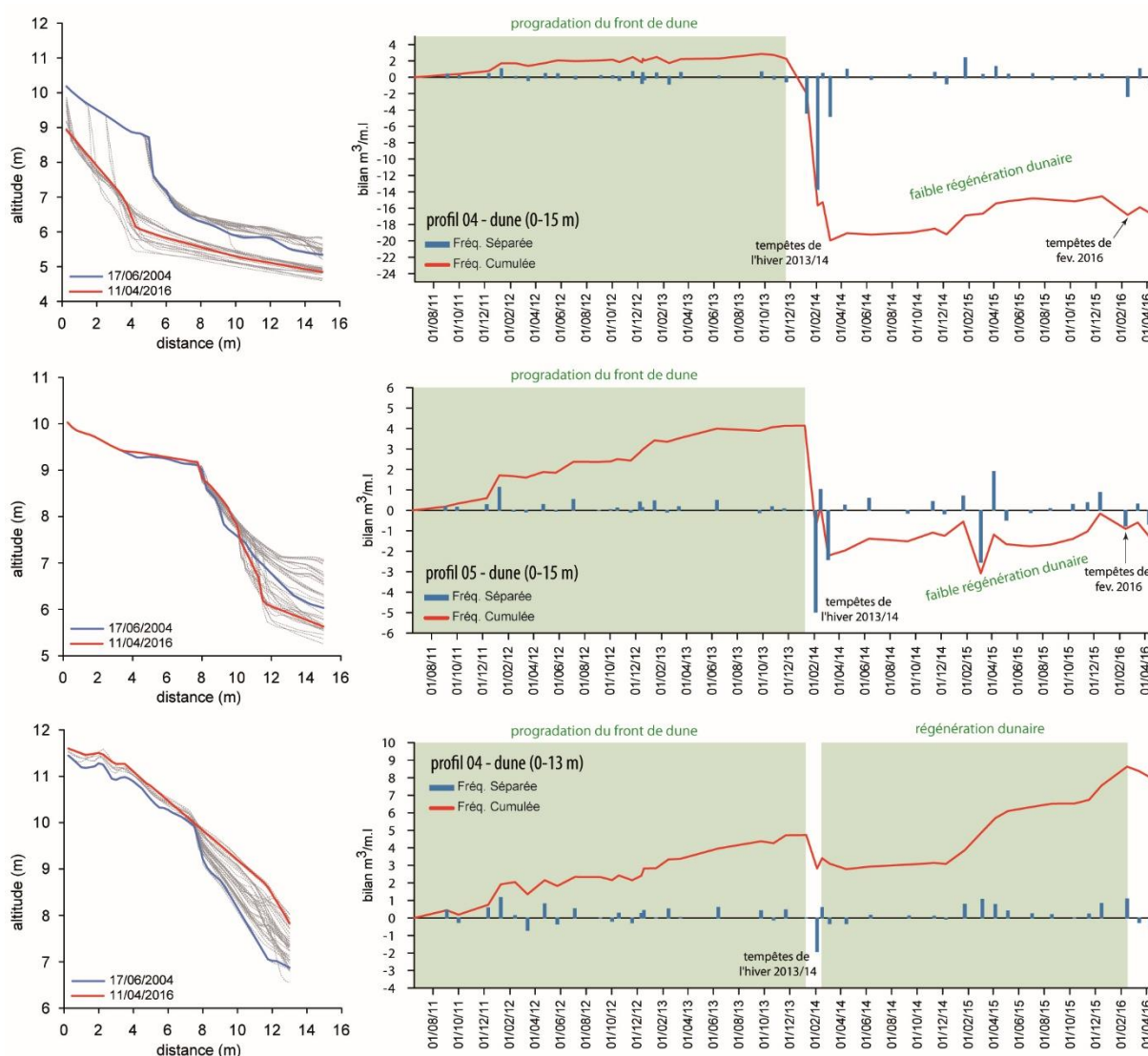


Figure 116 - Bilan sédimentaire du cordon dunaire pour les profils 4, 5 et 6 entre juillet 2011 et avril 2016

Les profils 4, 5 et 6 ont tous les trois montré une phase d'engraissement importante depuis le début du suivi en juin 2011 dans ce secteur. Pour les profils 4 et 5, cette phase a pris fin lors des tempêtes de l'hiver 2013-2014 ; pour le profil 6, en dépit d'un stade de faible érosion, lié aux tempêtes de l'hiver 2013-2014, l'engraissement dure encore aujourd'hui.

Dans le détail, le recul de la dune suite aux tempêtes de l'hiver 2013-2014 a été particulièrement spectaculaire au niveau du profil 4. Le bilan atteint $-20 \text{ m}^3/\text{m.l}$ à la fin de cet hiver tandis qu'il était de $-2 \text{ m}^3/\text{m.l}$ à la fin de l'année 2013 (perte de sédiments équivalente à $-22 \text{ m}^3/\text{m.l}$ environ sur la période). Ce profil évolue de la même manière que le profil 3, marqué par une forte érosion. Ces résultats mettent en évidence une zone du cordon dunaire particulièrement concernée par l'érosion, qui comprend les secteurs des profils 3 et 4 Figure 114.

Au niveau du profil 5, on remarque également une forte érosion du cordon dunaire à l'origine d'une perte de sédiments ($-6,5 \text{ m}^3/\text{m.l}$ entre le mois de novembre 2013 et le mois de mars 2014). Depuis, la dune tend à se régénérer, mais son bilan sédimentaire demeure équilibré sur l'ensemble de la période étudiée.

A l'inverse des profils 4 et 5, l'érosion est moins flagrante pour le profil 6 pour lequel le bilan sédimentaire calculé entre le mois de juin 2011 et avril 2016 est toujours excédentaire ($+8 \text{ m}^3/\text{m.l}$ en 2016). Les tempêtes de l'hiver 2013-2014 n'ont eu sur ce profil qu'un impact minime et n'ont fait que temporiser l'évolution positive du bilan sédimentaire depuis 2004. De manière générale, le comportement de cette partie du cordon dunaire contraste avec la partie orientale, confirmant le fait que ce secteur est bien moins sensible à l'érosion.

3. La plage de Porsmilin

3.1. Etat de connaissance sur la plage de Porsmilin

Deux études antérieures, réalisées dans le cadre de travaux de thèse, se sont intéressées à la dynamique morphosédimentaire de la plage de Porsmilin. Les travaux d'A. Dehouck menés au sein du laboratoire LETG Brest-Géomer (UMR 6554) à partir de 2003 (Dehouck, 2006), ainsi que ceux de M. Jaud, menés au sein du laboratoire Domaines Océaniques (UMR 6538) à partir 2009 (Floc'h *et al.*, 2016; Jaud, 2011).

La méthodologie développée sur le terrain diffère d'une étude à l'autre. Les premiers levés ont été réalisés au tachéomètre laser à un pas de temps hebdomadaire à bihebdomadaire. Plus tard, c'est sur la base de mesures au GPS différentiel ainsi qu'à l'aide d'un TLS que les levés ont été réalisés. Les levés de terrain ont été réalisés le long d'un profil transversal au trait de côte s'étirant depuis le sommet du petit cordon dunaire artificiel, jusqu'au bas de l'estran (Figure 117).



Figure 117 - Localisation du profil de la plage de Porsmilin (photographie: Jaud, 2011).

3.2. Mesure de la dynamique du cordon dunaire

Les résultats obtenus, quelle que soit l'étude, ont montré une forte variabilité morphologique saisonnière de la plage liée aux conditions hydrodynamiques (Dehouck, 2006; Floc'h *et al.*, 2016; Jaud, 2011).

Le bilan sédimentaire du cordon dunaire de la plage de Porsmilin entre 2003 et 2014 est déficitaire (Figure 118). Au début du suivi en 2003, la dune est caractérisée par un fonctionnement saisonnier alternant entre érosion lors des hivers et accrétion au cours de l'été. A partir de 2003 le cordon est entré dans une phase d'engraissement qui a pris fin lors du passage de la tempête Johanna le 10 mars 2008. Cette tempête a eu comme conséquence une perte sédimentaire de l'ordre de $3 \text{ m}^3/\text{m.l}$ (Figure 119 – B). La période 2008-2013 est quant à elle caractérisée par la régénération de la dune (Figure 119 – C); période interrompue par les tempêtes de l'hiver 2013-2014 ayant occasionné une érosion particulièrement importante : $-32,5 \text{ m}^3/\text{m.l}$ entre décembre 2013 et mars 2014 (Figure 119 – D).

De manière générale, le profil semble être caractérisé par une dynamique d'engraissement à moyen terme, dynamique interrompue par les tempêtes de l'hiver 2013-2014.

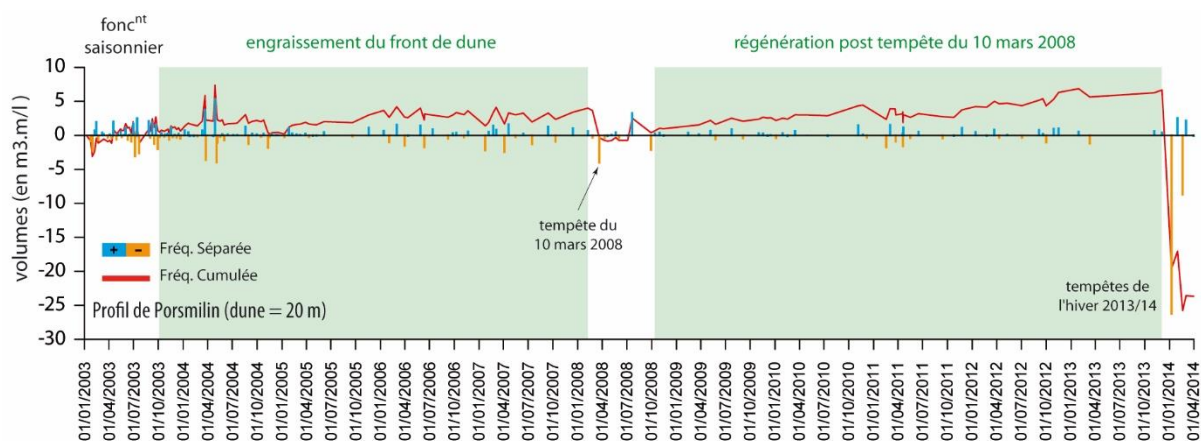


Figure 118 – Bilan sédimentaire du cordon dunaire de la plage de Porsmilin entre 2003 et 2014.



Figure 119 – Evolution du cordon dunaire de la plage de Porsmilin entre 2003 et 2014.

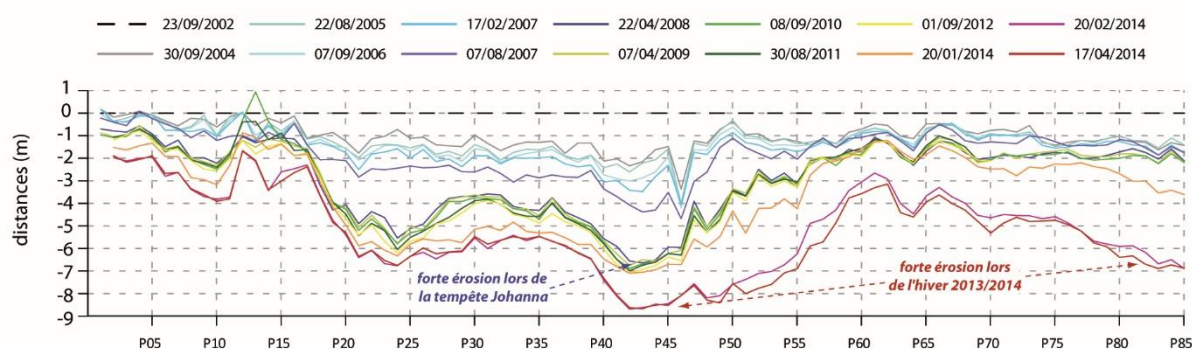
4. Les formes fuyantes de l'archipel de Molène

Le suivi morphosédimentaire des formes fuyantes de l'archipel de Molène a débuté en 2002 sur l'île de Trielen et en 2005 sur l'îlot de Lez ar Chrizienn à la demande du gestionnaire des quatre îlots de la réserve, la SEPNB – Bretagne Vivante. Les travaux menés dans l'archipel de Molène sont toujours en cours ; ils ont déjà donné lieu à quelques publications décrivant les dynamiques morphosédimentaires de ces cordons (Fichaut et Suanez, 2007, 2005; Suanez *et al.*, 2011).

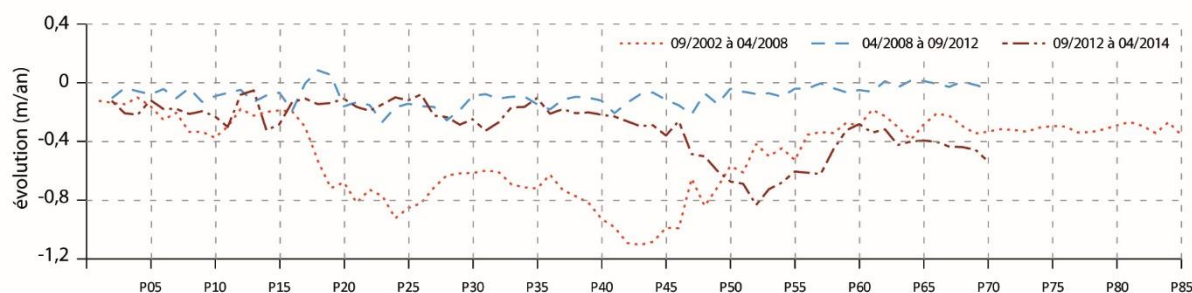
4.1. Mesure de la cinématique du trait de côte sur Trielen (secteur de Porz)

L'analyse de la cinématique du trait de côte de l'île de Trielen concerne la côte nord de l'île, appelée secteur de Porz (Figure 120). Elle met une nouvelle fois en évidence l'impact des deux épisodes morphogènes majeurs survenus au cours des quinze dernières années, la tempête Johanna du 10 mars 2008 ainsi que l'hiver 2013-2014.

A - Cinématique du trait de côte entre 2002 et 2014



B - Evolution (en m/an) du trait de côte par périodes (sur la base d'un état 0 pour chaque période)



C - Evolution du trait de côte (en m/an) entre 2002 et 2014

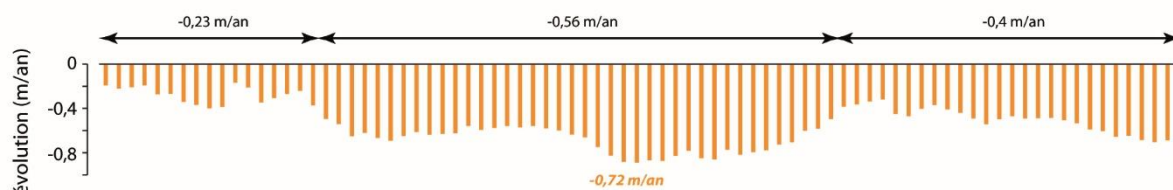


Figure 120 - A : cinématique du trait de côte de la plage de Porz sur l'île de Trielen (en m) entre 2002 et 2014 ; B : évolution du cordon (en m/an) entre 2002 et 2008 ; 2008 et 2012 ; 2012 et 2014 ; C : évolution du trait de côte en m/an entre 2002 et 2014.

La tendance observée entre 2002 et 2014 est à l'érosion du trait de côte, $-0,4$ m/an en moyenne, et $-0,72$ m/an dans le secteur où l'érosion est la plus forte (-9 m environ entre 2002 et 2014 dans certains secteurs). La portion située entre les profils 40 et 50 est particulièrement soumise à l'érosion (Figure 120). Trois phases sont identifiables sur la période d'étude : entre 2002 et 2008, le trait de côte subit une érosion importante, ponctuellement supérieure à -6 m.

Au cours de cette période, on observe une faible érosion entre 2002 et 2004, qui s'accélère à partir de l'hiver 2006-2007, jusqu'à la tempête du 10 mars 2008. A partir de 2008 on observe une relative stabilisation du trait de côte. Les valeurs moyennes de recul sur la période sont de l'ordre de 0,1 m/an pour un recul max mesuré à -1 m. Cette phase de ralentissement des processus érosifs, a pris fin au cours de l'année 2012. La troisième phase s'étend de 2012 à 2014, et est marquée par l'impact des tempêtes de l'hiver 2013-2014. Les valeurs maximum de recul au cours de cette période atteignent -5 m. Les reculs les plus importants sont observés dans la partie nord du cordon.

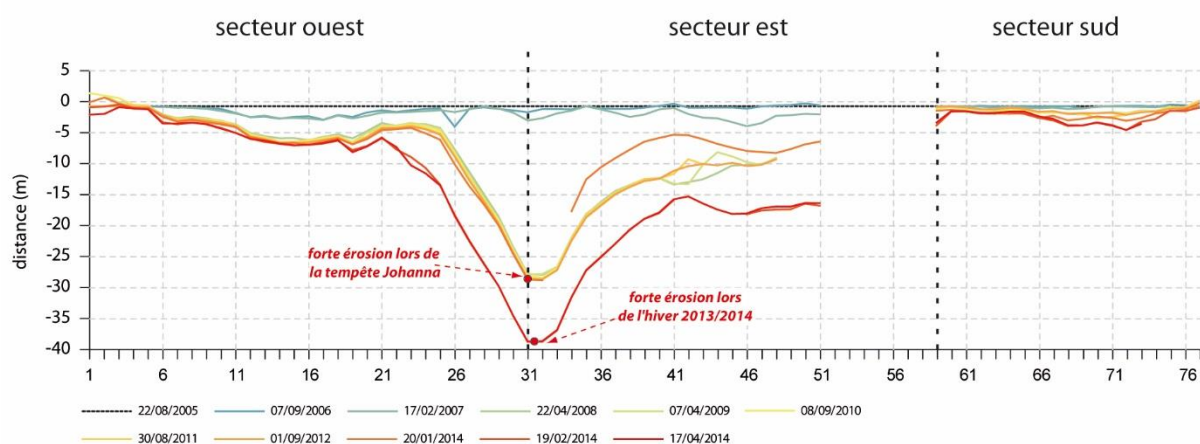
4.2. Mesure de la cinématique du trait de côte de Lez ar Chrzienn entre 2005 et 2014

Les dynamiques entre 2005 et 2014 pour Lez ar Chrzienn sont similaires à celles observées sur Trielen (Figure 121 A et B). Deux phases de recul spectaculaires sont identifiables ; elles sont imputables aux deux épisodes morphogènes survenus sur la période d'étude.

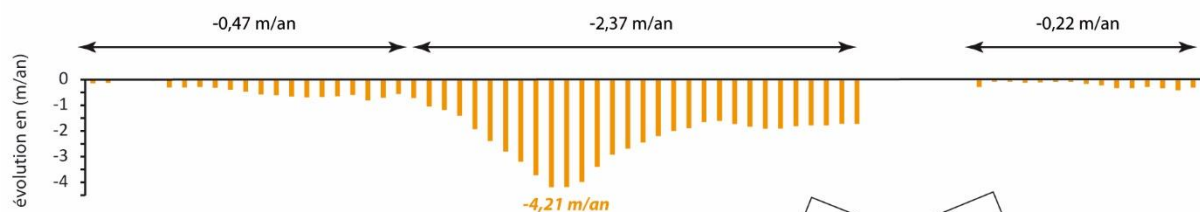
Entre 2007 et 2008, on observe des reculs très importants, au nord de l'îlot (-28 m), ainsi que dans sa partie est (-10 m). Entre 2012 et avril 2014, les valeurs de recul observées sont moins importantes, mais non négligeables pour autant (-10 m dans la partie nord de l'îlot, au niveau des profils 31 et 32, et -8 m à l'est). En comparaison au nord et à l'est de l'îlot, la portion sud de Lez ar Chrzienn est relativement épargnée par l'érosion.

Entre 2002 et 2014, les deux secteurs suivis ont reculé. L'érosion la plus importante a été observée dans le secteur de Porz à Trielen, surtout dans sa partie centrale mais également au nord-ouest ; la partie nord de Lez ar Chrzienn a aussi beaucoup reculé sur la période d'étude.

A - Cinématique du trait de côte entre 2005 et 2014



B - Evolution du trait de côte (en m/an) entre 2005 et 2014



C - Evolution de la surface végétalisée de l'îlot entre 2005 et 2014

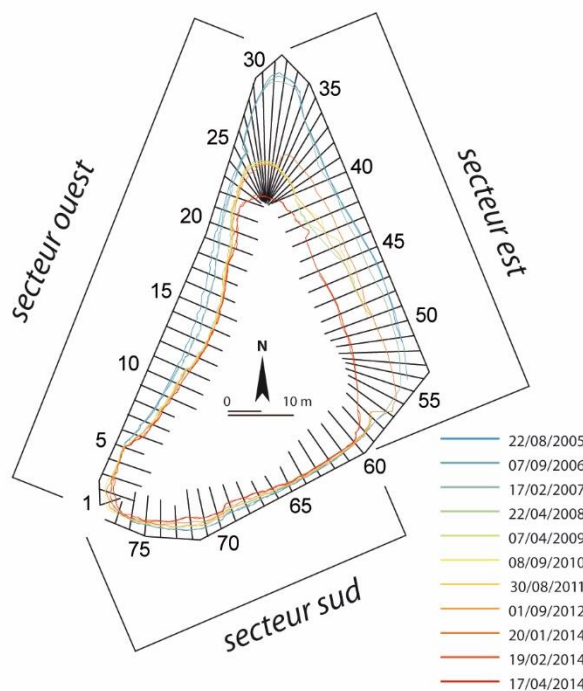
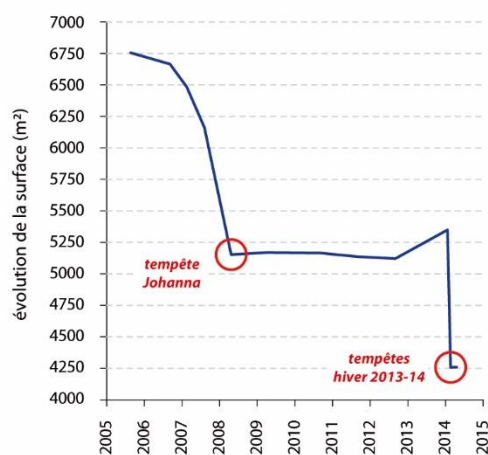


Figure 121 – A : cinématique du trait de côte de Lez ar Chrizienn (Archipel de Molène) entre 2005 et 2014 ; B : évolution du trait de côte (en m/an) entre 2005 et 2014 ; C : évolution de la surface végétalisée de l'îlot entre 2005 et 2014.

5. Le cordon de galets du sillon de Talbert

La figure 122, déjà présentée dans la première partie de ce chapitre, permet de localiser les différentes unités morphologiques du sillon de Talbert auxquelles il est fait référence dans cette partie. Le cordon se compose donc : d'une racine dunaire ; d'une partie proximale ; d'une partie médiane ; d'une partie distale. De plus, afin de différencier les deux versants qui composent le sillon, on parle généralement de face avant ou de plage exposée pour le versant

ouest faisant face aux houles incidentes de nord-ouest ; et de revers ou de plage abritée pour le versant orienté vers le continent.

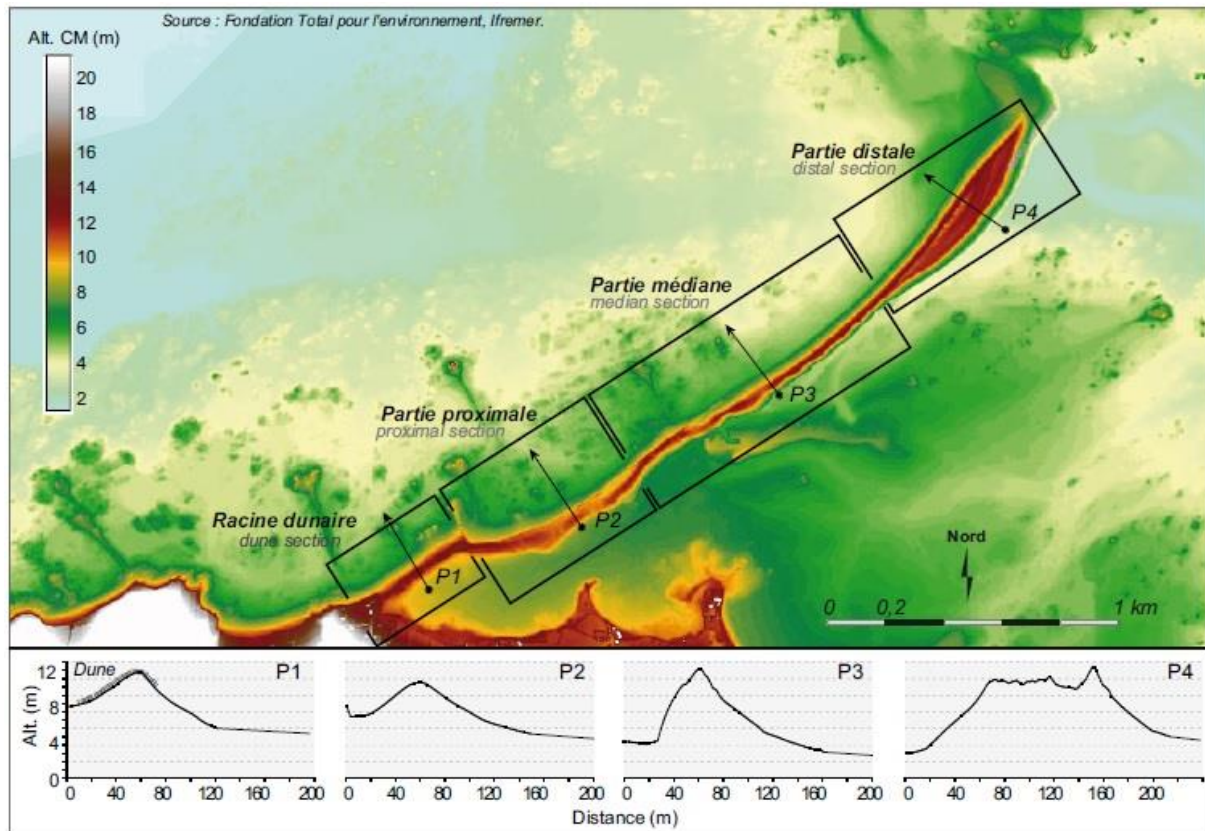


Figure 122 – Localisation des différentes unités morphologiques du sillon de Talbert (Stéphan *et al.*, 2012).

5.1. Etat de connaissance sur les dynamique morphosédimentaires du sillon de Talbert

En 2003, un premier levé topomorphologique a été réalisé en prévision de travaux de préservation et de restauration du cordon. A partir de 2005, un suivi topomorphologique a été initié par P. Stéphan dans le cadre de ses travaux de thèse (Stéphan, 2011a; Stéphan *et al.*, 2012b, 2010, 2007). Ce suivi s'est appuyé sur des mesures topomorphologiques réalisées sur le terrain⁴. Aujourd'hui, le suivi se poursuit dans le cadre d'un programme commandité par le Conservatoire du Littoral. Globalement, les comportements morphodynamiques du cordon diffèrent en fonction des phases de calme morphogène et des phases d'épisodes tempétueux. Suivant ces phases, différents processus morphodynamiques interviennent sur le cordon.

Comme P. Stéphan l'a déjà montré, le sillon de Talbert est soumis à un lent processus de *cannibalisation* (Stéphan, 2011a; Stéphan *et al.*, 2012b), causé par l'action d'un fort courant de dérive littorale qui achemine le matériel sédimentaire depuis la racine du cordon vers son extrémité. En parallèle, l'action de la dérive littorale a comme autre conséquence la formation sur le revers du crochet (parfois nommé « spatule »), d'une succession de rides sommitales, témoins de l'engraissement et de la progradation de ce secteur du cordon au fil du temps.

⁴ Les données antérieures à 2005 proviennent du bureau d'étude MD Consultant pour 2004, et d'un modèle numérique de terrain Lidar (*Laser detection and ranging*), effectué à la demande d'Ifremer, pour 2002.

Lors des franchissements par la mer, plusieurs types de réponses morphologiques s'observent sur les flèches de galets (Carter *et al.*, 1989; Carter et Orford, 1993; Forbes *et al.*, 1991; Orford *et al.*, 1995, 1991; Orford et Carter, 1982; Stéphan, 2011; Stéphan *et al.*, 2012) :

- les phénomènes *d'overtopping*, par action du jet de rive, provoquent un exhaussement du profil du cordon et de la crête sommitale. Lorsque ces derniers franchissent sensiblement la crête, on assiste à un très faible déversement sur la face arrière (*discrete overwash*).
- l'érosion et l'abaissement de la crête ; le volume de matériel déversé n'est alors pas suffisant pour entraîner un recul significatif du cordon.
- le recul par *rollover*, entraînant le roulement progressif du cordon sur lui-même et son recul vers l'intérieur des terres. Ce processus, épisodique, est lié à l'action d'évènements météomarins rares, voire exceptionnels, combinant des conditions de forte tempête et une marée de vives-eaux.

5.2. Erosion et recul du cordon par *rollover*

Les premières tempêtes morphogènes observées depuis le début du suivi en 2002 sont celles survenues au cours de l'hiver 2006-2007 (deux épisodes). Le recul, localisé au niveau de la partie médiane du cordon, est compris entre -5 m et -10 m. On observe dans la partie proximale l'ouverture de brèches provoquant un abaissement de la crête de -1 m en moyenne. Au niveau de la partie distale de la flèche, un recul important du revers a été observé lié aux projections de galets dues au déferlement des vagues puissantes sur la plage.

La tempête Johanna du 10 mars 2008 a quant à elle généré une érosion très importante. Au cours de cette tempête, deux épisodes de franchissement majeur se sont succédé, pendant la marée haute du matin et pendant celle du soir. Les transferts sédimentaires ont été estimés à plus de 120000 m³ (soit 10% de son volume total) depuis la face avant du sillon vers son revers. Si la racine et la partie proximale du cordon n'ont pas été réellement affectées, la partie médiane a quant à elle reculé vers l'est d'environ -10 m dans certains secteurs ; par endroits, le recul fut bien plus important (-20 m) (Figure 123 – A et B) et s'est accompagné d'un abaissement de la crête dépassant 1,5 m (Figure 123 – C et D) (Stéphan *et al.*, 2010).

Au cours de l'hiver 2013-2014, le sillon de Talbert a été touché par trois évènements tempétueux hautement morphogènes, de secteur ouest (Blaise *et al.*, 2015; Stéphan *et al.*, 2015). Ces trois tempêtes ont été à l'origine de nombreux franchissements du cordon par la mer. La dynamique majeure observée au cours de cet hiver est un important transfert de sédiments depuis la face avant vers le revers du sillon. La plage du Chouk, situé au niveau de la racine a été largement affectée par ces tempêtes ; avec une perte de sédiments de l'ordre de -1145 m³. La dune a été fortement érodée provoquant un recul de la limite de végétation de plusieurs mètres. Sur l'ensemble du sillon, un transfert massif de sédiments s'est opéré, par l'intermédiaire de petites ravines creusées dans le sable, depuis la partie exposée vers le sommet et le revers. Au niveau de la racine et d'une portion de partie proximale, ces transferts ont eu comme conséquence l'engraissement du sommet du cordon. Entre l'épi du Chouk et la pointe de la flèche, 174000 m³ de sédiments ont été transférés.

De plus, un recul important du cordon a été observé : -30 m maximum au niveau du profil 36 (Figure 123 A et B) et -15 m en moyenne dans la partie proximale et médiane. L'altitude du

sillon a également beaucoup baissé ; respectivement -0,5 m et -1 m en moyenne au niveau des parties proximale et médiane. En revanche, au niveau de la partie distale, en dépit d'un recul important (-10 en moyenne), la crête n'a pas subi d'abaissement significatif. Au contraire, certains secteurs du sommet se sont même rehaussés.

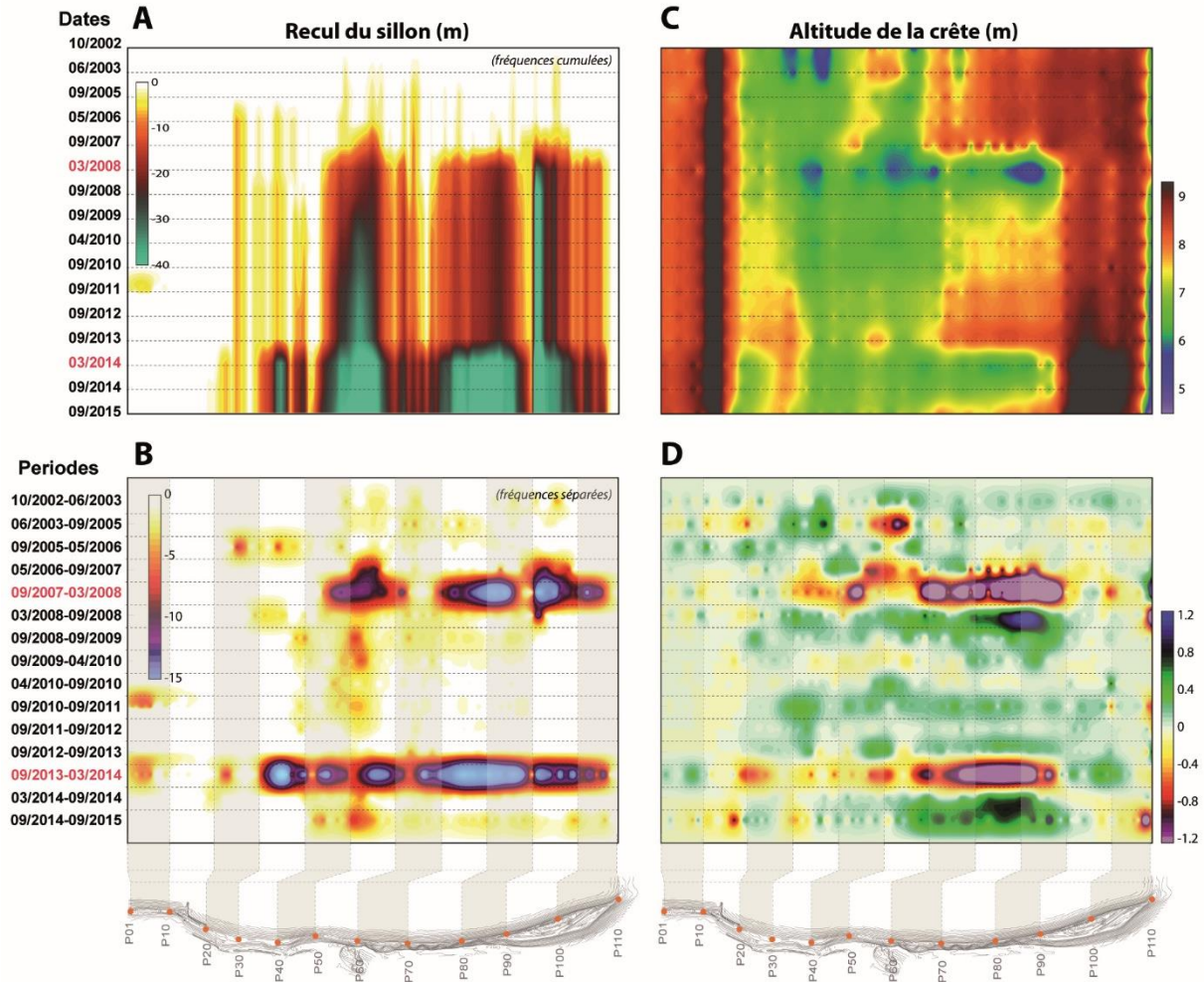


Figure 123 – Evolution morphosédimentaire du sillon de Talbert entre 2002 et 2015. A et B : Variations de l'altitude de la crête ; C et D : Recul de la base du revers du sillon (Stéphan *et al.*, 2016).

5.3. Stabilité du sillon en contexte de calme morphogène

Depuis 2002, trois phases de calme morphogène ont été identifiées : 2002-2006 ; 2008-2013 ; et depuis la fin de l'hiver 2014. Ces phases sont caractérisées par des conditions météomarine plus clémentes, propices à la régénération. Les reculs y sont ponctuels et de faible ampleur, et se limitent à la partie médiane du cordon. De manière générale, la crête a tendance à s'exhausser sur toute la longueur de la flèche traduisant une consolidation de la partie haute du cordon sous l'action du processus d'*overtopping*. Le revers quant à lui est sujet à transfert longitudinal de galets vers le sud-ouest accentuant les formes de sinuosité. Dans un même temps, on assiste au niveau des parties proximale et médiane à un rééquilibrage de la pente sous l'effet d'un glissement des galets vers la base, entraînant le recul du cordon.

Entre 2002 et 2006, la racine dunaire a montré globalement une grande stabilité, et la crête du sillon n'a cessé de s'exhausser (Figure 123 A et B) (+1 m dans la partie proximale où ont eu lieu les colmatages artificiels ; +1,3 m dans la partie médiane). Un léger transport

longitudinal orienté nord-est a eu tendance à acheminer les galets depuis la partie médiane du sillon vers sa partie distale, tandis qu'un second transport sédimentaire s'est effectué en direction du sud-ouest sur le revers, accentuant les sinuosités des petits lobes qui caractérisent cette partie du cordon. Cette première phase de calme morphogène s'est achevée avec le passage de deux tempêtes au cours de l'hiver 2006-2007, qui ont eu tendance à fragiliser le cordon.

De 2008 à 2013, les variations observées sur le cordon sont faibles. Les levés réalisés sur cette période ont montré que le cordon s'était reconstitué rapidement (Figure 123 - D). Au niveau de la racine et de la partie médiane, on observe une progression de la dune qui s'est traduite par l'expansion de la surface végétalisée dans la partie proximale, et même jusqu'à la partie médiane. La crête a connu un exhaussement de l'ordre de 2,4 m dans les parties proximale, médiane et distale de la flèche. Pour autant, l'érosion de la face avant liée au processus de *cannibalisation*, lente, mais chronique, a persisté ; ce phénomène étant plus intense en période de calme morphogène. Des galets ont transité depuis la racine vers l'extrémité de la flèche, pour finalement se déposer au niveau de la spatule. Globalement, le cordon a retrouvé, sinon dépassé, l'altitude qu'il avait avant la tempête Johanna (Fichaut *et al.*, 2013). Sur le revers, on observe une accentuation des sinuosités générée par l'action des houles d'est.

Suite à l'hiver 2013-2014 et à l'érosion importante qu'il a occasionnée, une nouvelle phase de calme morphogène semble avoir débuté, favorisant la reconstruction du sillon. Comme à chaque fois, cette reconstruction passe par un redressement progressif de la crête par exhaussement à partir du matériel remonté le long de la face avant par les petites houles.

A l'image des autres sites étudiés, l'alternance de phases de calme morphogène et d'épisode de tempête est clairement identifiable. Cette alternance est corrélée aux périodes d'érosion de consolidation du sillon (Figure 123). Le recul du cordon se fait par à-coups, lors des tempêtes, suivant un processus de *rollover* qui l'oblige à se rapprocher du trait de côte situé en arrière. Malgré les périodes plus clémentes en termes de forçages météomarin, le sillon est soumis à un autre agent érosif, qui agit sur le long terme et de manière chronique, tant en période de calme que de tempête : le processus de *cannibalisation*. Le transfert de matériel sédimentaire se fait alors de manière longitudinale, du fait d'une dérive littorale puissante.

6. Les cordons dunaires du littoral méridional du Pays Bigouden

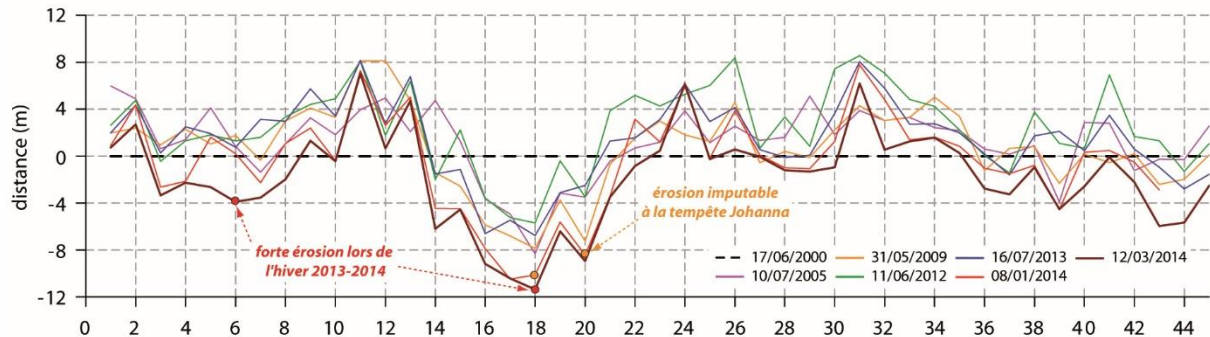
6.1. Le cordon dunaire de Penmarc'h – Le Guilvinec

6.1.1. Cinématique du trait de côte du cordon de Penmarc'h – Le Guilvinec entre 2000 et 2014

La dynamique du trait de côte du cordon de Penmarc'h – Le Guilvinec varie beaucoup spatialement (Figure 124). Certains secteurs sont caractérisés par une tendance à l'érosion importante, tandis que d'autres, stables dans l'ensemble, tendent à prograder ponctuellement. L'impact des épisodes morphogènes de l'hiver 2013-2014 est clairement identifiable (-6 m au niveau du profil 6 et -0,8 m/an sur la période dans ce secteur). A noter que la partie ouest du cordon, jusqu'à l'hiver 2013-2014, montrait une tendance à la stabilité, voire à la progradation.

La position du trait de côte en 2009 nous indique qu'en dépit du passage de la tempête Johanna, et en l'absence de rechargement sédimentaire (Forest *et al.*, 2014), l'érosion sur le secteur demeurait faible.

A - Cinématique du trait de côte (en m/an) entre 2005 et 2014



B - Evolution du trait de côte (en m/an) entre 2000 et 2014

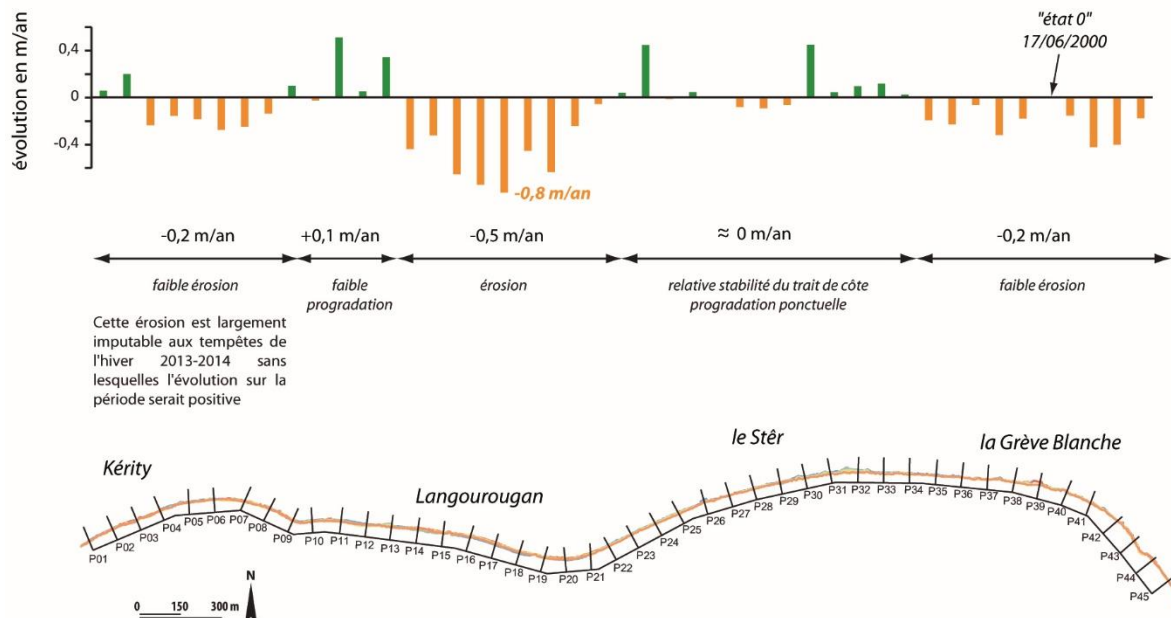


Figure 124 - Cinématique du trait de côte du cordon dunaire de Penmarc'h – Le Guilvinec en m/an entre 2000 et 2014.

6.1.2. Mesures des variations du cordon dunaire de Penmarc'h – Le Guilvinec

Le suivi topomorphologique du cordon de Penmarc'h – Le Guilvinec a été réalisé le long de 4 radiales réparties sur l'ensemble du cordon dunaire (Figure 125). La fréquence des levés a été de l'ordre d'une campagne tous les deux mois. Les résultats exposés concernent la section dunaire des profils.

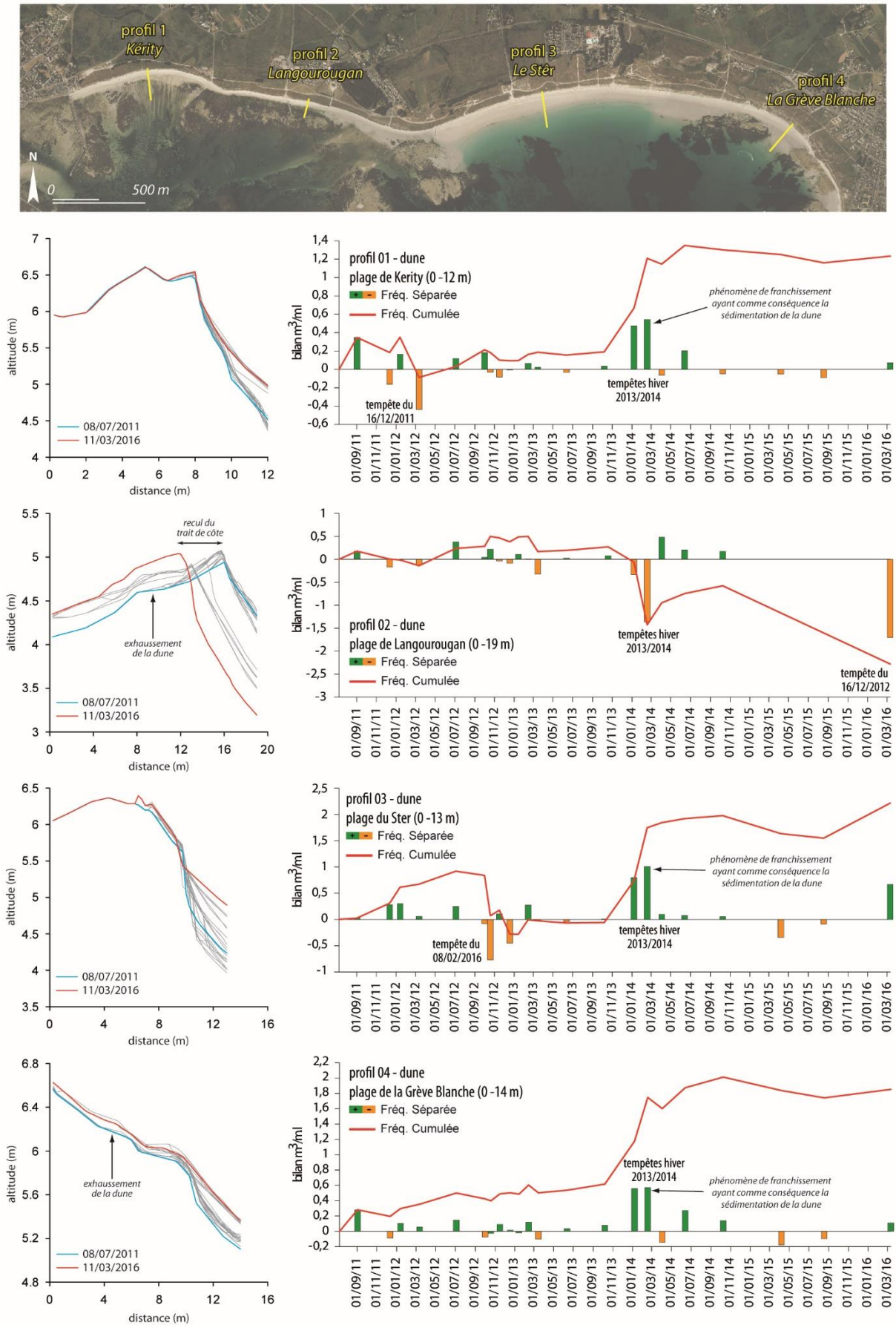


Figure 125 - Bilan sédimentaire (droite) et enveloppes de profil (gauche) du cordon dunaire (*stricto sensu*) de Penmarc'h - Le Guilvinec pour les profils de Kéerty, Langourougan, du Ster et de la Grève Blanche, entre juillet 2011 et mars 2016.

A la lecture des résultats on observe des variations sédimentaires faibles sur l'ensemble des profils (de l'ordre de +/- 2 m³.m/l pour chacun des profils). Les quatre profils suivent une dynamique relativement similaire de juillet 2011 à octobre 2013 ; un bilan plutôt positif contrarié par quelques épisodes érosifs. A la suite des tempêtes de l'hiver 2013-2014, les profils 1, 3 et 4 se sont engraisés ; le calcul des bilans sédimentaires montre que le gain a atteint respectivement +1, +1,7 et +1 m³.m/l au cours de l'hiver, et perdure aujourd'hui encore. L'altitude générale du cordon dunaire est relativement faible ce qui peut engendrer des phénomènes de franchissement par la mer. Dans ce cas le sable transporté par la houle se dépose au sommet de la dune, expliquant le gain sédimentaire enregistré sur ces profils (Figure 126). Ce phénomène est particulièrement visible sur le graphique représentant l'enveloppe de profils au niveau de la Grève Blanche et de Langourougan (Figure 125). Malgré cette accrétion du sommet de la dune, le profil de Langourougan a subi un recul important du front de dune au cours de l'hiver 2013-2014 ; dynamique par ailleurs constante depuis 2011 dans ce secteur.

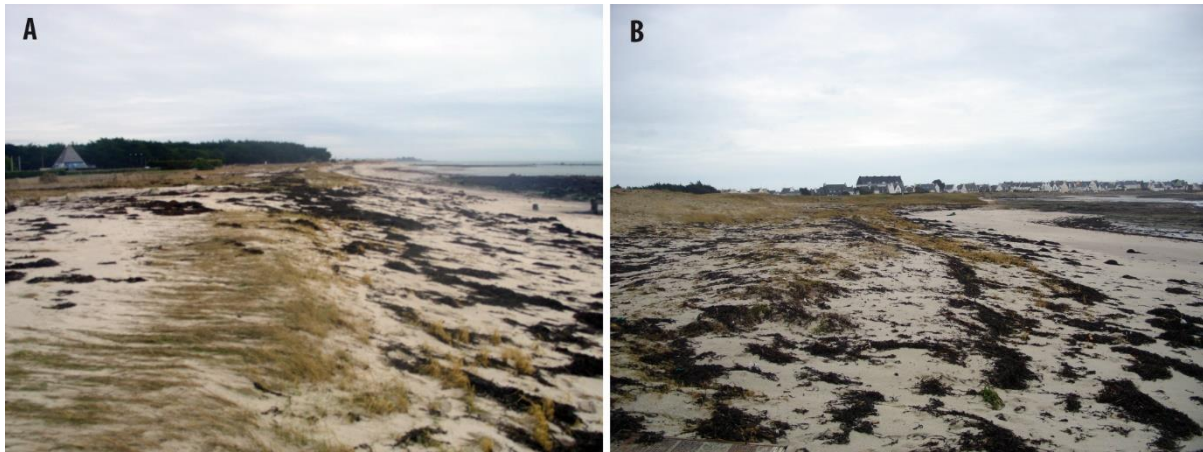


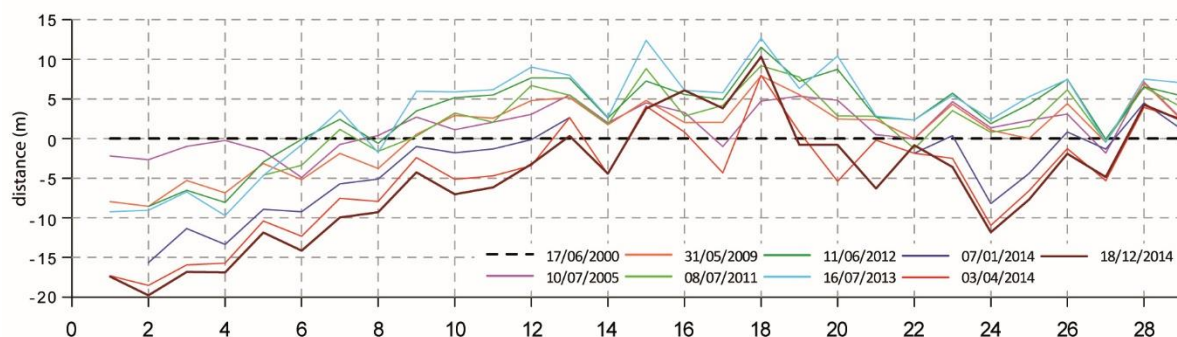
Figure 126 – Franchissement du cordon dunaire par la mer au cours des tempêtes de l'hiver 2013-2014 ; au niveau du profil 2 (A) et du profil 4 (B).

Pour conclure on peut dire que la cinématique du trait de côte sur le cordon de Penmarc'h – Le Guilvinec varie peu à moyen terme. Seuls les épisodes morphogènes majeurs sont à l'origine d'un recul significatif du cordon dunaire, principalement dans le secteur situé entre les profils 13 et 21, au-devant du quartier de Langourougan. Le passage des tempêtes semble provoquer le recouvrement de la dune par le sable.

6.2. Le cordon dunaire de Treffiagat – Lesconil

6.2.1. Cinématique du trait de côte du cordon de Treffiagat – Lesconil entre 2000 et 2014

A - Cinématique du trait de côte entre 2005 et 2014



B - Evolution du trait de côte (en m/an) entre 2005 et 2014

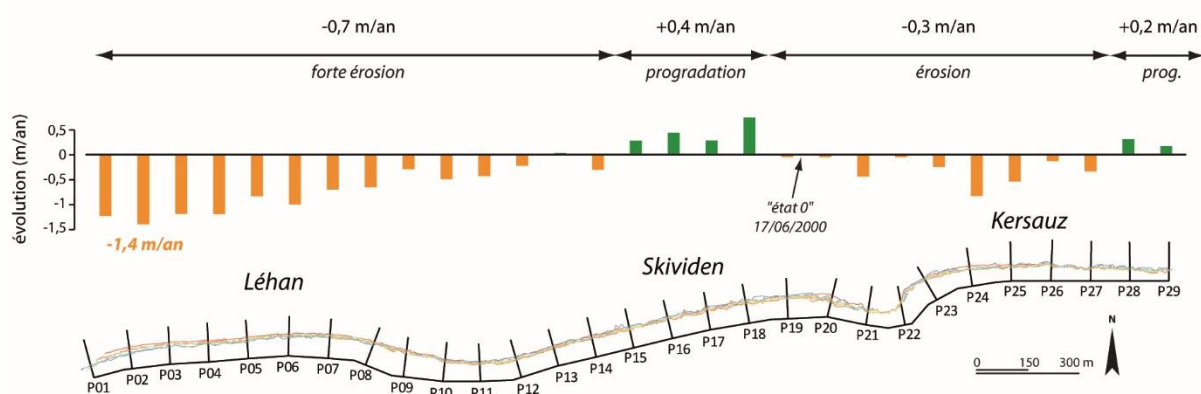


Figure 127 – Cinématique du trait de côte du cordon dunaire de Treffiagat - Lesconil en m/an entre 2000 et 2014.

Les tempêtes de l'hiver 2013-2014 ont été à l'origine d'une érosion bien plus importante sur le cordon de Treffiagat - Lesconil (reculs maximum de l'ordre de -13 m et -14 m) (Figure 127). L'érosion la plus spectaculaire s'observe dans la partie ouest du cordon dunaire, au niveau du quartier de Léhan (entre les profils 1 et 15). Le recul maximum sur la période est de l'ordre de -20 m au niveau du profil 2. Cette forte érosion est due à un phénomène de diffraction agissant à l'extrémité est de l'enrochement du Léhan, accentuant l'érosion sur une trentaine de mètres dans le secteur. Cet ouvrage de défense a été construit à la fin des années 1990 dans le but de protéger cette portion du cordon dunaire, soumise à l'érosion. En arrière, de nombreuses habitations sont situées en zone basse ; l'enjeu matériel et humain y est important.

Seule une petite portion centrale prograde au niveau de la plage de Skividen (entre les profils 15 et 19). Dans ce secteur, l'altitude du cordon est faible et le front de dune quasi inexistant. A l'instar du cordon dunaire de Penmarc'h – Le Guilvinec, le passage d'une tempête se traduit parfois par le franchissement du cordon par les vagues. En conséquence, les zones basses situées en arrière sont inondées et la végétation du front de dune, recouverte par le sable ; on observe alors sur les profils concernés, un exhaussement de la dune. Ce phénomène est problématique d'un point de vue méthodologique lorsqu'il s'agit de lever la limite du trait de côte sur le terrain (Figure 128).



Figure 128 – Recouvrement de la végétation dunaire par le sable suite au franchissement du front de dune par la mer (tempêtes de février 2014) ; secteur de Skividen en direction de l'ouest (photographie de gauche), en direction de l'est (photographie de droite).

6.2.2. Mesures des variations du cordon dunaire de Treffiogat – Lesconil

Le suivi topomorphologique sur le cordon de Treffiogat – Lesconil a été réalisé le long de 3 radiales réparties sur l'ensemble du cordon dunaire entre juillet 2011 et avril 2016. Tout comme le cordon dunaire de Penmarc'h – Treffiogat, la fréquence des levés a été de l'ordre d'une campagne tous les deux mois.

Le calcul des bilans sédimentaires du cordon dunaire sur l'ensemble de la période montre qu'au niveau des profils 1 et 3 la dune a enregistré un déficit sédimentaire important : $-24 \text{ m}^3.\text{m/l}$ au niveau du profil 1 et $-7,5 \text{ m}^3.\text{m/l}$ au niveau du profil 3. En revanche, le bilan sédimentaire au niveau du profil 2 est largement excédentaire ($+13 \text{ m}^3.\text{m/l}$ entre 2011 et 2016).

Au niveau du profil 1, le cordon semble subir l'érosion principalement au cours d'épisodes tempétueux majeurs, le recul se manifestant par « à coups ». Entre juillet 2011 et octobre 2013, les variations sédimentaires sont très faibles et le bilan global est stable. Cependant, les épisodes tempétueux de l'hiver 2013-2014 et du mois de février 2016 ont été tous les deux responsables d'une perte de sédiments de l'ordre de $-12 \text{ m}^3.\text{m/l}$ dans ce secteur. Le profil 3 (plage de Kersauz) observe un comportement relativement similaire ; la perte de sédiments dans ce secteur au cours de l'hiver 2013-2014, avoisine mes $-8,5 \text{ m}^3.\text{m/l}$. Seul le secteur de Skividen (profil 2) observe un engraissement presque continu depuis 2011 et plus particulièrement au cours de l'hiver 2013-2014 ($+9 \text{ m}^3.\text{m/l}$). Ceci peut être dû à la faible altitude du cordon dans ce secteur, ainsi qu'aux phénomènes de franchissements par la mer décrits précédemment, synonymes d'engraissement du front de dune et du sommet du cordon.

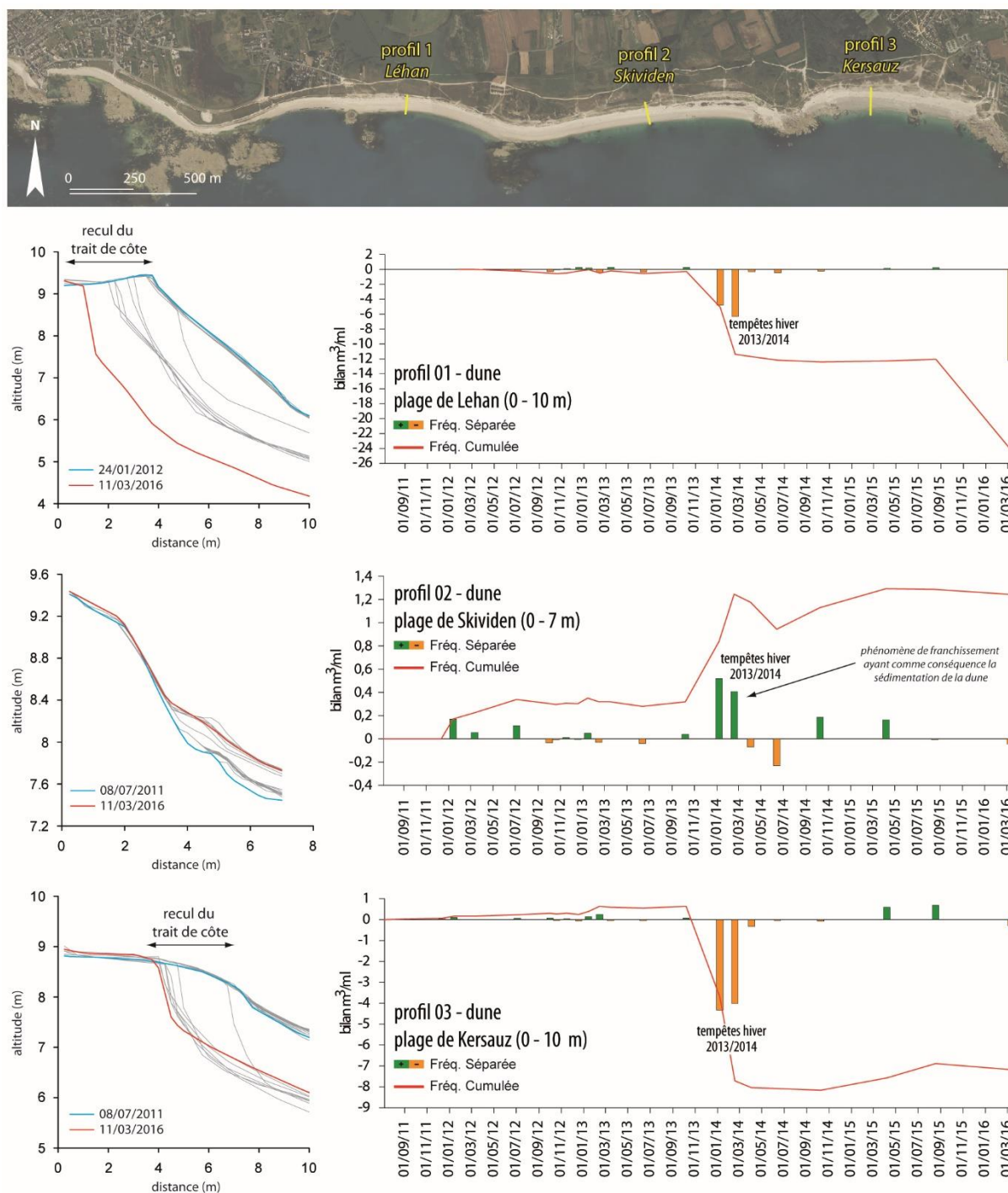


Figure 129 - Bilan sédimentaire (gauche) et enveloppes de profil (droite) du cordon dunaire (*stricto sensu*) de Treffiat - Lesconil pour les profils de Léhan, Skividen et de Kersauz entre juillet 2011 et mars 2016.

Conclusion intermédiaire

La dynamique du trait de côte des différents sites étudiés à l'échelle des quinze dernières années montre l'alternance de phases d'érosion sous l'action d'épisodes tempétueux, et de régénération, associées à des hivers plutôt calmes (Figure 130).

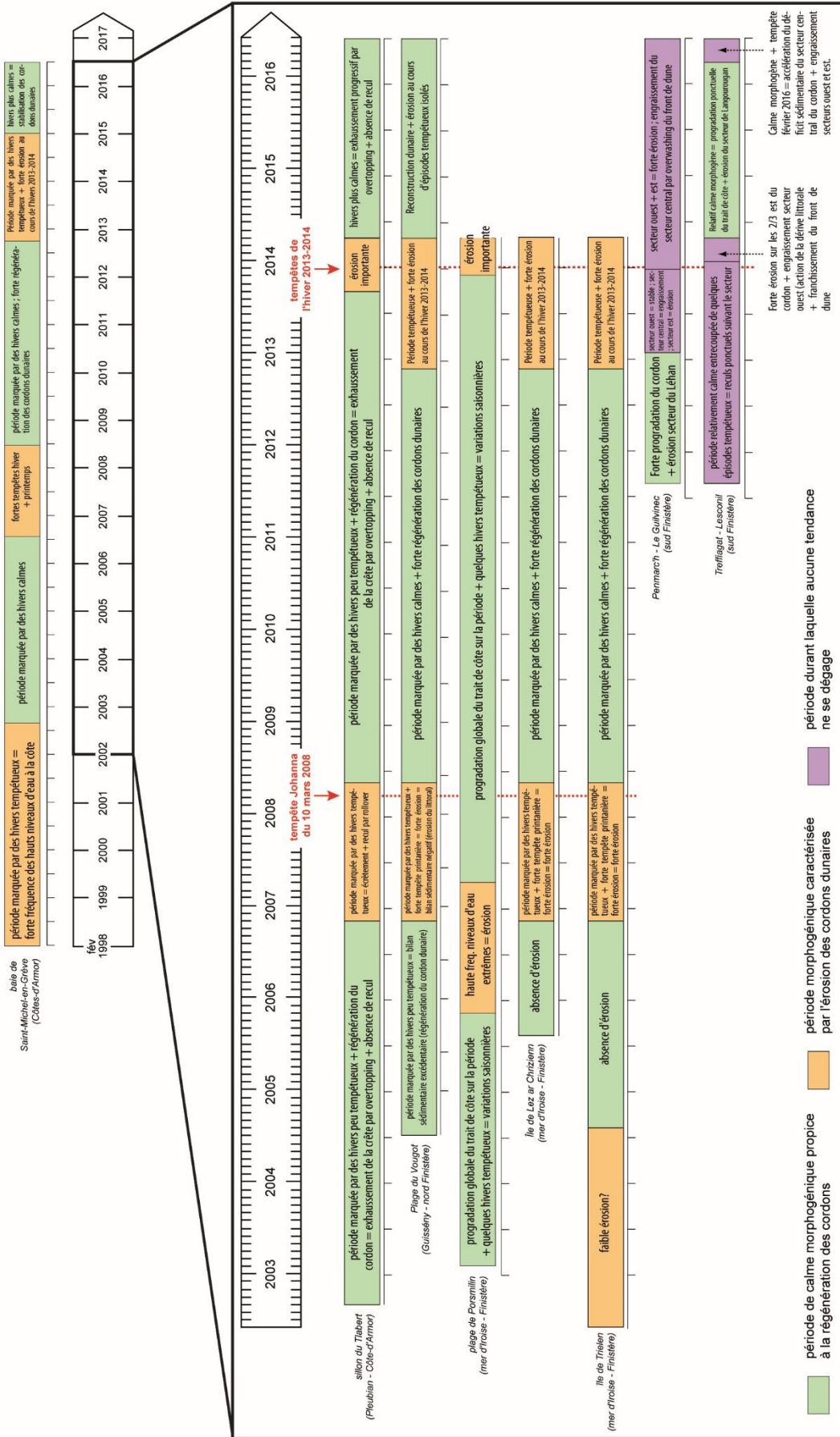


Figure 130 – Synthèse de l'évolution morphodynamique des différents cordons littoraux étudiés à moyen terme (mise à jour, d'après (Suanez, 2009).

Ainsi, comme le montre la Figure 130, la période 1998-2003 est marquée par la forte fréquence d'épisodes morphogènes. Le suivi mené en baie de Saint-Michel-en-Grève a montré que l'ensemble des cordons a enregistré un recul important du trait de côte, de l'ordre de -30 m maximum dans le secteur ouest du cordon de Saint-Michel-en-Grève.

La période comprise entre les hivers 2002-2003 et 2006-2007 est quant à elle caractérisée par une tendance à l'engraissement des cordons littoraux et dans le même temps, par l'absence d'épisodes morphogènes sur les cordons de galets, favorisant leur régénération. De manière générale, nous pouvons dire que les cordons ont été peu sujets à l'érosion au cours de cette période.

En revanche, à partir de l'hiver 2006-2007 et ce, jusqu'à la tempête du 10 mars 2008, la tendance à l'érosion a repris sur l'ensemble des sites comme le montrent les suivis topomorphologiques. Les reculs enregistrés durant cette période ont largement contribué au recul global enregistré sur les quinze dernières années. Par exemple, la tempête Johanna du 10 mars 2008 a généré des reculs maximum instantanés du trait de côte très importants, pouvant atteindre -6 m sur la plage du Vougot, ou encore, entre -20 à -25 sur le sillon de Talbert.

Entre le mois d'avril 2008 et l'hiver 2012-2013, l'évolution s'est une nouvelle fois inversée. Cette phase est caractérisée par une régénération des cordons dunaires et/ou de galets. Comme le montrent les suivis topomorphologiques ; la progradation observée sur certains sites est importante : +12 m pour la dune du Vougot entre le printemps 2008 et l'hiver 2012-2013 ; entre +10 m pour le cordon dunaire de Saint-Michel-en-Grève et entre +6 à +7 m à Saint-Efflam (baie de Saint-Michel-en-Grève). Sur les cordons de galets, cette régénération s'est surtout traduite par un exhaussement de la crête sommitale (+2,4 m sur la majeure partie du sillon de Talbert) sans nécessairement s'accompagner d'une progradation du trait de côte.

Cette longue phase de régénération a pris fin au cours de l'hiver 2012-2013, avec les deux tempêtes du 17 octobre 2012 et du 11 février 2013, ayant provoqué une érosion relativement faible sur certains cordons (-2 m pour le cordon dunaire de la plage du Vougot). C'est toutefois l'hiver 2013-2014, marqué par une série de tempêtes dont trois particulièrement morphogènes d'un point de vue de la cinématique du trait de côte, qui déterminent cette cinquième phase. A titre d'exemple, le recul maximum du trait de côte sur le cordon dunaire de Treffiat-Lesconil et de la plage du Vougot a atteint entre -14 m et -15 m ; sur le cordon de galets du sillon de Talbert, plus de -30 m. L'impact morphodynamique de cette série de tempêtes sera détaillé dans la quatrième partie de ce mémoire.

Chap 3. Analyse des conditions météomarines

L'analyse présentée dans ce troisième chapitre a été réalisée dans le but de caractériser les conditions météomarines et atmosphériques durant la période d'observation couvrant l'évolution des cordons littoraux à moyen terme. L'objectif a essentiellement porté sur l'identification et la caractérisation des événements tempétueux à l'origine de l'érosion des cordons.

Les données de houle analysées (hauteur des vagues H_{mo} , direction moyenne de provenance de la houle D_{ir} , et la période de la houle T_p) ont été obtenues par modélisation, à l'aide de deux modèles :

- le *North-East Atlantic – Ocean Wave Model* (WaveWatch III® version 3,14) : point de sortie situé aux coordonnées 5,5° W 48° N (profondeur 90 m). Le jeu de données couvre la période 1998- 2016 ;
- la base de données HOMERE (WaveWatch III® version 4,09) : trois points de sortie, situés aux coordonnées 4°48 W 47°64 N (sud Bretagne ; 14 m de profondeur), 5°01 W 48°66 N (nord-ouest de la Bretagne – 90 m de profondeur), et 3°87 W 48°05 N (nord Bretagne - 80 m de profondeur). Le jeu de données couvre la période 1998-2012.

Un seuil de tempête a été établi pour des houles supérieures à 6,5 m, en suivant l'analyse des valeurs extrêmes de houle réalisée par le Cerema pour la bouée des Pierres Noires située en mer d'Iroise (www.candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr). Un ajustement statistique permet de fixer les périodes de retour des événements tempétueux les plus extrêmes : un pic de houle de 9 m maximum représente par exemple une tempête dont la période de retour est estimée à un an. A partir de cet ajustement, les événements tempétueux exceptionnels ont pu être identifiés.

Les données de marée observée sont issues des marégraphes de Roscoff, du Conquet et de Concarneau, respectivement pour la côte nord, ouest et sud de notre secteur d'étude. Ces données ont été utilisées dans le but d'identifier les épisodes de pleine mer de vive-eau (coefficient de marée > 70). Un échantillon des événements combinant une forte houle (large de la Bretagne) et une marée de vive-eau est présenté dans le Tableau 5 ; 42 épisodes ont été identifiés (dont 11 en période de grandes marées).

Aux données hydrodynamiques, s'ajoutent les données météorologiques (vitesse du vent et pression atmosphérique au niveau de la mer) enregistrées aux stations Météo-France de Lannion pour la côte nord, au phare du Stiff à Ouessant pour la côte occidentale, et à la pointe de Penmarc'h pour la côte sud. Les épisodes tempétueux ont été identifiés grâce à un seuil de tempête compris entre 18 et 20 m.s (Trzpit, 1977).

Tableau 9 - Echantillon de tempêtes susceptibles d'avoir eu un impact sur le littoral (forte houle combinée à une marée de vive-eau ; coefficient >70) ; en orange, les épisodes de grandes marées (coefficient > 100).

date	H_{m0}	Coeff matin	Coeff soir	date	H_{m0}	Coeff matin	Coeff soir
02/01/1998	9,1	92	89	03/12/2006	8,3	82	86
03/01/1998	7,9	86	82	05/12/2006	7,9	91	91
04/01/1998	8,4	78	73	18/01/2007	7,0	71	76
30/12/1998	7,7	72	77	06/03/2007	8,0	89	87
03/01/1999	7,8	100	100	19/03/2007	7,9	108	112
03/03/1999	7,5	96	96	09/12/2007	10,5	70	71
04/03/1999	7,3	95	93	10/12/2007	7,5	72	73
21/04/1999	7,2	77	69	10/03/2008	9,4	106	104
24/12/1999	7,1	106	105	11/03/2008	7,4	101	96
25/12/1999	8,5	102	99	25/01/2009	7,2	67	71
26/12/1999	8,4	94	89	04/11/2009	7,3	93	92
11/10/2000	7,1	72	78	14/11/2009	8,7	76	79
30/10/2000	9,6	95	91	09/11/2010	8,5	88	82
31/10/2000	7,5	87	82	13/12/2011	8,4	80	79
26/11/2000	7,6	88	87	14/12/2011	7,8	78	76
13/12/2000	7,7	100	99	15/12/2011	9,3	74	71
02/01/2001	8,1	92	91	29/01/2013	7,7	90	90
23/01/2001	7,4	70	72	30/01/2013	7,3	90	89
06/02/2001	7,0	72	80	19/12/2013	7,2	79	78
27/01/2002	8,9	71	77	30/12/2013	7,7	70	77
28/01/2002	7,4	84	89	03/01/2014	7,1	108	108
01/02/2002	7,4	103	100	06/01/2014	8,0	88	82
02/02/2002	8,9	95	90	07/01/2014	7,7	75	68
26/02/2002	7,5	86	94	28/01/2014	8,1	64	72
02/12/2002	8,4	84	90	02/02/2014	7,9	113	110
20/01/2003	7,6	89	90	05/02/2014	11,8	79	71
21/01/2003	7,7	91	90	15/02/2014	7,9	84	86
28/10/2004	7,6	94	93	28/02/2014	8,7	95	102
03/11/2005	9,2	90	90	24/02/2015	9,0	82	74
01/01/2006	7,5	91	92	30/12/2015	7,8	73	68
17/02/2006	7,9	80	77				

1. Analyse des conditions météomarines sur la façade littorale nord de la Bretagne

L'analyse des données météomarines pour la période 1998-2016 nous permet de distinguer cinq phases (Figure 131).

La première s'étend du mois de janvier 1998 à l'hiver 2002-2003 et a été marquée par une forte fréquence de hauts niveaux de marée observée (7 épisodes de niveau supérieur ou égal à la hauteur des plus hautes mers astronomiques ($PHMA = 5$ m NGF) (Figure 131 - f). Au cours de cette période, deux épisodes caractérisés par de fortes houles se distinguent : les tempêtes de décembre 1998 (du 2 au 5 décembre), apparues en période de vives-eaux (coefficient de marée compris entre 92 et 73) durant lesquelles la houle maximum, très énergétique, a atteint 10 m environ (période de retour 2 ans), et la tempête Lothar, du 26 décembre 1999 (coefficient 94) pendant laquelle la houle, moins énergétique, a atteint 8 m (Figure 131 – c et e).

A partir de l'hiver 2002-2003, débute une phase de calme, durant laquelle les niveaux de marée observée ont été inférieurs à la limite des $PHMA$. Au cours de cette période, deux épisodes ont été caractérisés par de fortes houles ($H_{m0} > 8,5$ m pour une période de retour inférieure à 1 ans) : l'épisode du 18/01/2005 ($H_{m0} > 7,8$ m) combiné à une marée de morte-eau (47), et celui du mois de février 2006 apparu lors d'une marée moyenne (coefficient compris entre 80 et 77), caractérisée par une houle relativement énergétique (H_{m0} max = 7,6 m, $E = 750000$ Nm⁻²).

A partir de l'hiver 2006-2007, le nombre d'épisodes marqués par des niveaux de marée supérieurs à la limite des *PHMA* a été bien plus important (5 épisodes supérieurs à 5 m NGF). Certains de ces hauts niveaux marégraphiques ont été combinés à de fortes tempêtes dont la hauteur de la houle a dépassé 7,5 m ; deux de ces épisodes se distinguent par une houle H_{m0} supérieure à 10 m (période de retour de 2 ans) : l'épisode du 09/12/2007 (coefficient 70) et la tempête Johanna du 10/03/2008 (coefficient 106).

Inversement, la période qui a suivi la tempête Johanna (comprise entre avril 2008 et l'automne 2012) a été de manière générale marquée par des très faibles niveaux de marée observée, bien inférieurs au niveau des *PHMA*. On observe tout de même, sur la période 2010-2012, quelques épisodes de fortes marées, toutefois ces derniers n'ont pas été combinés à des tempêtes comme le montre les hauteurs de houles sur cette période, inférieures à 6,5 m.

La cinquième phase, particulièrement morphogène, débute à la fin du mois de janvier, avec l'apparition d'une tempête le 29/01/2013, en période de vive-eau (coefficient de 90), lors de laquelle la houle a largement dépassé le seuil de tempête fixé à 6,5 m. L'hiver 2013-2014, marqué quant à lui par une série de tempêtes survenues entre les mois de décembre 2013 et le mois de mars 2014, constitue la phase morphogène majeure qui domine l'ensemble de la période de l'analyse (1998-2016). Au cours de cet hiver les houles ont à deux reprises dépassé les 12 m (période de retour supérieure à 8 ans). Trois tempêtes ont quant à elles été caractérisées par une houle dont la hauteur significative a été supérieure à 9 m ; ce sont les épisodes du 1 au 04/01/2014 (coefficient compris entre 96 et 107) ; du 02 et du 03/02/2014 (coefficient compris entre 113 et 110) ; et du 02 et du 03/03/2014 (coefficient compris entre 114 et 112). Ces épisodes tempétueux sont survenus lors de marées de vives-eaux, durant lesquelles, les niveaux de marée observée ont été largement supérieurs aux *PHMA*.

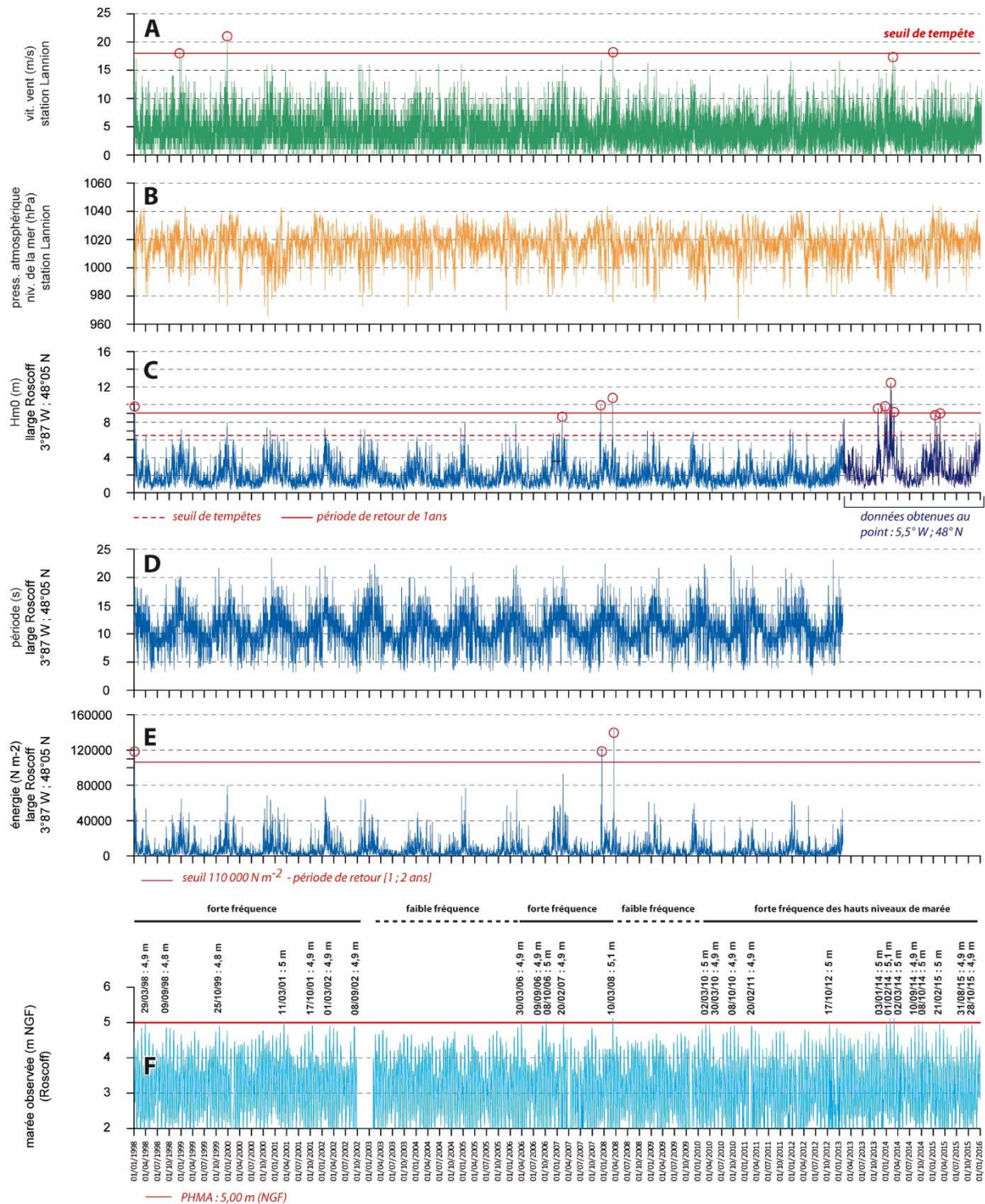


Figure 131 – Conditions météorologiques entre 1998 et 2016 sur la façade littorale nord de la Bretagne. A : vitesse du vent à Lannion, B : pression atmosphérique ; C : hauteur de la houle (H_{m0}) au large de Roscoff ; D : période de la houle (s) ; E : énergie mécanique de la houle ; F : niveau de marée (en m NGF) au marégraphe de Roscoff.

2. Analyse des conditions météorologiques sur la côte occidentale de la Bretagne

Les cinq phases inventoriées pour la côte nord sont également observables pour la côte occidentale de la Bretagne (Figure 132).

La première phase s'étend de 2000 à l'hiver 2002-2003. Au cours de cette période, on observe à quatre reprises des niveaux de marée observée supérieurs à la limite de PHMA (4,20 m NGF). Plusieurs épisodes de forte houle ($H_{m0} > 6,5$ m) sont observés sur la période, dont trois

survenus en période de vives-eaux : le 12/12/2000 (coefficient 100), le 02/02/2002 caractérisé par une houle proche de 10 m (période de retour de 2 ans - coefficient 103), et le 21/01/2003 (coefficient 92).

A partir de l'hiver 2002-2003, débute une phase de calme météomarin, où les niveaux de marée observée n'ont pas atteint la limite des *PHMA*. Au cours de cette période, on observe seulement trois épisodes de fortes houles : celui du 18/01/2005 ($H_{m0} = 9,8$ m) apparu en période de morte-eau ; et ceux du 02/12/2005 ($H_{m0} = 8,5$ m) et du 17/02/2006 ($H_{m0} = 9$ m) survenus lors de marées moyennes (respectivement 83 et 88 de coefficient).

Cette phase de calme tempétueux a pris fin au cours de l'hiver 2006-2007. A partir de cette date, et ce jusqu'au printemps 2008, les niveaux de marée observée ont à plusieurs reprises (5 épisodes) atteint et/ou dépassé la limite de *PHMA*. Par ailleurs cette période est également marquée par le passage de violentes tempêtes, parmi lesquelles celles du 09/12/2007 et du 10/03/2008, toutes deux caractérisées par une houle H_{m0} supérieure à 12,5 m (période de retour supérieure à 8 ans), survenues en période de mortes-eaux pour la première, et en période de grande marée pour la seconde (coefficient 106).

Au lendemain de la tempête du 10 mars 2008 débute une phase caractérisée par des conditions météomarines plus clémentes. De 2008 à 2010, les niveaux de marée observée ont été largement inférieurs à la limite des *PHMA*. A partir du printemps 2010, on observe quelques épisodes caractérisés par de hauts niveaux de marée. Nous l'avons déjà vu, ceux-ci n'ont cependant pas été combinés à des houles de tempête.

La troisième phase tempétueuse débute réellement à la fin de l'année 2013. L'hiver 2013-2014 est caractérisé par des niveaux de marée observée dépassant à plusieurs reprises la limite des *PHMA*, accompagnés d'une douzaine d'épisodes tempétueux ($H_{m0} > 8$ m), dont les tempêtes du 05 et du 14 février lors desquelles les houles maximum ont dépassé 12 m (période de retour 8 ans). Lors de cet hiver, trois tempêtes sont apparues en période de vives-eaux : les tempêtes du 1 au 4/01/2014 ($H_{m0} > 8$ m); celles du 02 et du 03/02/2014 ($H_{m0} > 9$ m), et celle du 02 et du 03/03/2014 ($H_{m0} > 9$ m).

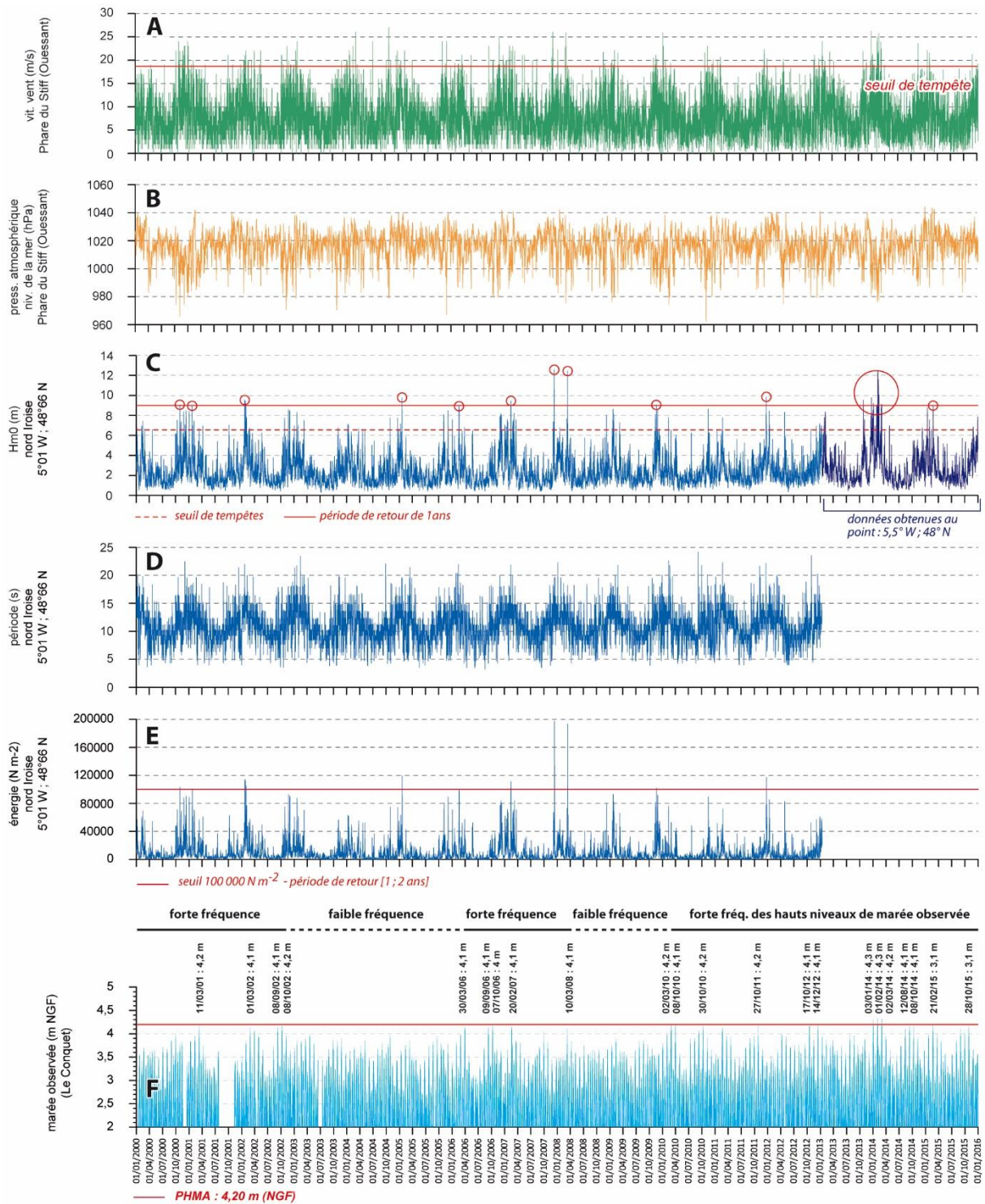


Figure 132 - Conditions météorologiques entre 2000 et 2016 sur la façade occidentale de la Bretagne. A : vitesse du vent au phare du Stiff (Ouessant), B : pression atmosphérique au phare du Stiff (Ouessant) ; C : hauteur de la houle (H_{m0}) au nord de la mer d'Iroise ; D : période de la houle (s) ; E : énergie mécanique de la houle ; F : niveau de marée (en m NGF) au marégraphe du Conquet.

3. Analyse des niveaux d'eau extrêmes sur la côte sud de la Bretagne

Entre 2011 (date de début du suivi des cordons dunaires du sud du Pays Bigouden) et 2016, deux phases sont identifiables (Figure 133).

La première s'étend de 2011 à l'automne 2012-2013. Lors de cette phase, les niveaux de marée observée ont rarement dépassé la limite des PHMA, égale à 3,10 m NGF dans ce secteur

(seulement 2 épisodes). En dépit de deux épisodes de forte houle survenus en période de moyenne marée en décembre 2011 (15 au 16/12/2011 ; H_{m0} max = 10 m) ; période de retour de 2 ans) et en avril 2012 (25/04/2012 ; H_{m0} max = 8 m), les conditions météomarine au cours de cette période ont été plutôt clémentes.

En revanche, à partir de la fin de l'année 2012, les hauts niveaux de marée observée ont été plus nombreux ; à 15 reprises ils ont dépassé l'altitude des *PHMA*.

Ces hauts niveaux de marée se sont accompagnés d'épisodes tempétueux. Les tempêtes comprises entre le mois de décembre 2013 et le mois de mars 2014, ont été caractérisées par des hauteurs de houles maximum dépassant plusieurs fois 10 m (période de retour 2 ans). Trois de ces tempêtes ont été combinées à de hauts coefficients de marée : l'épisode du 1 au 04/01/2014 (coefficient compris entre 96 et 107) ; du 02 et 03/02/2014 (coefficient compris entre 113 et 110) ; et du 02 et 03/03/2014 (coefficient compris entre 114 et 112).

A la suite de l'hiver 2013-2014 et jusqu'à la fin de l'année 2015, les hauts niveaux de marée observée demeurent fréquents et élevés mais n'ont pas été combinés à des tempêtes. Les deux évènements tempétueux du 15/01/2015 et du 24/02/2015, caractérisés par une houle H_{m0} proche de 9 m sont quant à eux survenus au cours de marées faibles à moyennes.

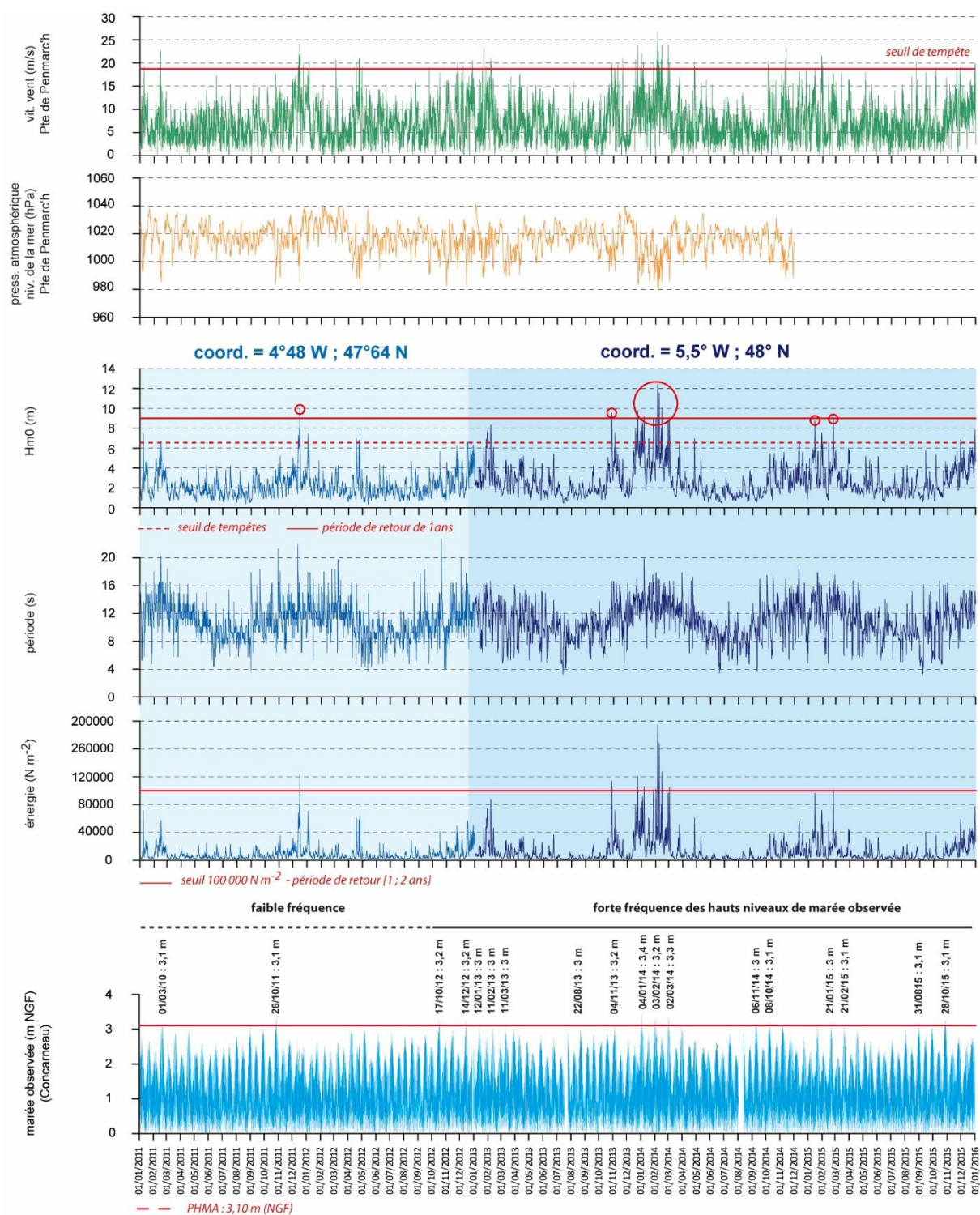


Figure 133 - Conditions météorologiques entre 2011 et 2016 sur la façade littorale méridionale de la Bretagne. A et B : vitesse du vent et pression atmosphérique à la pointe de Penmarc'h ; C : hauteur de la houle (H_{m0}) au large de Penmarc'h ; D : période de la houle (s) ; E : énergie mécanique de la houle ; F : niveau de marée (en m NGF) au marégraphe de Concarneau

4. Le rôle de l'Oscillation Nord-Atlantique dans l'alternance des conditions climatiques hivernales

Le rôle de l'Oscillation Nord Atlantique (*North Atlantic Oscillation* – NAO) dans le changement des conditions météorologiques à l'échelle de l'Atlantique nord a été souligné à plusieurs reprises (Hurrell, 1995; Hurrell *et al.*, 2001). Certains auteurs ont montré que les variations de l'indice NAO, positif ou négatif, pouvaient être rattachées à la fréquence

d'apparition des tempêtes dans l'océan Atlantique et donc des épisodes morphogènes pour le littoral (Masselink *et al.*, 2014a; O'Connor *et al.*, 2011; Thomas *et al.*, 2011; Vespremeanu-Stroe, *et al.*, 2007). Ainsi, un indice NAO positif entraînerait une hausse de la fréquence des tempêtes tandis qu'un indice NAO négatif donnerait lieu à des hivers plus calmes du point de vue morphogène.

Nous avons donc corrélié les enregistrements de houle avec l'indice NAO sur la période 2000-2016 afin d'observer si, à moyen terme, les variations de l'indice expliquaient la fréquence plus ou moins importante des épisodes tempétueux observés précédemment. Comme le montre la figure 134, on observe sur la période qui nous concerne, plusieurs phases alternant un indice NAO positif et négatif.

- les hivers 1998-1999 et 1999-2000 sont caractérisés par un indice NAO largement positif, notamment lors du second hiver ;
- l'hiver 2000-2001 quant à lui observe un indice négatif ;
- la période qui s'étend de l'hiver 2001-2002 à l'hiver 2004-2005 est quant à elle marquée par un indice NAO positif ;
- l'hiver 2005-2006 observe un indice faiblement négatif ;
- hiver 2006-2007 à 2008-2009 l'indice redevient positif ;
- entre hiver 2009-2010 et l'hiver 2012-2013, l'indice NAO est majoritairement négatif notamment au cours de l'hiver 2009-2010 ; on observe cependant pendant l'hiver 2011-2012 un l'indice largement positif (logiquement synonyme de tempêtes);
- à partir de 2013-2014, l'indice redevient largement positif.

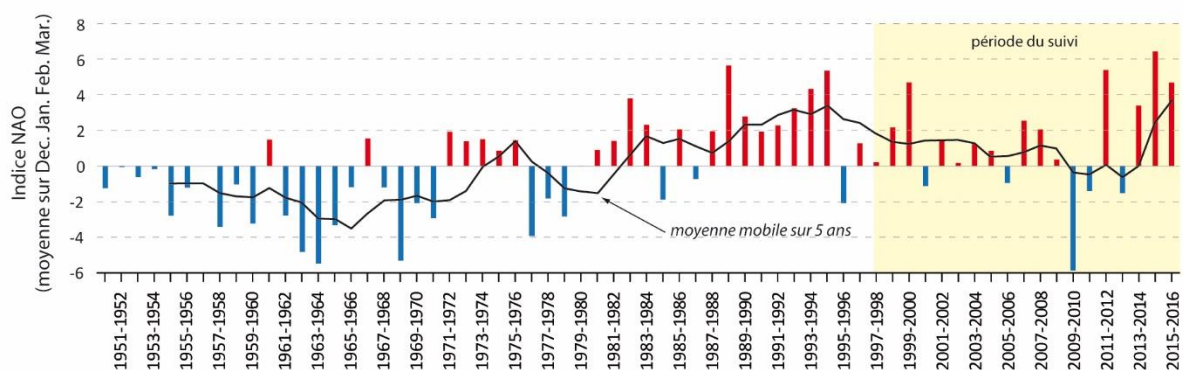


Figure 134 - Indice d'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) entre 1950 et 2016 - NOAA's Climate Prediction Center Homme Page (www.cpc.ncep.noaa.gov) ; alternance de phases tempétueuses (T+) et de phases de calme (T-) observées dans le cadre de notre étude entre 1998 et 2016.

Si l'on s'en tient au postulat de départ, de 1998 à 2000 les hivers devraient être très tempétueux. L'indice, dont les valeurs sont fortement positives sur la période, semble montrer une bonne corrélation. Pour rappel, ces hivers ont été marqués par de violentes tempêtes, celle du début de mois de janvier lors de laquelle les hauteurs de houle maximum ont atteint 10 m ; ainsi que les deux tempêtes nommées respectivement Lothar et Martin, qui ont touché la France, et plus globalement l'Europe, les 26, 27 et 28 décembre 1999.

A parti de 2001 et jusqu'en 2006, nous avons observé une série d'hivers faiblement tempétueux ; sur la même période l'indice NAO oscille entre des valeurs majoritairement positives et des valeurs négatives. Les variations de l'indice demeurent assez faibles entre ces

deux dates, ce qui pourrait illustrer les observations contrastées faites sur les cordons littoraux sur cette période. En effet, ces hivers sont marqués par la fréquence assez soutenue d'épisodes tempétueux d'ampleurs variables, à l'origine de phases plus ou moins morphogènes selon les sites (Hallégouët et Hénaff, 2006; Suanez, 2009). Les hivers 2006-2007 et 2007-2008 correspondent à deux phases où l'indice est de nouveau fortement positif, ce qui pourrait expliquer les hivers tempétueux que nous avons précédemment observés. Cette augmentation de l'indice NAO semble en adéquation avec l'apparition des tempêtes du 09/12/2007 et du 10/03/2008. S'ensuit une longue phase de calme, lors de laquelle l'indice est négatif (notamment en 2010) ; toutefois, les fortes valeurs de l'indice observées au cours de l'hiver 2011-2012 posent problème dans la mesure où, synonymes d'hivers tempétueux, elles interviennent au cœur d'une phase particulièrement calme sur le littoral breton, synonyme de régénération des cordons littoraux. En revanche, à partir de 2014, on observe le retour d'un indice largement positif, très bien corrélé aux conditions météorologiques sur la période.

Selon plusieurs auteurs, les phases positives de l'indice NAO semble donc associées à des hivers particulièrement morphogènes. Dodet *et al.*, (2010), en étudiant les variations sur le long terme de l'indice NAO par rapport aux conditions météorologiques, a observé une corrélation significative avec la « hauteur », la « direction » et la « période » de la houle ; relations nuancées par certaines études (Montreuil et Bullard, 2012; Pirazzoli *et al.*, 2004; Pye et Blott, 2008). L'auteur fait cependant état de fortes disparités spatiales au sein de l'Atlantique nord-est. Afin d'analyser la corrélation entre l'indice NAO et les conditions météorologiques à la pointe de la Bretagne, nous avons calculé le coefficient de corrélation (r), entre l'oscillation de l'indice NAO et différentes variables météorologiques sur la période 1998-2016 (Tableau 10 et Tableau 11) (Thomas *et al.*, 2011).

Tableau 10 - Moyennes hivernales (dec. jan. fev. mar.) de l'indice NAO et forçages météorologiques sur la période 2000-2016). Les données de houle sont issues du *North-East Atlantic – Ocean Wave Model* ; Hm0 : houle au large ; dir.H : direction de la houle au large ; Tp : période de la houle ; énergie.H : énergie de la houle.

Hiver	index NAO	Hm0 (m)	dir.H (deg)	Tp (s)	énergie.H (J.m ²)
1999-2000	4,680	3,250	268,279	11,987	17060,227
2000-2001	-1,140	3,530	247,422	11,942	18782,113
2001-2002	1,400	3,533	242,082	11,689	19714,878
2002-2003	0,160	3,205	245,901	12,163	14993,844
2003-2004	1,230	2,935	247,654	11,093	13183,350
2004-2005	0,840	2,925	250,837	11,641	13459,651
2005-2006	-0,960	2,975	239,536	11,593	14253,735
2006-2007	2,530	3,871	260,854	12,695	23235,596
2007-2008	2,040	3,605	258,055	12,279	20361,105
2008-2009	0,340	3,154	259,452	12,180	15799,286
2009-2010	-5,900	2,716	220,963	11,015	11137,059
2010-2011	-1,420	2,795	231,262	11,785	11824,772
2011-2012	5,380	2,825	275,677	12,073	13003,135
2012-2013	-1,540	3,238	253,742	11,806	16163,859
2013-2014	3,380	4,633	266,464	13,329	32473,587
2014-2015	6,420	3,535	261,994	12,451	18369,115
2015-2016	4,670	4,065	257,346	12,477	24646,264

Globalement, les variables montrent une corrélation positive, modérée à haute, avec l'indice NAO. La corrélation est particulièrement significative avec les variables « direction »

($r = 0,85$) et « période » ($r = 0,61$) de la houle, lorsque l'ensemble des variations de l'indice est pris en compte. Dans une moindre mesure, la corrélation est modérée avec la hauteur et l'énergie des houles ($r = 0,47$). Cette corrélation est également significative lorsque l'indice NAO est négatif : hauteur de houle, $r = 0,56$; direction de la houle, $r = 0,74$; période de la houle, $r = 0,92$; et énergie de la houle, $r = 0,60$. En revanche, une moins bonne corrélation est observable lorsque l'indice est positif ; seule la direction de la houle semble corrélée à l'indice NAO dans cette configuration.

Tableau 11 - Coefficients de détermination entre les variations de l'indice ONA (moyenne hivernale dec. jan. fev. mar.) et les variations des conditions météomarines entre 2000 et 2016.

coeff. de corr (r)	Hm0 (m)	dir.H (deg)	Tp(s)	énergie.H (J.m ²)
NAO (ensemble des variations)	0,47	0,85	0,61	0,47
NAO positif	0,25	0,71	0,37	0,24
NAO négatif	0,56	0,74	0,92	0,60

A la lecture de ces résultats, on constate une bonne relation entre un indice NAO négatif et une atténuation des événements tempétueux. Cependant, le fait que le coefficient de corrélation entre les variations de l'indice NAO et les variables météomarines soit compris entre [$r = 0,24 ; 0,92$], nous laisse penser qu'à moyen terme, cet indice n'est pas le seul facteur influant sur les variations de la fréquence des épisodes tempétueux à la pointe de la Bretagne.

L'indice NAO semble donc ne pas être le meilleur indicateur météorologique pour identifier les phases tempétueuses sur le littoral de la Bretagne, en ce sens où l'impact d'une tempête peut être influencé par d'autres facteurs tels que la trajectoire des tempêtes, elles-mêmes influencées par des dynamiques météo-atmosphériques indépendantes de la stricte position des centres d'action au-dessus de l'Islande et sur le Portugal comme la trajectoire des tempêtes. Le travail effectué dans le cadre du projet VIMERS (Roche *et al.*, 2014) a permis d'établir une typologie des tempêtes nous renseignant sur les différentes « trajectoires types » des tempêtes dans l'Atlantique nord-est. On remarque ainsi que certaines tempêtes dont la trajectoire était trop éloignée des côtes bretonnes, n'ont pas eu d'impact sur le littoral. C'est le cas notamment de la tempête Martin (décembre 1999), ayant principalement touché la côte aquitaine. Par ailleurs, des facteurs comme les coefficients de marée jouent également un rôle important dans l'aspect morphogène des tempêtes sur le littoral. Encore une fois, l'indice NAO ne peut tenir compte de la concomitance entre des houles de tempête et des marées de vives-eaux. Pour conclure, l'indice NAO, s'il semble être corrélé à l'activité cyclonique dans le secteur Atlantique nord-est, ne peut pas nous renseigner précisément sur les périodes météomarines morphogènes.

Conclusion intermédiaire

L'analyse morphosédimentaire s'est accompagnée d'une étude des conditions météomarines entre 1998 et 2016 pour les côtes nord, occidentale et sud-ouest de la Bretagne.

La période étudiée est donc composée de trois phases caractérisées par une forte fréquence des hauts niveaux de marée observée (supérieurs à l'altitude des *PHMA*) : la phase comprise entre 1998 et l'hiver 2002-2003 ; celle comprise entre l'hiver 2006-2007 et le début du printemps 2008 ; ainsi que celle qui s'étend de l'hiver 2012-2013 à aujourd'hui. Les épisodes tempétueux ont été identifiés sur la base d'un seuil de tempête fixé à $H_{m0} > 6,5$ m. Deux épisodes majeurs, particulièrement virulents et marqués par de fortes houles, se distinguent des autres tempêtes, les niveaux de marée observée ayant été largement supérieurs aux *PHMA* et combinés à de fortes houles: l'épisode du 10 mars 2008 survenue en marée de coefficient 106, dont les hauteurs de houle maximales ont atteint 12 m (période de retour de 8 ans) ; l'hiver 2013-2014 au cours duquel les houles ont à deux reprises dépassé les 12 m (période de retour supérieure à 15 ans). Trois des douze tempêtes de cet hiver survenues pendant la pleine mer lors de marées de vives-eaux, ont quant à elles été caractérisées par à une houle dont la hauteur significative a été supérieure à 9 m : les épisodes du 1 au 4/01/2014 ; du 2 et 3/02/2014 ; et du 2 et 3/03/2014.

Ces trois phases ont alterné avec deux périodes caractérisées par des conditions hydrodynamiques et météorologiques plus clémentes : entre 2003 et la fin de l'année 2006 ; d'avril 2008 et l'hiver 2012-2013. Lors de ces deux périodes, les niveaux de marée observée n'ont que très rarement dépassé la limite des *PHMA*. Les tempêtes survenues au cours de ces périodes ont été combinées à des marées de mortes-eaux limitant leur caractère morphogène. Pour l'ensemble des façades littorales étudiées, les conditions météomarines montrent le même phasage que la cinématique du trait de côte étudiée dans le premier chapitre de cette partie.

Pour finir nous avons analysé la corrélation entre les variations de l'indice NAO et les phases tempétueuses observées entre 1998 et 2016. A la lecture des résultats obtenus, l'indice NAO ne semble donc pas être le meilleur indicateur météorologique pour identifier les phases tempétueuses sur le littoral de la Bretagne.

Conclusion de la troisième partie

Dans le premier chapitre de cette partie, nous avons présenté les cordons littoraux (cordons dunaires et composés de galets) suivis dans le cadre de l'analyse de la cinématique du trait de côte à moyen terme.

Les travaux réalisés dans le cadre de cette analyse ont combiné une étude de l'évolution morphosédimentaire des cordons à l'échelle pluriannuelle à décennale dans le but de quantifier les phases dominées par l'érosion du trait de côte de celles propices à la régénération, ainsi qu'une analyse des conditions météomarines et atmosphériques durant la période d'étude, afin d'identifier les événements tempétueux à l'origine de l'érosion des cordons littoraux. Le suivi morphosédimentaire a été réalisé sur la base de mesures topographiques *in situ*, à l'aide de différents outils (tachéomètres laser, GPS différentiel par exemple). Différents types de mesures ont été effectuées sur les sites :

- levés de la position du trait de côte sur la base de différents indicateurs sélectionnés en fonction du site ;
- la mesure de profils de plage au niveau du cordon dunaire ;
- des levés surfaciques permettant de construire des modèles numériques de terrain, à partir desquels, la cinématique du trait de côte est mesurée.

L'analyse des conditions météomarines s'est faite sur la base de données hydrodynamiques (hauteur, période et énergie de la houle, niveaux de marée) et météorologiques (vitesse du vent et pression atmosphériques).

A la lecture des résultats on observe l'alternance de trois phases morphogènes, caractérisées par une haute fréquence d'épisodes tempétueux, avec deux phases de régénération des cordons, à l'origine d'une progradation du trait de côte sur les cordons dunaires, et d'un exhaussement de la crête des cordons de galets. Les données les plus anciennes, effectuées en baie de Saint-Michel-en Grève à partir de 1998, ont montré une première phase marquée par un recul important du trait de côte (sur l'ensemble de la baie et particulièrement dans sa partie orientale). Cette phase morphogène est corrélée à une période d'augmentation des niveaux de marée observée, régulièrement supérieurs à la limite des *PHMA*, et la succession sur des pas de temps très courts, de tempêtes hivernales violentes (hivers 1997-1998, 1999-2000). A partir de l'hiver 2002-2003, les conditions météomarines globalement plus clémentes et l'absence d'épisodes morphogènes ont favorisé une tendance à l'engraissement et/ou la régénération des cordons littoraux sur les sites étudiés. Cette phase de calme a pris fin au cours de l'hiver 2006-2007, marquant le début d'une période où les hivers ont été particulièrement morphogènes, lors desquels de violentes tempêtes telles que la tempête Johanna du 10 mars 2008, ont provoqué un recul instantané du trait de côte très important. Suite à la tempête Johanna, les cordons littoraux sont entrés dans une phase de calme morphogène. Cette période a permis la régénération, parfois importante des cordons littoraux. Cette régénération s'est traduite par une progradation du trait de côte des cordons dunaires, et un exhaussement de la crête des cordons de galets. A partir de l'hiver 2012-2013, quelques tempêtes mineures ont mis fin à cette phase

de régénération. C'est en revanche au cours de l'hiver 2013-2014 qu'ont été observées les tempêtes les plus violentes. Trois épisodes, combinant forte houle et coefficient de marée élevé, ont été particulièrement morphogènes pour les cordons littoraux. Cet hiver constitue la phase morphogène majeure qui domine l'ensemble de la période de l'analyse (1998-2016).

Partie IV. Analyse de la dynamique du trait de côte sur le court terme

Dans la quatrième partie, nous analysons la cinématique du trait de côte des cordons littoraux à court terme. Cette partie est fondée sur la compilation de deux articles portant respectivement sur l'impact des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur une douzaine de cordons littoraux répartis sur le pourtour du littoral breton (Blaise *et al.*, 2015), et sur l'étude des processus d'érosion à très court terme à partir d'expérimentations menées sur la plage du Vougot (Suanez *et al.*, 2016b, 2015).

Entre les mois de décembre 2013 et mars 2014, une douzaine de tempêtes ont touché la pointe bretonne avec une fréquence exceptionnelle. C'est au mois de février que ces événements ont été les plus fréquents et particulièrement virulents. Les hauteurs significatives des vagues mesurées au large du Finistère ont atteint respectivement 12,3 m et 12,4 m lors des tempêtes Petra et Ulla du 5 et du 14 février.

L'analyse des conditions hydrodynamiques montre toutefois que seuls trois épisodes ont été particulièrement morphogènes car ils ont été combinés à des fortes marées de vive-eau ; il s'agit des événements couvrant les périodes du 1er au 4 janvier, du 1er au 3 février, et du 2-3 mars 2014 durant lesquels les niveaux de marée observés ont été supérieurs aux niveaux des plus hautes marées astronomiques (*PHMA*). Les surcotes maximum (entre 0,80 m et 0,97 m) ont été atteintes lors de la tempête Ulla du 14-15 février. Il faut remonter à l'hiver 1989-1990 pour connaître une situation hivernale similaire, même si les tempêtes du mois de février 1990 avaient été encore plus nombreuses et plus virulentes.

Des mesures topomorphologiques à haute fréquence réalisées sur une dizaine de cordons littoraux répartis sur le pourtour de la péninsule bretonne permettent d'évaluer les effets de ces événements sur le recul du trait de côte. Elles montrent que durant la première phase (décembre-janvier), marquée notamment par l'épisode morphogène du 1er au 4 janvier 2014, l'érosion du rivage a été limitée, à l'exception du sud Bretagne. Cela s'explique par l'orientation plutôt sud-ouest de la houle incidente. De façon générale, le recul a atteint en moyenne -2,7 m (le minimum moyenné sur l'ensemble des sites : -0,6 m ; le maximum moyenné sur l'ensemble des sites : -6,20 m). Durant la seconde phase de mi-janvier à mi-février, caractérisée par la tempête du 1-2 février qui a été la plus morphogène de l'hiver, le recul moyen a atteint -4,2 m (le minimum moyenné sur l'ensemble des sites : -1,5 m ; le maximum moyenné sur l'ensemble des sites : -9,5 m). C'est essentiellement la côte nord et ouest de la Bretagne qui a enregistré les reculs les plus importants car la houle était alors orientée ouest – nord-ouest. Durant la troisième et dernière phase qui s'étend de mi-février à mi-mars, marquée par l'épisode morphogène du 2-3 mars, le recul du trait de côte a été très faible. Il a atteint -1 m en moyenne (le minimum moyenné sur l'ensemble des sites : -0,6 m ; le maximum moyenné sur l'ensemble des sites : -1,9 m). À l'échelle de l'hiver 2013-14, l'érosion du rivage pour l'ensemble des sites observés a atteint -6,3 m en moyenne (minimum : -0,2 m ; maximum : -30,1 m). Lorsque l'on observe plus en détail ces chiffres, il apparaît que ce sont les cordons dunaires qui ont le plus reculé,

viennent ensuite les formes fuyantes à pointe libre de type flèches sableuses ou les cordons de galets ; les reculs les plus faibles concernent les plages adossées ou les falaises entaillées dans des matériaux cohérents comme les plages pléistocènes ou les falaises de *head*. La réponse des plages aux trois épisodes morphogènes a été différente. Celui du début du mois de février reste le plus érosif et s'explique en grande partie par une plus forte sensibilité des cordons préalablement fragilisés par l'épisode du début du mois de janvier. A l'inverse, la tempête du mois de mars n'a pratiquement eu aucun impact. Ces éléments montrent qu'il n'y a aucun effet cumulatif attesté de l'effet des tempêtes. Sur une longue période marquée par une série d'évènements tempétueux, au-delà d'un certain seuil dans le processus de recul du rivage, l'action érosive des épisodes morphogènes n'agit plus de façon significative, quelle que soit leur intensité.

L'étude expérimentale de calibration du *runup* présentée dans le second chapitre a été menée sur le cordon dunaire de la plage du Vougot à Guissény. Ce travail se base sur des levés topographiques haute fréquence de la limite maximum atteinte par le jet de rive, et des données hydrodynamiques *in situ*, entre 2008 et 2013. L'objectif de ce travail était de quantifier les conditions environnementales et dimensionnelles du paramètre de *swash* (jet de rive) afin de calibrer la formule de *runup* de Battjes (1971).

Une équation empirique basée sur des niveaux de marée observés et des enregistrements de houle au large a également été calibrée afin d'estimer les niveaux d'eau extrêmes à la côte (somme de la marée prédite, de la surcote et du *runup*). Les niveaux d'eau extrêmes obtenus ont finalement été utilisés pour expliquer la dynamique érosive survenue au cours de l'hiver 2013-2014. Une bonne relation a été observée entre les phases d'érosion et les niveaux d'eau extrêmes, lorsqu'ils étaient supérieurs à l'altitude du pied de dune.

Chap 1. Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique du trait de côte en Bretagne

L'hiver 2013-2014 a été caractérisé par une succession de tempêtes qui ont touché la péninsule bretonne entre le mois de décembre 2013 et le mois de mars 2014. Ces épisodes ont été particulièrement fréquents, notamment durant le mois de février, et ont provoqué de graves dommages en matière d'érosion et de submersion marine. De nombreuses communes littorales des départements bretons, notamment du Finistère et des Côtes d'Armor, ont subi de nombreux dégâts tant au niveau des infrastructures anthropiques que de la dégradation des milieux naturels.

L'impact des tempêtes sur l'évolution morphosédimentaire des cordons littoraux est déterminant car ces événements extrêmes commandent les changements à très court terme du trait de côte (Balsillie, 1986; Castelle *et al.*, 2015; Dolan and Hayden, 1981; Fenster *et al.*, 2001; Forbes *et al.*, 2004, p. 20047; Honeycott *et al.*, 2001; Houser *et al.*, 2008; Morton *et al.*, 1995). Ils interviennent également dans les échanges sédimentaires complexes entre les zones infra, médio et supra-littorale qui contrôlent notamment les variations du profil transversal des plages (Aagaard *et al.*, 2005; Anthony, 2013; Birkemeier *et al.*, 1999; Ferreira, 2006; Lee *et al.*, 1998; Stone *et al.*, 2004). Toutefois, la réponse morphosédimentaire des cordons littoraux à ces événements tempétueux est aussi dépendant de leur fréquence par rapport aux périodes de régénération qui les séparent ; l'érosion est généralement accentuée lorsque cette fréquence excède la durée de résilience post-tempête du milieu après chaque épisode (Morton *et al.*, 2005 ; Anthony, 2013). Cela pose la question de l'impact morphosédimentaire d'une succession de tempêtes sur un pas de temps très court. Plusieurs études ont montré que dans certains cas, l'érosion combinée de plusieurs épisodes tempétueux est plus importante que la somme du recul moyen généré par une seule tempête (Lee *et al.*, 1998; Morton, 2002). De même, une succession très rapide d'événements tempétueux de faible intensité peut produire autant de dommage qu'une seule tempête très virulente (Birkemeier *et al.*, 1999; Cox and Pirrello, n.d.; Ferreira, 2005). Il n'est donc pas facile de déterminer des seuils morphogènes de tempête pourtant utiles lorsqu'il s'agit d'évaluer le risque d'érosion dans le but de protéger et/ou d'aménager des secteurs côtiers (Almeida *et al.*, 2012; Bosom and Jiménez, 2010; Ciavola *et al.*, 2007; Gervais *et al.*, 2012; Gibeaut and Hepner, 2002; Jiménez *et al.*, 2012; Mendoza and Jiménez, 2006; Rangel-Buitrago and Anfuso, 2011; Stockdon *et al.*, 2007; Zielinski, 2002)

La hiérarchisation de tempêtes successives reposant sur des critères hydrodynamiques n'est pas aisée lorsqu'il s'agit de faire de la prédiction car le contexte marégraphique (situation de vive-eau ou de morte-eau), les caractéristiques de la houle au large, et les conditions morphodynamiques dans la zone de déferlement sont autant de paramètres qui rendent l'analyse des processus extrêmement complexe, et ne permettent pas d'anticiper la réponse morphosédimentaire de la plage à chaque épisode morphogène (Anthony, 2013; Coco *et al.*, 2014).

De même, la morphologie pré-tempête est un facteur déterminant car elle contrôle la réponse morphosédimentaire des cordons littoraux en intervenant sur les forçages hydrodynamiques, en particulier l'action des niveaux d'eau extrêmes à la côte qui devient plus importante au cours des dernières tempêtes (Vousdoukas *et al.*, 2012). Si des seuils morphogéniques peuvent être définis en fonction des caractéristiques hydrodynamiques et

météomarines propres à chaque épisode tempétueux, il est pour autant impossible d'établir une classification pertinente de ces derniers en fonction de la réponse morphosédimentaire des plages (Haerens *et al.*, 2012). Qui plus est, si l'intensité des tempêtes peut répondre à un fonctionnement saisonnier, leur impact morphosédimentaire est aussi fonction du caractère morphodynamique des cordons littoraux (Aagaard *et al.*, 2012; Armaroli *et al.*, 2013; Rangel-Buitrago and Anfuso, 2011). Ainsi, les plages de type intermédiaire montrent le plus souvent des changements de profils plus importants que celles qui observent un caractère dissipant.

L'objectif de ce chapitre a été de faire le bilan morphosédimentaire des tempêtes de l'hiver 2013-2014. Dans un premier temps, une analyse des conditions hydrodynamiques et météomarines permet de caractériser cette série d'événements tempétueux et de discriminer les épisodes les plus morphogènes ayant contribué à l'érosion du littoral. Dans un second temps, les mesures topomorphologiques réalisées sur une dizaine de sites répartis sur le pourtour du littoral breton permettent d'évaluer l'impact de ces tempêtes sur la dynamique de recul du trait de côte. L'objectif est d'analyser la variabilité de la réponse des cordons littoraux en fonction de leurs caractéristiques géomorphologiques et dynamiques propres. Enfin, nous discutons cette série de tempêtes tant du point de vue de la fréquence et de l'intensité, que de ses effets sur la dynamique érosive, en la replaçant au sein d'une chronologie d'événements tempétueux remontant à plusieurs décennies.

1. Les tempêtes de l'hiver 2013-2014

Un inventaire des tempêtes de l'hiver 2013-2014 a été réalisé pratiquement en temps réel à partir des observations de houle produites dans le cadre du projet PREVIMER coordonné par l'Ifremer et le SHOM (www.previmer.org). En effet, ce système a pour objectif de fournir en routine des observations et des prévisions sur l'état de l'environnement marin dans la zone côtière (courants, vagues, températures, salinité, etc.), le long des grandes façades régionales de la Manche, de l'Atlantique et de la Méditerranée pour la France métropole. Ces informations sont aussi produites jusqu'à des zones très localisées par des simulations numériques, et validées à partir de mesures in situ et/ou par le traitement d'images satellites. D'un point de vue temporel, PREVIMER couvre à la fois des analyses rétrospectives et des prévisions à court terme (96h à 120h pour les vagues, correspondant aux prévisions fines de Météo France et du Centre Européen de Prévisions ECMWF).

Cet inventaire a été réalisé à partir des statistiques de houle moyennes et maximales calculées sur différentes fenêtres d'environ 60 km de largeur, centrées sur les secteurs faisant l'objet de cette étude (Figure 135). Les valeurs qui ont été retenues correspondent aux hauteurs de houle acquises au moment de la pleine mer. Nous nous sommes basés pour ça sur les horaires de marées fournis par les marégraphes de Paimpol, Trebeurden, Roscoff, Le Conquet, et Concarneau, respectivement pour les fenêtres des Côtes d'Armor est et ouest, du nord, de l'ouest et du sud Finistère. Cette information, bien que quantitative, n'est pas vraiment exploitable dès lors que l'on s'intéresse à un secteur de plage bien précis car elle est calculée sur un très large périmètre et non en un point donné. Toutefois, elle a permis de lister et de hiérarchiser une douzaine d'épisodes tempétueux survenus entre la fin du mois de décembre 2013 et le début du mois de mars 2014 (Tableau 12). Cette période d'activité cyclogène a véritablement commencé avec la tempête Dirk du 23 décembre 2013, et s'est terminée par la tempête Christine du 3 mars 2014. La plupart de ces épisodes ont duré plusieurs jours, cela a

eu pour conséquence de générer des fortes houles qui ont perduré même après le passage de la perturbation.

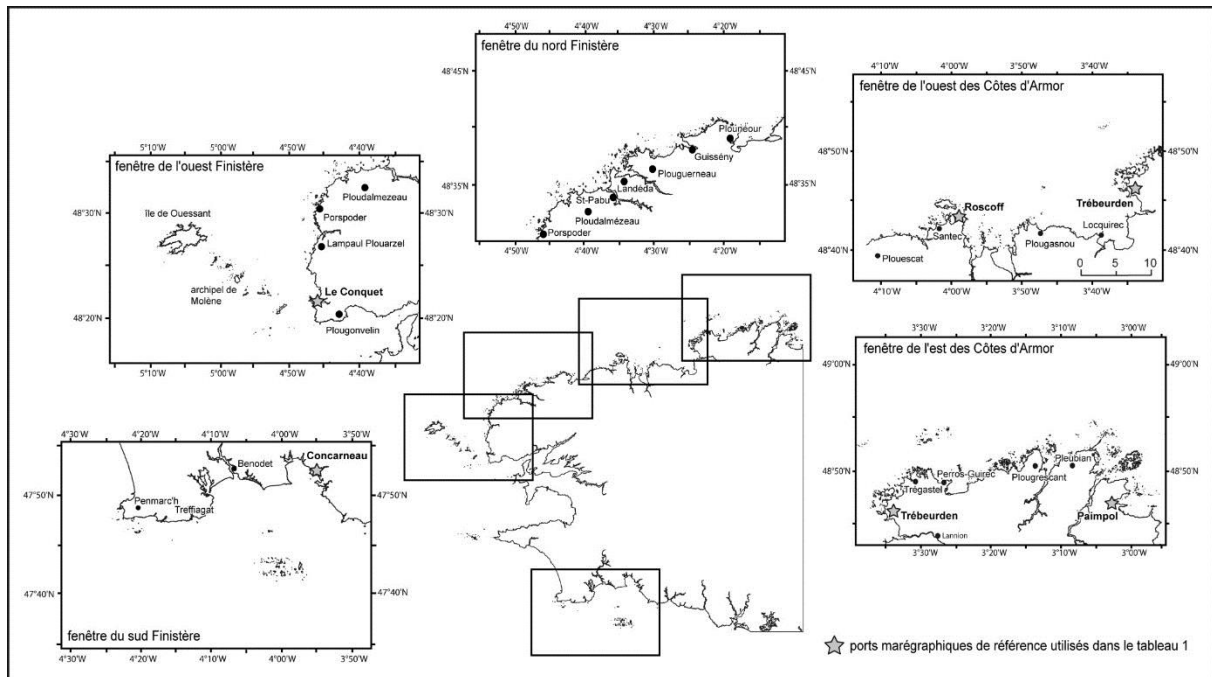


Figure 135 - Localisation des fenêtres de calcul des paramètres statistiques de houle issues du modèle PREVIMER (source : <http://www.previmer.org>)

Pour chacun d'entre eux, on note que de façon générale les hauteurs de houle diminuent au fur et à mesure que l'on progresse d'ouest (fenêtre ouest Finistère) en est (fenêtres centrées sur les Côtes-d'Armor, et dans une moindre mesure le sud Finistère). Ceci est principalement lié aux phénomènes d'amortissement de la houle sur la plateforme continentale.

Certaines tempêtes ont été combinées à une marée de vive-eau. C'est généralement dans ces conditions que les phénomènes d'érosion du trait de côte sont les plus importants. Ainsi, entre le 23 et le 28 décembre, les tempêtes Dirk et Erich ont été peu morphogènes car elles sont survenues en période de mortes-eaux avec des houles peu énergétiques caractérisées par des hauteurs moyennes et maximales respectivement comprises entre 3,51 m et 5,96 m, et 5,80 m et 8,30 m suivant les secteurs. A l'inverse, les deux tempêtes survenues au début du mois de janvier ont été combinées à des marées de vive-eau, notamment celle du 3 et 4 janvier durant laquelle les coefficients de marée étaient supérieurs à 105. De plus, les hauteurs de houles moyennes et maximales plus élevées comprises respectivement entre 3,72 m et 6,26 m, et 6,76 m et 9,13 m, ont renforcé le caractère morphogène de cet épisode. Il en a été de même pour la tempête du 1er et 2 février durant laquelle les coefficients de marée ont été supérieurs à 110, et pour la tempête Petra qui a suivie le 4 et 5 février, durant laquelle les coefficients de marée étaient encore supérieurs à 90. Qui plus est, pour ces deux épisodes, les hauteurs de houles, notamment maximales, ont atteint respectivement 10,71 m et 10,41 m au large de l'ouest du Finistère.

Les trois tempêtes Qumaira, Ruth et Ulla qui ont suivi sont survenues en période de mortes-eaux, notamment celles du 6 et 7 février (Qumaira) et du 8 et 9 février (Ruth) pour lesquelles les hauteurs moyennes et maximales de houle étaient respectivement d'environ 2,78 m et 4,11 m, et 4,97 m et 7,74 m ; Ruth ayant été plus énergétique. La tempête Ulla a été marquée par un renforcement des conditions de houle (comprises 8,01 m et 10,38 m suivant les secteurs),

mais les coefficients étaient encore faibles (de 78 à 86 du 14 au 15 février). Les deux derniers épisodes du début du mois de mars ont été de nouveau combinés à des fortes marées de vives-eaux (coefficient > 110), notamment la tempête Christine pour laquelle les hauteurs maximales de houle ont atteint 12,63 m au large de l'ouest du Finistère.

Tableau 12 - Inventaire des tempêtes de l'hiver 2013-2014. Les hauteurs moyennes et maximales des houles sont obtenues à partir de modèles issus du système d'observations et de prédictions PREVIMER (<http://previmer.fr>)

Dates et noms des tempêtes		Côtes d'Armor est (Paimpol)	Côtes d'Armor ouest (Treberden)	Nord Finistère (Roscoff)	Ouest Finistère (Le Conquet)	Sud Finistère (Concarneau)
date	coefficients de marée	hauteurs de houle à pleine mer	hauteurs de houle à pleine mer	hauteurs de houle à pleine mer	hauteurs de houle à pleine mer	hauteurs de houle à pleine mer
23/12/2013 24/12/2013 25/12/2013 <i>tempête Dirk</i>	23/12: 61-58 24/12: 54-51 25/12: 48-45	23/12-09h00 : Moy : 2,68 m Max : 4,19 m 23/12-21h00 : Moy : 3,51 m Max : 5,80 m 24/12-09h00 : Moy : 3,21 m Max : 5,08 m 24/12-22h00 : Moy : 3,24 m Max : 5,05 m 25/12-10h00 : Moy : 2,98 m Max : 4,58 m	23/12-08h00 : Moy : 3,37 m Max : 4,70 m 23/12-21h00 : Moy : 4,23 m Max : 6,41 m 24/12-09h00 : Moy : 3,98 m Max : 5,71 m 24/12-22h00 : Moy : 4,07 m Max : 5,64 m 25/12-10h00 : Moy : 3,67 m Max : 4,93 m	23/12-08h00: Moy : 4,14m Max : 5,19m 23/12-21h00: Moy : 5,31m Max : 7,51m 24/12-09h00: Moy : 4,97m Max : 6,50m 24/12-22h00: Moy : 5,13m Max : 6,44m 25/12-11h00: Moy : 4,31m Max : 5,25m	23/12-07h00: Moy : 4,12m Max : 5,84m 23/12-20h00: Moy : 5,88m Max : 8,30m 24/12-08h00: Moy : 5,19m Max : 7,36m 24/12-20h00: Moy : 5,00m Max : 7,18m 25/12-09h00: Moy : 4,46m Max : 6,26m	23/12-08h00: Moy : 3,63m Max : 4,99m 23/12-20h00: Moy : 5,96m Max : 7,70m 24/12-09h00: Moy : 5,18m Max : 6,87m 24/12-21h00: Moy : 4,36m Max : 6,03m 25/12-10h00: Moy : 3,74m Max : 5,38m
27/12/2013 28/12/2013 <i>tempête Erich</i>	27/12: 43-45 28/12: 48-52	27/12-00h00 : Moy : 2,23 m Max : 3,48 m 27/12-13h00 : Moy : 3,53 m Max : 5,47 m 28/12-01h00 : Moy : 2,91 m Max : 4,44 m	27/12-00h00 : Moy : 2,76 m Max : 3,88 m 27/12-12h00 : Moy : 4,35 m Max : 6,03 m 28/12-01h00 : Moy : 3,56 m Max : 4,75 m	27/12-00h00: Moy : 3,53m Max : 4,61m 27/12-12h00: Moy : 5,34m Max : 6,62m 28/12-01h00: Moy : 4,20m Max : 5,10m	27/12-00h00: Moy : 3,85m Max : 5,07m 27/12-11h00: Moy : 5,07m Max : 6,92m 28/12-01h00: Moy : 4,06m Max : 5,64m	27/12-00h00: Moy : 3,49m Max : 4,73m 27/12-11h00: Moy : 4,14m Max : 5,68m 28/12-01h00: Moy : 3,54m Max : 5,06m
01/01/2014 02/01/2014 <i>(sans nom)</i>	01/01 : 96-100 02/01 : 104-107	01/01-06h00 : Moy : 2,80 Max : 5,20 01/01-18h00 : Moy : 3,02 Max : 5,55 02/01-06h : Moy : 2,93 Max : 5,00	01/01-05h00 : Moy : 3,68 Max : 5,49 01/01-17h00 : Moy : 3,93 Max : 6,01 02/01-05h : Moy : 3,73 Max : 5,36	01/01-05h00 : Moy : 4,49 Max : 5,89 01/01-17h00 : Moy : 4,79 Max : 6,45 02/01-05h : Moy : 4,14 Max : 5,38	01/01-03h00 : Moy : 4,85 Max : 7,41 01/01-16h00 : Moy : 5,42 Max : 8,00 02/01-04h : Moy : 4,53 Max : 7,14	01/01-03h00 : Moy : 4,24 Max : 6,02 01/01-16h00 : Moy : 5,36 Max : 7,23 02/01-04h : Moy : 4,51 Max : 6,22
03/01/2014 04/01/2014 <i>(sans nom)</i>	03/01: 108 04/01: 106-103	03/01-07h00 : Moy : 2,48 m Max : 4,41 m 03/01-20h00 : Moy : 3,72 m Max : 6,76 m 04/01-08h00 : Moy : 2,68 m Max : 4,98 m	03/01-06h00 : Moy : 3,10 m Max : 4,88 m 03/01-19h00 : Moy : 4,92 m Max : 7,50 m 04/01-07h00: Moy : 3,56 m Max : 5,51 m	03/01-06h00: Moy : 3,88m Max : 5,26m 03/01-19h00: Moy : 5,91m Max : 7,92m 04/01-07h00: Moy : 4,30m Max : 5,70m	03/01-05h00: Moy : 4,18m Max : 6,50m 03/01-17h00: Moy : 6,26m Max : 9,13m 04/01-06h00: Moy : 4,94m Max : 7,77m	03/01-05h00: Moy : 3,98m Max : 5,19m 03/01-17h00: Moy : 5,33m Max : 7,43m 04/01-06h00: Moy : 5,37m Max : 7,18m
06/01/2014 07/01/2014 <i>(sans nom)</i>	06/01: 88-82 07/01: 74-68	06/01-09h00 : Moy : 2,96 m Max : 5,35 m 06/01-22h00 : Moy : 3,39 m Max : 6,34 m 07/01-10h00 : Moy : 3,11 m Max : 5,76 m	06/01-08h00 : Moy : 3,81 m Max : 6,01 m 06/01-21h00 : Moy : 4,49 m Max : 7,18 m 07/01-09h00 : Moy : 4,09 m Max : 6,47 m	06/01-09h00: Moy : 4,71m Max : 6,64m 06/01-21h00: Moy : 5,69m Max : 7,98m 07/01-09h00: Moy : 5,21m Max : 7,16m	06/01-07h00: Moy : 5,12m Max : 7,62m 06/01-20h00: Moy : 6,29m Max : 9,63m 07/01-08h00: Moy : 5,53m Max : 8,47m	06/01-07h00: Moy : 4,97m Max : 6,62m 06/01-20h00: Moy : 5,90m Max : 8,22m 07/01-08h00: Moy : 5,32m Max : 7,28m
26/01/2014 27/01/2014 28/01/2014 <i>(sans nom)</i>	26/01: 46-47 27/01: 51-57 28/01: 64-72	26/01-13h00 : Moy : 2,85 m Max : 4,22 m 27/01-02h00 : Moy : 3,86 m Max : 5,39 m 27/01-15h00 : Moy : 3,78 m Max : 5,45 m	26/01-12h00 : Moy : 3,70 m Max : 4,90 m 27/01-01h00 : Moy : 4,57 m Max : 5,77 m 27/01-14h00 : Moy : 4,75 m Max : 6,16 m	26/01-13h00: Moy : 5,30m Max : 7,52m 27/01-01h00: Moy : 5,79m Max : 7,88m 27/01-14h00: Moy : 5,90m Max : 7,68m	26/01-13h00: Moy : 5,05m Max : 7,73m 27/01-00h00: Moy : 5,35m Max : 8,19m 27/01-14h00: Moy : 5,70m Max : 8,05m	26/01-11h00: Moy : 3,09m Max : 5,00m 27/01-00h00: Moy : 3,57m Max : 5,32m 27/01-13h00: Moy : 3,94m Max : 6,19m

		28/01-03h00 : Moy : 4,21 m Max : 6,20 m 28/01-16h00 : Moy : 3,16 m Max : 4,58 m	28/01-02h00 : Moy : 5,30 m Max : 6,87 m 28/01-15h00 : Moy : 4,06 m Max : 5,31 m	28/01-02h00 Moy : 6,41m Max : 8,10m 28/01-15h00 Moy : 4,77m Max : 6,19m	28/01-01h00 Moy : 6,07m Max : 8,67m 28/01-14h00 Moy : 4,79m Max : 7,03m	28/01-01h00 Moy : 4,35m Max : 6,74m 28/01-14h00 Moy : 3,71m Max : 5,66m
01/02/2014 02/02/2014 (sans nom)	01/02: 113-114 02/02: 113-110	01/02-07h00 : Moy : 3,57 m Max : 5,49 m 01/02-19h00 : Moy : 4,23 m Max : 6,59 m 02/02-08h00 : Moy : 3,72 m Max : 5,48 m	01/02-06h00 : Moy : 4,39 m Max : 6,01 m 01/02-19h00 : Moy : 5,39 m Max : 7,30 m 02/02-07h00 : Moy : 4,75 m Max : 6,51 m	01/02-06h00: Moy : 5,15m Max : 6,70m 01/02-18h00: Moy : 6,61m Max : 9,04m 02/02-07h00 Moy : 5,50m Max : 7,54m	01/02-05h00: Moy : 5,13m Max : 8,23m 01/02-17h00: Moy : 6,62m Max : 10,71m 02/02-06h00 Moy : 5,63m Max : 8,88m	01/02-05h00: Moy : 4,24m Max : 5,87m 01/02-17h00: Moy : 5,09m Max : 7,48m 02/02-05h00 Moy : 4,45m Max : 6,64m
04/02/2014 05/02/2014 tempête Petra	04/02: 94-87 05/02: 79-71	04/02-21h00: Moy : 2,29 m Max : 3,58 m 05/02-10h00 : Moy : 3,44 m Max : 6,50 m 05/02-22h00 : Moy : 4,03 m Max : 6,80 m	04/02-20h00 : Moy : 2,74 m Max : 4,13 m 05/02-09h00 : Moy : 4,45 m Max : 7,66 m 05/02-21h00 : Moy : 5,21 m Max : 7,90 m	04/02-21h00: Moy : 3,64m Max : 5,93m 05/02-09h00: Moy : 6,12m Max : 9,25m 05/02-21h00: Moy : 6,38m Max : 8,49m	04/02-20h00: Moy : 5,19m Max : 7,30m 05/02-08h00: Moy : 6,89m Max : 10,41m 05/02-20h00: Moy : 6,73m Max : 9,88m	04/02-19h00: Moy : 4,93m Max : 6,07m 05/02-07h00: Moy : 6,44m Max : 8,66m 05/02-20h00: Moy : 6,48m Max : 8,89m
06/02/2014 07/02/2014 tempête Qumaira	06/02 : 63-55 07/02 : 48-42	06/02-10h00 : Moy : 2,83 m Max : 4,55 m 06/02-23h00 : Moy : 2,08 m Max : 3,03 m 07/02-11h00 : Moy : 2,78 m Max : 3,85 m 07/02-00h00 : Moy : 1,99 m Max : 3,36 m	06/02-09h00 : Moy : 3,65 m Max : 5,20 m 06/02-23h00 : Moy : 2,60 m Max : 3,48 m 07/02-10h00 : Moy : 3,43 m Max : 4,23 m 07/02-23h00 : Moy : 2,35 m Max : 3,83 m	06/02-09h00 : Moy : 4,24 m Max : 5,32 m 06/02-22h00 : Moy : 3,36 m Max : 4,50 m 07/02-10h00 : Moy : 3,71 m Max : 4,46 m 07/02-23h00 : Moy : 3,30 m Max : 4,82 m	06/02-08h00 : Moy : 4,34 m Max : 6,33 m 06/02-21h00 : Moy : 3,85 m Max : 5,21 m 07/02-09h00 : Moy : 3,92 m Max : 5,38 m 07/02-22h00 : Moy : 3,89 m Max : 5,34 m	06/02-08h00 : Moy : 4,08 m Max : 5,59 m 06/02-21h00 : Moy : 4,10 m Max : 5,42 m 07/02-10h00 : Moy : 4,11 m Max : 5,50 m 07/02-22h00 : Moy : 4,07 m Max : 5,19 m
08/02/2014 09/02/2014 tempête Ruth	08/02: 38 09/02: 36-37	08/02-12h00 : Moy : 3,87 m Max : 6,71 m 09/02-01h00 : Moy : 4,97 m Max : 8,01 m 09/02-14h00 : Moy : 3,99 m Max : 6,25 m	08/02-12h00 : Moy : 5,00 m Max : 7,64 m 09/02-00h00 : Moy : 6,22 m Max : 8,95 m 09/02-13h00 : Moy : 5,12 m Max : 7,06 m	08/02-12h00: Moy : 6,72m Max : 8,93m 09/02-00h00: Moy : 7,74m Max : 9,92m 09/02-13h00: Moy : 6,26m Max : 7,68m	08/02-11h00: Moy : 6,56m Max : 9,14m 08/02-23h00: Moy : 7,53m Max : 9,61m 09/02-12h00: Moy : 6,01m Max : 8,25m	08/02-10h00: Moy : 5,69m Max : 7,67m 08/02-23h00: Moy : 6,73m Max : 9,61m 09/02-12h00: Moy : 4,99m Max : 7,22m
14/02/2014 15/02/2014 tempête Ulla	14/02: 78-81 15/02: 84-86	14/02-18h00 : Moy : 2,40 m Max : 4,18 m 15/02-06h00 : Moy : 4,05 m Max : 6,89 m 15/02-19h00 : Moy : 3,00 m Max : 4,66 m	14/02-17h00 : Moy : 2,88 m Max : 4,72 m 15/02-05h00 : Moy : 4,87 m Max : 7,74 m 15/02-17h00 : Moy : 3,86 m Max : 5,64 m	14/02-17h00: Moy : 3,92m Max : 6,58m 15/02-05h00: Moy : 5,70m Max : 8,15m 15/02-18h00: Moy : 4,35m Max : 5,53m	14/02-16h00: Moy : 5,04m Max : 7,38m 15/02-04h00: Moy : 6,33m Max : 8,52m 15/02-17h00: Moy : 4,62m Max : 7,77m	14/02-16h00: Moy : 5,00m Max : 6,33m 15/02-04h00: Moy : 6,53m Max : 8,33m 15/02-16h00: Moy : 4,68m Max : 6,09m
28/02/2014 01/03/2014 (sans nom)	28/02: 95-102 01/03: 108-112	28/02-05h00 : Moy : 3,68 m Max : 5,64 m 28/02-17h00 : Moy : 4,67 m Max : 6,36 m 01/02-06h00 : Moy : 2,73 m Max : 3,79 m	28/02-04h00 : Moy : 4,50 m Max : 6,07 m 28/02-16h00 : Moy : 5,61 m Max : 6,98 m 01/02-05h00 : Moy : 3,37 m Max : 4,49 m	28/02-04h00: Moy : 4,71m Max : 5,88m 28/02-16h00: Moy : 5,38m Max : 7,79m 01/02-05h00: Moy : 3,01m Max : 4,88m	28/02-03h00: Moy : 4,85m Max : 7,63m 28/02-15h00: Moy : 5,85m Max : 8,93m 01/02-04h00: Moy : 3,70m Max : 7,04m	28/02-03h00: Moy : 4,41m Max : 5,89m 28/02-15h00: Moy : 5,33m Max : 7,97m 01/02-04h00: Moy : 3,35m Max : 4,83m
03/03/2014 04/03/2014 tempête Christine	03/03: 114-112 04/03: 108-102	03/03-07h00 : Moy : 3,19 m Max : 4,91 m 03/03-20h00 : Moy : 4,41 m Max : 6,73 m 04/03-08h00 : Moy : 3,36 m Max : 4,90 m	03/03-06h00 : Moy : 3,72 m Max : 5,21 m 03/03-19h00 : Moy : 5,78 m Max : 7,59 m 04/03-06h00 : Moy : 4,27 m Max : 5,80 m	03/03-07h00: Moy : 4,16m Max : 5,33m 03/03-19h00: Moy : 5,98m Max : 8,79m 04/03-06h00: Moy : 4,57m Max : 6,56m	03/03-06h00: Moy : 4,67m Max : 8,15m 03/03-18h00: Moy : 6,72m Max : 12,63m 04/03-06h00: Moy : 5,02m Max : 10,29m	03/03-05h00: Moy : 4,24m Max : 5,74m 03/03-17h00: Moy : 6,40m Max : 9,27m 04/03-07h00: Moy : 4,29m Max : 6,53m

2. Les sites étudiés à court terme

Les sites d'étude se répartissent le long des trois façades littorales nord, ouest et sud de la Bretagne (Figure 136). Ils correspondent aux sites ateliers compris dans l'Observatoire du Domaine Côtier (ODC-IUEM), le SNO Dynalitt (Partie I.Chap 1), dont la plupart a déjà été présentée dans la troisième partie de ce mémoire. Au nord de la Bretagne, dans le département des Côtes d'Armor, deux sites ont été retenus. Le premier correspond à la baie de Saint-Michel-en-Grève et le second concerne le sillon de Talbert. Sur la côte nord du département du Finistère, ce sont les sites du Vougot à Guissény, et de Boutrouilles à Kerlouan qui ont fait l'objet d'un suivi. A l'ouest du Finistère, ont été retenus les sites correspondant d'une part aux queues de comète de l'archipel de Molène comme l'îlot de Trielen, de Lez ar Chrizienn, ou de Quéménez ; d'autre part, aux plages sableuses des Blancs Sablons située au nord du Conquet, et à celle de Porsmilin correspond à une plage de fond de ria, localisée dans l'anse de Bertheaume. Enfin, pour le sud Finistère, les deux grands cordons sableux de Penmarch et de Treffiagat, formés de dunes en partie artificialisées barrant des zones basses situées en arrière, constituent les deux zones d'étude principales (Bodéré *et al.*, 1993; Hallégouët and Hénaff, 2006).

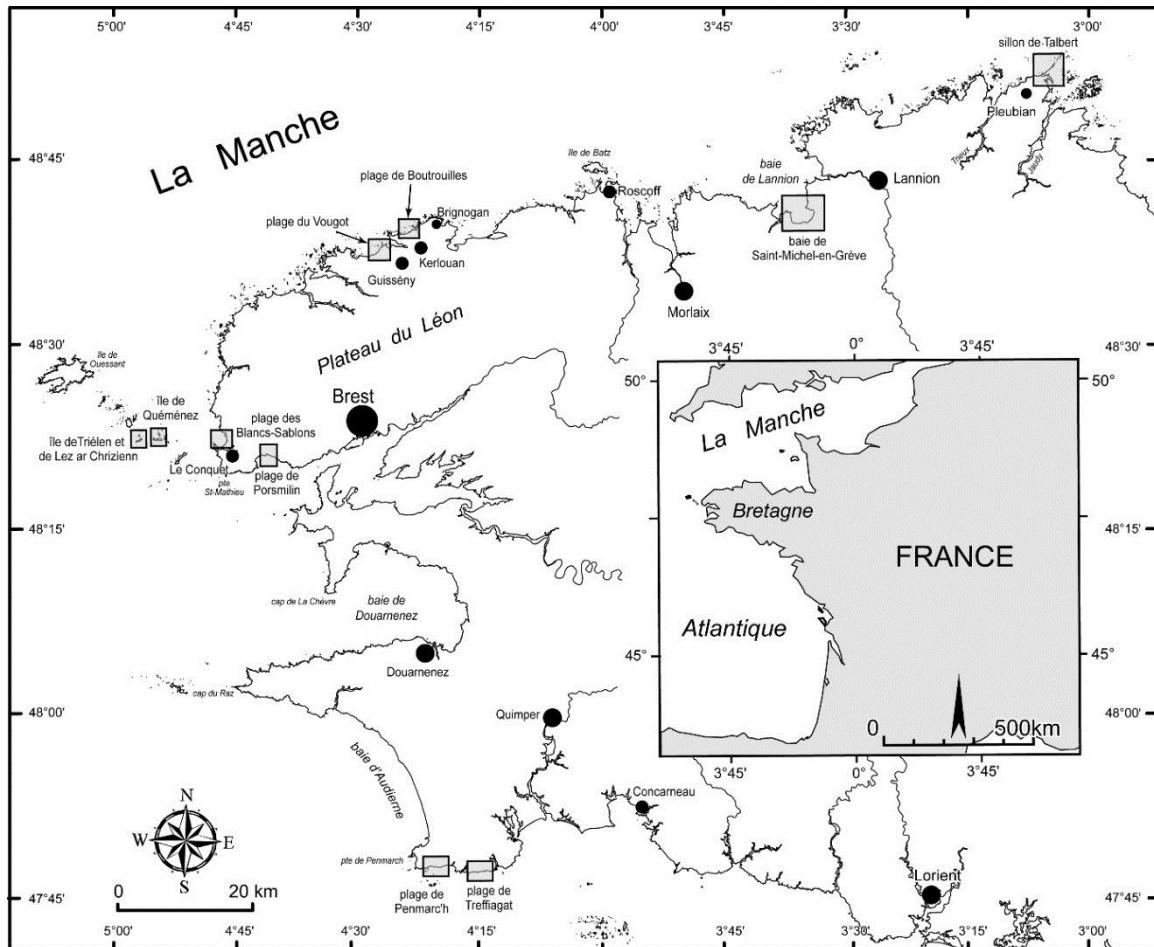


Figure 136- Carte de localisation des différents sites d'étude.

3. Méthodologie et données utilisées

3.1. Analyse des conditions météorologiques et hydrodynamiques

L'analyse des conditions météorologiques repose sur les enregistrements de vent et de pression barométrique à Brignogan pour la côte nord de la Bretagne, au phare du Stiff pour la pointe occidentale du Finistère, et de Penmarch pour la côte sud bretonne (Figure 136). Si l'on s'en tient à la définition de l'Organisation Météorologique Mondiale, le seuil de tempête est atteint lorsque la vitesse du vent sur l'océan atteint entre 44 et 50 nœuds, soit en moyenne 48 nœuds, soit approximativement 25 m/s. Toutefois, l'effet du frottement continental justifie le choix d'un seuil inférieur sur terre compris entre 18 et 20 m/s (Trzpit, 1977). Ces valeurs seuil ont été retenues pour caractériser les épisodes tempétueux les plus morphogènes à l'origine des dynamiques morphosédimentaires observées, notamment en matière d'érosion du trait de côte.

L'analyse de la houle repose sur les enregistrements effectués à l'ouest de la péninsule bretonne par une bouée Datawell directionnelle gérée par le CEREMA. Il s'agit de la bouée des Pierres Noires située au sud de l'archipel de Molène, à 10 km de la côte, et à une profondeur de 60 m (coordonnées : 48°17,420'N ; 4°58,100'W) (Figure 137 - A). L'analyse de ces données montre que pour la douzaine d'épisodes tempétueux inventoriés précédemment, les hauteurs maximum de houle ont été supérieures à 12 m, et pour la moitié d'entre eux \geq à 16 m (Figure 137 - B).

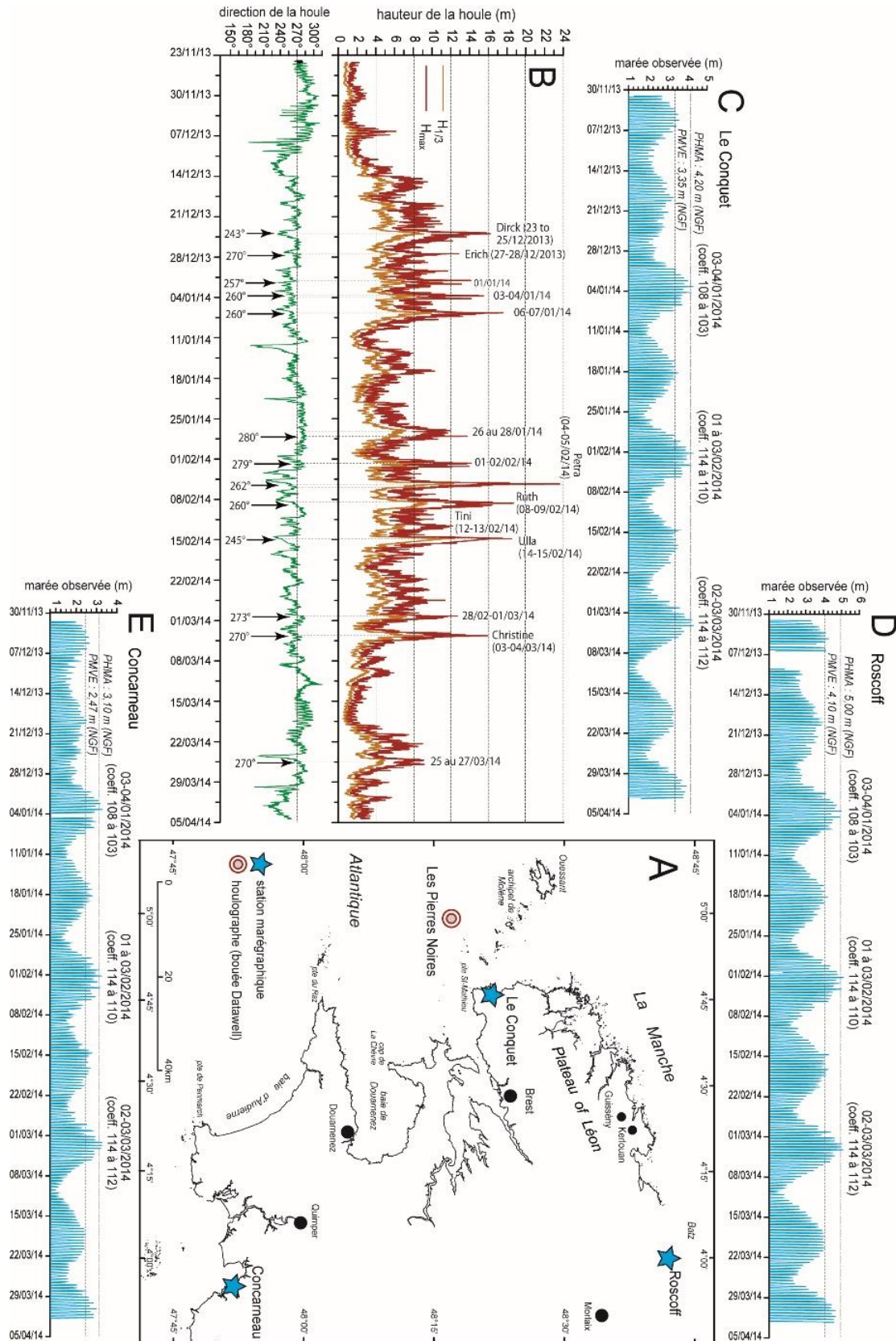


Figure 137 - Caractéristiques de la houle basées sur les enregistrements réalisés au large du Finistère par la bouée Datawell des Pierres Noires, et marées observées pour la côte nord, ouest et sud de la Bretagne, entre les mois de décembre 2013 et mars 2014. A. Localisation de la bouée Datawell des Pierres Noires et des marégraphes de Roscoff, du Conquet et de

Concarneau. B. Hauteurs et directions de la houle. Marée observée au Conquet (C), à Roscoff (D), à Concarneau (E), comparée au niveau des pleines mers de vive-eau et au niveau des plus hautes mers astronomiques.

La valeur maximum concerne la tempête Petra du 14 février durant laquelle des hauteurs maximum d'environ 23,5 m ont été enregistrées. En matière de hauteurs significatives, les deux tempêtes Petra et Ulla du mois de février ont été marquées par des houles supérieures à 12 m dont la période de retour est comprise entre 10 et 30 ans. Pour six d'entre elles, notamment la tempête Dirck du 24 décembre, celles du 3-4 et 6-7 janvier, du 1-2 février, et des tempêtes Ruth du 8-9 février et Christine du 3 mars, les hauteurs significatives ont atteint entre 8 m et 9,9 m, ce qui correspond à des périodes de retour comprises entre 1 et 10 ans. Toutefois, il est important de noter que ces périodes de retour ont peu de représentativité statistique car la période d'échantillonnage de 6,15 années reste trop courte, et sous-estime de ce fait la réalité (CEREMA, 2014). En ce qui concerne les directions, ce sont essentiellement des houles d'ouest qui ont agi durant ces tempêtes. La direction de provenance de la houle incidente au pic s'échelonne entre 243° (ouest – sud-ouest) pour la tempête Dirk du 23 décembre 2013, et 280° (ouest – nord-ouest) pour la tempête du 26 au 28 janvier, et du 1-2 février 2014. Pour autant, c'est essentiellement la direction 260°-270° qui domine, soit une provenance principale d'ouest (Figure 137 - a).

L'analyse des niveaux d'eau repose quant à eux sur les enregistrements marégraphiques des stations de Roscoff pour la côte nord de la Bretagne, du Conquet pour la côte occidentale, et de Concarneau pour la côte sud (Figure 137). Ces données montrent que pour trois épisodes, les niveaux de la marée observée ont été supérieurs aux niveaux des plus hautes marées astronomiques (PHMA). Il s'agit des trois grandes marées de vives-eaux du 3-4 janvier, du 1 au 3 février, et du 2-3 mars, durant lesquelles les coefficients de marées ont été supérieurs à 110. Une analyse des surcotes a également été réalisée sur l'ensemble de la période d'observation (Figure 138). Pour les trois séries marégraphiques, ces résultats ont été comparés aux niveaux maximum calculés pour différentes périodes de retour dans le cadre d'une étude réalisée par les CETMEF et le CETE Méditerranée (Kergadallan *et al.*, 2013) (Tableau 13).

Tableau 13 - Estimation des surcotes extrêmes calculées selon la méthode d'ajustement GPD (loi de distribution Généralisée de Pareto) à partir des enregistrements marégraphiques du Conquet, de Roscoff et de Concarneau (source : Perherin *et al.*, 2013)

Le Conquet (longueur de l'échantillon : 39,4 années - 1970 à 2012)						
Période de retour (années)	5	10	20	50	100	1000
Surcote de PM (m)	0,67	0,75	0,83	0,93	1,02	1,31
Intervalle de confiance (m)	0,64-0,70	0,71-0,79	0,77-0,89	0,85-1,02	0,90-1,13	1,07-1,56
Roscoff (longueur de l'échantillon : 36,4 années - 1973 à 2012)						
Période de retour (années)	5	10	20	50	100	1000
Surcote de PM (m)	0,63	0,69	0,75	0,82	0,87	1,04
Intervalle de confiance (m)	0,60-0,66	0,66-0,72	0,70-0,79	0,76-0,88	0,80-0,95	0,90-1,17
Concarneau (longueur de l'échantillon : 12,6 années - 1999 à 2012)						
Période de retour (années)	5	10	20	50	100	1000
Surcote de PM (m)	0,64	0,70	0,75	0,81	0,86	0,99
Intervalle de confiance (m)	0,59-0,68	0,63-0,76	0,67-0,83	0,70-0,93	0,72-1,00	0,75-1,22

Sur l'ensemble de l'hiver, la surcote instantanée maximum a été d'environ 1 m (0,97 m) au Conquet durant la tempête Ulla le 14 février 2014 à 17h, soit un niveau d'occurrence centennale (Figure 138 - b). De même, une surcote d'environ 0,82 m d'occurrence cinquantennale à centennale a été enregistrée par le marégraphe de Concarneau lors de la tempête Dirk du 24 décembre 2013 (Figure 138 - c). Notons que durant cet épisode, les surcotes mesurées au Conquet et à Roscoff ont par contre été bien moins importantes. De façon générale, c'est au mois de février que les surcotes les plus fortes, associées à des périodes de retour comprises en 20 et 50 ans, ont été enregistrées, notamment à Roscoff et au Conquet (Figure 138 - a et b) ; pour la même période, les niveaux mesurés à Concarneau montrent des hauteurs moins importantes associées à des périodes de retour comprises entre 5 et 20 ans (Figure 138 - c).

Une analyse plus détaillée des surcotes a également été réalisée en distinguant les surcotes instantanées des niveaux d'eau extrêmes enregistrés pour chacun des épisodes tempétueux qui ont été listés plus haut (Tableau 14).

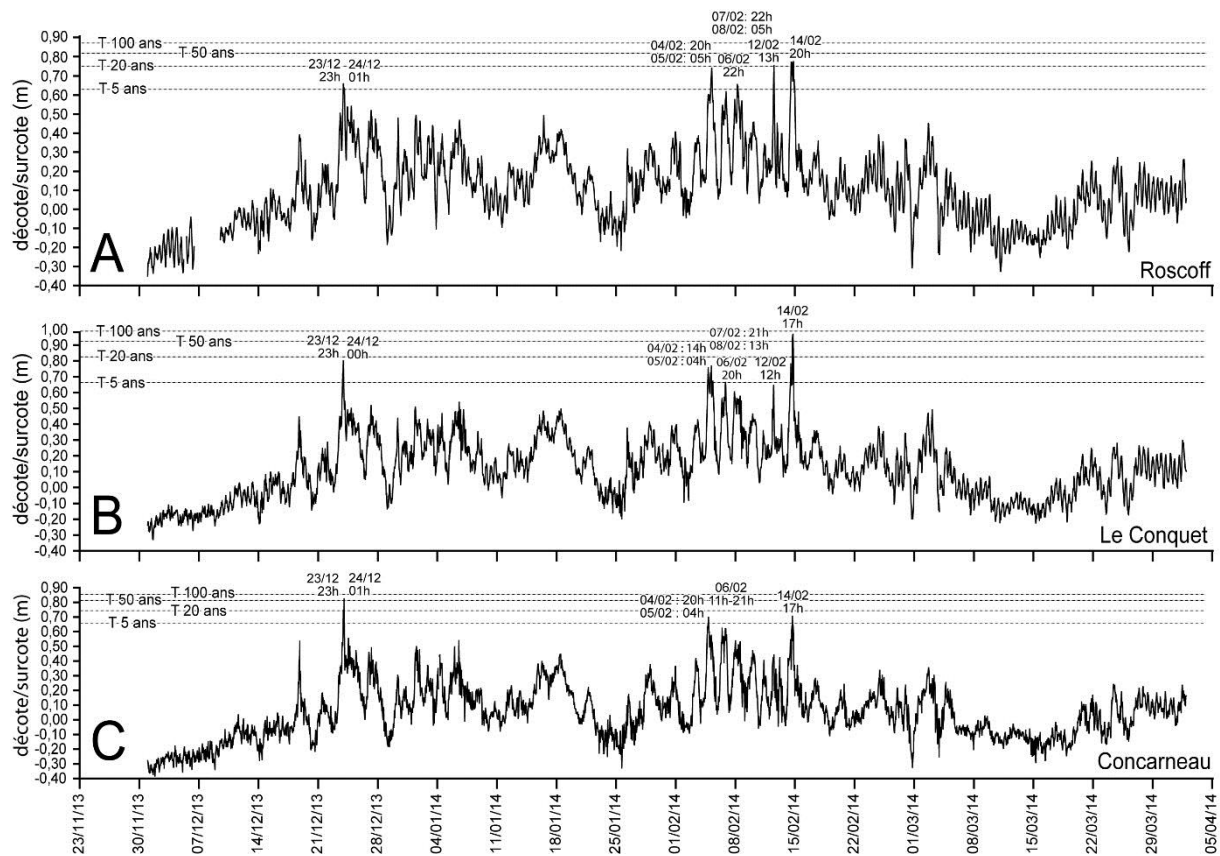


Figure 138 - Analyse des surcotes enregistrées par les marégraphes de Roscoff pour la côte nord de la Bretagne (A), du Conquet pour la pointe occidentale (B), et de Concarneau pour la côte méridionale (C), comparées aux niveaux de surcote maximum pour des périodes de retour de 5, 20, 50 et 100 ans.

Tableau 14 - Niveaux d'eau maximum et surcotes instantanées enregistrés par les marégraphes de Roscoff, du Conquet, et de Concarneau, pour les épisodes tempétueux survenus durant l'hiver 2013-2014. Les lignes en bleu illustrent les épisodes durant lesquels la surcote maximum instantanée a coïncidé avec une pleine mer.

marégraphe	niveau d'eau maximum de pleine mer				surcote maximum instantanée		
	haut. max.	index	jour et heure	surcote à la PM	surcote instant.	jour et heure	niveau d'eau associé
Le Conquet PMVE : 6,85 PHMA : 7,69	6,30	H < PMVE et PHMA	23/12/2013 : 20h	0,58	0,80	23/12/2013 : 23h	4,63
	6,20	H < PMVE et PHMA	24/12/2013 : 08h	0,36	0,56	24/12/2013 : 00h	3,12
	5,95	H < PMVE et PHMA	25/12/2013 : 09h	0,35	0,47	25/12/2013 : 03h	3,04
	5,82	H < PMVE et PHMA	27/12/2013 : 11h	0,36	0,52	27/12/2013 : 05h	3,24
	5,81	H < PMVE et PHMA	28/12/2013 : 12h	0,17	0,33	28/12/2013 : 06h	2,88
	7,32	PMVE < H < PHMA	01/01/2014 : 16h	0,33	0,51	01/01/2014 : 10h	1,44
	7,53	PMVE < H < PHMA	02/01/2014 : 04h	0,23	0,43	02/01/2014 : 20h	4,23
	7,80	H > PMVE et PHMA	03/01/2014 : 05h	0,34	0,37	03/01/2014 : 12h	0,99
	7,71	PMVE < H < PHMA	04/01/2014 : 06h	0,29	0,47	04/01/2014 : 13h	1,27
	7,24	PMVE < H < PHMA	06/01/2014 : 07h	0,42	0,54	06/01/2014 : 14h	1,83
	6,81	H < PMVE et PHMA	07/01/2014 : 08h	0,37	0,49	07/01/2014 : 02h	2,16
	5,70	H < PMVE et PHMA	26/01/2014 : 11h	0,29	0,37	26/01/2014 : 07h	3,47
	5,74	H < PMVE et PHMA	27/01/2014 : 13h	0,05	0,26	27/01/2014 : 22h	4,00
	6,39	H < PMVE et PHMA	28/01/2014 : 14h	0,26	0,42	28/01/2014 : 22h	2,94
	7,82	H > PMVE et PHMA	01/02/2014 : 05h	0,28	0,40	01/02/2014 : 02h	4,67
	7,49	PMVE < H < PHMA	02/02/2014 : 06h	0,02	0,19	02/02/2014 : 02h	3,04
	7,70	H > PMVE et PHMA	03/02/2014 : 06h	0,37	0,43	03/02/2014 : 14h	1,69
	7,25	PMVE < H < PHMA	04/02/2014 : 19h	0,76	0,76	04/02/2014 : 19h	7,25
	7,17	PMVE < H < PHMA	05/02/2014 : 08h	0,67	0,77	05/02/2014 : 04h	3,65
	6,37	H < PMVE et PHMA	06/02/2014 : 09h	0,45	0,66	06/02/2014 : 20h	6,11
	5,88	H < PMVE et PHMA	07/02/2014 : 22h	0,58	0,60	07/02/2014 : 21h	5,73
	5,69	H < PMVE et PHMA	08/02/2014 : 11h	0,56	0,58	08/02/2014 : 13h	5,07
	5,62	H < PMVE et PHMA	09/02/2014 : 00h	0,45	0,45	09/02/2014 : 00h	5,62
	6,22	H < PMVE et PHMA	12/02/2014 : 12h	0,27	0,65	12/02/2014 : 12h	4,62
	6,42	H < PMVE et PHMA	13/02/2014 : 03h	0,24	0,40	13/02/2014 : 10h	2,19
	7,05	PMVE < H < PHMA	14/02/2014 : 16h	0,65	0,97	14/02/2014 : 19h	5,09
	6,88	PMVE < H < PHMA	15/02/2014 : 04h	0,30	0,48	15/02/2014 : 10h	2,04
	7,14	PMVE < H < PHMA	28/02/2014 : 03h	0,21	0,26	20/02/2014 : 01h	5,67
7,36	PMVE < H < PHMA	01/03/2014 : 16h	0,17	0,24	01/03/2014 : 14h	5,35	
7,69	PMVE < H = PHMA	02/03/2014 : 17h	0,40	0,47	02/03/2014 : 16h	7,35	
7,82	H > PMVE et PHMA	03/03/2014 : 05h	0,34	0,49	03/03/2014 : 03h	5,69	
Roscoff PMVE : 8,85 PHMA : 9,76	8,06	H < PMVE et PHMA	23/12/2013 : 21h	0,52	0,66	23/12/2013 : 23h	6,93
	8,09	H < PMVE et PHMA	24/12/2013 : 09h	0,44	0,64	24/12/2013 : 01h	4,72
	7,62	H < PMVE et PHMA	25/12/2013 : 10h	0,27	0,47	25/12/2013 : 05h	4,24
	7,45	H < PMVE et PHMA	27/12/2013 : 12h	0,31	0,52	27/12/2013 : 05h	4,19
	7,55	H < PMVE et PHMA	28/12/2013 : 01h	0,37	0,37	28/12/2013 : 01h	7,55
	9,30	PMVE < H < PHMA	01/01/2014 : 17h	0,31	0,49	01/01/2014 : 12h	2,20
	9,50	PMVE < H < PHMA	02/01/2014 : 05h	0,17	0,39	02/01/2014 : 23h	2,25
	9,76	PMVE < H = PHMA	03/01/2014 : 06h	0,24	0,44	03/01/2014 : 11h	2,75
	9,70	PMVE < H < PHMA	04/01/2014 : 07h	0,19	0,40	04/01/2014 : 14h	1,27
	9,19	PMVE < H < PHMA	06/01/2014 : 09h	0,37	0,47	06/01/2014 : 15h	2,00
	8,50	H < PMVE et PHMA	07/01/2014 : 21h	0,17	0,34	07/01/2014 : 03h	2,42
	7,24	H < PMVE et PHMA	26/01/2014 : 12h	0,15	0,32	26/01/2014 : 08h	4,47
	7,44	H < PMVE et PHMA	27/01/2014 : 14h	0,03	0,21	27/01/2014 : 22h	4,00
	8,19	H < PMVE et PHMA	28/01/2014 : 15h	0,24	0,35	28/01/2014 : 23h	3,64
	9,88	H > PMVE et PHMA	01/02/2014 : 06h	0,22	0,36	01/02/2014 : 01h	1,65
	9,67	PMVE < H < PHMA	02/02/2014 : 07h	0,00	0,11	02/02/2014 : 03h	3,67
	9,72	PMVE < H < PHMA	03/02/2014 : 07h	0,35	0,39	03/02/2014 : 16h	3,66
	9,08	PMVE < H < PHMA	04/02/2014 : 21h	0,59	0,60	04/02/2014 : 20h	9,07
	9,04	PMVE < H < PHMA	05/02/2014 : 09h	0,57	0,74	05/02/2014 : 05h	4,51
	8,25	H < PMVE et PHMA	06/02/2014 : 10h	0,48	0,62	06/02/2014 : 22h	8,11
	7,56	H < PMVE et PHMA	07/02/2014 : 23h	0,54	0,58	07/02/2014 : 22h	7,44
	7,24	H < PMVE et PHMA	08/02/2014 : 24h	0,51	0,66	08/02/2014 : 05h	4,27
	6,97	H < PMVE et PHMA	09/02/2014 : 00h	0,27	0,41	09/02/2014 : 05h	4,77
	8,06	H < PMVE et PHMA	12/02/2014 : 16h	0,30	0,76	12/02/2014 : 13h	6,01
	8,25	H < PMVE et PHMA	13/02/2014 : 04h	0,16	0,40	13/02/2014 : 11h	2,63
	9,05	PMVE < H < PHMA	14/02/2014 : 17h	0,73	0,78	14/02/2014 : 20h	6,69
	8,81	H < PMVE et PHMA	15/02/2014 : 06h	0,31	0,49	15/02/2014 : 01h	3,41
	9,16	PMVE < H < PHMA	28/02/2014 : 04h	0,24	0,36	28/02/2014 : 01h	5,57
9,39	PMVE < H < PHMA	01/03/2014 : 17h	0,20	0,22	01/03/2014 : 16h	8,66	
9,76	PMVE < H = PHMA	02/03/2014 : 18h	0,38	0,45	02/03/2014 : 17h	9,32	
9,87	H > PMVE et PHMA	03/03/2014 : 06h	0,32	0,38	03/03/2014 : 04h	7,19	
Concarneau PMVE : 5,00 PHMA : 5,63	4,73	H < PMVE et PHMA	23/12/2013 : 19h	0,46	0,75	23/12/2013 : 23h	3,54
	4,74	H < PMVE et PHMA	24/12/2013 : 08h	0,41	0,82	24/12/2013 : 01h	2,75
	4,53	H < PMVE et PHMA	25/12/2013 : 09h	0,36	0,47	25/12/2013 : 11h	3,97
	4,49	H < PMVE et PHMA	27/12/2013 : 10h	0,41	0,49	27/12/2013 : 06h	2,96
	4,33	H < PMVE et PHMA	28/12/2014 : 24h	-0,03	0,22	28/12/2014 : 08h	3,02
	5,63	PMVE < H = PHMA	01/01/2014 : 16h	0,45	0,50	01/01/2014 : 13h	4,28
	5,72	H > PMVE et PHMA	02/01/2014 : 04h	0,22	0,37	02/01/2014 : 20h	2,87
5,84	H > PMVE et PHMA	03/01/2014 : 05h	0,28	0,30	03/01/2014 : 24h	1,12	

5,91	H > PMVE et PHMA	04/01/2014 : 06h	0,43	0,44	04/01/2014 : 07h	5,40
5,37	PMVE < H < PHMA	06/01/2014 : 07h	0,29	0,54	06/01/2014 : 13h	1,64
5,00	PMVE = H < PHMA	07/01/2014 : 08h	0,23	0,26	07/01/2014 : 13h	2,08
4,26	H < PMVE et PHMA	26/01/2014 : 11h	0,17	0,17	26/01/2014 : 11h	4,26
4,29	H < PMVE et PHMA	27/01/2014 : 13h	0,00	0,13	27/01/2014 : 19h	1,85
4,81	H < PMVE et PHMA	28/01/2014 : 14h	0,23	0,38	28/01/2014 : 24h	4,47
5,78	H > PMVE et PHMA	01/02/2014 : 05h	0,17	0,22	01/02/2014 : 01h	3,00
5,58	PMVE < H < PHMA	02/02/2014 : 05h	-0,05	0,06	02/02/2014 : 23h	0,87
5,72	H > PMVE et PHMA	03/02/2014 : 06h	0,25	0,42	03/02/2014 : 09h	3,71
5,47	PMVE < H < PHMA	04/02/2014 : 19h	0,67	0,70	04/02/2014 : 20h	5,32
5,28	PMVE < H < PHMA	05/02/2014 : 07h	0,50	0,58	05/02/2014 : 04h	3,39
4,85	H < PMVE et PHMA	06/02/2014 : 09h	0,53	0,62	06/02/2014 : 11h	4,04
4,40	H < PMVE et PHMA	07/02/2014 : 22h	0,47	0,54	07/02/2014 : 23h	4,11
4,28	H < PMVE et PHMA	08/02/2014 : 13h	0,45	0,53	08/02/2014 : 00h	3,94
4,38	H < PMVE et PHMA	09/02/2014 : 24h	0,42	0,42	09/02/2014 : 24h	4,38
4,67	H < PMVE et PHMA	12/02/2014 : 13h	0,28	0,44	12/02/2014 : 15h	4,45
4,85	H < PMVE et PHMA	13/02/2014 : 03h	0,20	0,42	13/02/2014 : 05h	4,28
5,31	PMVE < H < PHMA	14/02/2014 : 15h	0,64	0,71	14/02/2014 : 17h	5,12
5,16	PMVE < H < PHMA	15/02/2014 : 04h	0,20	0,37	15/02/2014 : 07h	3,55
5,31	PMVE < H < PHMA	28/02/2014 : 03h	0,09	0,16	28/01/2014 : 02h	5,26
5,47	PMVE < H < PHMA	01/03/2014 : 04h	0,04	0,20	01/02/2014 : 23h	1,00
5,81	H > PMVE et PHMA	02/03/2014 : 04h	0,21	0,35	02/02/2014 : 17h	5,71
5,75	H > PMVE et PHMA	03/03/2014 : 05h	0,16	0,30	03/03/2014 : 08h	3,41

L'observation de ces données montre qu'il y a eu très peu de tempêtes durant lesquelles les surcotes instantanées maximum ont été combinées à une pleine mer. Pour les trois marégraphes, cette concomitance s'observe lors des épisodes du début du mois de février, les 4, 7 et 9 février, et dans une moindre mesure le 2 mars. Nous pouvons également voir que le 4 février et le 2 mars, la surcote maximum instantanée a été combinée à une forte marée, notamment la marée de vive-eau du 2 mars (coefficient 114-115). Cela a eu pour effet de générer des hauts niveaux d'eau supérieurs aux PMVE (pleine mer de vive-eau) et/ou PHMA (plus haute marée astronomique). Toutefois, on peut noter que dans l'ensemble, les surcotes maximum instantanées pour des périodes de retour comprises entre 50 et 100 ans, sont survenues au moment d'une basse mer et/ou d'une marée de morte-eau. C'est le cas par exemple de la surcote mesurée respectivement le 14 février au Conquet à 19h et à Roscoff à 20h, ou à Concarneau le 24 décembre à 01h.

Si l'on fait la synthèse de ces données hydrodynamiques complétées par des observations météorologiques (vent et pression), trois épisodes combinant une tempête et une forte marée de vive-eau d'un coefficient supérieur à 105, ont été retenus comme étant les événements les plus morphogènes de l'hiver (Tableau 15). Le premier concerne la période qui s'étend du 1er au 5 janvier 2014 durant laquelle les coefficients de marée ont atteint 108, notamment le vendredi 3 janvier. Durant cette période, la houle orientée plutôt ouest – sud-ouest (entre 260° et 270°) a atteint des hauteurs significatives et maximum respectivement supérieures à 8 m et 15 m, notamment entre les 3 et 4 janvier. Les surcotes instantanées ont été comprises entre 0,30 m et 0,50 m suivant les secteurs, mais généralement toujours plus élevées au sud de la Bretagne. Elles n'ont toutefois jamais été combinées à une pleine-mer, à l'exception du 4 janvier à Concarneau. Ces surcotes ont été générées par des vents d'afflux compris entre 18 et 20 m/s, et des pressions moyennes d'environ 996 hpa, notamment entre les 3 et 4 janvier. Cela s'est traduit par des niveaux marégraphiques toujours supérieurs aux niveaux de pleine mer de vive-eau, et/ou égaux ou supérieurs aux niveaux des plus hautes mers astronomiques, notamment dans le sud de la Bretagne.

Tableau 15 – Caractéristiques hydrodynamiques et météorologiques des trois épisodes tempétueux les plus morphogènes de l'hiver 2013-2014.

Période tempête	Hsig (Hmax) en m	direct. moy. houle jour	coeff. de marée	hauteur d'eau	surcote (m)	vit. max du vent tri-horaire	moy. jour direct. vent	pression mini jour
1 au 4 janv. 2014	01/01 : 7,26 (14,12) 02/01 : 5,76 (9,77) 03/01 : 8,67 (15,47) 04/01 : 8,27 (14,19) 05/01 : 5,88 (10,06)	263° 263° 270° 267° 263°	96-100 104-107 108-108 106-103 99-94	PMVE < H < ou = PHMA PMVE < H < ou > PHMA PMVE < H = ou > PHMA PMVE < H < ou > PHMA PMVE < H < PHMA	0,49 à 0,51 0,37 à 0,43 0,30 à 0,44 0,40 à 0,47 0,35 à 0,50	Brignogan : 12,6 m/s – 01/01 : 09h 12,9 m/s – 02/01 : 00h 13 m/s – 03/01 : 15h <i>pas de données – 04/01</i> <i>pas de données – 05/01</i> Stiff : 21,3 m/s – 01/01 : 09h 13,3 m/s – 02/01 : 03h 19 m/s – 03/01 : 12h 17,5 m/s – 04/01 : 21h 19 m/s – 05/01 : 21h Penmarc'h : 22 m/s – 01/01 : 12h 16,8 m/s – 02/01 : 21h 18,4 m/s – 03/01 : 12h 20 m/s – 04/01 : 21h 17,1 m/s – 05/01 : 00h	194° (01/01) 216° (02/01) 215° (03/01) <i>idem</i> <i>idem</i> 215° (01/01) 239° (02/01) 228° (03/01) 259° (04/01) 225° (05/01) 213° (01/01) 238° (02/01) 244° (03/01) 255° (04/01) 230° (05/01)	992 hpa 997 hpa 1000 hpa <i>idem</i> <i>idem</i> 992 hpa 996 hpa 999 hpa 995 hpa 1000 hpa 996 hpa 999 hpa 1003 hpa 997 hpa 1003 hpa
31 janv. au 4 fév. 2014	31/01 : 3,41 (6,41) 01/02 : 9,16 (14,18) 02/02 : 7,22 (13,94) 03/02 : 4,93 (8,80) 04/02 : 5,87 (9,74)	269° 279° 282° 251° 253°	107-111 113-114 113-110 106-101 94-87	PMVE < H < ou > PHMA H > PMVE et PHMA PMVE < H < PHMA H > PMVE et PHMA PMVE < H < PHMA	0,37 à 0,41 0,22 à 0,40 0,06 à 0,19 0,39 à 0,43 0,60 à 0,76	Brignogan : 11,3 m/s – 31/01 : 12h 12,2 m/s – 01/02 : 09h 11 m/s – 02/02 : 03h 10 m/s – 03/02 : 18h 12,4 m/s – 04/02 : 18h Stiff : 14,8 m/s – 31/01 : 03h 17 m/s – 01/02 : 00h 11 m/s – 02/02 : 21h 24 m/s – 03/02 : 06h 25 m/s – 04/02 : 15h Penmarc'h : 14,7 m/s – 31/01 : 06h 16 m/s – 01/02 : 03h 13,5 m/s – 02/02 : 03h 20,6 m/s – 03/02 : 09h 26,7 – 04/02 : 18h	182° (31/01) 245° (01/02) 215° (02/02) 179° (03/02) 167° (04/02) 230° (31/01) 271° (01/02) 237° (02/02) 205° (03/02) 194° (04/02) 224° (31/01) 272° (01/02) 244° (02/02) 197° (03/02) 210° (04/02)	999 hpa 997 hpa 1008 hpa 998 hpa 993 hpa 1004 hpa 997 hpa 1008 hpa 996 hpa 991 hpa 1006 hpa 999 hpa 1010 hpa 998 hpa 994 hpa
28 fév. au 3 mars	28/02 : 7,28 (12,7) 01/03 : 4,36 (7,33) 02/03 : 3,66 (6,48) 03/03 : 9,06 (15,9) 04/03 : 5,84 (10,2)	278° 279° 271° 267° 275°	95-102 108-112 114-115 114-112 108-102	PMVE < H < PHMA PMVE < H < PHMA PMVE < H = PHMA H > PMVE et PHMA PMVE < H < PHMA	0,16 à 0,36 0,20 à 0,24 0,35 à 0,47 0,30 à 0,49 0,20 à 0,25	Brignogan : 24,8 m/s – 28/02 : 09h 7,6 m/s – 01/03 : 00h 14,7 m/s – 02/03 : 21h 19,7 m/s – 03/03 : 18h 11,4 m/s – 04/03 : 03h Stiff : 23,9 m/s – 28/02 : 12h 8,1 m/s – 01/03 : 12h 15,9 m/s – 02/03 : 18h 22,4 m/s – 03/03 : 18h 16,6 m/s – 04/03 : 18h Penmarc'h : 23,8 m/s – 28/02 : 12h 9,7 m/s – 01/03 : 00h 16,7 m/s – 02/03 : 21h 20 m/s – 03/03 : 18h 13,6 m/s – 04/03 : 03h	301° (28/02) 197° (01/03) 189° (02/03) 271° (03/03) 216° (04/03) 271° (28/02) 202° (01/03) 219° (02/02) 297° (03/02) 230° (04/02) 311° (28/02) 214° (01/03) 211° (02/03) 294° (03/03) 230° (04/03)	1003 hpa 1005 hpa 996 hpa 988 hpa 997 hpa 1005 hpa 1004 hpa 995 hpa 989 hpa 1004 hpa 1005 hpa 1005 hpa 998 hpa 990 hpa 1005 hpa

Le second épisode est intervenu au début du mois de février, entre le 31 janvier et le 4 février 2014. Cette période a aussi été marquée par la combinaison d'une forte tempête avec une marée de vive-eau d'un coefficient de 113-114, notamment entre le 1er et le 2 février, alors que la houle était plutôt orientée ouest – nord-ouest (269° à 282°). Les hauteurs significatives ont dépassé 7 m jusqu'à plus de 9 m, et les hauteurs maximum plus de 14 m, notamment le 1er février. Les surcotes instantanées ont ce jour-là été comprises entre 0,20 m et 0,40 m ; elles ont été plus importantes en fin de période, notamment le 4 février durant la tempête Petra où elles ont atteint 0,76 m mais les coefficients de marées étaient alors descendants (94-87). Les observations réalisées par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine ont montré que pour le Conquet, les niveaux de surcote instantanés mesurés le 31 janvier étaient associés à des périodes de retour de 10 à 20 ans (Daubord, 2014). Les vents d'afflux d'ouest (270° à 271°) de vitesses comprises entre 16 et 17 m/s ont considérablement forcé en fin de période pour atteindre plus de 25 à 26 m/s le 4 février alors que les pressions moyennes journalières passaient de 998 hpa à 993 hpa (minimum 982 hpa). Là encore, les niveaux marégraphiques ont été en grande partie supérieurs aux plus hautes mers astronomiques, notamment le 1er février 2014.

Le troisième et dernier épisode morphogène concerne la période du début du mois de mars qui s'étend du 28 février au 4 mars durant laquelle la tempête Christine a touché la pointe bretonne par coefficients montants de 108 à 115 entre le 1er et le 2 mars ; le 3 mars ils étaient

encore de 114-112. La houle était plutôt orientée ouest – nord-ouest (entre 171° et 179°) et les hauteurs significatives et maximum ont respectivement atteint plus de 9 m, et pratiquement 16 m, notamment le 3 mars. Les surcotes maximum ont pratiquement atteint 0,5 m, là encore le 3 mars, alors que la vitesse moyenne du vent de direction sud-ouest à 18h, était comprise entre 20 m/s et 22,4 m/s et que les pressions minimum, notamment au nord Bretagne se situaient entre 982 hpa et 983 hpa. Les niveaux marégraphiques ont pour l'ensemble des stations d'observation été supérieurs aux plus hautes mers astronomiques cette même journée.

3.2. Suivis topomorphologiques entre octobre 2013 et avril 2014

Sur la base de la méthodologie décrite dans la Partie III, les changements du trait de côte des cordons dunaires ont été suivis à partir de deux indicateurs : (i) la limite de la végétation dunaire comme étant la ligne de référence planaire du rivage, (ii) la morphologie du front de dune à partir de profil de la plage / dune le long de radiales perpendiculaires au rivage (Boak and Turner, 2005). Toutefois, suivant le contexte, il convient d'être prudent quant à leur utilisation. Dans la plupart des cas, l'érosion du trait de côte se traduit par l'apparition d'une falaise d'érosion entaillant les sables vifs dunaires.

Dans ce contexte, la mesure planaire de la limite de végétation dunaire ou du profil de plage / dune en deux dimensions, rend très bien compte de la dynamique de recul de la ligne de rivage (Figure 139 A et B). Néanmoins, il arrive que le couvert végétal soit simplement dégradé ou recouvert d'un saupoudrage sableux par *overwash* lors de la submersion, sans qu'il n'y ait pour autant d'érosion de la dune. Ce type de processus se rencontre généralement dans un contexte de plages à caractère réfléchissant à intermédiaire. Elles sont généralement caractérisées par un haut de plage très court et pentu dont le contact avec la dune reste très flou, ce qui fait que la végétation dunaire colonise très facilement la berme du haut de plage (Figure 139 - C). Dans ce cas, la mesure post-tempête de la limite de végétation dunaire ne permet pas d'identifier un probable recul du trait de côte qui reste également indétectable par la mesure de profil de plage / dune (Figure 139 - C). Ces secteurs ont de ce fait étaient éliminés de notre analyse.

Pour les cordons de galets, comme le sillon de Talbert ou les queues de comète de l'archipel de Molène, les changements du trait de côte ont été suivis à partir de la mesure planaire de la rupture sommitale du cordon, ou à partir du déplacement complet de l'ensemble de la forme à partir de profils perpendiculaires au rivage.

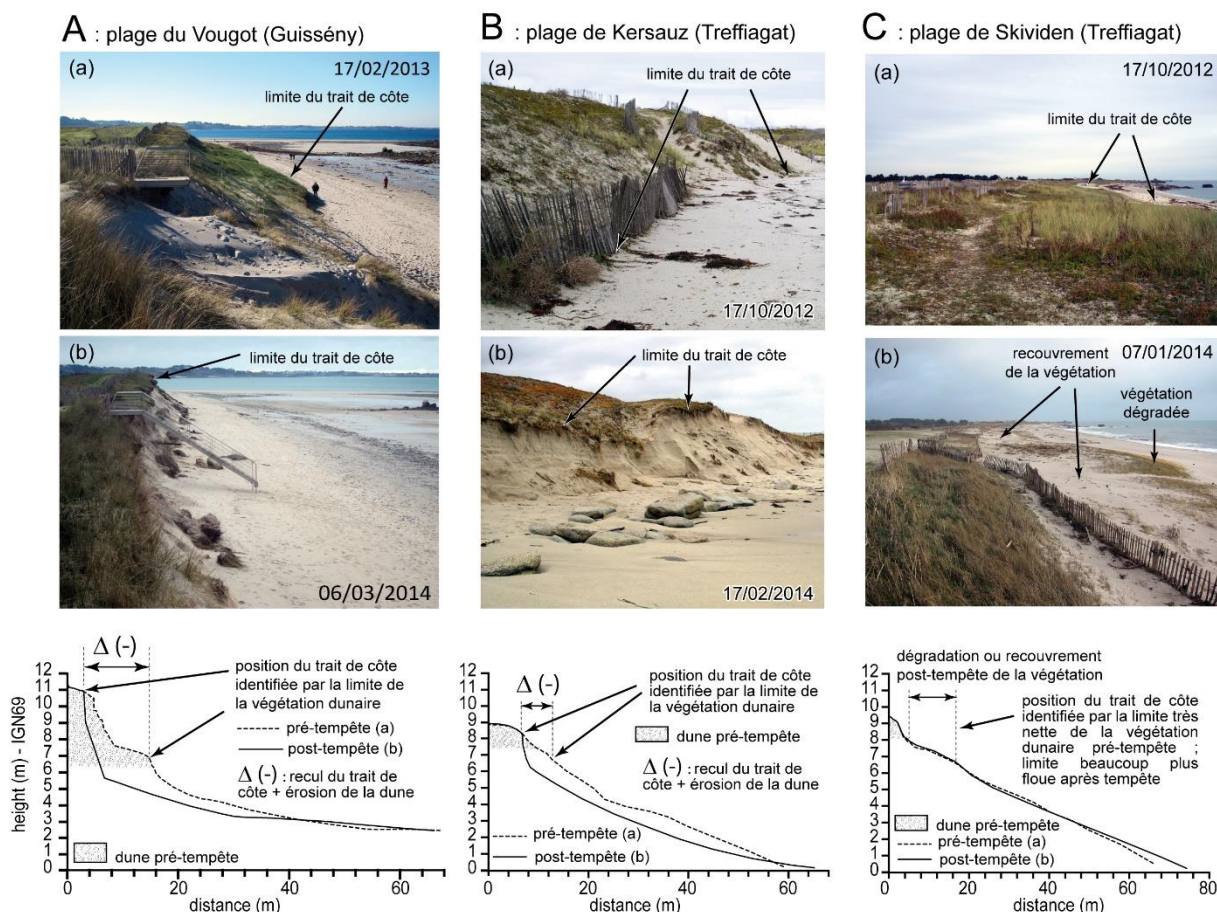


Figure 139- Approche méthodologique suivie pour la définition d'une limite bio-morphologique du trait de côte. A. exemple d'un cordon dunaire dont tout le versant externe a reculé. B. exemple d'un cordon dunaire dont seule une partie du versant externe a reculé. C. exemple d'un cordon dunaire partiellement submergé sans qu'il n'y ait de recul de l'édifice.

Les levés topomorphologiques ont été effectués au DGPS en mode RTK suivant le protocole méthodologique décrit dans la Partie III.

Le Tableau 16 dresse l'inventaire des levés et du type de mesures effectués en fonction des sites, cependant, une partie des levés n'a pas été prise en compte car l'absence de changements morphologiques majeurs entre deux dates donnait souvent des résultats similaires d'un relevé de terrain sur l'autre. Nous avons donc fait le choix de ne retenir que les levés qui encadraient le mieux les trois périodes morphogènes qui ont été inventoriées plus haut. L'état zéro a été acquis par le levé effectué juste avant la période hivernale. Lorsque cette information n'existait pas, nous avons utilisé les orthophotographies de l'IGN réalisées en été 2012.

Tableau 16 – Inventaire des levés topomorphologiques effectués durant l'hiver 2013-2014

sites	Types et dates des mesures			Laboratoires et personnes	Programmes de suivi
	Profils	Trait de côte	MNT		
Plage de Treffiagat	07/10/2013	07/10/2013		Blaise E., Suanez S. LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS	ANR COCORISCO
	07/01/2014	07/01/2014			
	17/02/2014	04/04/2014			
	04/04/2014				
Plage de Penmarch	07/10/2014	16/07/2013		Blaise E., Suanez S. LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS	ANR COCORISCO
	07/01/2014	08/01/2014			
	17/02/2014	12/03/2014			
	04/04/2014				
Plage de Porsmilin	04/12/2013	09/08/2013		Cuq V., David L. Suanez S. LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS Floc'h F., Delacourt C. LDO UMR 6538 CNRS	SNO-DYNALIT
	08/01/2014	08/01/2014			
	30/01/2014	05/02/2014			
	18/02/2014	18/02/2014			
	03/03/2014	17/04/2014			
	31/03/2014				

Iles de Trielen et Lez ar Chrizienn (archipel de Molène)		01/09/2012 20/01/2014 20/02/2014 17/04/2014	30/08 au 02/09/2012 19-20/01/2014 19-21/02/2014	Fichaut B., Suanez S., Blaise E., LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS Davidson R., Costa S. LETG-Caen-Géophen – UMR 6554 CNRS	ODC – trait de côte
Île de Quéménéz (archipel de Molène)			26/07/2012 15/05/2014	Stéphan P. LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS	ODC – trait de côte
Plage des Blancs Sablons	05/12/2013 04/03/2014	25/07/2012 29/01/2014 19/02/2014		Cuq V., David L. LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS	ODC – trait de côte
Plage du Vougot	21/11/2013 09/01/2014 04/02/2014 06/03/2014	23/05/2013 09/01/2014 04/02/2014 11/03/2014		Suanez S., Blaise E. LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS	SNO-DYNALIT
Plage de Boutrouilles	04/07/2011 16/02/2014	16/02/2014		Suanez S., Blaise E. LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS	ODC – trait de côte
Baie de Saint-Michel-en-Grève		02/04/2013 14/01/2014 07/02/2014 13/03/2014		Suanez S. Stéphan P. Autret R., David L. LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS	ODC – trait de côte
Sillon de Talbert	18/12/2013 07/01/2014 14/01/2014 28/01/2014 13/02/2014 20/02/2014 05/03/2014		03-06/09/2013 04-07/03/2014	Stéphan P., Fichaut B., Suanez S., Blaise E., Autret R., Cuq. V. LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS Houron. J. Maison du Sillon (Pleubian)	ODC – trait de côte

4. Analyse des résultats

4.1. Bilan global entre tempêtes et recul du ravinage

D'un point de vue général, les résultats montrent que la dynamique de recul du trait de côte a été bien différente au cours des trois périodes morphogènes des mois de janvier, février et mars 2014 (Figure 140). Les épisodes du début du mois de janvier (du 3 et 4, et dans une moindre mesure du 6 et 7 janvier) a généré une érosion assez limitée qui est restée en moyenne inférieure à -2,5 m, à l'exception de trois sites que sont la plage de Treffiat dans le sud Finistère (-6,30 m), de Treduder (-7,03 m) et du sillon de Talbert (-4,65 m) dans les Côtes d'Armor. On peut noter que pour les deux premiers secteurs les reculs maximum ont atteint respectivement -10,63 m et -16,39 m.

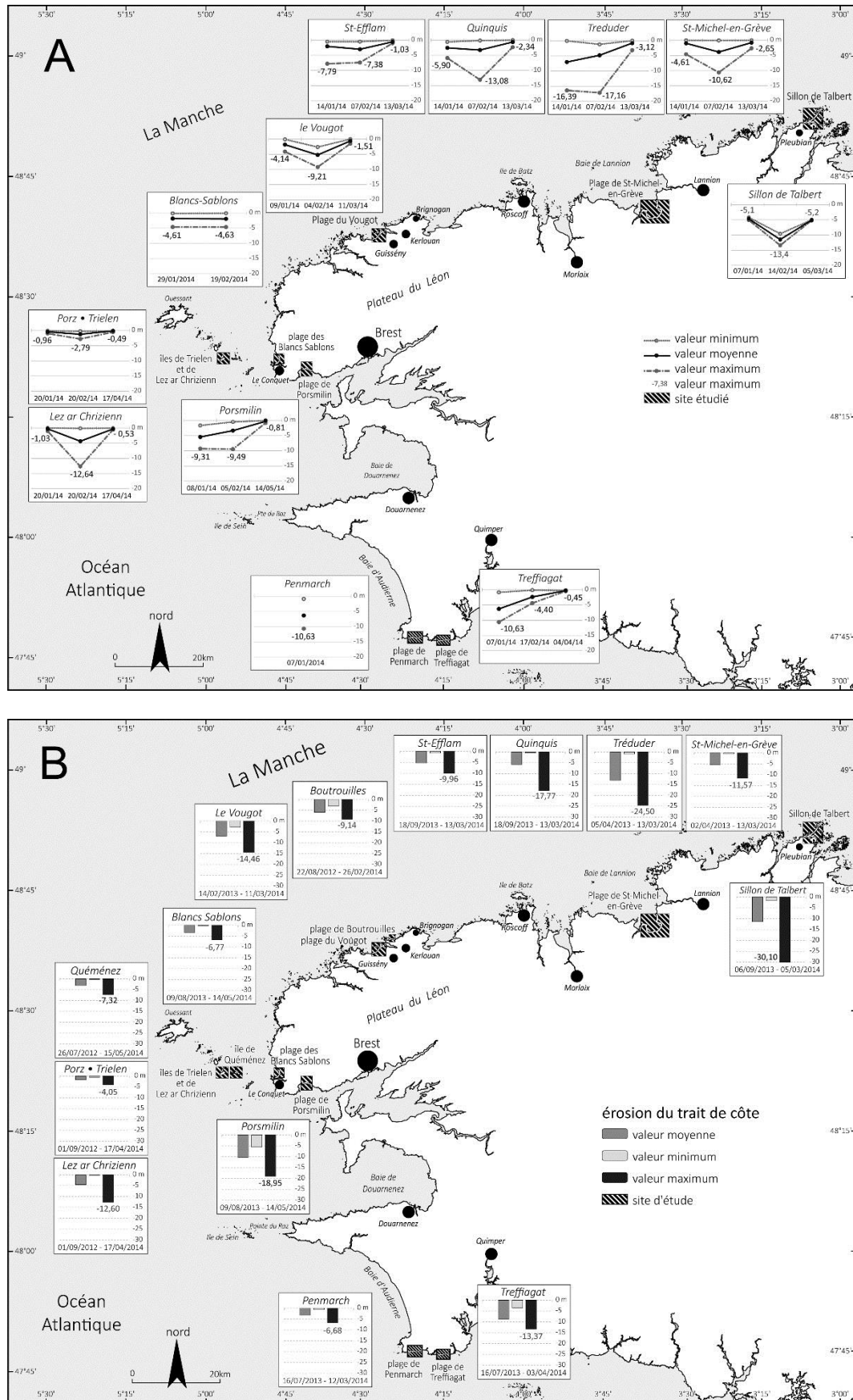


Figure 140 – Recul du trait de côte (A) généré par les trois épisodes morphogènes du début du mois de janvier, Février et mars 2014, (B) à l'échelle de l'hiver 2013-2014.

A l'inverse, les épisodes morphogènes du début du mois de février (celui du 1 et 2 février, suivi par la tempête Petra du 4 et 5 février) ont eu un impact très important sur l'érosion (Figure

140 - A). Les reculs moyens ont été dans la majorité des cas supérieurs à -3 m, avec des valeurs maximum supérieurs ou proches de -10 m comme pour la plage du Vougot (-9,20 m) et l'île de Lez ar Chrizienn (-12,64 m), respectivement à l'ouest et au nord du Finistère, ou en baie de Saint-Michel-en-Grève (entre -10,62 m et -17,16 m suivant les secteurs), et sur le sillon de Talbert (-13,4 m) dans les Côtes d'Armor. Enfin, le troisième épisode morphogène généré par la tempête Christine du début du mois de mars a été le moins érosif. Les reculs moyens n'ont jamais excédé -1 m à l'exception du sillon de Talbert dans les Côtes d'Armor (-5,1 m).

Lorsque l'on observe le bilan global calculé sur l'ensemble des trois périodes cumulées, le recul du trait de côte a dépassé -10 m sur plus de 50 % des sites étudiés, et a atteint jusqu'à -30 m, notamment sur le sillon de Talbert (Figure 140 - b). Pour l'ensemble des secteurs, l'érosion du rivage a été supérieure ou proche de -5 m. Si l'on analyse ces chiffres en fonction des types de morphologie, on peut voir que les accumulations de galets constituant notamment les queues de comètes de l'archipel de Molène le moins ont reculé. C'est le cas par exemple des cordons les îlots de Trielen ou de Quéménez pour lesquels les reculs maximum ont atteint respectivement -4 m et -7,3 m. A l'inverse, les plages de sables formées d'un cordon dunaire ont enregistré des reculs bien plus importants compris entre -6,7 m à Penmarch, et -24,5 m à Treduder en baie de Saint-Michel-en-Grève. Le recul maximum d'environ -30 m concerne toutefois la flèche de galets à pointe libre du sillon de Talbert.

4.2. *Erosion des dunes*

Les plages sableuses formées d'un cordon dunaire ont été particulièrement érodées comme au Vougot sur la commune de Guissény (Figure 141). Comme le montrent les mesures effectuées le long du profil n° 3 situé dans le secteur de la plage qui a été le plus affecté, les trois temporalités s'expriment très clairement. Le levé effectué au début du mois de janvier après la première série d'événements morphogènes indique que le recul du trait de côte a atteint environ -4 m. Toutefois, la photo du 9 janvier montre bien que le bourrelet dunaire situé au pied du versant externe de la dune est encore en place.

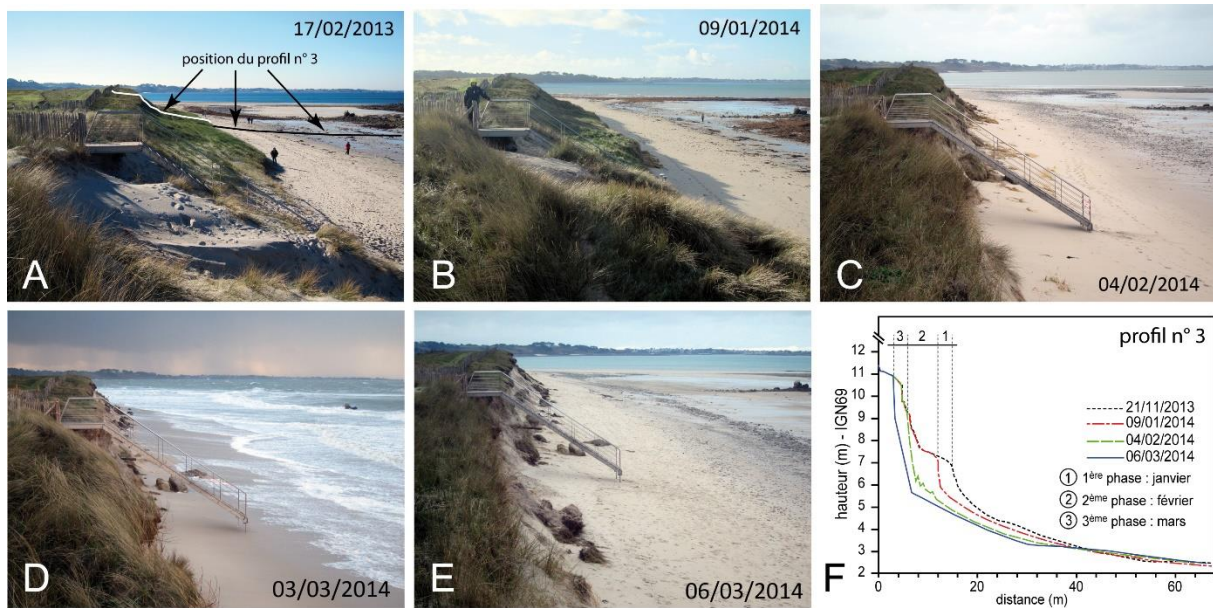


Figure 141 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte pour le cordon littoral sableux de la plage du Vougot (Guissény – nord Finistère).

A l'inverse, les mesures effectuées le 4 février, juste après la tempête du 1-2 février, attestent de la disparition de ce dernier. Le recul du trait de côte a atteint plus de -7 m lors de cet épisode. Les effets de la tempête Christine du 3 mars ont quant à eux été semblables à ceux du début du mois de janvier avec un recul du rivage d'environ -4 m. L'évolution du trait de côte de la baie de Saint-Michel-en-Grève dans les Côtes d'Armor, a également enregistré un recul important des cordons dunaires suivant la même temporalité (Figure 142). C'est principalement l'épisode morphogène du début du mois de février qui a été le plus dommageable en matière d'érosion des dunes. Comme le montre le site de Treduder, la surface dunaire post-tempête du début du mois de février a diminuée de 70 % par rapport à avril 2013.

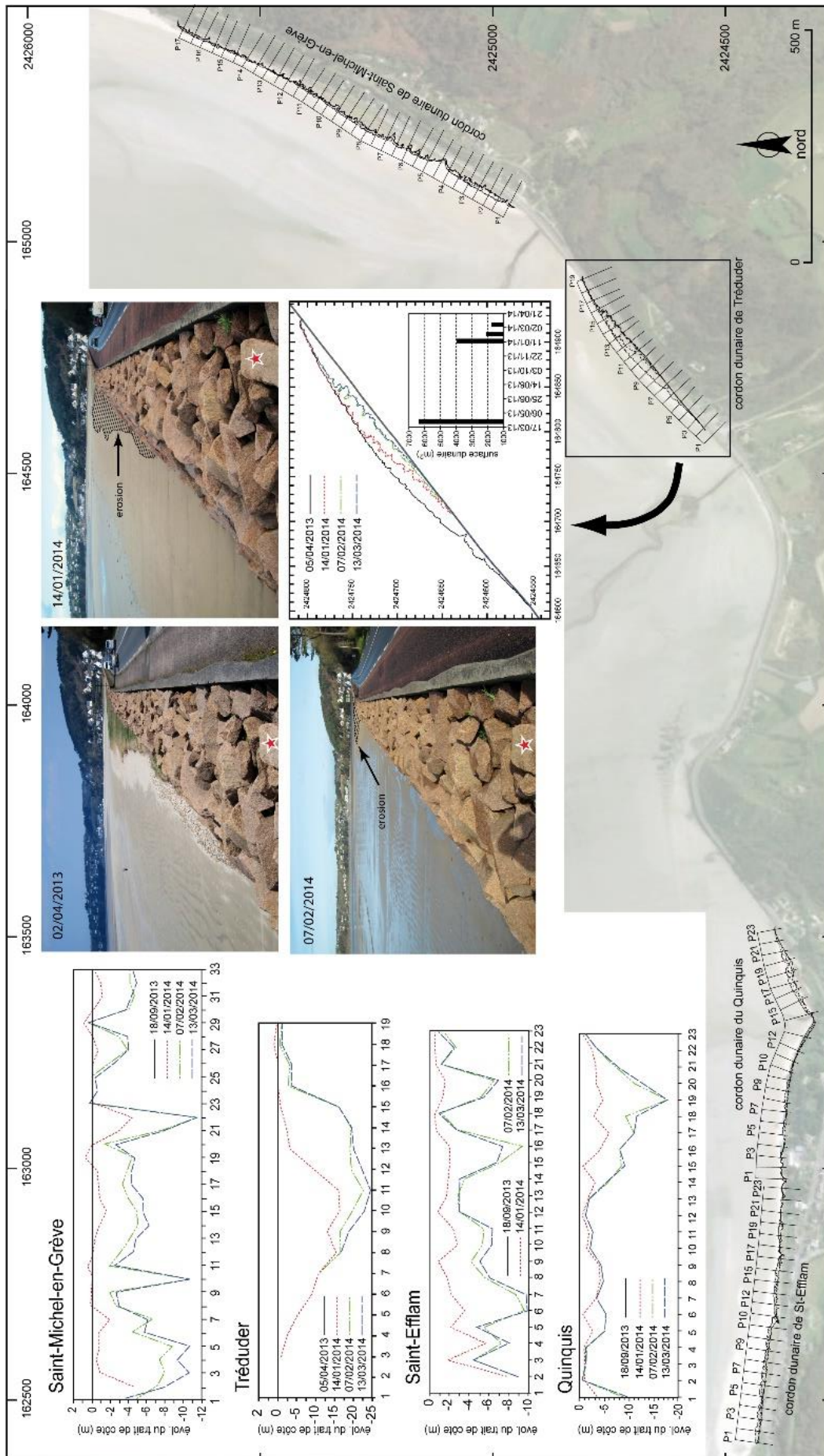


Figure 142 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor).

A l'inverse, les mesures effectuées dans le sud Finistère, notamment au niveau du cordon littoral de Treffiagat-Léchiagat, montrent que l'érosion du trait de côte a été plus importante durant l'épisode morphogène du début du mois de janvier (an

Figure 143). Le recul de la dune de la plage de Kersauz montre clairement que dès la première phase érosive de janvier, le versant externe de la dune a enregistré un recul d'environ -8 m. Dans le même temps, son profil pentu et entièrement végétalisé a été entaillé par une falaise d'érosion d'une hauteur de plus de 2 m. Les deux épisodes du mois de février et de mars ont été moins dommageables ; durant ces deux dernières phases, le recul du front de dune a été respectivement de -1,5 m et -0,4 m

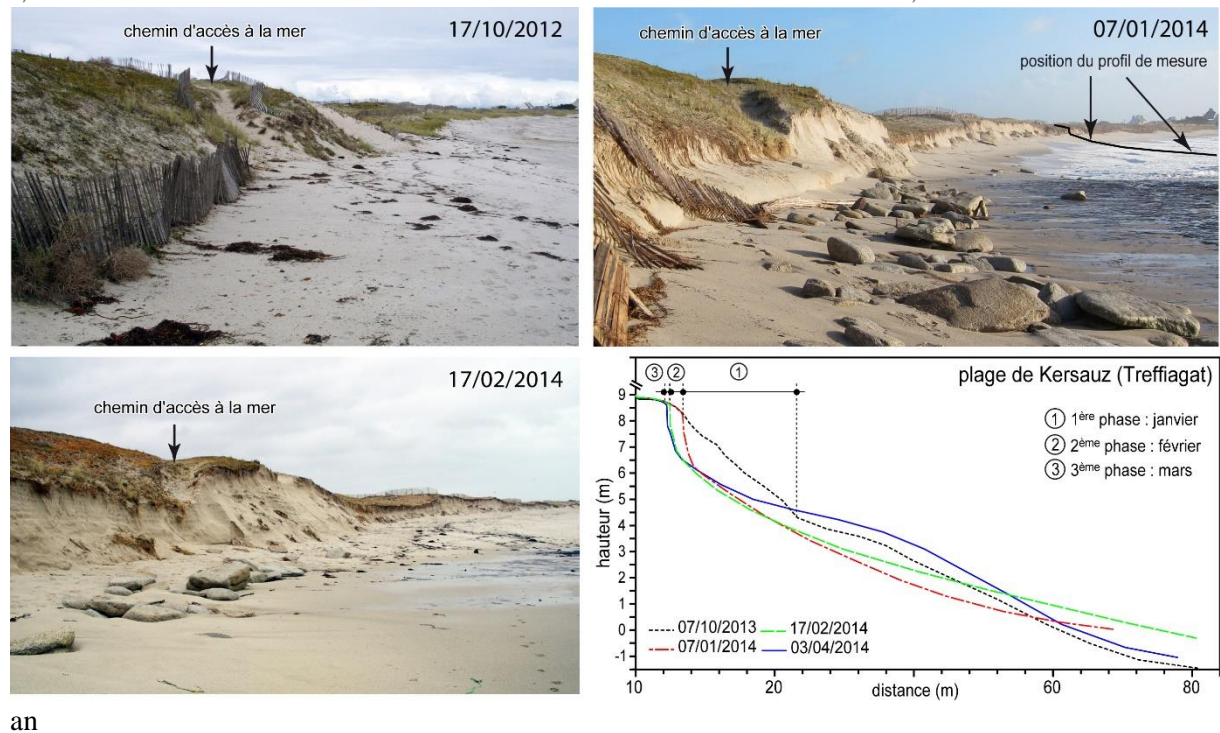


Figure 143 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte pour le cordon littoral sableux Léchiagat-Treffiagat (sud Finistère).

4.3. Recul des cordons de galets

Pour les cordons littoraux constitués d'accumulations de galets, les résultats contrastent en fonction de la morphologie. Dans le cas du sillon de Talbert qui correspond à une flèche à pointe libre, le recul du trait de côte a été le plus important. Comme nous l'avons souligné précédemment, le recul maximum mesuré entre les mois de septembre 2013 et de mars 2014 a atteint -30 m. Parallèlement à ces mesures annuelles, le suivi à haute fréquence de deux profils situés sur les parties les plus mobiles a permis de décomposer cette évolution dont la chronologie est similaire à celle observée pour la plage du Vougot ou en baie de Saint-Michel-en-Grève (Figure 144).

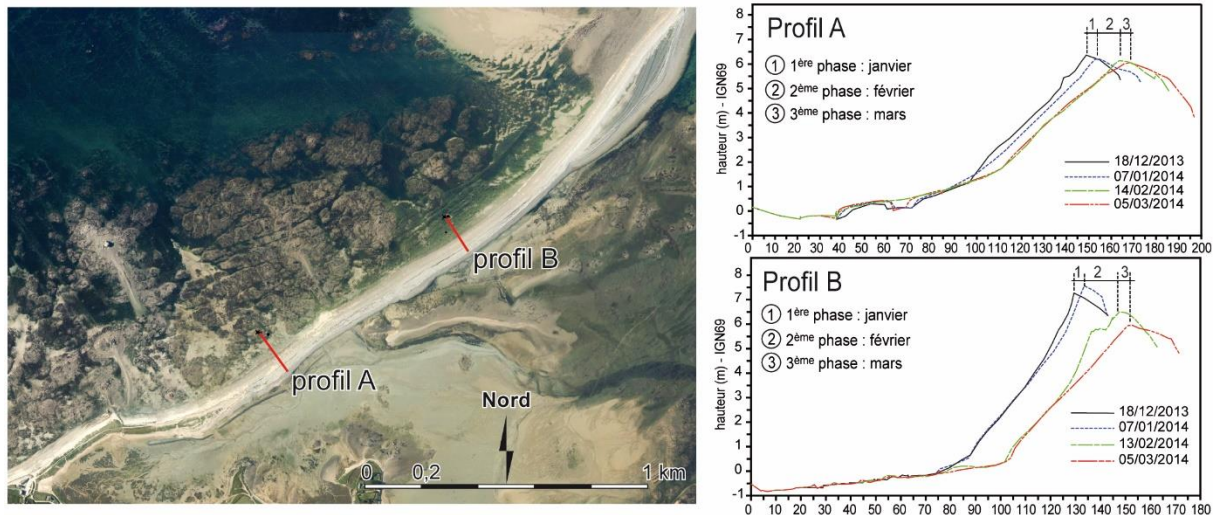


Figure 144 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte par rollover de la flèche de galets du sillon de Talbert (Côtes-d'Armor).

En effet, si l'épisode morphogène du début du mois de janvier a été peu érosif, c'est essentiellement la tempête du début du mois de février qui a fait reculer l'ensemble de la forme par phénomène de *rollover* (entre -10 m et -15 m). Les effets de la tempête Christine du début du mois de mars ont été quant à eux similaires à ceux du mois de janvier. Au niveau des accumulations de galets formant les queues de comète de l'archipel de Molène, le recul du trait de côte a été beaucoup moins important.

Les mesures effectuées sur les îlots de Trielen, de Lez ar Chrizienn, ou encore de Quéménez montrent que les reculs n'ont jamais excédé -7 à -8 m au maximum, à l'exception d'un secteur bien particulier du cordon de Lez ar Chrizienn qui fonctionne un peu comme musoir de flèche à pointe libre. Là encore, la dynamique du trait de côte enregistrée sur ces sites d'étude, notamment à Trielen et à Lez ar Chrizienn, montre la même temporalité.

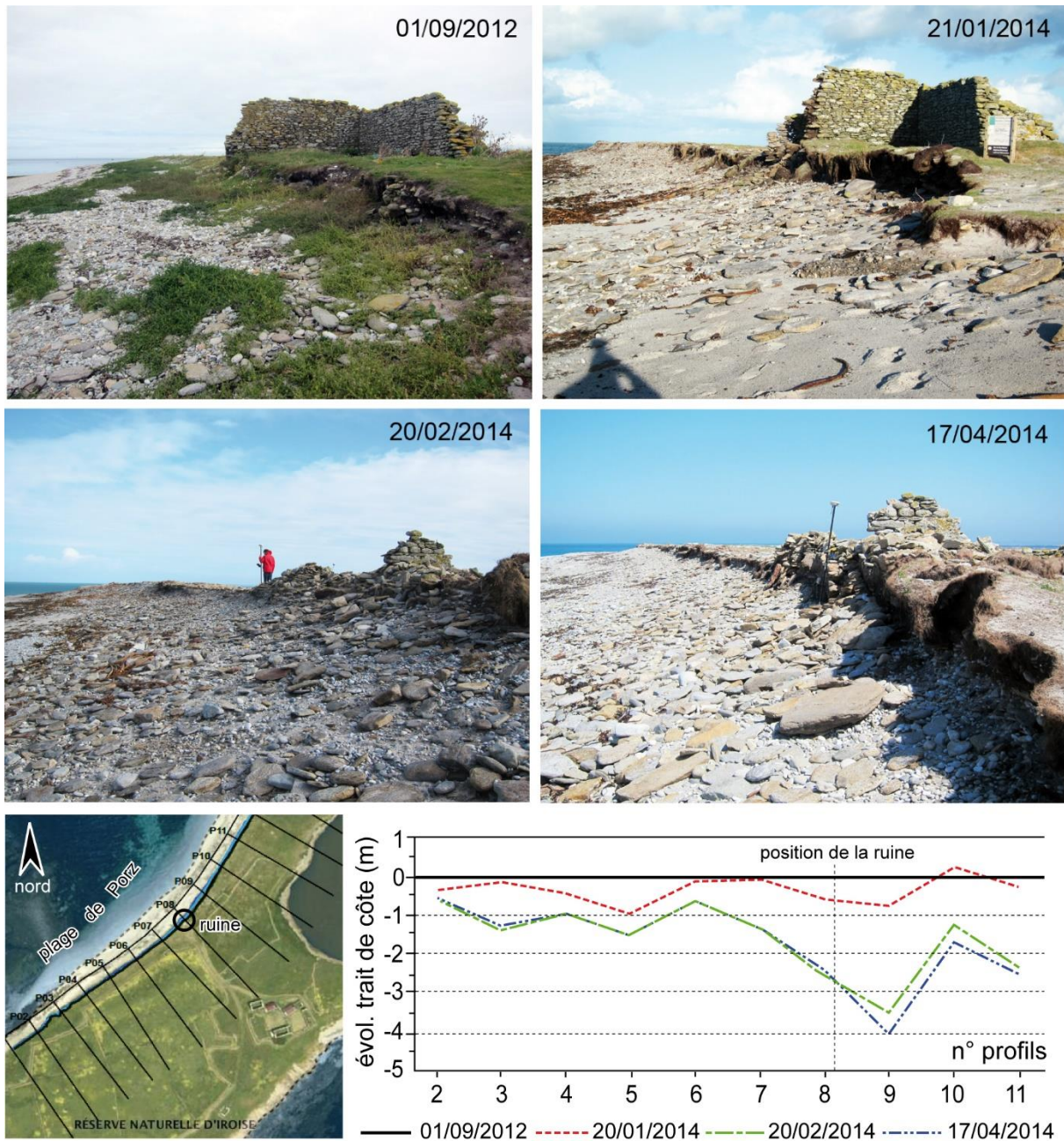


Figure 145 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte du cordon de galets de la plage de Porz sur l'île de Triélen – archipel de Molène (ouest Finistère).

A l'image de la plage de Porz située au nord du cordon de Triélen, la tempête du début du mois de janvier a produit peu d'effet en matière d'érosion de la ligne de rivage (Figure 145). Sur la photo du 21 janvier, la ruine qui se situe en bordure du trait de côte est encore en place, comme elle l'était en 2012. A l'inverse, après l'épisode morphogène du début du mois de février, elle a été presque totalement détruite suite au recul important du trait de côte qui a atteint dans ce secteur environ -3 m. La position de la ligne de rivage après la tempête Christine du début du mois de mars a par contre très peu bougé comme l'attestent le levé et la photo du 17 avril.

4.4. Impact sur les cordons littoraux anthropisés et/ou protégés

Les cordons littoraux anthropisés et/ou protégés ont également été largement affectés par cette série d'épisodes morphogènes. L'érosion du trait de côte sur les plages de Boutrouilles à Kerlouan, et de Lehan à Treffiagat, respectivement dans le nord et le sud Finistère, a entraîné une destruction complète des ouvrages de protection correspondant dans ces deux cas à des structures monolithiques de type STABIPLAGE® (Figure 147 et 13).

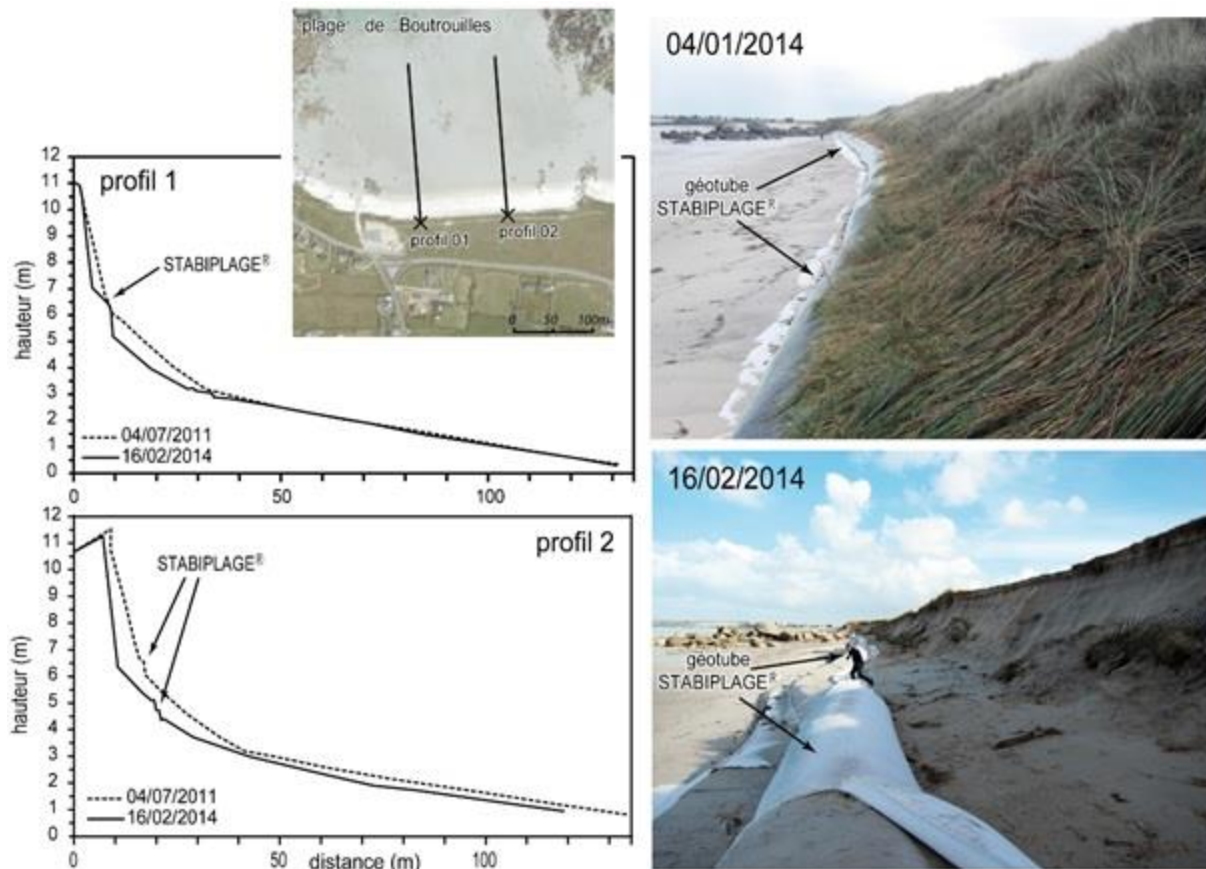


Figure 146 - Erosion du trait de côte et destruction des ouvrages de défense du littoral de la plage Boutrouilles à Kerlouan – nord Finistère.

Toutefois, on observe que l'épisode morphogène du début du mois de janvier a eu des effets différents sur les deux sites. Comme l'indiquent les photos diachroniques de la plage de Boutrouilles, la tempête de début janvier a eu un impact très limité sur la dynamique du trait de côte. La situation du 4 janvier montre que le STABIPLAGE® est toujours en place, et le versant externe du cordon dunaire est entièrement végétalisé. Seul le pied de dune a été érodé attestant d'une submersion assez faible de l'ouvrage de protection (Figure 147). La destruction complète de ce dernier a eu lieu lors de l'épisode morphogène du début du mois de février comme le montre la situation du 16 février. A l'inverse, le STABIPLAGE® installé sur la plage de Lehan a été totalement détruit dès la tempête du début du mois de janvier (Figure 147). Les mesures effectuées le 7 janvier dans ce secteur ont montré que le rivage avait reculé d'environ -7 m. Les épisodes morphogènes de février et mars n'ont fait qu'aggraver cette situation comme l'indiquent les levés du 3 avril attestant d'un recul d'environ -10 m, et ce malgré les rechargements réalisés par la municipalité après chaque tempête.



Figure 147 - Erosion du trait de côte et destruction des ouvrages de défense de la plage de Léhan à Treffiagat – sud Finistère.

Les secteurs aménagés ont également été fortement affectés comme le montre la plage de Porsmilin. A cet endroit, l'ancien cordon correspondant à une flèche de mi-baie barrant une ria située en arrière a été au cours du temps totalement remblayé. Il forme aujourd'hui un talus artificiel dunifié sur lequel un chemin carrossable a été aménagé de manière à desservir un parking (Figure 148). Dans le même temps, le cours d'eau s'écoulant de l'amont a été busé pour permettre l'évacuation des eaux sous le remblai. L'ensemble de ces aménagements anthropiques a été totalement détruit dès la tempête du début du mois de janvier. Comme l'indiquent les mesures effectuées le 8 janvier, le recul du trait de côte a atteint entre -4 et -9 m suivant les secteurs (Figure 148 - A). Il en a été de même durant l'épisode du début du mois de février ; les levés du 5 février montrent que l'érosion maximum se situe entre -8 et -18 m, notamment au niveau du parking. C'est aussi durant cet épisode morphogène que le chemin carrossable et la cale d'accès à la plage ont été totalement détruits (Figure 148 B et C). Pour finir, on peut noter que là encore, la tempête du 3 mars a été peu dommageable en matière d'érosion.

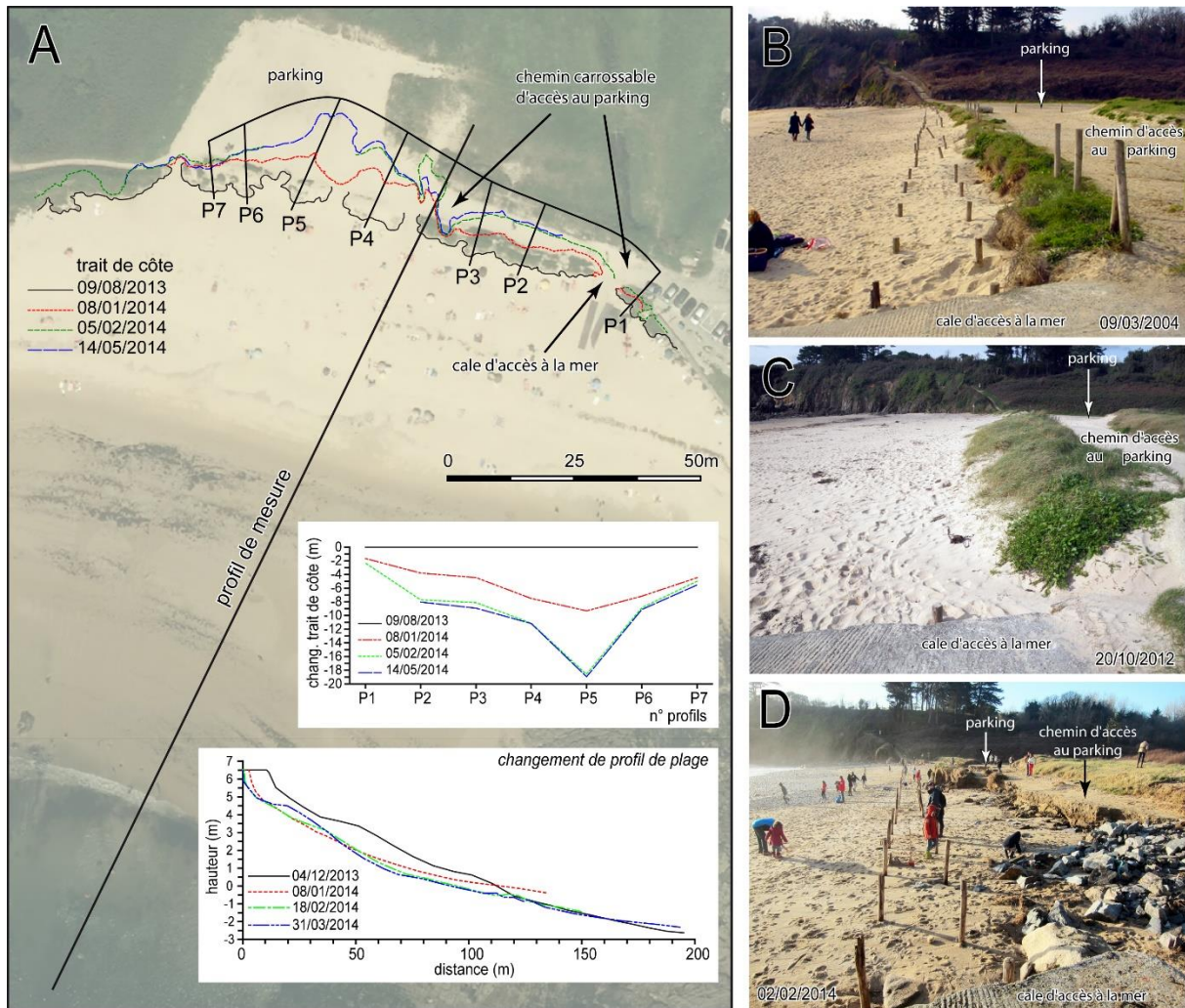


Figure 148 - Erosion du trait de côte et destruction des aménagements littoraux de la plage de Porsmilin – ouest Finistère. A : variation du trait de côte et changement de profils de plage ; situation avant les tempêtes le 09/03/2004 (B), et le 29/10/2012 (C) ; situation après tempête le 02/02/2014 (D).

5. Discussion des variations du trait de côte observées au cours de l'hiver 2013-2014

Les tempêtes de l'hiver 2013-14 ont été caractérisées dans la majorité des cas comme des événements cycloniques très rapides, dont la trajectoire très longue débute à l'ouest - sud-ouest à 60° de longitude (40° à 47° de latitude) et se termine très à l'est - nord-est au niveau du Danemark, entre 50° et 58° de latitude. Ces dépressions sont le plus souvent accompagnées de vents très violents supérieurs à 11 Beauforts (Roche *et al.*, 2014). Elles sont caractérisées de dépression météorologique à cyclogenèse intense, ou « bombe » (N. L. Betts *et al.*, 2004). Leur trajectoire zonale, plutôt décalée au nord de la Bretagne, au niveau des îles anglo-saxonnes, est commandée par la position d'un puissant jet d'ouest à 500 hPa circulant à 45° de latitude.

Toutefois, c'est surtout la répétition de ces épisodes tempétueux qui a fortement marqué la période hivernale écoulée. Il faut remonter à l'hiver 1989-1990 pour connaître une telle fréquence d'événements tempétueux (N. L. Betts *et al.*, 2004; McMallum et Norris, 1990; Roche *et al.*, 2014). En effet, entre la mi-décembre 1989 et la fin février 1990, pas moins de 15 tempêtes majeures avaient touché la pointe bretonne ; le mois de février avait été le plus tempétueux (McMallum and Norris, 1990). Les enregistrements de houle effectués à l'époque

au large de l'île d'Ouessant par la bouée phare BEAIII ont montré que durant certains épisodes, comme la tempête Daria du 25 janvier (encore appelée Burn's Day en Angleterre), ou du 11 février, les hauteurs maximums de houle ont été supérieures ou égales à 18 m (Suanez, 2009). Si ces valeurs restent toutefois inférieures à celles enregistrées durant l'hiver 2013-2014, notamment durant la tempête Petra où les hauteurs maximums de houle ont atteint 23,5 m, cela s'explique par le poids considérable de la bouée phare BEAIII (80 tonnes) à l'origine d'une sous-estimation systématique des hauteurs des plus fortes houles (Benoit *et al.*, 2008).

Pour autant, les hauteurs enregistrées durant la tempête Petra restent inférieures à celles observées plus au nord du bassin nord-atlantique, à savoir 24,3 m et 29,1 m respectivement aux Shetlands (Hall *et al.*, 2006), et au large de l'Ecosse (Holliday *et al.*, 2006). L'impact des tempêtes de l'hiver 1989-1990 sur la dynamique du trait de côte avait été tout aussi dommageable que cet hiver. Dans le sud Finistère, la tempête du 16-17 décembre 1989 avait ouvert de nombreuses brèches dans les cordons de Treffiagat-Léchiagat, Lesconil et de Combrit, jusqu'à 250 m de largeur au niveau de la plage de Kersauz (Bodéré *et al.*, 1993; Garnier, 1993; Hallégouët and Hénaff, 2006). Des observations similaires avaient été faites en baie d'Audierne après les tempêtes de la fin décembre 1989, notamment dans les secteurs de Trunvel, et plus au sud au niveau du Loc'h ar Stang, où des brèches de plusieurs dizaines de mètres de largeur avait été ouvertes dans le cordon littoral (Faye *et al.*, 2007; Hallégouët and Bodéré, 1993; Hallégouët and Hénaff, 1993). Dans le nord Finistère, des reculs du trait de côte avaient également été notés suite aux tempêtes de décembre 1989, notamment dans la partie orientale de la plage du Vougot à Guissény sans qu'aucune valeur fiable ne soit donnée (Garaboef, 1990). Toutefois, ce recul avait été suffisamment important pour que la mairie décide de mettre en place un enrochement dans ce secteur. A l'ouest du Finistère, les études réalisées sur la dynamique des blocs cyclopéens de l'île de Banneg dans l'archipel de Molène, avaient aussi montré l'importance des événements tempétueux de l'hiver 1989-1990 (Fichaut and Hallégouët, 1989). Plusieurs centaines de tonnes de dalles avaient été arrachées aux falaises ou aux amas préexistants et projetées à l'intérieur de l'île. Dans le même temps, la partie centrale de l'île culminant entre 8 et 9 m NGF a été entièrement submergée par des niveaux d'eau extrêmes.

Il est aussi intéressant de comparer l'ampleur de l'érosion du trait de côte mesurée cet hiver avec les reculs obtenus lors de la tempête Johanna du 10 mars 2008 qui constitue le dernier épisode véritablement morphogène ayant affecté la Bretagne. Cet événement tempétueux est également survenu lors d'une pleine mer de vive-eau (coefficient 106), alors que les hauteurs significatives et maximum des houles enregistrées aux Pierres Noires atteignaient respectivement 11,5 m et plus de 18 m à 15h (Cariolet *et al.*, 2010). Cette comparaison est d'autant plus pertinente que de nombreux sites présents dans cette étude faisaient déjà l'objet d'un suivi topomorphologique à l'époque. Ainsi, dans les Côtes-d'Armor, le sillon de Talbert avait reculé d'environ -22 m au maximum contre plus de -30 m cet hiver (Stéphan *et al.*, 2010). En baie de Saint-Michel-en-Grève, le recul maximum des dunes avait atteint -18 m, notamment dans le secteur de Saint-Michel-en-Grève, contre -24,5 m cet hiver (Suanez and Stéphan, 2011). Sur la côte nord du Finistère, au niveau de la plage du Vougot, le recul maximum du cordon dunaire avait été d'environ -6 m contre -14 m cet hiver (Suanez and Cariolet, 2010). De même, le Stabiplate® installé en pied de dune sur la plage de Boutrouilles à Kerlouan avait été submergé sans être détruit, induisant un recul compris entre -2 et -3 m de la partie basale du

cordons (Suanez and Cariolet, 2010). Les tempêtes de cet hiver ont totalement détruit cet ouvrage de protection tout en générant un recul de l'ensemble de la dune d'environ -7 m. A l'ouest du Finistère, l'impact morphosédimentaire de la tempête Johanna dans l'archipel de Molène s'était aussi traduit par des phénomènes érosifs importants (Suanez *et al.*, 2011b). La plage de Porz située au nord de l'îlot de Trielen avait reculé de -2,5 m contre -4 m cet hiver. Au niveau de Lez ar Chrizienn, le recul du trait de côte avait atteint environ -17 m contre 12,5 m cet hiver, toujours dans la partie la plus mobile du nord de l'île. De même, les observations faites sur l'île de Banneg avaient montré l'importance des phénomènes d'arrachement et de déplacements de blocs cyclopéens (Fichaut and Suanez, 2011). Le plus gros bloc déplacé durant la tempête Johanna pesait 42 tonnes ; il avait été arraché de la roche mère à 3 mètres au-dessus des plus hautes mers de vive-eau s'était déposé à plus de 7 m de son point de départ à l'intérieur de l'île. De façon générale, on peut noter que le recul du trait de côte durant l'hiver 2013-2014 a été bien supérieur à ce que l'on a connu durant la tempête du 10 mars 2008.

Ces éléments de comparaison montrent que, pour des conditions énergétiques équivalentes, l'impact morphosédimentaire de deux épisodes tempétueux survenus à intervalle de temps pluriannuel peut être comparable. Ainsi, les effets érosifs de la tempête Johanna sont similaires aux reculs que l'on a pu enregistrer pour chaque épisode que l'on a connu cet hiver, pris séparément. La dynamique atmosphérique, et à travers elle, l'orientation de la houle a toutefois joué un rôle important dans la différence de réponse des cordons littoraux du sud et du nord Bretagne à certains épisodes morphogènes. Ainsi, celui du début du mois de janvier marqué par la tempête du 3-4 janvier a affecté bien plus sévèrement le sud Bretagne, et notamment le sud Finistère, car les houles avaient une incidence sud-ouest. A l'inverse, le recul du rivage a été plus important sur la côte nord de la Bretagne lors de l'épisode du début du mois de février car les houles étaient plutôt orientées ouest – nord-ouest. Ces mécanismes qui avaient aussi agi à l'échelle de la journée lors de la tempête Johanna, avec le déplacement du front froid entre le matin et le soir (Cariolet *et al.*, 2010). De façon générale, c'est toutefois l'épisode morphogène du 1er février qui a généré les plus fortes érosions du trait de côte. Cela s'explique en partie par des conditions hydrodynamiques bien plus énergétiques que celles du début du mois de janvier alors que la marée était plus forte. Toutefois, les changements morphologiques générés par la première tempête du mois de janvier, se traduisant notamment par l'abaissement du profil du haut de plage, ont certainement joué dans l'augmentation de l'érosion durant l'épisode du mois de février en exacerbant les phénomènes de submersion et d'attaque du pied de dune par la houle. Comme l'ont souligné plusieurs auteurs, ces dynamiques illustrent les processus rétroactifs liés à l'action répétée d'une série de tempêtes sur les changements morphologiques du profil transversal initial de la plage (Sénéchal *et al.*, 2015). Ces derniers se traduisent le plus souvent par une rotation du profil transversal de la plage qui accentue alors l'action érosive des tempêtes de faibles intensités au cours du temps (Vousdoukas *et al.*, 2012). A l'inverse, le dernier épisode morphogène du mois de mars n'a pratiquement rien produit en matière d'érosion du trait de côte, et ce malgré des conditions énergétiques favorables alors que les coefficients de marée étaient particulièrement forts (112 à 115). Cela s'explique par le recul important du rivage durant les deux premiers mois de janvier et février qui a libéré un espace d'accueil suffisamment large pour atténuer l'action des processus hydrodynamiques sur la morphologie du trait de côte. Ces éléments montrent que sur une longue période marquée par une série de tempêtes, au-delà d'un certain seuil concernant le recul de la côte, l'action érosive des épisodes morphogènes d'intensité équivalente n'agit plus de façon significative. Comme

l'ont montré (Coco *et al.*, 2014), l'effet cumulé des tempêtes sur la morphologie des plages, notamment en matière d'érosion du rivage, n'est pas attesté.

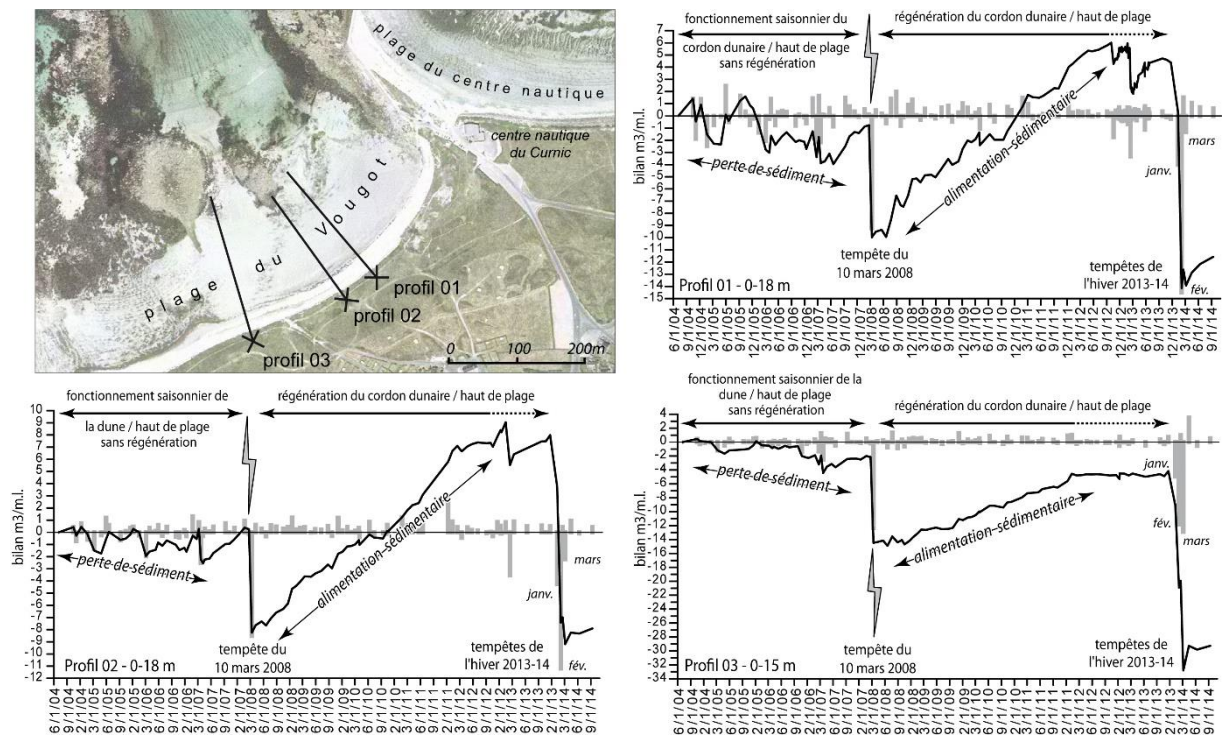


Figure 149 - Evolution du bilan sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (Guissény) dans sa partie orientale entre les mois de juin 2004 et septembre 2014.

Conclusion intermédiaire

Le suivi topomorphologique post-tempête réalisé sur l'ensemble des sites répartis le long du littoral sud et nord de la péninsule bretonne montre que la réponse des cordons littoraux aux événements extrêmes de l'hiver 2013-2014 a été particulièrement synchrone. Si des différences existent notamment en matière d'ampleur du recul du trait de côte, elles sont avant tout liées à l'orientation de la houle incidente ; les cordons du sud Bretagne étant plus réactifs aux épisodes d'ouest-sud-ouest, ceux de la côte nord et ouest, aux houles d'ouest-nord-ouest. Ces aspects morphodynamiques avaient déjà été observés lors de la tempête du 10 mars 2008.

De façon générale, l'ampleur de l'érosion pour ces quatre mois d'hiver (du mois de décembre 2013 au mois de mars 2014) dépasse très largement les reculs épisodiques que l'on observe depuis plus de 15 ans. De toute évidence, l'hiver 2013-2014 constitue une rupture majeure dans la dynamique morphosédimentaire à long terme des cordons littoraux bretons.

Le recul important de la côte a également relancé les débats autour de la question de la défense du littoral dans beaucoup des communes où les enjeux ont été directement affectés. Pour autant, les observations réalisées après la tempête du 10 mars 2008 ont montré qu'une majeure partie des systèmes littoraux qui avaient été fortement érodés avaient connu une longue phase de régénération. Ces phénomènes de résilience assez spectaculaires ont été en grande partie expliqués par la succession d'hivers peu morphogènes que l'on a connu, notamment entre 2008-2009 et 2011-2012. Il serait souhaitable que de telles conditions prévalent de nouveau pour les années à venir.

Chap 2. Observation et estimation des niveaux d'eau extrêmes (calcul du *runup*) sur le cordon dunaire du Vougot

Afin d'aller plus loin dans l'étude des processus qui commandent l'érosion du trait de côte, nous avons souhaité analyser l'impact des niveaux d'eau extrêmes sur l'érosion des dunes, à partir d'un site atelier, celui de la plage du Vougot. Ce travail repose sur l'acquisition de deux jeux de données, topomorphologiques et hydrodynamiques, à partir de mesures réalisées entre 2008 et 2010 (Cariolet et Suanez 2013) et entre 2012 et 2013 (Suanez *et al.*, 2015). Il s'agit ici d'appliquer les modèles d'érosion des dunes et/ou des cordons barrières basés sur la confrontation entre les paramètres hydrodynamiques (les niveaux extrêmes à la côte) et morphologiques, notamment la hauteur des cordons (Sallenger, 2000 ; Ruggiero et al. 2001).

1. Processus d'érosion des dunes (vs trait de côte)

Les événements tempétueux extrêmes jouent un rôle majeur dans l'érosion des cordons dunaires (Edelman, 1968; Stockdon *et al.*, 2007), qui sont alors sévèrement entaillés par les processus de submersion qui accentuent l'action érosive de la houle sur le pied et le front de dune (van de Graaff, 1986; Vellinga, 1982).

A partir de ce constat, Sallenger (2000) et Ruggiero *et al.*, (2001) ont proposé différents modèles d'évaluation de la sensibilité du front de dune face aux processus érosifs générés par l'action des houles de tempêtes. Ces approches méthodologiques découlent de nombreuses d'études sur la vulnérabilité des îles barrières de la côte est des Etats-Unis face aux ouragans (Doran *et al.*, 2013; Plant *et al.*, 2010; Plant and Stockdon, 2012; Stockdon *et al.*, 2013, 2012, 2009; Stockdon and Thompson, 2007), ou sur le littoral nord-ouest de l'Angleterre (Pye and Blott, 2008). Ces modèles se basent sur la relation entre la hauteur des niveaux d'eau extrêmes à la côte et l'altitude des différents éléments morphologiques du cordon dunaire (du pied à la crête de la dune).

Les niveaux d'eau extrêmes sont définis par la somme de la marée prédite, la surcote (action combinée d'une baisse de pression atmosphérique et du renforcement des vents d'afflux) et le *runup*, incluant les phénomènes de *wave setup* (élévation due à l'accumulation d'eau entre la zone de déferlement et la plage) et de *swash* (hauteur maximum atteinte par le jet de rive) (Figure 150).

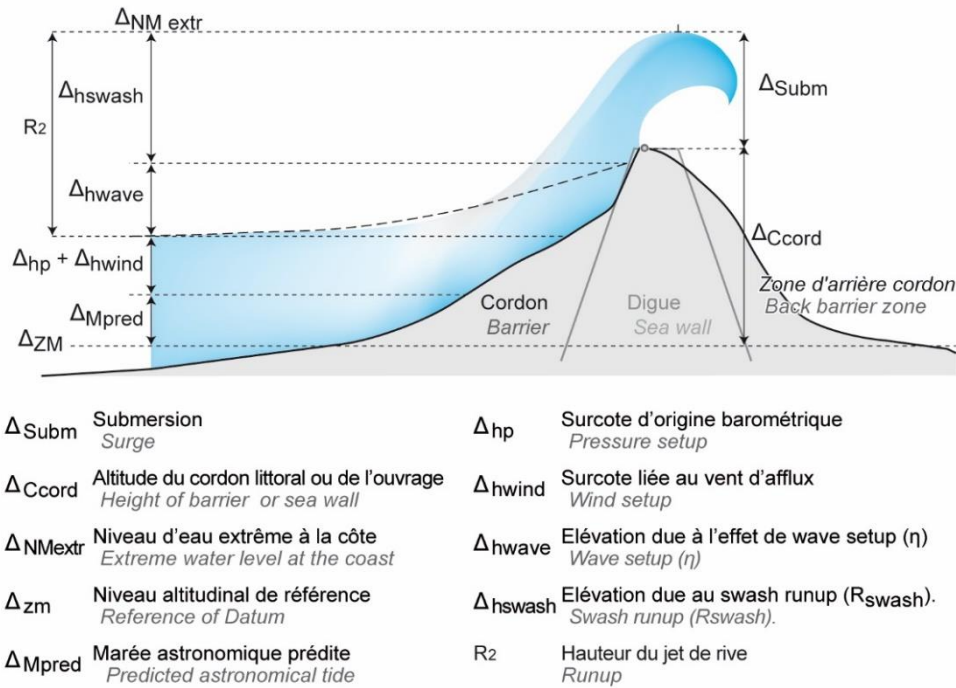


Figure 150 – Phénomène de submersion marine (d'après Stéphan 2011, dans Mercier, 2013).

Sallenger (2000) a hiérarchisé l'impact érosif des niveaux d'eau extrêmes sur les cordons dunaires et les systèmes de barrières, en quatre régimes : le *swash*, la *collision*, l'*overtopping* et l'*inondation*. Le régime de *swash* correspond à la faible action du jet de rive sur le pied de dune impliquant des phénomènes d'érosion très limités, voire inexistants. Le régime de *collision* implique un niveau d'eau extrême supérieur, à l'origine d'une attaque directe du front par le déferlement des vagues. L'*overtopping* implique que les niveaux d'eau extrêmes atteignent le sommet du cordon dunaire générant un transfert du matériel de la face avant vers l'arrière de la dune. Le régime d'*inondation* enfin, est déterminé par un niveau d'eau extrême largement supérieur à l'altitude de la dune (ou du cordon barrière) ; dans ce contexte, l'érosion peut se traduire par l'ouverture de brèches dans ces systèmes littoraux. Le modèle proposé par P. Ruggiero (2001) est bien plus simple dans la mesure où il considère que, lorsque le niveau d'eau extrême à la côte est supérieur à l'altitude du pied de dune, il y a érosion.

Si la surcote peut être déduite de la marée observée, l'estimation du *runup* est plus compliquée en raison des nombreux processus intervenant dans la zone de *swash* (Stockdon *et al.*, 2006). Ce dernier est défini comme la part de l'élévation du niveau d'eau à la côte induite par l'action des vagues sur le haut de plage (Guza and Thornton, 1982; Hunt, 1959). Il représente donc, la différence entre le niveau maximum atteint par le jet de rive, et le niveau moyen de la mer observé sans agitation (Guza and Thornton, 1982; Holman, 1986; Stockdon *et al.*, 2006). C'est le paramètre le plus important dans la genèse des niveaux d'eau extrêmes à la côte en période de tempête, et il joue un rôle clé dans les processus d'érosion des cordons dunaires (Hesp, 2002; Pye and Neal, 1994; Ruggiero *et al.*, 2001; Sallenger Jr., 2000). En outre, le *runup* est largement dépendant des conditions environnementales du site comme la pente de la plage, qui définit le caractère dissipant ou réfléchissant de ces environnements côtiers (Battjes, 1974)), ainsi que de l'énergie de la houle incidente dans la zone de déferlement (Guza and Thornton, 1982; Holman and Sallenger, 1985 ; Ruggiero *et al.*, 2004).

Une première équation du *runup* a été proposée par Hunt (1959) ; elle combine la hauteur significative de la houle (H_s) et la pente de la plage (S) :

$$R = H_s S \quad (1)$$

Plus tard, Battjes (Battjes, 1971) a montré que le *runup* était davantage lié à la composante de déferlement donnée par le nombre d'Iribarren (ou *surf similarity parameter*) et exprimée par l'équation suivante:

$$\frac{R}{H_s} = C \xi_o \quad (2)$$

où C est une constante d'ajustement au site étudié, et ξ_o , le nombre d'Iribarren définie par Battjes (1974) :

$$\xi_o = \frac{\tan\beta}{\left(\frac{H_o}{L_o}\right)^{\frac{1}{2}}} \quad (3)$$

où $\tan\beta$ est la pente de la plage, H_o correspond à la houle significative au large (équivalente à H_s en eau profonde), et L_o la longueur d'onde.

Depuis, plusieurs équations ont été proposées afin d'estimer le *runup* sur différents types de plages. Ces études, dont les équations obtenues sont résumées dans le

Tableau 17, sont essentiellement concentrées sur des environnements micro et mésotidaux.

Tableau 17 - Liste des principales équations de calcul du runup par rapport au type de plage et au marnage des sites étudiés (Cariolet and Suanez, 2013)

Etude	Equation	Type de plage	Marnage
R.A. Holman (1986) and P. Nielsen and D.J. Hanslow (1991)	$R_{2\%} = 0.92 H_{mo} \xi_o$ (4) $R_{max} = 1.07 H_{mo} \xi_o$ (5)	$0.026 < \tan\beta < 0.14$	Microtidal
H. Mase (1989)	$R_{2\%} = 1.86 \xi^{0.71} H_{mo}$ (6)	$0.03 < \tan\beta < 0.2$	Microtidal
P. Ruggiero et al.,(2001)	$R_{2\%} = 0.27 (\tan\beta H_{mo} L_o)^{\frac{1}{2}}$ (7)	$0.005 < \tan\beta < 0.025$	Mésotidal

	$R_{2\%} = 0.043 (H_{mo} L_o)^{1/2}$ (8)	$\xi_o < 0.3$	
H.F. Stockdon et al., (2006)	$R_{2\%} = 1.1 \left(0.35 \beta (H_{mo} L_o)^{1/2} + \frac{[H_{mo} L_o (0.563 \beta_f + 0.004)^{1/2}]}{2} \right)$ (9)	$0.3 < \xi_o < 1.25$	Microtidal et mésotidal
	$R_{2\%} = 0.73 \tan \beta (H_{mo} L_o)^{1/2}$ (10)	$1.25 < \xi_o$	

La plus grande difficulté lorsque l'on utilise ces équations, repose sur le fait qu'elles ont été calibrées sur des environnements micro à mésotidaux. Il est donc très difficile de les utiliser sur des milieux macrotidaux commandés par des variations importantes du niveau marin liées à la marée. De plus, les plages en contexte macrotidale sont généralement de forme concave et composées de plusieurs pentes au sein d'un même profil de plage. L'enjeu réside dans le choix de la bonne valeur de pente en fonction du coefficient de marée et par la même, du niveau d'eau au moment de l'épisode tempétueux observé.

Dans un premier temps, une étude récente réalisée par Cariolet et Suanez (2013) sur la plage du Vougot, basée sur des mesures topographiques et hydrodynamiques *in situ* entre 2008 et 2010, a proposé une approche méthodologique permettant de résoudre cette difficulté. L'objectif de ce travail était d'adapter la formule de Battjes (1971) aux spécificités de ce site macrotidal (7 m de marnage à l'Aber Wrac'h), et d'identifier la meilleure valeur de pente $\tan \beta$ pour l'utilisation de la formule du nombre d'Iribarren. Ainsi, les auteurs proposent de calculer la pente sur une section du profil de plage délimitée de la manière suivante : la borne supérieure correspond à la hauteur atteinte par le jet de rive, identifiée dans le cadre de cette étude à partir des laisses de mer et/ou de la limite sables secs / sables humides ; la borne inférieure est définie par une limite correspondant à la partie du profil de plage n'enregistrant plus de variations altitudinales (Figure 151). Les auteurs ayant suggéré de calculer la pente sur ce qu'ils appellent la portion active du haut de plage, l'équation à laquelle ils aboutissent est la suivante :

$$R_{max} = 0,67 \cdot H_{m0} \cdot \xi_o \quad (11)$$

Dans la continuité de cette étude, une nouvelle expérimentation basée sur la même méthodologie a été réalisée entre 2012 et 2013 sur le même site. Elle a permis d'obtenir des données supplémentaires qui sont venues s'ajouter au premier jeu de données acquis entre 2008 et 2010. L'objectif était d'améliorer la méthodologie de calcul de la pente en s'appuyant sur de nouveaux indicateurs hydrodynamiques mesurés *in situ* comme la marée observée et la hauteur de la houle à la côte.

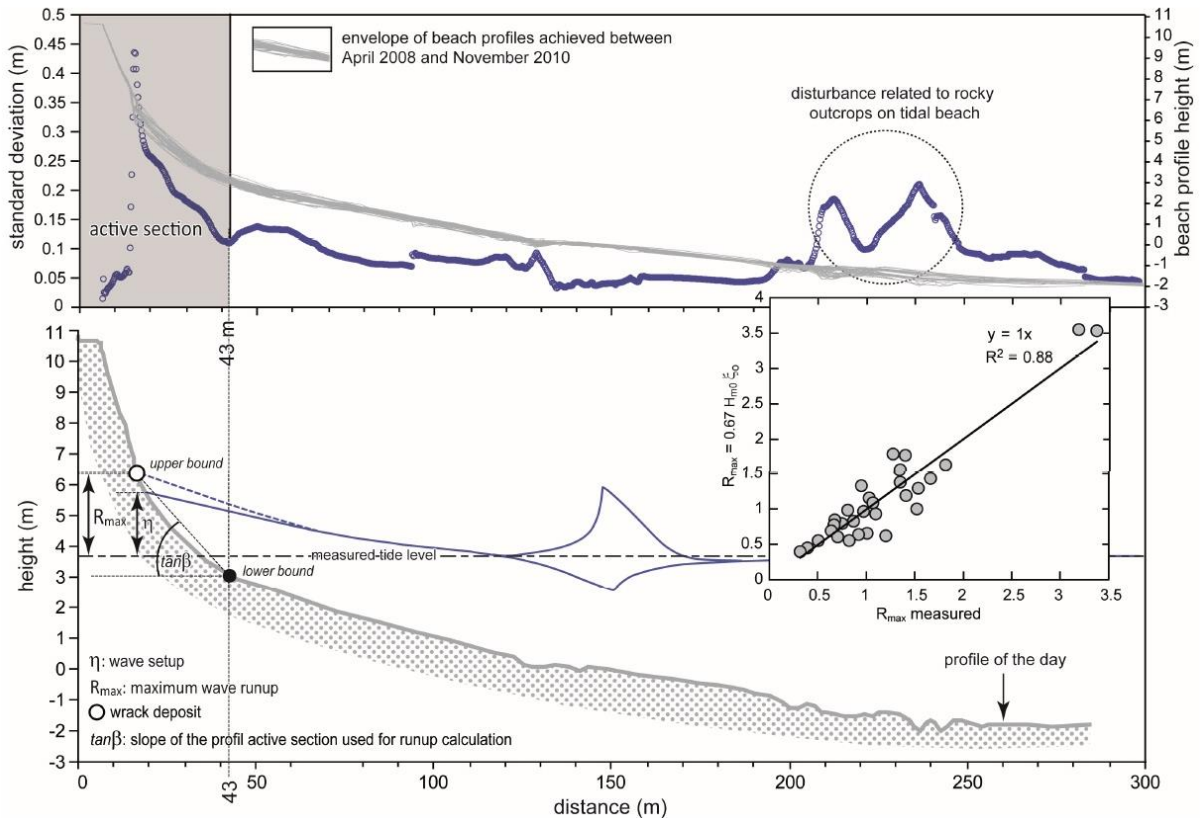


Figure 151 – Méthode utilisée par Cariolet et Suanez (2013) pour calculer la pente de la plage. La limite inférieure correspond à la limite du profil de plage où les variations d'altitudes sont les plus importantes. Cette section concerne la partie haute du profil, appelée « portion active ». La limite de 43 m a été définie en calculant l'écart type des changements d'altitude le long du profil de plage (lignes grises) mesuré entre avril 2008 et novembre 2010. La limite supérieure correspond à l'altitude du jet de rive matérialisé par l'emplacement des laisses de mer.

Il s'agissait également de parfaire la calibration d'une équation de *runup* adaptée au site de la plage du Vougot. Elle a ainsi permis d'estimer les niveaux d'eau extrêmes sur la période 2004-2014, et ainsi, d'analyser la relation entre la fréquence des plus hauts niveaux d'eau de tempête et les variations morphosédimentaires du cordon dunaire du Vougot sur la dernière décennie.

2. Méthodologie et site d'étude

Le site du Vougot et le suivi topomorphologique dont il a fait l'objet depuis 2004 ont déjà été décrits dans la troisième partie du mémoire, c'est pourquoi nous ne reviendrons que très rapidement sur ces aspects, privilégiant la méthodologie liée à la calibration d'une équation du *runup* et à l'estimation des niveaux d'eau extrêmes à la côte.

2.1. Contexte hydrodynamique et morphologique de la plage du Vougot

Pour rappel, l'érosion affectant principalement la partie orientale de la plage trouve son origine dans la construction de la jetée Enez Croas Hent en 1974 (Figure 152 - b), qui a complètement modifié l'hydrodynamisme local et interrompu le transit sédimentaire est-ouest, entraînant un déficit sédimentaire de la plage du Vougot. Le calcul de l'érosion maximale sur la période 1978/2000 est de l'ordre de $-0,6$ m/an (Suanez *et al.*, 2010), tandis que sur la période 2000-2016, l'érosion est plus importante : -1 m/an maximum (Partie III.Chap 1.1.2).

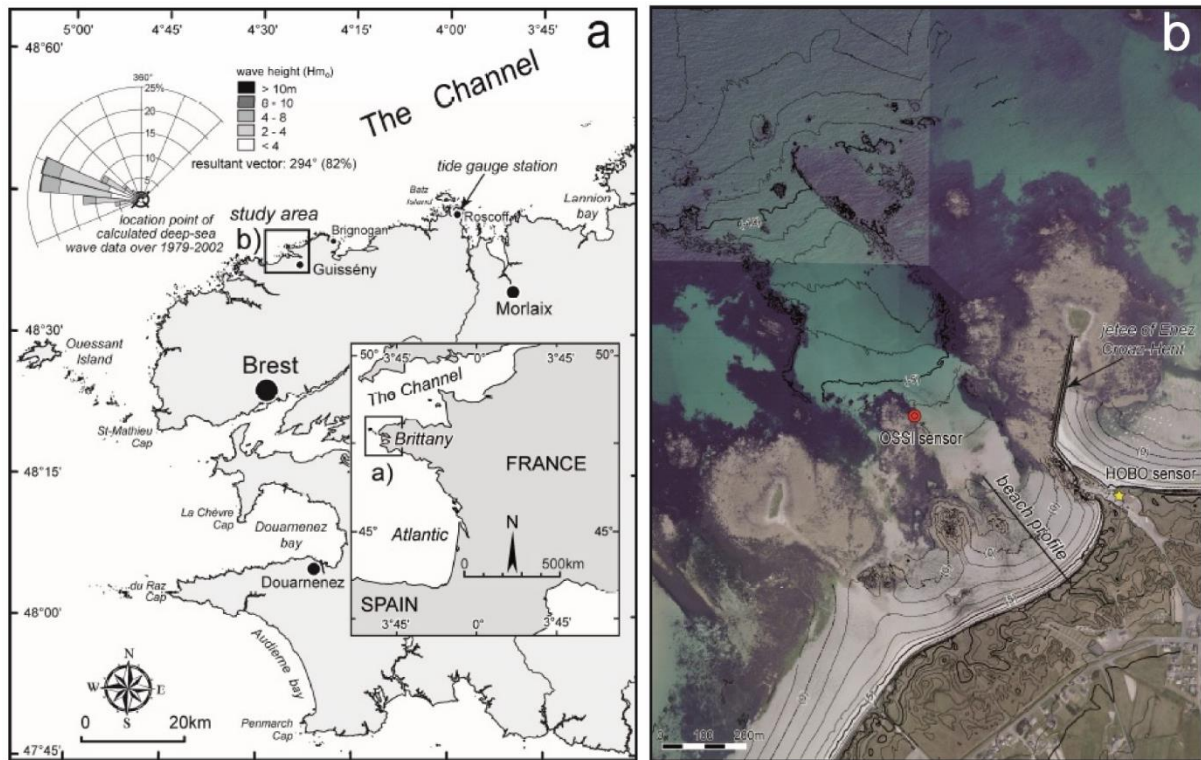


Figure 152 – Localisation du site d'étude. a : cartographie régionale et emplacement du marégraphe de Roscoff ; b : photographie aérienne de la plage du Vougot et localisation du profil de plage et des capteurs de houle et de pression atmosphérique.

Le caractère macrotidal de la plage du Vougot, auquel s'ajoute la forme concave du profil de plage, expliquent que ce dernier soit caractérisé par différentes sections dont la pente varie en fonction du niveau de marée. Comme le montre la figure 19, ces différents environnements morphodynamiques s'échelonnent de la terrasse de basse mer au caractère plutôt dissipatif ($\xi_0 \leq 0,3$; $\tan\beta$ comprise entre 0,034 et 0,014), et le pied de dune / haut de plage plutôt réfléchissant ($\xi_0 > 0,72$; $\tan\beta$ compris entre 0,081 et 0,18).

Ainsi, en période de morte-eau, les processus de déferlement des vagues sont plutôt liés à un contexte dissipatif, tandis qu'en période de vive-eau, ces processus se réalisent dans un contexte intermédiaire à modérément réfléchissant. Ce paramètre environnemental est important dans la mesure où le comportement du *runup* est différent d'une situation à l'autre.

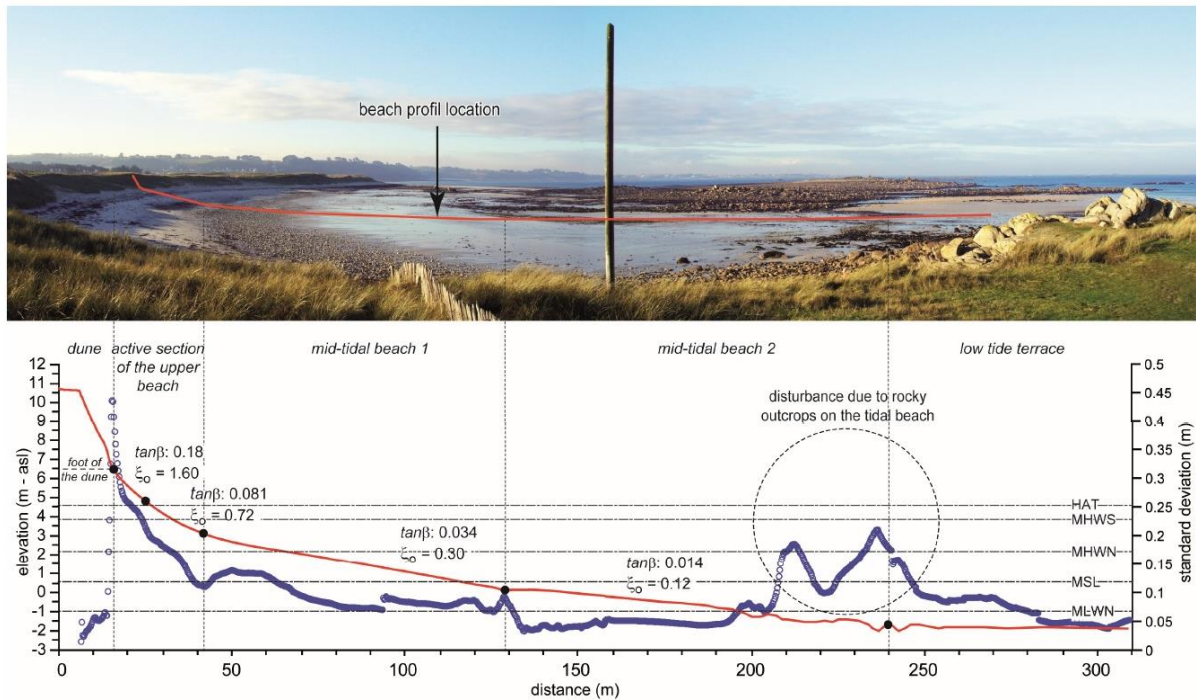


Figure 153 – (ligne rouge) : profil moyen utilisé lors du suivi ; (ligne bleue) : écart type des variations altitudinales du profil de plage.

2.2. Suivi du profil de plage et mesure du runup maximum sur le terrain

Entre juillet 2012 et juin 2013, 59 campagnes de mesures du profil de plage et du niveau maximum atteint par le jet de rive (Figure 20b) ont été menées suivant la même méthodologie que celle adoptée par Cariolet et Suanez (2013). Le niveau maximum atteint par le jet de rive a été déterminé à partir des laisses de mer et/ou de la limite entre le sable sec et humide (

Figure 154 - a), en partant du principe que cette limite correspondait au plus haut niveau atteint par le *runup* au cours de la dernière pleine mer. Par conséquent, il correspond donc au R_{max} (*runup* maximal) et non au $R_{2\%}$ qui est généralement utilisé (le $R_{2\%}$ correspond à la valeur dépassée par 2 % des plus hauts jets de rive ; il est utilisé lorsque la mesure du *runup* est réalisée par vidéo – dans ce cas, la limite est obtenue à partir de la moyenne des 2% d'images (percentile 98 %) ayant enregistré le plus haut *runup*). Dans notre cas, en raison d'une seule mesure par cycle de marée, ce calcul statistique n'est pas possible et la limite mesurée correspond bien au R_{max} associé à « la plus forte vague »).

Les levés ont été réalisés à l'aide d'un GPS différentiel en mode RTK, rattaché au système géodésique français : NGF69.

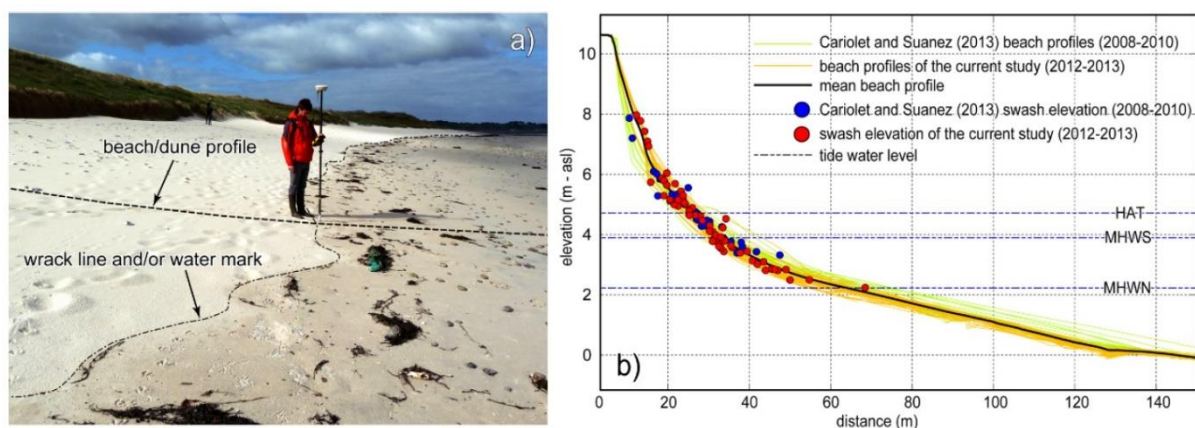


Figure 154 – a : Limite entre le sable humide et le sable sec au niveau des laisses de mer matérialisant le niveau atteint par le jet de rive ; b : mesures au DGPS du profil de plage et *runup* maximum atteint au cours de la dernière marée.

Tableau 18 – Inventaire des paramètres environnementaux et des conditions hydrodynamiques pour l'ensemble du jeu de données utilisé dans cette étude : H_{m0} (m) : hauteur de la houle au large ; $T_{m0,-1}$ (s) : période de la houle au large ; L_0 (m) : longueur d'onde ; R_{max} (m) : le *runup* observé in situ ; HTWL (m) : niveau de la pleine mer.

Date	H_{m0} (m)	$T_{m0,-1}$ (s)	L_0 (m)	slope ($\tan\beta$)	ξ_0	R_{max} (m)	HTWL (m)
08-Apr-2008	0.6	8.1	101	0.118	1.502	0.95	4.36
29-Aug-2008	1.0	8.3	107	0.061	0.623	0.30	3.10
29-Sep-2008	0.8	7.5	88	0.093	1.004	0.74	3.80
12-Jan-2009	3.6	12.9	261	0.096	0.825	3.24	4.01
13-Feb-2009	1.8	11.0	188	0.107	1.111	1.46	4.14
29-Apr-2009	1.7	8.7	119	0.071	0.591	0.93	3.37
17-Dec-2009	0.8	10.0	156	0.080	1.100	0.75	3.56
22-Dec-2009	1.0	8.0	101	0.067	0.680	0.67	3.22
23-Dec-2009	1.0	7.9	98	0.056	0.559	0.64	2.97
30-Dec-2009	1.6	10.5	171	0.073	0.749	1.11	3.40
04-Jan-2010	1.6	8.3	107	0.110	0.906	1.06	4.19
07-Jan-2010	2.3	6.6	69	0.058	0.319	0.69	3.09
13-Jan-2010	2.8	11.6	210	0.054	0.462	1.36	3.03
14-Jan-2010	2.6	11.8	217	0.069	0.635	1.43	3.36
16-Jan-2010	2.3	11.9	223	0.091	0.903	1.52	3.83
21-Jan-2010	2.8	12.9	261	0.054	0.525	1.40	3.04
28-Jan-2010	2.0	7.5	88	0.049	0.324	0.89	2.86
01-Feb-2010	1.5	6.6	68	0.123	0.837	1.57	4.53
03-Feb-2010	1.8	7.6	90	0.111	0.781	1.63	4.23
05-Feb-2010	2.9	11.5	207	0.068	0.570	1.14	3.35
05-Feb-2010	4.5	13.5	285	0.049	0.393	1.75	2.95
06-Feb-2010	4.1	12.0	226	0.039	0.293	1.02	2.41
26-Feb-2010	2.1	6.0	56	0.065	0.336	1.01	3.24
28-Feb-2010	1.5	5.6	50	0.124	0.710	1.50	4.56
03-Mar-2010	1.1	5.7	50	0.127	0.846	1.26	4.62
29-Mar-2010	1.2	7.6	89	0.113	0.965	1.08	4.28
31-Mar-2010	4.5	9.2	132	0.114	0.616	3.47	4.52

10-Jun-2010	1.3	6.2	61	0.051	0.347	0.47	2.87
13-Jul-2010	1.1	8.6	116	0.097	0.991	0.64	3.89
12-Oct-2010	1.8	6.3	62	0.082	0.482	0.63	3.61
08-Nov-2010	2.6	7.3	82	0.115	0.648	1.67	4.39
05-Jul-2012	1.7	9.2	132	0.097	0.847	1.50	3.95
02-Oct-2012	2.6	10.7	180	0.086	0.712	1.97	3.73
17-Oct-2012	3.6	12.5	246	0.123	1.018	3.36	4.63
02-Nov-2012	2.8	8.9	123	0.080	0.531	1.58	3.60
06-Nov-2012	1.5	6.8	72	0.033	0.225	0.57	2.24
12-Nov-2012	1.9	9.7	146	0.078	0.686	1.73	3.52
19-Nov-2012	1.6	9.3	134	0.076	0.697	1.44	3.46
23-Nov-2012	3.3	11.5	205	0.039	0.306	1.00	2.45
26-Nov-2012	2.4	8.5	112	0.065	0.440	1.06	3.25
30-Nov-2012	1.0	9.6	144	0.077	0.903	0.10	3.49
03-Dec-2012	3.0	10.4	170	0.058	0.434	1.51	3.13
06-Dec-2012	1.7	10.0	157	0.036	0.337	1.27	2.39
11-Dec-2012	1.1	7.6	89	0.063	0.575	0.68	3.15
13-Dec-2012	0.8	10.8	183	0.107	1.584	1.21	4.13
14-Dec-2012	1.8	11.3	198	0.125	1.304	2.48	4.64
17-Dec-2012	4.8	12.2	233	0.097	0.678	3.38	4.14
07-Jan-2013	1.8	10.8	181	0.034	0.337	0.58	2.25
08-Jan-2013	1.8	10.8	184	0.038	0.384	0.55	2.50
09-Jan-2013	1.8	12.1	227	0.053	0.596	0.47	2.92
16-Jan-2013	1.1	6.7	71	0.098	0.774	1.05	3.91
23-Jan-2013	4.0	13.1	266	0.038	0.312	1.54	2.33
24-Jan-2013	2.4	10.9	187	0.041	0.362	1.07	2.63
25-Jan-2013	2.1	11.2	195	0.053	0.502	0.85	2.95
27-Jan-2013	3.1	10.1	160	0.089	0.635	2.11	3.81
28-Jan-2013	5.1	13.9	301	0.074	0.567	3.25	3.68
29-Jan-2013	5.0	14.3	318	0.089	0.708	3.91	3.98
04-Feb-2013	2.7	9.4	139	0.038	0.270	1.01	2.43
05-Feb-2013	5.7	11.9	220	0.039	0.241	1.35	2.20
06-Feb-2013	6.1	12.4	242	0.040	0.251	1.50	2.29
07-Feb-2013	3.3	9.3	136	0.040	0.259	1.09	2.53
14-Feb-2013	3.1	10.2	163	0.094	0.678	1.83	3.93
19-Feb-2013	1.8	12.5	242	0.031	0.361	0.65	1.60
21-Feb-2013	1.5	7.4	87	0.032	0.240	0.99	1.87
22-Feb-2013	1.9	8.5	112	0.034	0.266	0.54	2.30
04-Mar-2013	0.9	5.6	49	0.057	0.422	0.12	2.99
05-Mar-2013	0.5	4.8	36	0.042	0.359	0.22	2.63
10-Mar-2013	1.5	12.7	250	0.095	1.211	1.43	3.89
14-Mar-2013	1.2	5.5	48	0.104	0.656	0.98	4.04
28-Mar-2013	0.9	7.2	82	0.109	1.038	0.98	4.17
29-Mar-2013	0.9	6.8	73	0.116	1.058	0.86	4.32
08-Apr-2013	1.9	11.1	191	0.081	0.814	1.24	3.57
09-Apr-2013	2.0	8.4	111	0.099	0.734	1.19	3.98

07-May-2013	1.7	12.4	241	0.062	0.747	0.95	3.15
09-May-2013	2.4	9.0	126	0.076	0.546	1.51	3.50
23-May-2013	1.5	6.8	73	0.063	0.438	0.84	3.17
23-May-2013	2.2	6.4	65	0.072	0.396	1.09	3.40
24-May-2013	1.8	6.2	60	0.077	0.440	1.17	3.49
25-May-2013	2.1	6.3	63	0.086	0.466	1.32	3.71
27-May-2013	0.6	7.6	91	0.104	1.246	1.04	4.04
12-Jun-2013	1.6	8.2	106	0.060	0.499	1.02	3.10
13-Jun-2013	2.8	9.3	135	0.049	0.344	0.99	2.92
14-Jun-2013	1.4	8.6	114	0.045	0.405	1.08	2.73
18-Jun-2013	0.9	9.1	128	0.034	0.408	0.10	2.39
19-Jun-2013	1.9	7.8	94	0.035	0.249	0.14	2.36
20-Jun-2013	1.9	7.9	97	0.043	0.305	0.45	2.69
21-Jun-2013	1.6	9.4	138	0.057	0.530	0.91	3.02
23-Jun-2013	3.8	9.9	154	0.091	0.578	1.89	3.91
24-Jun-2013	2.7	8.9	124	0.089	0.605	1.89	3.79
25-Jun-2013	1.1	7.8	95	0.096	0.911	0.78	3.89

2.3. Enregistrement des conditions hydrodynamiques

Le premier jeu de données couvre la période de l'expérimentation : juin 2012-juin 2013. Il correspond à la marée observée *in situ* et à la houle à la côte qui ont été enregistrées à partir d'un capteur de pression OSSI-010-003C (précision +/- 1,5 cm) (Ocean Sensor Systems, Inc®, Coral Springs, FL, USA), déployé dans la zone intertidale, pratiquement au niveau des plus basses mers de mortes-eaux le long du profil de plage (Figure 152b). Les mesures ont été effectuées en continu, à une fréquence de 5-Hz afin de récupérer le plus précisément possible l'ensemble du spectre de houle. Le capteur a été étalonné avant et après chaque déploiement en comparant la pression mesurée à marée basse alors que le capteur était à l'air libre (mesurant donc la pression atmosphérique) avec les mesures enregistrées *in situ* par les capteurs de pression atmosphérique HOBO U20 *Water Level Logger sensor* (Onset Computer Corporation®, Bourne, MA, USA) (Figure 152 - b).

Le second jeu de données correspond à la houle au large et à la marée enregistrée par le marégraphe de Roscoff, situé à une trentaine de kilomètres de la plage du Vougot. Ces données nous ont permis d'une part de valider et/ou corriger les conditions hydrodynamiques pour le site du Vougot ; d'autre part, d'obtenir une information sur une période beaucoup plus longue correspondant à celle du suivi effectué sur cette plage (depuis le mois de juillet 2004). La houle au large a été acquise par modélisation à partir du modèle WAVEWATCH III® (WW3), pour un point de sortie situé aux coordonnées 4°29'24''W, 48°40'12''N (profondeur 18,3 m) (Arduin *et al.*, 2014).

Dans un premier temps, les enregistrements de houle *in situ* nous ont permis de caractériser les conditions hydrodynamiques durant la période d'expérimentation (2012-2013). Dans un second temps, ils ont été utilisés pour tester la validité des données de houle au large (hauteur H_{m0} et période $T_{m0,-1}$) acquises par modélisation (Figure 155). Les résultats montrent que la période d'étude a été marquée par une forte variabilité des conditions hydrodynamiques.

Entre la fin du mois de novembre 2012 et la mi-février 2013, 10 épisodes caractérisés par des fortes houles (> 4 m au large) ont été enregistrés, notamment la tempête du 6 février 2013 marquée par des hauteurs significatives supérieures à 6 m. La comparaison entre les données de houles au large modélisées, et celles enregistrées *in situ* par le capteur OSSI montre une bonne relation, notamment pour les hauteurs de houle ($R^2 : 85 \%$), un peu moins bonne pour les périodes ($R^2 : 75 \%$) (Figure 155c et 21d).

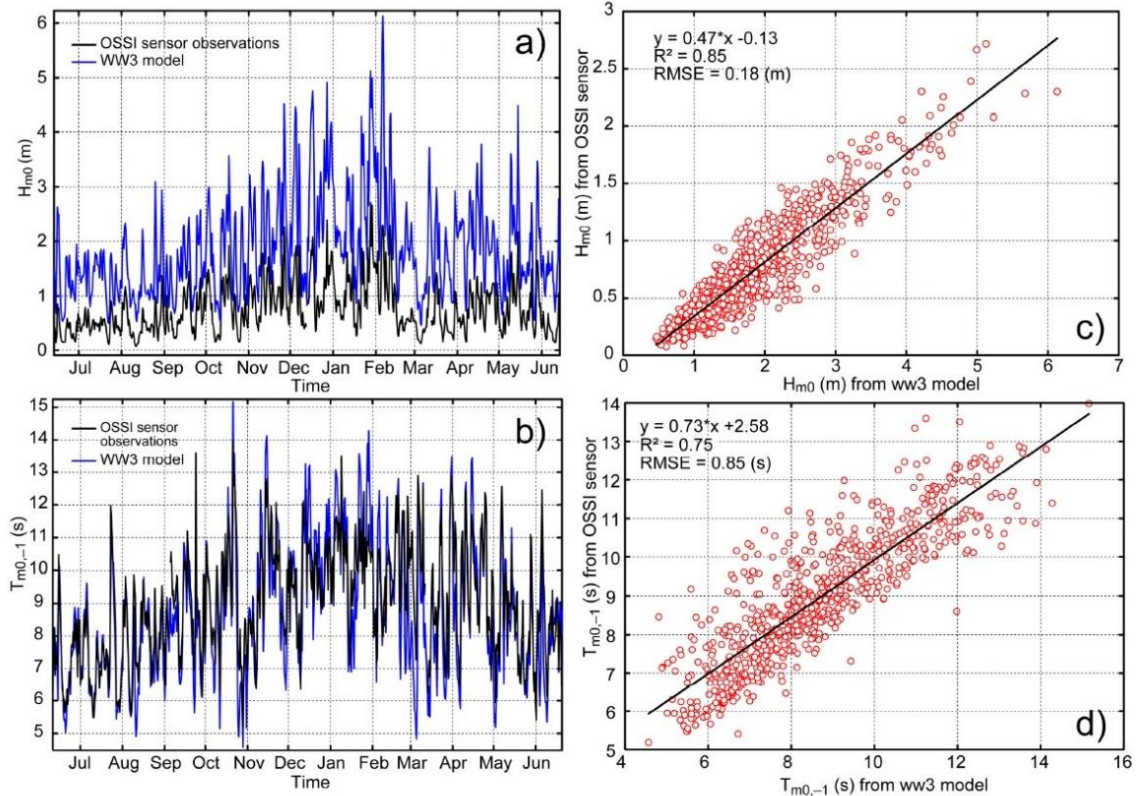


Figure 155 – Hauteurs (a) et périodes (b) de la houle au large (WW3) et à la côte (OSSI), obtenues entre juillet 2012 et juin 2013 ; corrélation entre hauteurs (c) et périodes (d) de la houle au large et à la côte.

Les hauteurs d'eau mesurées *in situ* à l'aide du capteur OSSI-010-003C *pressur sensor* (Figure 152b) ont été calculées en prenant en compte la pression atmosphérique mesurée par le capteur de pression HOBO U20 *Water Level Logger sensor*. L'objectif est de soustraire les effets de la pression barométrique exercés sur la colonne d'eau à partir de la fonction suivante :

$$H_{(\text{niveau d'eau})} = (P_{\text{capteur}} - P_{\text{atmosphère}}) / (\rho \cdot g) \quad (12)$$

où H est la hauteur de la colonne d'eau (en m), P_{capteur} est la pression mesurée par le capteur (en Pa), $P_{\text{atmosphère}}$ est la pression atmosphérique (en Pa), ρ est la densité de l'eau de mer ($= 1025 \text{ kg/m}^3$), et g est l'accélération de la gravité ($= 9,81 \text{ m/s}^2$).

Les niveaux d'eau ont été lissés sur 10 min à l'aide d'une moyenne mobile afin de filtrer les déformations dues à l'action de la vague à la surface. En matière de traitement, nous n'avons retenu que les niveaux d'eau correspondant aux deux pleines mers journalières. Cette démarche a également été suivie pour les enregistrements de marée issus du marégraphe de Roscoff (Figure 152). La comparaison de deux jeux de données (Vougot et Roscoff) a permis d'estimer

les différences des niveaux de marée entre les deux sites (Figure 156). Comme le montre l'analyse statistique (Figure 156b), on observe une très bonne corrélation entre les deux sites. Le décalage moyen obtenu à partir de l'écart type est d'environ 18 cm, avec des variations comprises entre 25 cm lors des marées de vive-eau, et 5 cm lors des marées de morte-eau (Figure 156c).

Les niveaux de marée observée mettent en avant les épisodes caractérisés par des marées de vive-eau (coefficient de marée supérieur à 100 ou plus) (Tableau 19). Lorsque ces épisodes ont été combinés à une tempête, les positions altitudinales du *runup* étaient bien plus élevées en raison des effets de la surcote. Ce fut principalement le cas lors des 7 événements suivant : 17 octobre et 17 décembre 2012, 29 janvier, 11 février, 11 mars, 28 mai et 23 juin 2013.

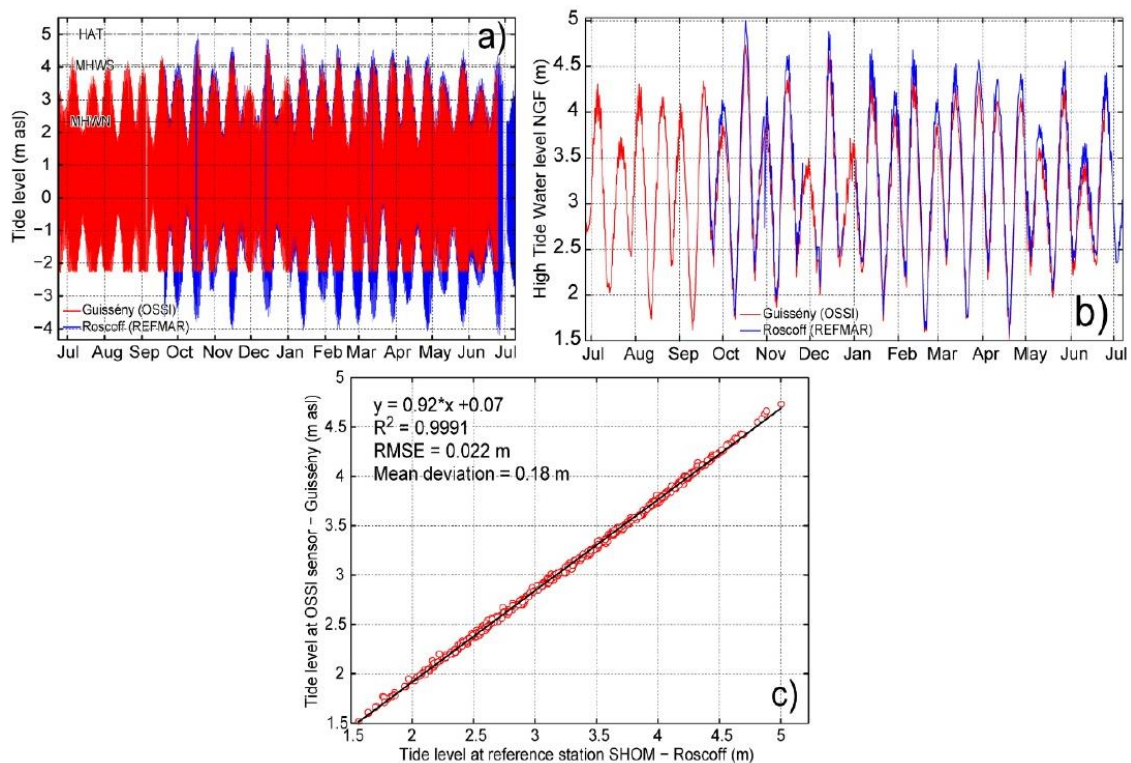


Figure 156 – Comparaison entre le niveau de la marée (a) et les niveaux d'eau maximum quotidiens (b) enregistrés sur la plage du Vougot. Corrélation entre les niveaux d'eau maximum enregistrés sur la plage du Vougot et les niveaux de marée au marégraphe de Roscoff (c).

Tableau 19 - Inventaire des pleines mers de vive-eau (coefficient > 10 ou plus).

date and high tide time	tide coefficient	predicted tide level (m)	observed tide level (m)	Surge (m)
17/09/2012 – (17h25)	104	4.3	4.34	0.04
18/09/2012 – (18h15)	106	4.29	4.27	-0.02
19/09/2012 – (06h20)	103	4.13	4.07	-0.06
16/10/2012 – (10h30)	107	4.27		
17/10/2012 – (05h20)	109	4.36	4.73	0.37
18/10/2012 – (06h05)	105	4.29	4.55	0.26
14/11/2012 – (04h15)	104	4.26	4.22	-0.04
15/11/2012 – (05h00)	107	4.40	4.35	-0.05
16/11/2012 – (05h55)	104	4.36	4.39	0.03
14/12/2012 – (04h50)	104	4.32	4.66	0.34
15/12/2012 – (05h40)	104	4.38	4.58	0.20

12/01/2013 – (04h30)	102	4.23	4.38	0.15
13/01/2013 – (05h20)	106	4.39	4.42	0.03
14/01/2013 – (06h11)	104	4.37	4.31	-0.04
11/02/2013 – (05h11)	106	4.33	4.42	0.09
12/02/2013 – (05h52)	106	4.35	4.32	-0.03
12/03/2013 – (04h50)	102	4.14		
13/03/2013 – (05h27)	103	4.16	4.26	0.1
28/03/2013 – (17h20)	103	4.06	4.22	0.16
29/03/2013 – (05h40)	105	4.16	4.32	0.16
26/04/2013 – (16h55)	103	4.12	4.05	-0.07
27/04/2013 – (17h35)	106	4.18	4.15	-0.03
26/05/2013 – (17h20)	104	4.2	4.22	0.02
27/05/2013 – (18h15)	104	4.16	4.31	0.15
24/06/2013 – (17h15)	102	4.22	4.16	-0.06
25/06/2013 – (18h00)	105	4.27		
26/06/2013 – (18h49)	103	4.15		

3. Résultats : calcul du runup et estimation des niveaux d'eau extrêmes

3.1. Calibration de la formule de runup de Battjes (1971)

L'ajustement entre les valeurs de *runup* observé et les variables morphodynamiques a été réalisé en suivant la même approche méthodologique que celle utilisée par Cariolet et Suanez (2013). Les paramètres morphodynamiques tels que H_{m0} et ξ_o ont été utilisés pour quantifier le *runup* dans la mesure où il a été démontré que ces variables étaient le mieux corrélées avec le *runup* lorsque l'on retenait la pente de la partie active de la plage. Une nouvelle corrélation entre les valeurs de *runup* observé et $H_{m0}\xi_o$ a été calculée en incluant les données déjà utilisées par Cariolet et Suanez (2013) (Figure 157). L'équation obtenue est la suivante :

$$R_{max} = 0,68 \cdot H_{m0} \cdot \xi_o \quad (13)$$

Le résultat est le même que celui obtenu précédemment par Cariolet et Suanez (2013), avec une constante C égale à 0,68 (intervalle de confiance de 0,95 [0,65 ; 0,71]).

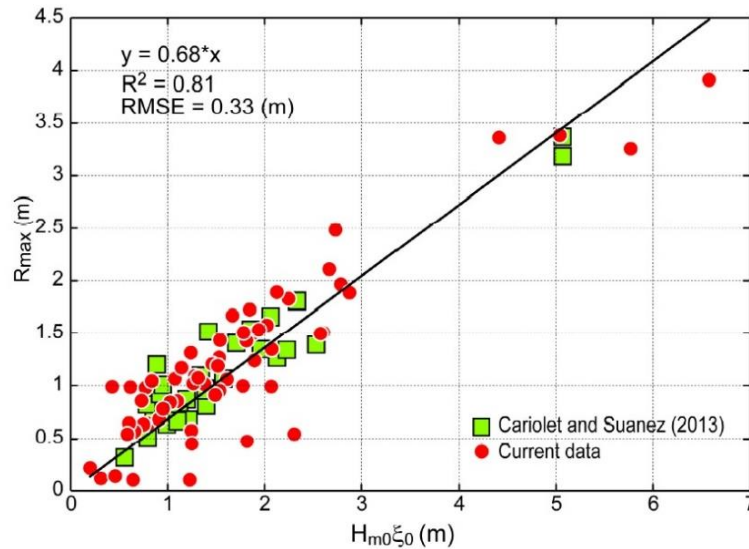


Figure 157 – Corrélation entre le *runup* observé (R_{max}) et $H_{m0}\xi_0$. On obtient l'équation $R_{max} = 0,68H_{m0}\xi_0$, proche de celle obtenue par Cariolet et Suanez (2013) qui était : $R_{max} = 0,67H_{m0}\xi_0$.

3.2. Elaboration d'une formule de *runup* empirique

Cette partie du travail s'est focalisée sur la calibration d'une équation empirique qui ne serait plus dépendante des paramètres morphodynamiques liés aux mesures de terrain à haute fréquence comme le profil de plage quotidien, ou encore la position du jet de rive le long du profil.

Par conséquent, l'objectif de ce travail était de quantifier le *runup* sur la base de paramètres hydrodynamiques comme la houle au large et les niveaux d'eau enregistrés en continu par les marégraphes et les bouées au large. Parallèlement, les paramètres morphologiques comme la pente de plage, $\tan\beta$, ont été déduits du profil moyen de la plage en partant du principe que les mesures quotidiennes du profil de plage n'étaient plus un préalable à la démarche méthodologique. Dans ce cas, le profil moyen doit tout de même être calculé sur la base d'un jeu de données existant et conséquent. Dans notre cas, le profil moyen a été calculé sur la base des 59 levés topomorphologiques réalisés entre les mois de juin 2012 et de juin 2013.

De même, à la différence de la méthode précédemment suivie (cf. partie 3.1) pour le calcul de la pente (basée sur la section active du profil), nous avons ici utilisé le niveau des pleines mers observées (*high tide water level* : $HTWL$) et une fraction de la hauteur de houle au large (H_{m0}), pour borner une distance horizontale sur laquelle la pente de la plage (*horizontal beach slope section* : $HBSS$) a été définie (Figure 158). Les différents tests de corrélation ont montré que $\frac{1}{4} H_{m0}$ était la valeur la mieux adaptée dans notre cas :

$$Borne_{supérieure\ et\ inférieure} = HTWL \pm 1/4H_{m0} \quad (14)$$

Le niveau maximum atteint par le jet de rive est dans ce cas bien mieux paramétré avec un meilleur ajustement $R^2 = 0,85$ et un RMSE (*Root Mean Square Error* – Erreur Quadratique Moyenne) de 0,29 m. Le coefficient de la droite de régression est de 1,01 avec un intervalle de confiance de 95 % [0,97 ; 1,05]. La Figure 158 exprime la relation observée dans ce cas.

$$R_{max} = 1,01 \cdot H_{m0} \cdot \xi_0 \quad (15)$$

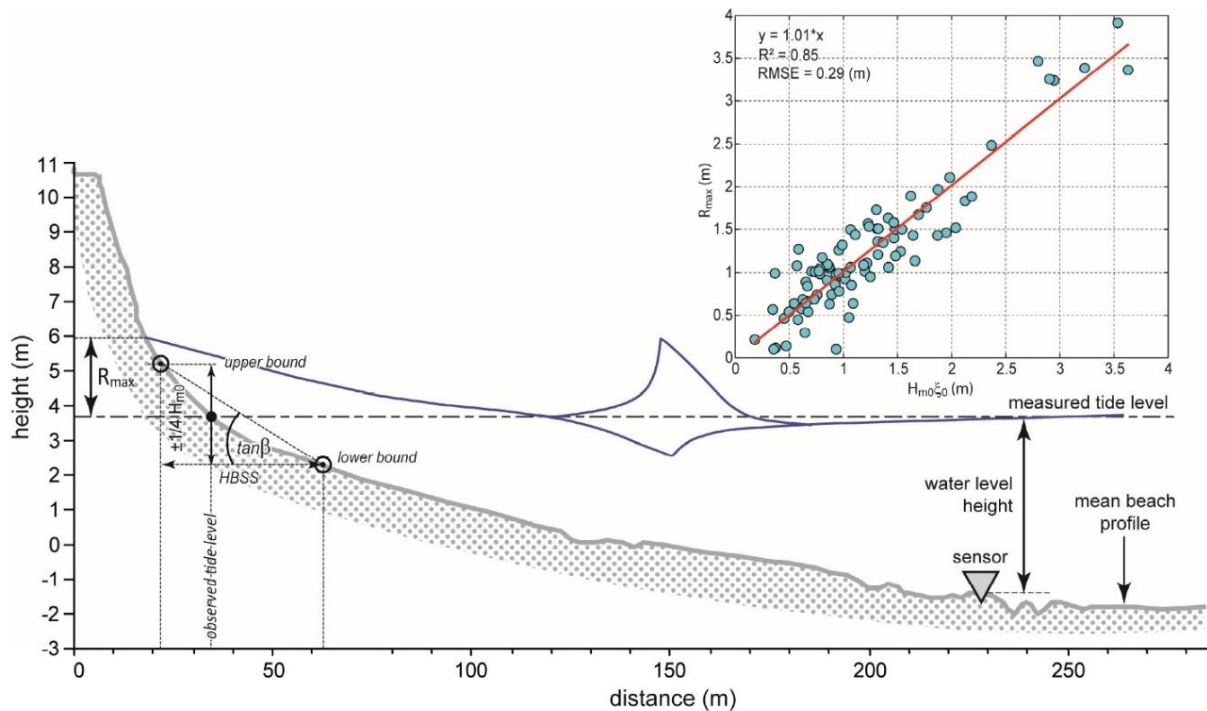


Figure 158 – Méthode utilisée pour calculer la pente de la plage. Elle est basée sur des niveaux de marée à partir desquels la section de plage est définie. A l'inverse de l'étude précédente, le profil de plage moyen est utilisé au lieu du profil quotidien.

L'utilisation de la hauteur de houle pour calculer la *HBSS* est bien plus satisfaisante d'un point de vue physique car cela permet de tenir compte de la variabilité des conditions hydrodynamiques entre les périodes de calme et les épisodes de tempêtes. Ainsi, la largeur de la section de la plage sur laquelle la pente a été calculée varie de 3 m ($H_{m0} = 0,6$ et $HTWL = 4,4$ m CM) à 80 m ($H_{m0} = 6,1$ m et $HTWL = 2,3$ m CM), avec une valeur moyenne de 17 m et un écart type de 14 m (la moyenne H_{m0} pour le jeu de données est de 2,2 m, pour un écart type de 1,2 m), en fonction de la position de la *HTWL* sur le profil de plage. La Figure 159 donne une vue d'ensemble du rapport *runup* mesuré (R_{max}) / *runup* estimé, suivant les équations (13) et (15), et les équations (8) et (10) de Stockdon *et al.*, (2006). Avec un intervalle de confiance de 95 % (Figure 159), les trois corrélations montrent que l'ensemble des équations donne des résultats similaires. Néanmoins, l'équation (15), est mieux ajustée par rapport au *runup* observé.

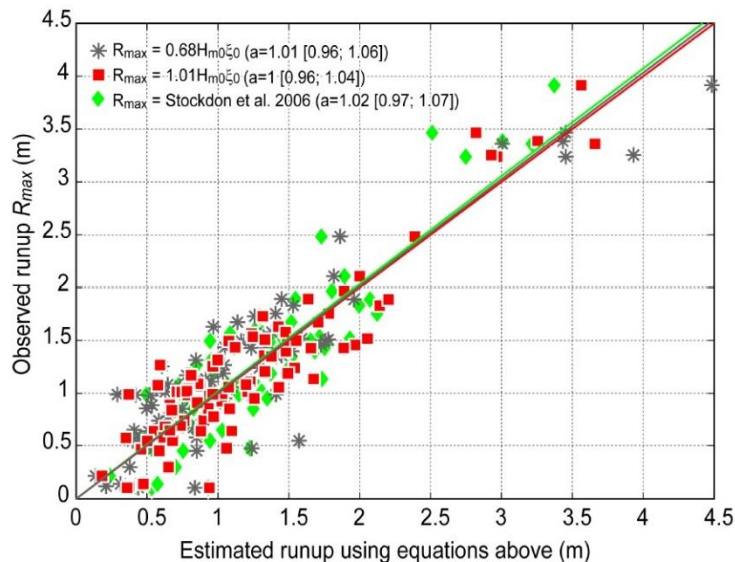


Figure 159 – Vue d’ensemble du *runup* mesuré (R_{max}) dépendant de $CH_{m0}\xi_0$ pour les deux équations (13) et (15), et (8) et (10).

3.3. Processus hydrodynamiques associés au recul du trait de côte du cordon dunaire du Vougot au cours de l’hiver 2013-2014.

Dans cette partie de l’étude, nous nous sommes intéressés à la relation entre l’évolution morphosédimentaire du cordon dunaire (en termes d’accrétion et d’érosion) et les niveaux d’eau extrêmes à la côte sur la période au cours de l’hiver 2013-2014. Pour cela nous nous sommes basés sur le *Property Erosion Model* de Ruggiero et al. (2001), en partant donc du principe que l’érosion du cordon dunaire intervient à partir du moment où le niveau d’eau à la côte est supérieur à l’altitude du pied de dune. L’objectif était d’observer les phases d’érosion causées par les tempêtes combinées aux pleines mers de vive-eau et aux houles de tempête. Les niveaux d’eau extrêmes ont été estimés pour chaque pleine mer en combinant le *runup* calculé sur la base de l’équation (12), et les enregistrements de marée obtenus au marégraphe de Roscoff, calibrés au site du Vougot. L’altitude du pied de dune a été obtenue par mesure du profil de plage / dune.

L’hiver 2013-2014 (décembre 2013 à mars 2014) a été caractérisé par une série d’une douzaine de tempêtes ayant frappé le littoral breton (Blaise *et al.*, 2015). C’est durant le mois de février que ces tempêtes ont été les plus fréquentes et les plus virulentes. Les hauteurs de houle maximum mesurées au large du Finistère ont atteint 23,5 m pendant la tempête Petra du 4 et 5 février (Figure 160 - b). Cependant, l’analyse des conditions hydrodynamiques a montré que seulement trois épisodes avaient été particulièrement morphogènes pour le trait de côte, car combinés à une marée de vive-eau : la tempête du 4 et 5 janvier, celle du 1 au 3 février, ainsi que celle du 2 et 3 mars (Figure 160 - a).

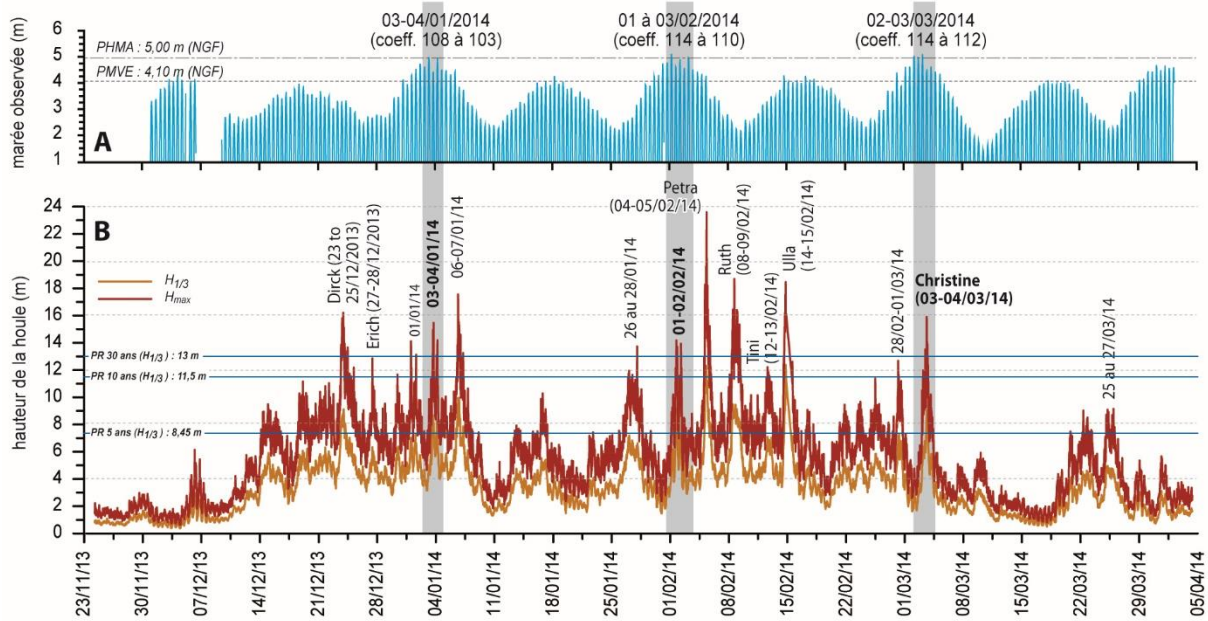


Figure 160 - Conditions de houle (A) et de marée (B) respectivement issues des enregistrements de la bouée Datawell des Pierres Noires située au large de la Bretagne et du marégraphe de Roscoff (voir figure 18), au cours de l'hiver 2013-2014. Les lignes grises correspondent aux épisodes tempétueux majeurs.

Au cours de ces trois épisodes, la hauteur de la de marée observée a à chaque fois dépassé le *PHMA*, avec une surcote de 1 m pendant la tempête Ulla du 14-15 février. Le suivi du cordon dunaire effectué au cours de l'hiver a mis en évidence une érosion d'environ -10 m (Figure 161 - a), ayant comme conséquence une perte de sédiments d'environ -20 m³.m/l sur l'ensemble des trois épisodes (Figure 161 - b). La tempête du 3 et 4 janvier a généré des niveaux d'eau extrêmes dépassant les 9 m (Figure 161 - c). Néanmoins, elle n'a été que peu dommageable pour le trait de côte, car l'altitude du pied de dune était encore assez élevée à ce moment-là (environ 8,25 m). La tempête du début du mois de février a en revanche été à l'origine d'une érosion importante du cordon dunaire du fait de niveaux d'eau extrêmes atteignant 9 m, et d'une altitude du pied de dune bien moins élevée après le passage de la première tempête (6,7 m). Le dernier épisode du 2 et 3 mars a quant à lui généré une faible érosion du cordon dunaire. Ceci s'explique par le fait qu'une courte phase de régénération soit survenue juste après le passage de la tempête du 1 et 2 février (Figure 161) et que l'altitude du pied de dune était peu élevée à ce moment-là de l'hiver du fait de l'accrétion ; à cela s'ajoutent des niveaux d'eau extrêmes moins importants (environ 8,3 m).

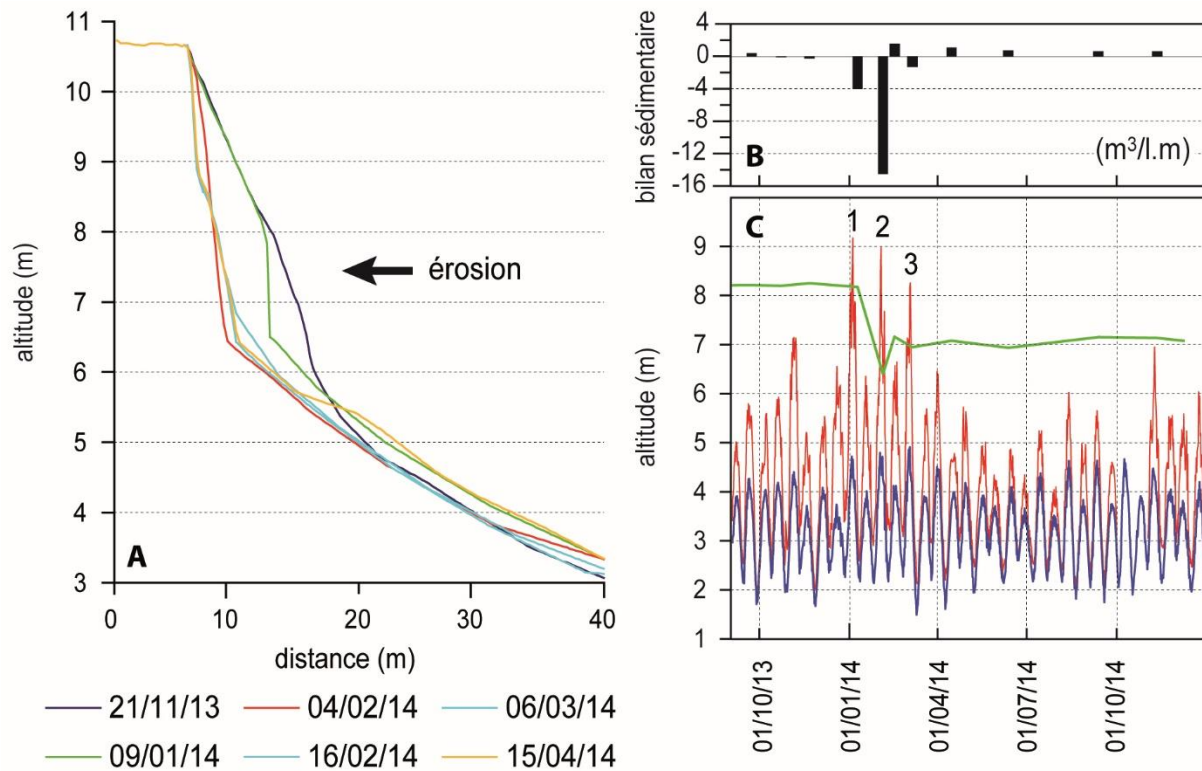


Figure 161 – Enveloppe de profils de plage / dune mesurés entre novembre 2013 et avril 2014 (A). Bilan sédimentaire du cordon dunaire en $m^3.m/l$ (B). Altitude du pied de dune (ligne verte) par rapport au niveau de marée observée (ligne bleue) et aux niveaux d'eau extrêmes (marée observée + altitude du *runup* ; ligne rouge).

4. Discussion de la méthodologie et des résultats obtenus

Cette étude réalisée dans la continuité des travaux de Cariolet et Suanez (2013) a permis d'améliorer la calibration de l'équation de *runup* proposée par les auteurs, et d'obtenir une meilleure estimation de la part de ce paramètre dans le calcul des niveaux d'eau extrêmes. Ce travail s'est concentré sur l'analyse de paramètres hydrodynamiques tels que la hauteur de la houle (H_o), sa période (T), mais également des paramètres morphologiques, comme la pente $\tan\beta$, exprimée selon un paramètre non dimensionnel de déferlement (le nombre d'Iribarren ξ_0).

Les enregistrements hydrodynamiques à la côte ont permis de valider les mesures de houle au large, obtenus par modélisation. De la même manière, les mesures des niveaux d'eau *in situ* ont permis d'améliorer l'estimation des niveaux d'eau extrêmes à la côte et ont aidé à déterminer l'écart entre les enregistrements de marée issus du marégraphe de Roscoff et les enregistrements issus du capteur de pression installé en zone intertidale. L'écart type est de 18 cm, avec des variations de l'ordre de 25 cm au cours des pleines mers, et 5 cm lors des basses mers. Ces résultats sont proches de ceux de Cariolet et Suanez (2013) (13 cm) obtenus sur la base d'un plus petit échantillon de données et une méthode moins précise.

Le nouveau jeu de données utilisé a également confirmé les difficultés précédemment rencontrées lors de la définition d'une pente de plage la mieux adaptée aux formules de calcul du *runup*, en contexte macrotidal (profil concave, pente multiple). Comme l'avaient déjà montré Cariolet et Suanez (2013), la portion active, située en haut de plage, semble être la section du profil de plage la mieux adaptée à ce type de calcul et montre un bon ajustement avec les mesures effectuées sur le terrain (R^2 : 81 % ; $RMSE$: 33 cm). Néanmoins, cet

ajustement est encore meilleur lorsque l'on utilise les mesures obtenues sur le terrain pour définir la pente de la plage (R^2 : 85 % ; $RMSE$: 29 cm).

Cette approche méthodologique, basée sur les changements de niveaux d'eau dus à la marée et/ou aux houles de tempêtes, permet donc de mieux identifier la pente de la plage en contexte macrotidal. Comme l'ont déjà souligné Mayer et Kriebel (1994), l'utilisation de limites fixes comme bornes supérieures et inférieures de la pente, ou encore l'utilisation d'une pente moyenne semble inappropriée dans un contexte morphologique complexe, où le profil de plage est composé de plusieurs pentes, ce qui est généralement le cas en contexte macrotidale. Par ailleurs, si l'on tient compte du degré d'inclinaison de la pente du haut de plage ($0,08 > \tan\beta > 1,8$), ce travail confirme également les conclusions de Nielson et Haslow (1991), attestant d'une distribution bien ajustée est proportionnelle au nombre d'Iribarren (ξ_0) en contexte intermédiaire à réfléchissant, en accord avec la formule de calcul du *runup* de Hunt (1959) adaptée aux houles régulières sur des plages à pente raide. Cependant, les tests statistiques ont montré que l'équation générique de Stockdon et al. (2006) (9), étaient également bien ajustés aux valeurs de *runup* mesurées sur le terrain (R_{max}), et par conséquent, que les équations (13) et (15) l'étaient aussi.

La validation de cette équation par le calcul du *runup* au cours de l'hiver 2013-2014 montre des résultats satisfaisants. Les trois épisodes morphogènes significatifs des mois de janvier, février et mars ont été parfaitement identifiés par les niveaux d'eau extrêmes, et expliquent l'érosion observée sur le cordon dunaire au cours de l'hiver. Si l'on se réfère au modèle de Sallenger (2000), les processus à l'origine de l'érosion correspondent au régime de collision. Dans ce contexte d'un R_{max} croissant, les houles rentrent en collision avec le pied de dune entraînant son érosion ; le sable érodé étant généralement transporté en dehors de la cellule par un système de transferts offshore. Outre le front de dune, le haut de plage est lui aussi soumis aux processus érosifs. Néanmoins, suivant les conditions hydrodynamiques et météorologiques au lendemain de la tempête, le sable érodé peut regagner la plage par l'intermédiaire de processus de régénération post tempête.

Conclusion intermédiaire

Les processus de *runup* demeurent difficiles à étudier en contexte macrotidale où le profil de plage, généralement concave, se compose très souvent de plusieurs sections de pente. Ce contexte morphologique est commun sur le littoral nord de la Bretagne, où le marnage est important. Ce travail met en évidence un certain nombre de points, en lien avec les processus de *runup* :

- L'approche méthodologique développée pour mesurer le niveau maximal atteint par jet de rive (mesure de la limite de la marée du jour, matérialisée par l'interface plage humide / plage sèche ou les dépôts de laisses de mer) est relativement simple à mettre en place, et nécessite moins de post-traitement que l'analyse classique par vidéo.
- Cette étude confirme que, la pente de plage échelonnée à partir du nombre d'Iribarren, joue un rôle clé dans la calibration des équations de *runup* en milieu macrotidal, où la pente de plage peut passer d'un contexte intermédiaire à réfléchissant en période suivant le marnage. Dans ce contexte, le paramètre « pente de la plage » devient plus important dans la distribution altitudinale du *runup* que d'autres paramètres comme la H_o ou L_o .

- En comparaison à la précédente étude réalisée par Cariolet et Suanez (2013), l'utilisation des variations de niveaux d'eau observés dues aux plus hautes mers astronomiques et/ou aux houles de tempête pour le calcul des pentes de plage, donne de meilleurs résultats (RMSE décroissant entre l'équation (13) (0,33) et l'équation (15) (0,29). Ceci est dû au fait que les limites inférieures et supérieures définissant la section de la plage où la pente est calculée migrent en fonction du marnage. En conséquence, les valeurs de pente obtenues sont plus justes et précises, particulièrement lorsque le profil de plage est concave et que le marnage est important, comme c'est le cas à Guissény (≈ 7 m).
- En tenant compte des conditions environnementales et des paramètres de swash de la plage du Vougot, les équations de Stockdon et al. (2006) (8) et (10) peuvent également être utilisées avec la pente de plage appropriée.
- Le recul de la dune, et donc, le volume de sédiment érodé, dépend des niveaux d'eau extrêmes (et par conséquent, de la fréquence et de l'intensité de chaque épisode de *runup*) à partir du moment où leur altitude est supérieure à celle du pied de dune. Les résultats obtenus sont satisfaisants. Trois épisodes morphogènes significatifs ont été observés entre le début du mois de janvier et le mois de mars grâce à l'analyse des niveaux d'eau extrême à la côte ; expliquant les reculs enregistrés au niveau du cordon dunaire.

Conclusion de la quatrième partie

Les travaux menés à court terme et présentés dans ces articles ont permis d'étudier l'impact des forçages météomarins à l'échelle de l'épisode tempétueux.

Le suivi topomorphologique réalisé au cours de l'hiver 2013-2014 (de décembre 2013 au mois de mars 2014) sur l'ensemble des sites étudiés a montré que la dynamique des cordons littoraux sur la période concorde avec la fréquence des événements extrêmes survenus lors de cet hiver. Ces résultats mettent cependant en évidence des différences en matière de recul du trait de côte entre les différents épisodes morphogènes des mois de janvier, février et mars 2014. Les épisodes du début du mois de janvier (du 3 et 4, et dans une moindre mesure du 6 et 7 janvier) ont généré une érosion assez limitée, inférieure à -2,5 m, à l'exception de trois sites que sont la plage de Treffiagat dans le sud Finistère (-6,30 m), de Treduder (-7,03 m) et du sillon de Talbert (-4,65 m) dans les Côtes-d'Armor. On peut noter que pour les deux premiers secteurs les reculs maximum ont atteint respectivement -10,63 m et -16,39 m. L'ampleur de l'érosion au cours de cet hiver est largement supérieure aux reculs chroniques observés depuis le début des suivis. A l'image de la tempête Johanna du 10 mars 2008, les tempêtes de l'hiver 2013-2014 marquent une rupture majeure dans la dynamique morphosédimentaire des cordons littoraux bretons sur le long terme.

L'approche méthodologique développée pour mesurer le niveau maximal atteint par le jet de rive, relativement simple d'un point de vue méthodologique, a permis de confirmer le rôle clé joué par la pente de la plage lors de la calibration d'une équation de *runup* en milieu macrotidal. L'équation calibrée dans le cadre de ce travail affiche des résultats plus précis que ceux obtenus par Cariolet et Suanez (2013). La calibration d'une équation de *runup* adaptée au contexte macrotidal nous a permis d'estimer les niveaux d'eau extrêmes à la côte au cours de l'hiver 2013-2014. A la lecture des résultats, on observe trois épisodes caractérisés par de hauts niveaux d'eau et combinés à des marées de vive-eau : la tempête du 4 et 5 janvier, celle du 1 au 3 février, ainsi que celle du 2 au 3 mars. Au large du Finistère, les hauteurs de houle maximum ont atteint 23,5 m pendant la tempête Petra (4 et 5 février). Ces épisodes sont très bien corrélés aux événements morphogènes observés lors des levés topomorphologiques et expliquent donc l'érosion occasionnée par les tempêtes de cet hiver (valeurs de recul détaillées dans le premier chapitre de cette partie).

Le recul observé au cours de l'hiver 2013-2014 a relancé le débat autour de la question des aménagements de protection du littoral dans les communes les plus touchées. Les résultats présentés dans la troisième partie de ce mémoire nous ont montré qu'une majeure partie des systèmes littoraux qui avaient été fortement érodés par la tempête du 10 mars 2008, avaient connu une longue phase de régénération post tempête. Si les conditions météomarines le permettent, nous sommes en droit d'espérer dans un futur proche, observer une phase de régénération similaire.

Conclusion générale

Ce travail de thèse a porté sur l'étude des dynamiques du trait de côte des plages sableuses et des cordons de galets (côtes d'accumulation) de la Bretagne. Cette problématique a été réalisée suivant un découpage spatial et temporel en 3 échelles. Sur le long terme, l'analyse de la cinématique du trait de côte a été réalisée à l'échelle des 60 dernières années, à partir d'une étude diachronique par photo-interprétation. Cette analyse a constitué à élaborer une typologie des côtes d'accumulation à l'échelle de la Bretagne, à partir de laquelle nous avons pu quantifier la cinématique du trait de côte. L'étude des dynamiques sur le moyen terme, devait permettre d'observer l'évolution morphosédimentaire des cordons littoraux, et d'analyser les variations des conditions météomarines sur un pas de temps pluriannuel à pluridécennale. Ce travail a été mené sur plusieurs secteurs d'étude correspondant aux sites ateliers de l'ODC (IUEM) et/ou du SNO Dyalitt, dans le cadre des suivis topomorphologiques. Cette partie du travail a été réalisée sur la base de levés topographiques *in situ*. L'analyse des dynamiques sur le court terme ; en analysant les processus agissant à l'échelle de l'épisode tempétueux, l'hiver 2013-2014 dans notre cas. L'étude sur le court terme, réalisée une nouvelle fois sur les sites ateliers de l'ODC (IUEM) et /ou du SNO Dyalitt s'est intéressée à la dynamique des cordons littoraux au cours de l'hiver 2013-2014, particulièrement morphogène pour les littoraux bretons et a permis de mettre en évidence l'impact de trois tempêtes.

Une tendance globale à long terme marquée par l'érosion des cordons littoraux.

L'objectif de ce travail était de fournir un état des lieux des variations du trait de côte sur le long terme, sur la base d'une typologie des côtes d'accumulation préalablement établie. L'objectif ici était d'observer une tendance générale à l'échelle de la région en s'affranchissant autant que possible des processus naturels et humains pouvant agir à des périodes intermédiaires plus courtes.

L'élaboration d'une typologie des côtes d'accumulation a été étape importante et nécessaire dans la mesure où elle a facilité et commandé le choix des indicateurs morphologiques utilisés comme référence du trait de côte lors de la numérisation de ces derniers à l'écran. A l'échelle de la Bretagne, les résultats obtenus ont montré qu'en dépit de trois façades largement ouvertes aux houles océaniques, le rapport entre « trait de côte exposé aux houles » et « trait de côte abrité » est équilibré (55 % / 45 %). Ceci s'explique par l'aspect très découpé du littoral de la Bretagne, composé d'une multitude d'anses et de rades (rade de Brest ou golfe du Morbihan par exemple) proposant une situation d'abri naturel aux cordons littoraux qu'elles abritent. On observe une forte également une représentation des cordons sableux (453 km de linéaire côtier, soit 72 % du trait de côte étudié), composés d'un cordon dunaire (308 km de linéaire côtier soit environ 50 % du trait de côte étudié). Ce type de côte est très présent sur les littoraux du Finistère (181 km de linéaire côtier, soit 62,5 % du trait de côte étudié sur le département) et du Morbihan (177 km de linéaire côtier, soit 83,5 % du trait de côte étudié sur ce département). L'approche typologique dans l'étude de la cinématique du trait de côte nous a permis de ne pas construire une analyse uniquement fondée sur un simple découpage

géographique, comme c'est souvent le cas dans ce genre d'étude. Ainsi nous avons pu raisonner en termes de spécificités morphosédimentaires lors de la quantification des variations.

D'un point de vue méthodologique, la typologie a commandé le choix de l'indicateur du trait de côte retenu lors de la numérisation du trait de côte à l'écran. Cette étape est cruciale notamment lorsqu'il s'agit de comparer plusieurs secteurs entre eux. L'homogénéité méthodologique fait souvent défaut dans ce type d'analyse et limite la confrontation de différentes sources de données.

De manière globale, la quantification des variations du trait de côte sur le long terme a mis en évidence :

- une tendance à l'érosion sur l'ensemble des secteurs étudiés : 129 km de linéaire côtier, soit 27 % du linéaire côtier étudié ;
- une progradation globale du trait de côte non négligeable : 129 km de côte soit 20,5 % du linéaire côtier étudié ;
- une importante artificialisation du trait de côte, 2016 km de côte soit 34,5 % du linéaire côtier étudié ; observation concernant l'ensemble des départements.

L'érosion diffère selon le type de côte étudié. Ainsi, les littoraux sableux sont largement concernés par l'érosion avec 120,5 km de linéaire côtier en recul, soit 26,6 % de l'ensemble du trait de côte sableux. De ce fait, les cordons dunaires sont majoritairement en recul sur la période : 83,5 km de linéaire, soit 27 % de ce type de côte. Ponctuellement, certains cordons montrent des variations sur le long terme bien plus importantes que la tendance générale observée, tant en termes d'érosion que de progradation. C'est le cas principalement des flèches à pointe libre sujettes à des processus de *cannibalisation*. De plus, certains secteurs non dunaires, comme le cordon de galets de l'Ero Vili ainsi que le sillon de Talbert, sont marqués par une dynamique érosive exceptionnelle.

Le Finistère est particulièrement concerné par l'érosion. Localisé à l'extrême ouest de la Bretagne, ce département est particulièrement exposé aux houles dominantes ouest – nord-ouest, et secondaires d'ouest – sud-ouest, accentuant les risques d'érosion lors du passage des tempêtes sur la pointe bretonne. Par ailleurs, les résultats obtenus ont également montré qu'une part non négligeable du trait de côte sédimentaire de la Bretagne, majoritairement sableux, avait progradé sur la période d'étude. Cependant, nous avons pu montrer que cette dynamique était principalement due à l'action de l'homme sur le trait de côte, notamment en matière de lutte contre les aléas liés à la mer (érosion du trait de côte et submersions marines). La majorité des secteurs concernés par une avancée du trait de côte sur le long terme sont situés dans le sud de la Bretagne, au niveau des cordons dunaires du sud du Pays-Bigouden (Penmarc'h – Le Guilvinec et Treffiagat – Lesconil par exemple), mais surtout dans le secteur de Lorient-Gâvres. Depuis les années 1950, et de manière croissante à partir des années 1980, ces secteurs ont été le terrain de nombreuses politiques de renforcement des cordons dunaires. Ceci s'est traduit par le rechargement en sable et le reprofilage des cordons dunaires, ou encore l'engazonnement des parties végétales dégradées ; mais également, par la mise en place de structures de protection contre les aléas côtiers, fixant le trait de côte.

Les résultats obtenus tant en matière d'érosion que de progradation sont supérieurs à ceux d'autres études (EuroSION, Erocovul) ; cependant, la typologie, la méthodologie et l'échelle spatiotemporelle utilisées dans le cadre de ces travaux limitent la comparaison des résultats.

Cette analyse diachronique sur le long terme a permis d'étudier les variations des cordons littoraux à l'échelle de la Bretagne suivant le type de côte, et sur la base d'indicateurs biomorphologiques communs, facilitant la comparaison des résultats d'un site à l'autre. D'un point de vue méthodologique, le manque de précision lié à l'utilisation de la BD ORTHO® Historique de l'IGN, ne nous a pas permis d'identifier et/ou de localiser les secteurs littoraux stables. Lorsque les variations du trait de côte d'un cordon dans le temps étaient inférieures à la marge d'erreur observée dans ce secteur, la cinématique a alors été considérée de « non significative ».

Des variations à moyen terme alternant entre érosion et régénération des cordons littoraux

Les travaux réalisés dans le cadre de l'analyse à moyen terme ont combiné une étude de l'évolution morphosédimentaire des cordons littoraux à l'échelle pluriannuelle à décennale. L'objectif était de quantifier les phases dominées par l'érosion du trait de côte de celles caractérisées par la régénération, et d'analyser les conditions météomarines et atmosphériques depuis la fin des années 1990 à 2016.

La similitude des réponses morphosédimentaires des cordons littoraux étudiés aux conditions météomarines a permis de mettre en évidence cinq phases distinctes. Trois phases morphogènes, caractérisées par une érosion importante du trait de côte combinée à une haute fréquence des épisodes tempétueux, et deux phases au cours desquelles les conditions météomarines ont été plus clémentes, permettant la régénération des cordons littoraux.

Au cours des phases morphogènes, l'érosion a été observée sur l'ensemble des cordons suivis. Cette dynamique est liée à l'apparition d'épisodes tempétueux combinant hauts niveaux de marée observée (supérieurs à la limite des *PHMA*) et fortes houles. Entre 1998 et 2016, plusieurs tempêtes ont été identifiées comme susceptibles d'avoir généré une érosion du trait de côte. Parmi celles-ci, deux épisodes majeurs se distinguent : la tempête Johanna du 10 mars 2008, ayant généré des reculs maximums instantanés du trait de côte très importants, pouvant atteindre -6 m sur la plage du Vougot, ou encore, entre -20 à -25 sur le sillon de Talbert ; et trois des douze tempêtes survenues au cours de l'hiver 2013-2014 (les épisodes du 1 au 04/01/2014 ; du 02 et du 03/02/2014 ; et du 02 et du 03/03/2014), responsables d'un recul maximum du trait de côte sur le cordon dunaire de Treffiagat-Lesconil et de la plage du Vougot atteignant -14 m et -15 m ; sur le cordon de galets du sillon de Talbert, le recul observé est de l'ordre -30 m.

Lors des phases de régénération des cordons, la faible activité morphogène permet la régénération des cordons littoraux. Cette dynamique se traduit par une progradation du trait de côte des cordons dunaires (et/ou une relative stabilité lorsque l'alimentation en sédiments ne se fait pas) et un exhaussement de la crête sommitale des cordons de galets. Cette dynamique a également été observée sur les sites étudiés, principalement entre le mois de mars 2008 et l'hiver 2012-2013. La progradation observée sur certains sites est importante : +12 m pour la dune du Vougot ; entre +10 m pour le cordon dunaire de Saint-Michel-en-Grève et entre +6 à +7 m à Saint-Efflam (baie de Saint-Michel-en-Grève).

Le rôle de l'Oscillation Nord Atlantique dans le changement des conditions météorologiques à l'échelle de l'atlantique nord a été souligné par plusieurs auteurs, montrant

que les variations de l'indice NAO, positif ou négatif, pouvaient être rattachées à la fréquence d'apparition des tempêtes dans ce secteur de l'Atlantique et donc aux épisodes morphogènes pour le littoral. L'analyse menée dans le cadre de nos travaux n'a montré qu'une corrélation relativement faible entre variation de l'indice NAO et fréquence des épisodes morphogènes. Cet indice ne semble pas être le meilleur indicateur météorologique pour identifier les épisodes tempétueux à l'échelle de la Bretagne dans la mesure où d'autres paramètres comme la trajectoire des tempêtes, ou encore la concomitance entre niveaux d'eau extrêmes à la côte et marée de vive-eau jouent un rôle prépondérant dans l'impact des épisodes morphogène sur le littoral.

Impact morphogène exceptionnel des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur les cordons littoraux

Le travail présenté dans le cadre de l'analyse de la dynamique sur le court terme est fondé sur la compilation de trois articles portant respectivement sur l'impact des tempêtes de l'hiver 2013-2014 et sur l'étude des processus d'érosion à très court terme, à partir d'expérimentations menées sur la plage du Vougot (Guissény – France).

L'analyse des conditions hydrodynamiques au cours de cet hiver a permis d'identifier une douzaine d'épisodes tempétueux au cours de l'hiver 2013-2014. Nous avons également pu nous rendre compte qu'au mois de février, ces tempêtes ont été plus fréquentes et plus virulentes. Le caractère répétitif des tempêtes caractérise cet hiver en ce sens où il faut remonter à l'hiver 1989-1990 pour connaître une telle fréquence d'évènements tempétueux. Cette analyse montre toutefois que seuls trois épisodes ont été particulièrement morphogènes pour les cordons littoraux, car combinés à de fortes marées de vive-eau : la tempête du 4 et 5 janvier, celle du 1 au 3 février, ainsi que celle du 2 au 3 mars.

L'impact érosif de ces tempêtes a été considérable. Les mesures topomorphologiques effectuées sur les sites d'étude ont montré que l'érosion observée au cours de cet hiver était comparable aux reculs enregistrés lors des tempêtes de l'hiver 1989-1990, mais bien supérieure au recul du trait de côte durant la tempête Johanna du 10 mars 2008. Cependant, étudiés séparément, les reculs enregistrés pour chaque épisode tempétueux de l'hiver 2013-2014 sont semblables aux effets érosifs de la tempête Johanna.

Pour finir, le suivi mené durant cet hiver nous a également permis d'étudier séparément l'impact de chacune des tempêtes. C'est donc l'épisode du 1er février qui a été le plus morphogène. Cela s'explique en partie par des conditions hydrodynamiques bien plus énergétiques que celles du début du mois de janvier alors que la marée était plus forte. Toutefois, les changements morphologiques générés par la première tempête du mois de janvier se sont notamment traduits par l'abaissement du profil du haut de plage. Ces changements ont certainement joué dans l'augmentation de l'érosion durant l'épisode du mois de février en exacerbant les phénomènes de submersion et d'attaque du pied de dune par la houle.

Pour finir, l'étude de la dynamique atmosphérique, et à travers elle, l'orientation des houles a apporté des précisions dans l'impact de chacun de ces épisodes. Ainsi, la première tempête (4 et 5 janvier) a affecté bien plus sévèrement la côte sud de la Bretagne, en raison de l'orientation sud-ouest des houles ; à l'inverse, lors de la tempête du 1 au 3 février, alors que

les houles avaient une d'incidence ouest - nord-ouest, le recul du rivage a été plus important sur la côte nord de la Bretagne.

Bibliographie

- Aagaard, T., Kroon, A., Andersen, S., Møller Sørensen, R., Quartel, S., Vinther, N., **2005**. Intertidal beach change during storm conditions; Egmond, The Netherlands. *Marine Geology*, vol. 218, n°1, p. 65–80.
- Aagaard, T., Hughes, M., Baldock, T., Greenwood, B., Kroon, A., Power, H., **2012**. Sediment transport processes and morphodynamics on a reflective beach under storm and non-storm conditions. *Marine Geology*, vol. 326, 154–165.
- Almeida, L.P., Vousdoukas, M.V., Ferreira, Ó., Rodrigues, B.A., Matias, A., **2012**. Thresholds for storm impacts on an exposed sandy coastal area in southern Portugal. *Geomorphology*, vol. 143–144, p. 3–12.
- Anthony, E.J., **2013**. Storms, shoreface morphodynamics, sand supply, and the accretion and erosion of coastal dune barriers in the southern North Sea. *Geomorphology*, vol. 199, p. 8–21.
- Ardhuin, F., Rawat, A., Aucan, J., **2014**. A numerical model for free infragravity waves: Definition and validation at regional and global scales. *Ocean Modelling*, vol. 77, p. 20–32.
- Armaroli, C., Grottole, E., Harley, M.D., Ciavola, P., **2013**. Beach morphodynamics and types of foredune erosion generated by storms along the Emilia-Romagna coastline, Italy. *Geomorphology, Coastal geomorphology and restoration 44th Binghamton geomorphology symposium*, vol. 199, p. 22–35.
- Arzel, P., **1994**. L'exploitation des algues en Bretagne. *Études rurales*, vol. 133, p. 113–126.
- Audren, C., Plaine, J., **1986**. *Notice explicative de la feuille Belle-Ile-en-Mer et Iles Houat et Hoedic (Carte géologique de la France 1: 50,000)*. Editions du BRGM, 38 p.
- Balsillie, J.H., **1986**. Beach and coast erosion due to extreme event impact. *Shore and Beach*, vol. 54, p. 22–37.
- Battjes, J.A., **1971**. Run-Up Distributions of Waves Breaking on Slopes. *Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division*, vol. 97, p. 91–114.
- Battjes, J.A., **1974**. *Surf similarity*. Proceeding of the 14th Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, p 466-479.
- Benoit, M., Lafon, F., Goasguen, G., **2008**. Constitution et exploitation d'une base de données d'états de mer le long des côtes françaises par simulation numérique sur 23 ans: Base ANEMOC en Atlantique-Manche-mer du Nord. *European Journal of Environmental and Civil Engineering*, vol. 12, p. 35–50.
- 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*, vol. 42, p. 16–30.
- Betts, N.L., Orford, J.D., White, D., Graham, C.J., **2004**. Storminess and surges in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms. *Marine Geology*, vol. 210, p. 227–246.

Birien, T., **2016**. *Retour d'expérience des méthodes souples de protection du littoral* (Mémoire de stage de Master 2). Master Science de la Mer et du Littoral - mention Expertise et Gestion de l'Environnement Littoral.

Birkemeier, W.A., Nicholls, R.J., Lee, G., **1999**. Storms, storm groups and nearshore morphologic change. *Coastal Sediments. ASCE*, p. 1109–1122.

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, n°3, p. 267–292.

Boak, E.H., Turner, I.L., **2005**. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, vol. 2, n°14, p. 688–703.

Bodéré, J.-C., Hallégouët, B., Piriou, N., **1983**. *Schéma de protection contre la mer du littoral finistérien, Communes de Guissény et de Plouguerneau, Zone du Curnic*. Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale, 81 p., non publié.

Bodéré, J.-C., Hallégouët, B., Yoni, C., **1993**. Erosion et protection des côtes entre Penmarc'h et l'Odet : Actes du colloque "Le Pays Bigouden à la croisée des chemins", 19-21 novembre 1992, Pont-l'Abbé, Revue Cap Caval, p. 295–305.

Bonnot-Courtois, C., Bousquet-Bressolier, C., **1998**. Géomorphologie et vulnérabilité des rivages de la baie de Saint-Brieuc. *Norais*, vol. 179, p. 495–506.

Bosom, E., Jiménez, J.A., **2010**. Storm-induced coastal hazard assessment at regional scale: application to Catalonia (NW Mediterranean). *Advances in Geosciences*, vol. 26, p. 83–87.

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*, vol. 3, e40–e52.

Bournérias, M., Pomerol, C., Turquier, Y., **1985**. *La Bretagne du Mont-Saint-Michel à la Pointe du Raz*. Delachaux & Niestlé.

Bournérias, M., Turquier, Y., Bioret, F., Pomerol, C., **1999**. *La Bretagne de la Pointe du Raz à l'estuaire de la Loire: toute la côte en 6 itinéraires naturalistes*. Delachaux & Niestlé.

Brabant, M., **2003**. *Maîtriser la topographie: des observations au plan*, Eyrolles, 539 p.

Brunel, C., Sabatier, F., **2009**. Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast. *Geomorphology*, vol. 107, n°1, p. 47–57.

Cariolet, J.-M., Costa, S., Caspar, R., Arduin, F., Magne, R., Goasguen, G., **2010**. Aspects météomarins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. *Norais. Environnement, aménagement, société*, vol. 215, p. 11–31.

Cariolet, J.-M., Suanez, S., **2009**. Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses. *La Houille Blanche*, n°2, p. 52–58.

Cariolet, J.-M., **2011a**. *Inondation des côtes basses et risque associés en Bretagne : vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires*. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale - Brest, 359 p.

-
- Cariolet, J.-M., **2011b**. Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques. *Géomorphologie*, vol. 17, n°1, p. 95–109.
- Cariolet, J.-M., Suanez, S., **2013**. Runup estimations on a macrotidal sandy beach. *Coastal Engineering*, vol. 74, p. 11–18.
- Carter, R.W., Forbes, D., Jennings, S., Orford, J., Shaw, J., Taylor, R., **1989**. Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia. *Marine Geology*, vol. 88, p. 221–242.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D., **1993**. The Morphodynamics of Coarse Clastic Beaches and Barriers: A Short- and Long-term Perspective. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°15, p. 158–179.
- Cassou, C., **2004**. Du changement climatique aux régimes de temps: l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, vol. 45, p. 21–32.
- Castelle, B., Mariou, 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*, vol. 238, p. 135–148.
- Cazenave, A., Cozannet, G.L., **2014**. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future*, vol. 2, n°2, p. 15–34.
- Cazenave, A., Berthier, E., Le Cozannet, G., Masson-Delmotte, V., Meyssignac, B., Salas y Méliá, D., **2015**. Le niveau de la mer : variations passées, présentes et futures. *Rubrique: Océanographie*.
- CEREMA, **2014**. *Caractéristiques générales des houles enregistrées par le houlographe 02911 - Les Pierre Noires*.
- Chauris, L., **1993**. Coupeurs de goémon contre tailleurs de pierre : cas de lutte pour la possession de l'Estran en Bretagne au XIX^e siècle. *Annales de Bretagne et des pays de l'Ouest*, vol. 100, n°1, p. 121–127.
- Church, J.A., White, N.J., **2011**. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, vol. 32, p. 585–602.
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., others, **2013**. *Sea level change*. PM Cambridge University Press.
- Ciavola, P., Armaroli, C., Chiggiato, J., Valentini, A., Deserti, M., Perini, L., Luciani, P., **2007**. Impact of storms along the coastline of Emilia-Romagna: the morphological signature on the Ravenna coastline (Italy). *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°50, p. 1-5.
- Clairay, P., Vincent, J., **2008**. Le développement balnéaire breton : une histoire originale. *Annales de Bretagne et des Pays de l'Ouest*. Presses univ. de Rennes, n°4, p. 201–233.
- 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*, vol. 204, p. 493–501.
- Colas, S., **2007**. Analyse statistique et cartographique de l'érosion marine. *Dossier IFEN*, 6, 39 p.
- Corlay, J.P., **1995**. Géographie sociale, géographie du littoral. *Norois*, vol. 165, p. 247–265.

Costa, S., **1997**. "Dynamique littorale et risques naturels" : L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme (Haute-Normandie, Picardie ; France). Thèse de doctorat. Paris 1, 376 p.

Costa, S., Suanez, S., **2013**. Géomorphologie des littoraux français, in : *Géomorphologie de la France*, Sciences Sup. Mercier, p. 67–77.

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*. Paris: La Documentation française, ministère de l'Écologie, du Développement durable, des Transports et du Logement, 61 p.

Crowell, M., Leatherman, S.P., Buckley, M.K., **1991**. Historical Shoreline Change Error Analysis & mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n°3, p. 839–852.

Crowell, M., Douglas, B.C., Leatherman, S.P., **1997**. On Forecasting Future U.S. Shoreline Positions: a test of algorithms. *Journal of Coastal Research*, vol. 13, n°4, p. 1245–1255.

Daubord, C., **2014**. *Caractérisation de 7 évènements de tempête de l'automne-hiver 2013-2014 à partir des données disponibles au SHOM*. Rapport d'étude SHOM n° 1, 37 p.

Dehouck, Aurélie, Cuq, Véronique, Fichaut, Bernard, Suanez Serge. **2004**. Premiers éléments de caractérisation de la morphodynamique de deux plages de la mer d'Iroise. In : "*Colloque des VIII^{es} Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil*". Centre Français du Littoral, 2004. p. 357-364.

Dehouck, A., **2006**. *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale - Brest, 262 p.

Dehouck, A., Dupuis, H., Sénéchal, N., **2009**. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology*, vol. 266, p. 1–17.

Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R., **2010**. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling*, vol. 31, p. 120–131.

Dolan, R., Hayden, B., Heywood, J., **1978**. A new photogrammetric method for determining shoreline erosion. *Coastal Engineering*, vol. 2, p. 21–39.

Dolan, R., Hayden, B., **1981**. Storms and Shoreline Configuration. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 51, n°3, p. 737-744.

Dolan, R., Fenster, M.S., Holme, S.J., **1991**. Temporal Analysis of Shoreline Recession and Accretion. *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n°3, 723–744.

Dolique, F., Anthony, E.J., **1999**. Influence à moyen terme (10-100 ans) d'un estran sableux macrotidal sur la stabilité d'un cordon de galets: la flèche de Cayeux (Picardie, France)/Medium term (10-100 yrs) influence of a macrotidal sandy foreshore on the stability of a gravel barrier: Cayeux spit (Picardy, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, vol. 5, p. 23–38.

Doran, K.S., Stockdon, H.F., Soper, K.L., Thompson, D.M., Plant, N.G., **2013**. *National assessment of hurricane-induced coastal erosion hazards: Mid-Atlantic Coast* (USGS Numbered Series No. 2013-1131), Open-File Report. U.S. Geological Survey, Reston, VA.

Douglas, B.C., **1991**. Global sea level rise. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 96, n° C4, p. 6981–6992.

Douglas, B.C., Crowell, M., **2000**. Long-Term Shoreline Position Prediction and Error Propagation. *Journal of Coastal Research*, vol. 16, n°1, p. 145–152.

Edelman, T.I., **1968**. Dune erosion during storm conditions. *Coastal Engineering 1968*, p. 719-722.

Erikson, L.H., Larson, M., Hanson, H., **2007**. Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. *Marine Geology*, vol. 245, n° 1–19.

European Commission, **2004a**. *EUROSION. Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability—Part II - Maps and Statistics (part II)*, 25 p.

European Commission, **2004b**. *EUROSION. Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability—Part I—Major Findings and Policy*. Recommendations of the EUROSION project (part I), 57 p.

European Environment Agency (EEA), **2000**. *CORINE Coastal erosion manual (Data) : Addendum 2000*, 45 p.

Faye, I.B.N., Hénaff, A., Hallégouët, B., **2007**. Evolution récente de la ligne de rivage en baie d’Audierne: de Penhors à la pointe de la Torche. *Penn ar Bed*, n° 199, p. 50 –61.

Faye, I.B.N., Hénaff, A., Gourmelon, F., Diaw, A.T., **2008**. Évolution du trait de côte à Nouakchott (Mauritanie) de 1954 à 2005 par photo-interprétation. *Norois. Environnement, aménagement, société*, p. 11–27.

Faye, I., Giraudet, E., Gourmelon, F., Hénaff, A., **2011**. Cartographie normalisée de l’évolution du trait de côte. *M@ppemonde*, vol. 104, p. 12.

Feil, W., **1979**. La flèche de Goulven (Finistère). Formation et propositions pour sa protection. *Penn ar Bed*, vol. 12, p. 6–10.

Fenster, M.S., Dolan, R., Elder, J.F., **1993**. A New Method for Predicting Shoreline Positions from Historical Data. *Journal of Coastal Research*, vol. 9, n°1, p. 147–171.

Fenster, M.S., Dolan, R., Morton, R.A., **2001**. Coastal Storms and Shoreline Change: Signal or Noise? *Journal of Coastal Research*, vol.17, n°3, p. 714–720.

Ferreira, Ó., **2005**. Storm Groups versus Extreme Single Storms: Predicted Erosion and Management Consequences. *Journal of Coastal Research Special Issue n°42*, p. 221–227.

Ferreira, Ó., **2006**. The role of storm groups in the erosion of sandy coasts. *Earth Surf. Process. Landforms*, vol. 31, n°8, p. 1058–1060.

Feuillet, T., Chauveau, É., Pourinet, L., **2012**. Xynthia est-elle exceptionnelle? Réflexions sur l’évolution et les temps de retour des tempêtes, des marées de tempête, et des risques de surcotes associés sur la façade atlantique française. *Norois n° 222*, p. 27–44.

Fichaut, B., Hallégouët, B., **1989**. Banneg: une île dans la tempête. *Penn ar Bed*, vol. 135, p. 36–43.

Fichaut, B., Suanez, S., **2005**. Mise en place d’un suivi morphosédimentaire dans l’archipel de Molène : exemple de l’îlot de Trielen, In P. Durand et L. Goeldner-Gianella (Eds), *Milieux Littoraux. Nouvelles perspectives d’étude*, L’Harmattan, p. 53–74.

Fichaut, B., Suanez, S., **2007**. Plage fuyante à Trielen. *Penn ar Bed*, n°199/200 p 2–12.

-
- Fichaut, B., Suanez, S., **2008**. Les blocs cyclopéens de l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère) : accumulations supratidales de forte énergie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 14, n°1, p. 15–31.
- Fichaut, B., Suanez, S., **2011**. Quarrying, transport and deposition of cliff-top storm deposits during extreme events: Banneg Island, Brittany. *Marine Geology*, vol. 283, n°1, p. 36–55.
- Fichaut, B., Stéphan, P., Suanez, S., Blaise, E., **2013**. *Rapport sur le suivi morphosédimentaire du sillon de Talbert pour l'année 2013*, UMR6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 27 p., non publié.
- Floc'h, F., Le Dantec, N., Lemos, C., Cancouët, R., Sous, D., Petitjean, L., Bouchette, F., Arduin, F., Suanez, S., Delacourt, C., **2016**. Morphological Response of a Macrotidal Embayed Beach, Porsmilin, France. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°75, p. 373-377.
- Forbes, D.L., Taylor, R.B., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., **1991**. Gravel-barrier migration and overstepping. *Marine Geology*, vol. 97, n° 3-4, p. 305-313.
- Forbes, D.L., Parkes, G.S., Manson, G.K., Ketch, L.A., **2004**. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, vol. 210, n° 1, p. 169-204.
- Forest, A., Ghesquière, G., Malgogne, J., Bossis, M.-L., **2014**. *Plan de Prévention des Risques Naturels Littoraux - PPRN-L 1: Penmarc'h, Le Guilvinec, Treffiagat, Plobannalec-Lesconil, Loctudy, Pont-L'Abbé, Ile-Tudy et Combrit (No. Phase 1 : Analyse préalable du site)*. Egis, 409 p.
- Gad, L., Suanez, S., Hénaff, A., Lidou, F., Morel, V., **2003**. Apport de la géomorphologie à une problématique environnementale : comment faciliter le ramassage des algues vertes (*Ulva armoricana*) en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor). *Les Cahiers Nantais*, n°59, p. 89.
- Garaboeuf, M.F., **1990**. *Le littoral guissénien*. Mémoire de DEA, Université de Bretagne Occidentale.
- Garnier, G., **1993**. Réhabilitation d'un cordon dunaire dégradé, Actes du colloque "Le Pays Bigouden à la croisée des chemins", 19-21 novembre 1992, Pont-l'Abbé, *Revue Cap Caval*, p. 307–312.
- Garreau, J., **1979**. Géographie physique de la Bretagne, fondements structuraux. *Noroi*, vol. 104, 479–497.
- Garreau, J., **1985**. Néotectonique et relief en Cornouaille méridionale. *Noroi*, vol. 126, 169–184.
- Gervais, M., Balouin, Y., Belon, R., **2012**. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France. *Geomorphology*, vol. 143, p. 69–80.
- Gibeaut, J.C., Hepner, T.L., **2002**. Threshold Conditions for Episodic Beach Erosion along the Southeast Texas Coast, p. 323–335.
- Graham, D., Sault, M., Bailey, C.J., **2003**. National Ocean Service Shoreline - Past, Present, and Future. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°48, p.14–32.
- Gruet, Y., **2013**. Territoires de goémoniers à Porspoder (Finistère) : importance des aires de séchage. *Bulletin de l'AMARAI*, n°26, p. 67–82.
- Grunnet, N., Chevalier, C., **2006**. Étude hydrosédimentaire des plages de Morgat, in "Colloque des IX^{es} Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil", Centre Français du Littoral, 2006, p. 221-230.

-
- Guilcher, A., **1948**. *Relief de la Bretagne méridionale de la Baie de Douarnenez à la Vilaine*. H. Potier, 682 p.
- Guilcher, A., **1959**. L'Archipel de Molène (Finistère): étude morphologique. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, vol. 31, p. 81–96.
- Guilcher, A., Blanquart, A., Adrian, B., **1959**. Les « queues de comète » de galets et de blocs derrière les roches isolées sur les Côtes Nord-Ouest et Ouest de la Bretagne. *Norois*, vol. 22, p. 125–145.
- Guilcher, A., **1978**. Les crêtes littorales successives dunifiées de type Darss dans la baie de Goulven, Bretagne, comparées à celles de Vile de Wolin, Pologne. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz Arndt Universität*, n°27, p. 33–36.
- Guilcher, A., Hallégouët, B., **1991**. Coastal dunes in Brittany and their Management. *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n°2, p. 517–533.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., **1982**. Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 87, n° C1, p. 483–491.
- Haerens, P., Bolle, A., Trouw, K., Houthuys, R., **2012**. Definition of storm thresholds for significant morphological change of the sandy beaches along the Belgian coastline. *Geomorphology*, vol. 143, p. 104–117.
- Hall, A.M., Hansom, J.D., Williams, D.M., Jarvis, J., **2006**. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland. *Marine Geology*, vol. 232, p. 131–155.
- Hallégouët, B., **1971**. *Le Bas-Léon (Finistère-France): étude géomorphologique*. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale - Brest, 260 p.
- Hallégouët, B., Moign, A., **1976**. Historique d'une évolution de littoral dunaire: la baie de Goulven (Finistère). Interactions entre forces naturelles et interventions humaines. *Penn ar Bed*, vol. 10, n°84, p. 263–276.
- Hallégouët, B., **1981**. Les crêtes littorales dunifiées du massif Armoricaïn, France: formation et évolution. *Géographie physique et Quaternaire*. vol. 35, n°2, p. 205.
- Hallégouët, B., **1982**. L'archipel de Molène. *Penn ar Bed*. vol. 110, p. 83–97.
- Hallégouët, B., Bodéré, J.-C., **1993**. Un littoral fragilisé: le Sud de la Baie d'Audierne, Actes du colloque "Le Pays Bigouden à la croisée des chemins", 19-21 novembre 1992, Pont-l'Abbé, *Revue Cap Caval*, p. 263–271.
- Hallégouët, B., Hénaff, A., **1993**. Evolution du littoral septentrional du Pays bigouden entre Penhors et Pors Poulhan, Actes du colloque "Le Pays Bigouden à la croisée des chemins", 19-21 novembre 1992, Pont-l'Abbé, *Revue Cap Caval*, p. 273 – 280.
- Hallégouët, B., Hénaff, A., **1995**. L'engraissement des plages de l'anse de Dinan à l'ouest de la presqu'île de Crozon en Bretagne occidentale. *Norois*, vol.165, p. 131–152.
- Hallégouët, B., **1998**. *Étude du site portuaire du Curnic, propositions pour améliorer le site et réduire les impacts négatifs liés aux ouvrages existants, commune de Guissény, Finistère*. Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale, 21 p., non publié.

Hallégouët, B., Yoni, C., **1999**. *La digue du polder du Curnic (Guissény, Finistère), état des lieux et propositions pour sa restauration*. Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale, 53 p., non publié.

Hallégouët, B., Hénaff, A., **2006**. Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'Ouest-Cornouaille, Actes des "Rencontres de l'Ouest-Cornouaille". Pont-Croix, France, p. 20-34.

Hénaff, A., **1998**. *Morphologie dynamique et budget sédimentaire des estrans meubles de la façade occidentale de la Presqu'île de Crozon, de l'anse de Combrit et de l'anse du Pouldu*. Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale.

Hénaff, A., Bodéré, J.-C., Lageat, Y., **2006a**. *Erosion côtière et vulnérabilité du trait de côte en Bretagne (EROCOVUL) - 1ère partie: 2001-2002 (Rapport d'activité No. 1)*. UMR6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 50 p.

Hénaff, A., Bodéré, J.-C., Lageat, Y., **2006b**. *Erosion côtière et vulnérabilité du trait de côte en Bretagne (EROCOVUL) - 3e partie: 2003-2004 + Conclusion (Rapport d'activité No. 3)*. UMR6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 130 p.

Hénaff, A., Meur-Férec, C., Lageat, Y., **2013**. Changement climatique et dynamique géomorphologique des côtes bretonnes. Leçons pour une gestion responsable de l'imbrication des échelles spatio-temporelles. *Cybergeo : European Journal of Geography*.

Hénaff, A., Philippe, M., **2014**. *Gestion des risques d'érosion et de submersions marines, guide méthodologique*. (Guide méthodologique), Projet Cocorisco, 153 p.

Hesp, P., **2002**. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, vol. 48, n°1, p. 245-268.

Hess, K.W., **2003**. Tidal Datums and Tide Coordination. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°38, p. 33-43.

Holliday, N.P., Yelland, M.J., Pascal, R., Swail, V.R., Taylor, P.K., Griffiths, C.R., Kent, E., **2006**. Were extreme waves in the Rockall Trough the largest ever recorded? *Geophysical Research Letters*, vol. 33, 4 p.

Holman, R.A., Sallenger, A.H., **1985**. Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. vol. 90, p. 945-953.

Holman, R.A., **1986**. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering* vol. 9, p. 527-544.

Honeycott, M.G., Crowell, M., Douglas, B.C., **2001**. Shoreline-position forecasting: impact of storms, rate-calculation methodologies, and temporal scales. *Journal of Coastal Research*, vol. 17, n°3, p. 721-730.

Houser, C., Hapke, C., Hamilton, S., **2008**. Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, vol. 100, n°3, p. 223-240.

Hunt, J., **1959**. Design of Seawalls and Breakwaters. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, vol. 126, n° 4, p. 542-570.

Hurrell, J.W., **1995**. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, vol. 269, 676-679.

Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., **2001**. The north Atlantic oscillation. *Science*, vol. 291, 603–605.

Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., **2003**. *An overview of the North Atlantic oscillation*, in: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, American Geophysical Union, p. 1-35.

Hurrell, J.W., Deser, C., **2010**. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems, Impact of climate variability on marine ecosystems: A comparative approach*, *Journal of Marine Systems*, vol. 79, n°3, p. 231–244.

IPCC, **2013**. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. (No. WG I). IPCC, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1552 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* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 168 p.

Jaud, M., **2011**. *Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale - Brest, 245 p.

Jaud, M., Delacourt, C., Allemand, P., Grandjean, P., Ammann, J., Cancouët, R., Deschamps, A., Varrel, E., Cuq, V., Suanez, S., **2014**. *DRELIO : Un drone hélicoptère pour le suivi des zones littorales*. *A Revue Paralia*, vol. 7, p. s02.1–s02.12.

Jiménez, J.A., Sancho-García, A., Bosom, E., Valdemoro, H.I., Guillén, J., **2012**. Storm-induced damages along the Catalan coast (NW Mediterranean) during the period 1958–2008. *Geomorphology*, vol. 143, p. 24–33.

Kergadallan, X., Trmal, C., Perherin, C., **2013**. *Étude des surcotes météorologiques extrêmes le long des côtes métropolitaines*. Actes du congrès SHF : « Evènements extrêmes d'inondation 2013 », Lyon, 8 p.

Kidson, C., **1964**. Dawlish Warren, Devon: Late stages in sand spit evolution. *Proceedings of the Geologists' Association* vol. 75, n°2, p. 167–IN10-184IN11.

Komar, P.D., **1998**. *Beach processes and sedimentation*. Printice Hall, New Jersey, seconde edition, 544 p.

Lardeux, H., **2002**. *Bretagne: Guide géologique de la Bretagne*. Dunod, 223 p.

Larson, M., Erikson, L., Hanson, H., **2004**. An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. *Coastal Engineering, Coastal Morphodynamic Modeling*, vol. 51, n°8, p. 675–696.

Leatherman, S.P., **2003**. Shoreline change mapping and management along the US East Coast. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°38, p. 5–13.

Le Berre, I., Hénaff, A., Devogèle, T., Mascret, A., Wenzel, F., **2005**. SPOT5 : un outil pertinent pour le suivi du trait de côte ? *Norôis. Environnement, aménagement, société*, n°196, p. 23–35.

-
- Le Berre, I., Hénaff, A., David, L., **2009**. *Inventaire des ouvrages côtiers du Finistère (2008)*. UMR6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM) ; DDE29-Direction départementale de l'Équipement du Finistère, 177 p.
- Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., **2004**. On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global and planetary change*, vol 44, n°1, p. 181–193.
- 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*, vol. 148, n°3-4, p. 163–177.
- Letortu, P., **2013**. *Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale : de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits*. Thèse de doctorat. Université de Caen, 413 p.
- Llovel, W., Willis, J.K., Landerer, F.W., Fukumori, I., **2014**. Deep-ocean contribution to sea level and energy budget not detectable over the past decade. *Nature Climate Change*, vol. 4, n°11, p. 1031-1035.
- Masselink, G., Austin, M., Scott, T., Poate, T., Russell, P., **2014a**. Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology*, vol. 226, p. 76–93.
- Masselink, G., Hughes, M., Knight, J., **2014b**. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Routledge, 432 p.
- Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanes, S., Jackson, D., Floc'h, F., **2016**. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters*, vol. 43, n°5, p. 2135-2143.
- Massoud, Z., Piboubes, R., **1994**. Présentation d'ouvrage: L'atlas du littoral de France. *Comptes rendus-académie d'agriculture de France*, vol. 80, p. 166-166.
- Mayer, R.H., Kriebel, D.L., **1994**. Wave runup on composite-slope and concave beaches. *Coastal Engineering*, p. 2325-2339.
- McCabe, G.J., Clark, M.P., Serreze, M.C., **2001**. Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity. *Journal of Climate*, vol. 14, n°12, p. 2763–2768.
- McGranahan, G., Balk, D., Anderson, B., **2007**. The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environment and Urbanization*, vol. 19, n°1, p. 17–37.
- McMallum, E., Norris, W.J., **1990**. The storms of January and February 1990. *Meteorological Magazine*, vol. 119, n°1419, p. 201-210.
- Mendoza, E.-T., Jiménez, J.-A., **2006**. *Storm-Induced Beach Erosion Potential on the Catalanian Coast*. In : Coastal Dynamics 2005: State of the Practice, p. 1-11.
- Menez, S., **1977**. Les crêtes successives dunifiées de type Darss de la côte sud-ouest de la baie de Goulven (Finistère). *Norois*, n° 96, p. 593–599.
- Mercier, D., **2012**. Après Xynthia : vers un repli stratégique et un État fort ? *Norois*, n° 222, p. 7–9.
- Mercier, D., **2013**. *Géomorphologie de la France*. Dunod, 320 p.

Meur-Ferec, C., **2006**. *De la dynamique naturelle à la gestion intégrée de l'espace littoral : un itinéraire de géographe*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Nantes, 253 p.

Montreuil, A.-L., Bullard, J.E., **2012**. A 150-year record of coastline dynamics within a sediment cell: Eastern England. *Geomorphology*, vol. 179, p. 168–185.

Moore, L.J., Benumof, B.T., Griggs, G.B., **1999**. Coastal Erosion Hazards in Santa Cruz and San Diego Counties, California. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°28, p. 121–139.

Moore, L.J., **2000**. Shoreline Mapping Techniques. *Journal of Coastal Research*, vol. 16, n°1, p. 111–124.

Morton, R.A., Gibeaut, J.C., Paine, J.G., **1995**. Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. *Marine Geology*, vol. 126, n° 1-4, p. 161-179.

Morton, R.A., Speed, F.M., **1998**. Evaluation of Shorelines and Legal Boundaries Controlled by Water Levels on Sandy Beaches. *Journal of Coastal Research*, vol. 14, n°4, p. 1373–1384.

Morton, R.A., **2002**. Factors Controlling Storm Impacts on Coastal Barriers and Beaches: A Preliminary Basis for near Real-Time Forecasting. *Journal of Coastal Research*, vol. 18, n°3, p. 486–501.

Nicholls, R.J., Hoozemans, F.M.J., Marchand, M., **1999**. Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses. *Global Environmental Change*, vol. 9, p. S69–S87.

Nicholls, R.J., Cazenave, A., **2010**. Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science*, vol. 328, p. 1517–1520.

Nicholls, R.J., Hanson, S.E., Lowe, J.A., Warrick, R.A., Lu, X., Long, A.J., **2014**. Sea-level scenarios for evaluating coastal impacts: Sea-level scenarios for evaluating coastal impacts. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, vol. 5, n°1, p. 129-150.

Nielsen, P., Hanslow, D.J., **1991**. Wave Runup Distributions on Natural Beaches. *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n°4, p. 1139–1152.

O'Connor, M.C., Cooper, J.A.G., Jackson, D.W.T., **2011**. Decadal Behavior of Tidal Inlet-Associated Beach Systems, Northwest Ireland, in Relation to Climate Forcing. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 81, n°1, p. 38–51.

Orford, J.D., Carter, R.W.G., **1982**. Crestal Overtop and Washover Sedimentation on a Fringing Sandy Gravel Barrier Coast, Carnsore Point, Southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 52, n°1, p. 1527-1404.

Orford, J.D., Carter, R.W.G., Forbes, D.L., **1991**. Gravel Barrier Migration and Sea Level Rise: Some Observations from Story Head, Nova Scotia, Canada. *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n°2, p. 477–489.

Orford, J.D., Carter, R.W.G., McKenna, J., Jennings, S.C., **1995**. The relationship between the rate of mesoscale sea-level rise and the rate of retreat of swash-aligned gravel-dominated barriers. *Marine Geology*, vol. 124, n°1, p. 177–186.

Orford, J.D., Carter, R.W.G., Jennings, S.C., **1996**. Control Domains and Morphological Phases in Gravel-Dominated Coastal Barriers of Nova Scotia. *Journal of Coastal Research*, vol. 12, n°3, p. 589–604.

-
- Pajak, M.J., Leatherman, S., **2002**. The High Water Line as Shoreline Indicator. *Journal of Coastal Research*, vol. 18, n°2, p. 329–337.
- Palanisamy, H., Cazenave, A., Delcroix, T., Meyssignac, B., **2015**. Spatial trend patterns in the Pacific Ocean sea level during the altimetry era: the contribution of thermocline depth change and internal climate variability. *Ocean Dynamics*, vol. 65, n°3, p. 341–356.
- Parker, B.B., **2003**. The Difficulties in Measuring a Consistently Defined Shoreline—The Problem of Vertical Referencing. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, n°38, p. 44–56.
- Parlement Européen, **2007**. "Directive 2007/2/CE du Parlement européen et du Conseil du 14 mars 2007 établissant une infrastructure d'information géographique dans la Communauté européenne (INSPIRE)." Journal Officiel de l'Union européenne, p. 1-14.
- Paskoff, R., **1993**. *Côtes en danger*, Masson. Paris, 250 p.
- Paskoff, R., **2010**. *Les littoraux: impact des aménagements sur leur évolution*. Armand Colin, 257 p.
- Pedreras, R., Garcin, M., Krien, Y., Monfort Climent, D., Mugica, J., François, B., **2010**. *Tempête Xynthia: compte rendu de mission préliminaire*. BRGM/RP-58261-FR, 57 p.
- Pian, S., **2010**. *Analyse multiscalaire et multifactorielle de l'évolution et du comportement géomorphologique des systèmes côtiers sud bretons*. Thèse de doctorat. Université Rennes 2 ; Université Européenne de Bretagne, 477 p.
- Pian, S., Menier, D., **2011**. The use of a geodatabase to carry out a multivariate analysis of coastline variations at various time and space scales. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°64, 1722 - 1726.
- Pineau-Guillou, L., Lathuilière, C., Magne, R., Louazel, S., Corman, D., Perherin, C., **2010**. *Caractérisation des niveaux marins et modélisation des surcotes pendant la tempête Xynthia*. in "Colloque des XIes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil Les Sables d'Olonne, 22-25 juin 2010 », Centre Français du Littoral, p. 625-634.
- Pinot, J.-P., **1961**. *Les accumulations littorales entre la rade de Perros-Guirec et la rivière de Tréguier*. Thèse de troisième cycle, Paris, 239 p.
- Pinot, J.-P., **1963**. Quelques accumulations de galets de la côte trégoroise. *Annales de Géographie*, vol. 72, n° 389, Armand Colin, p. 13-31.
- Pinot, J.-P., **1974**. *Le pré-continent breton, entre Penmarc'h. Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique*, Imprim, Lannion, 272 p.
- Pinot, J.-P., **1995**. Quelques plages en voie d'engraissement dans la région de Lannion. *Norois*, n°165, p. 99–117.
- Pinot, J.-P., **1998**. *La gestion du littoral - tome I - Les littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*. Institut Océanographique, Paris, p. 400.
- Pinto, J.G., Ulbrich, U., Leckebusch, G.C., Spanghel, T., Reyers, M., Zacharias, S., **2007**. Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Climate Dynamics* 29, p. 195–210.

-
- Pirazzoli, P.A., Regnaud, H., Lemasson, L., **2004**. Changes in storminess and surges in western France during the last century. *Marine Geology*, vol. 210, n°1, p. 307–323.
- Plant, N.G., Stockdon, H.F., Sallenger, A.H., Turco, M.J., East, J.W., Taylor, A.A., Shaffer, W.A., **2010**. Forecasting Hurricane Impact on Coastal Topography. *Eos*, vol. 91, n°7, p. 65-72.
- Plant, N.G., Stockdon, H.F., **2012**. Probabilistic prediction of barrier-island response to hurricanes, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 117, n° F03015, 17 p.
- Priest, G.R., **1999**. Coastal Shoreline Change Study Northern and Central Lincoln County, Oregon. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°28, p.140–157.
- Pye, K., Neal, A., **1994**. Coastal dune erosion at Formby Point, north Merseyside, England: Causes and Mechanisms. *Marine Geology*, vol. 119, n° 1-2, p. 39–56.
- Pye, K., Blott, S.J., **2008**. Decadal-scale variation in dune erosion and accretion rates: An investigation of the significance of changing storm tide frequency and magnitude on the Sefton coast, UK. *Geomorphology*, vol. 102, n°3-4, p. 652–666.
- Rangel-Buitrago, N., Anfuso, G., **2011**. Coastal storm characterization and morphological impacts on sandy coasts. *Earth Surf. Process. Landforms*, vol. 36, n°15, p. 1997–2010.
- Robin, M., **2002**. *Téledétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique*, in : Le littoral, regards, pratiques et savoirs, Ed. Rue d'Ulm, Paris, 376 p.
- Roche, A., Baraer, F., Le Cam, H., Madec, T., Gautier, S., Jan, G., Goutx, D., **2014**. *Projet VIMERS : une typologie des tempêtes bretonnes pour prévoir l'impact des tempêtes à venir et mieux s'y préparer*. Editions Paralia, p. 925–932.
- Roche, A., Costa, S., Colas, S., Garnier, E., **2016**. *Développer la connaissance et l'observation du trait de côte: contribution nationale pour une gestion intégrée*. CEREMA, p. 925-932.
- Ruggiero, P., Komar, P.D., McDougal, W.G., Marra, J.J., Beach, R.A., **2001**. Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Properties Backing Beaches. *Journal of Coastal Research*, vol. 17, n°2, p. 407–419.
- 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*, Special Issue n°38, p. 57–82.
- Ruggiero, P., Holman, R.A., Beach, R.A., **2004**. Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 109, n° C06025, 12 p.
- Sabatier, F., Anthony, E.J., Héquette, A., Suanez, S., Musereau, J., Ruz, M.-H., Regnaud, H., **2009**. Morphodynamics of beach/dune systems: examples from the coast of France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°1, p. 3–22.
- Sallenger Jr., A.H., **2000**. Storm Impact Scale for Barrier Islands. *Journal of Coastal Research*, vol. 16, n°3, p. 890–895.
- Sánchez-Arcilla, A., Jiménez, J.A., **1994**. Breaching in a wave-dominated barrier spit: The trabucador bar (north-eastern spanish coast). *Earth Surf. Process. Landforms*, vol. 19, n°6, p. 483–498.

Sénéchal, N., Coco, G., Castelle, B., Marieu, V., **2015**. Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France). *Geomorphology*, vol. 228, p. 448–461.

Slob, S., Hack, R., **2004**. *3D terrestrial laser scanning as a new field measurement and monitoring technique*, in: Engineering Geology for Infrastructure Planning in Europe. Springer, p. 179–189.

Sparfel, L., Suanez, S., **2007**. Le Vougot à l'épreuve des flots. *Penn ar Bed*, vol. 199, p. 39–49.

Stammer, D., Cazenave, A., Ponte, R.M., Tamisiea, M.E., **2013**. Causes for contemporary regional sea level changes. *Annual review of marine science*, vol. 5, p. 21–46.

Stéphan, P., Suanez, S., **2004**. Dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires de Tréduder et de Saint-Michel-en-Grève (baie de Saint-Michel-en-Grève - Côtes-d'Armor) entre 1990 et 2003. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, vol. 81, n° 3, p. 438–448.

Stéphan, P., Fichaut, B., Suanez, S., **2007**. *Rapport d'activité sur le suivi topomorphologique du sillon de Talbert (commune de Pleubian) (Rapport d'activité n°1)*. UMR 6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 20 p., non publié.

Stéphan, P., **2009**. *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale - Brest, 560 p.

Stéphan, P., Suanez, S., Fichaut, B., **2010**. Franchissement et migration des cordons de galets par rollover. Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récente du Sillon de Talbert (Côtes-d'Armor, Bretagne). *Noréis. Environnement, aménagement, société*, n°215, p. 59–75.

Stéphan, P., **2011a**. *Les flèches de galets de Bretagne : évolution passée, présente et future*, Collection Milieux naturels et Sociétés. L'Harmattan, 263 p.

Stéphan, P., **2011b**. Quelques données nouvelles sur la mobilité récente (1930-2008) et le bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°2, p. 205–232.

Stéphan, P., Fichaut, B., Suanez, S., **2012a**. *Les Sillons de la rade de Brest et leurs marais maritimes*. UMR 6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 137 p.

Stéphan, P., Suanez, S., Fichaut, B., **2012b**. Long-term morphodynamic evolution of the sillon de Talbert gravel barrier (Brittany, France). *Shore & Beach*, vol. 80, p. 19–36.

Stéphan, P., Fichaut, B., Suanez, S., Blaise, E., Autret, R., **2015**. *Rapport sur le suivi morphosédimentaire du sillon de Talbert pour l'année 2014* (Rapport d'activité). UMR 6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 32 p., non publié.

Stive, M.J.F., **2004**. How Important is Global Warming for Coastal Erosion? *Climatic Change*, vol. 64, n°1-2, p. 27–39.

Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger Jr., A.H., **2006**. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, vol. 53, n°7, p. 573–588.

Stockdon, H.F., Thompson, D.M., **2007**. *Vulnerability of National Park Service beaches to inundation during a direct hurricane landfall: Cape Lookout National Seashore (USGS Numbered Series No. 2007-1376)*, US Geological Survey, 8 p.

-
- Stockdon, H.F., Sallenger Jr., A.H., Holman, R.A., Howd, P.A., **2007**. A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology*, vol. 238, n°1-4, p. 1–20.
- 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*, Special Issue n°53, p. 59–65.
- Stockdon, H.F., Doran, K.S., Thompson, D.M., Sopkin, K.L., Plant, N.G., Sallenger, A.H., **2012**. *National assessment of hurricane-induced coastal erosion hazards: Gulf of Mexico: U.S (USGS Numbered Series No. 2012-1084)*, US Geological Survey, 51 p.
- Stockdon, H.F., Doran, K.S., Thompson, D.M., Sopkin, K.L., Plant, N.G., **2013**. *National assessment of hurricane-induced coastal erosion hazards: Southeast Atlantic Coast (USGS Numbered Series No. 2013-1130)*, US Geological Survey, 34 p.
- Stone, G.W., Liu, B., Pepper, D.A., Wang, P., **2004**. The importance of extratropical and tropical cyclones on the short-term evolution of barrier islands along the northern Gulf of Mexico, USA. *Marine Geology*, vol. 210, n°1-4, p. 63–78.
- Suanez, S., **2004**. Modifications morphodynamiques et phénomènes rétroactifs en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor). *Bulletin de l'Association des Géographes Français* 81, pp–334.
- Suanez, S., Stéphan, P., **2005**. *Rapport sur le suivi de l'évolution des dunes de Saint-Michel-en-Grève et de Tréduder et des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat au cours de l'année 2003-2004 (Baie de Saint-Michel-en-Grève - Côtes-d'Armor)*. UMR 6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 31 p., non publié.
- Suanez, S., Cariolet, J.-M., Hénaff, A., Goudédranche, L., **2006**. *Expertise scientifique du procédé StabiPlage® mis en place sur la plage des Sables Blancs - commune de Plobannalec - Lesconil (Finistère)*. UMR 6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 16 p., non publié.
- Suanez, S., Stéphan, P., **2006**. Forçages météomarins et dynamique morphosédimentaire saisonnière des cordons dunaires. Exemple de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor, Bretagne). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°2, p. 91–110.
- Suanez, S., Dehouck, A., Stéphan, P., **2008a**. *Incertitude de la mesure de terrain en géomorphologie littorale. Approche statistique et quantification des marges d'erreur*, in : Allard, P., Fox, D., Picon, B., *Incertitude et environnement. La fin des certitudes scientifiques*, Ed. EDISUD, Collection Ecologie Humaine (Aix-en-Provence), p. 127–139.
- Suanez, 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*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Caen, 218 p.
- Suanez, S., Cariolet, J.-M., **2010**. L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008. *Norois. Environnement, aménagement, société*, n°215, p. 77–99.
- Suanez, S., Cariolet, J.-M., Fichaut, B., **2010**. Monitoring of recent morphological changes of the dune of Vougot beach (Brittany, France) using differential GPS. *Shore & Beach*, vol. 78, n°1, p. 37-47.
- Suanez, S., Stéphan, P., **2011**. Effects of natural and human forcing on mesoscale shoreline dynamics of Saint-Michel-en-Grève bay (Brittany, France). *Shore & Beach*, vol. 79, n°2, p. 19–38.

-
- Suanez, S., Fichaut, B., Magne, R., Arduin, F., Corman, D., Stéphan, P., Cariolet, J.-M., **2011a**. Changements morphologiques et budget sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°2, p. 187–204.
- Suanez, S., Blaise, E., Fichaut, B., **2012a**. *Rapport d'activité sur le suivi morpho sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissény) pour l'année 2011* (Rapport d'activité). UMR 6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 19 p., non publié.
- Suanez, S., Cariolet, J.-M., Cancouët, R., Arduin, F., Delacourt, C., **2012b**. Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France). *Geomorphology*, vol. 139, p. 16–33.
- Suanez, S., Garcin, M., Bulteau, T., Rouan, M., Lagadec, L., David, L., **2012c**. Les observatoires du trait de côte en France métropolitaine et dans les DOM. *EchoGéo* n°19.
- Suanez, S., Cancouët, R., Floc'h, F., Blaise, E., Arduin, F., Filipot, J.-F., Cariolet, J.-M., Delacourt, C., **2015**. Observations and Predictions of Wave Runup, Extreme Water Levels, and Medium-Term Dune Erosion during Storm Conditions. *Journal of Marine Science and Engineering*, vol. 3, n°3, p. 674–698.
- Suanez, S., Blaise, E., Amman, J., Grand-Jean, P., **2016a**. *Rapport sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot pour l'année 2015* (Rapport d'activité). UMR 6554 LETG Brest-Géomer CNRS (IUEM), 22 p., non publié.
- Suanez, S., Blaise, E., Cancouët, R., Floc'h, F., **2016b**. Empirical parameterization of wave runup and dune erosion during storm conditions on a natural macrotidal beach. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°75, p. 932-936.
- Thieler, E.R., Danforth, W.W., **1994a**. Historical shoreline mapping (I): improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research*, vol. 10, n°3, p. 549–563.
- Thieler, E.R., Danforth, W.W., **1994b**. Historical shoreline mapping (II): application of the Digital Shoreline Mapping and Analysis Systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. *Journal of Coastal Research*, vol. 10, n°3, p. 600–620.
- Thomas, T., Phillips, M.R., Williams, A.T., **2010**. Mesoscale evolution of a headland bay: Beach rotation processes. *Geomorphology*, vol. 123, p. 129–141.
- Thomas, T., Phillips, M.R., Williams, A.T., Jenkins, R.E., **2011**. Medium timescale beach rotation; gale climate and offshore island influences. *Geomorphology*, vol. 135, p. 97–107.
- Timmermann, A., McGregor, S., Jin, F.-F., **2010**. Wind effects on past and future regional Sea level trends in the Southern Indo-Pacific. *Journal of Climate*, vol. 23, n°16, p. 4429–4437.
- Tolman, H.-L., **2009**, *User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14*. Technical note, MMAB Contribution, vol. 276, p. 220.
- Trzpit, J.-P., **1977**. Les tempêtes nord-atlantiques : Essai d'analyse géographique (1re partie). *Norois*, vol. 93, n°1, p. 33–52.
- Ulbrich, U., Pinto, J.G., Kupfer, H., Leckebusch, G.C., Spanghel, T., Reyers, M., **2008**. Changing Northern Hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations. *Journal of climate*, vol 21, n°8, p. 1669–1679.

-
- Ulbrich, U., Leckebusch, G.C., Pinto, J.G., **2009**. Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review. *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 96, p. 117–131.
- van de Graaff, J., **1986**. Probabilistic design of dunes; an example from the Netherlands. *Coastal Engineering*, vol 9, n°5, p. 479–500.
- Vellinga, P., **1982**. Beach and dune erosion during storm surges. *Coastal Engineering*, vol. 6, n°4, p. 361–387.
- Vespremeanu-Stroe, A., Constantinescu, Tatui, F., Giosan, L., **2007**. Multi-decadal evolution and North Atlantic Oscillation influences on the dynamics of the Danube Delta shoreline. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n°50, p. 157-162.
- Vousdoukas, M.I., Almeida, L.P.M., Ferreira, Ó., **2012**. Beach erosion and recovery during consecutive storms at a steep-sloping, meso-tidal beach. *Earth Surf. Process. Landforms*, vol. 37, n°6, p. 583–593.
- Yoni, C., **1995**. *Dynamique des flèches dunaires à point libre de Bretagne*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale - Brest, 2 vol., 348 p.
- Yoni, C., **1997**. Evolution des flèches dunaires à pointe libre de Bretagne depuis les années 1950/Breton dune-spits evolution since the 1950s." *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 3.3 : 209-226.
- Yoni, C., Hallegouet, B., **1998**. Extractions d'amendements marins et recul de la ligne de rivage en baie de Goulven (Finistère). Les paradoxes de la gestion d'un site. *Norôis*, n°177, p. 63–73.
- Zielinski, G.A., **2002**. A Classification Scheme for Winter Storms in the Eastern and Central United States with an emphasis on Nor'easters. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 83, n°1, p. 37-51.

Table des matières

Remerciements	3
Liste des abréviations.....	5
Sommaire	7
Introduction générale.....	9
Contexte scientifique et politique.....	9
Problématique et approches méthodologiques	10
Collaborations scientifiques	12
Plan du mémoire.....	12
Partie I. Contexte de la thèse et état de l’art sur l’étude de la dynamique du trait de côte.....	15
Chap 1. Contexte scientifique et politique	16
1. D’un côté des changements environnementaux globaux... ..	16
2. ... de l’autre, une pression démographique et urbaine sur le littoral.....	21
3. La tempête Xhyntia : point de départ d’une stratégie de gestion intégrée du trait de côte.....	22
4. La stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte.....	24
5. L’Observatoire du Domaine Côtier de l’IUEM.....	24
Conclusion intermédiaire	28
Chap 2. Etat de l’art sur la question de la dynamique du trait de côte	29
1. Les programmes d’envergure régionale, nationale ou européenne	29
2. Des initiatives ponctuelles difficilement comparables	40
Conclusion intermédiaire	49
Chap 3. Présentation des sites d’étude	50
1. Le cadre géographique du littoral breton.....	50
2. Contexte morphodynamique	52
3. Contexte hydroclimatologique	59
Conclusion intermédiaire	63
Chap 4. Méthodologie d’analyse de la dynamique du trait de côte.....	64
1. Les indicateurs du trait de côte.....	64
2. Analyse de la cinématique du trait de côte.....	67
3. Quantification des changements du trait de côte	68
4. Les forçages intervenant dans la cinématique du trait de côte	70
Conclusion intermédiaire	78
Conclusion de la première partie	79
Partie II. Résultats de l’analyse de la dynamique du trait de côte sur le long terme	81
Chap 1. Typologie des côtes d’accumulation en Bretagne.....	82
1. Objectifs et méthodologie d’inventaire des côtes d’accumulation.....	85

2. Caractères morphosédimentaires retenus	85
3. Typologie des côtes d'accumulation bretonnes.....	89
Conclusion intermédiaire	96
Chap 2. Analyse de la cinématique du trait de côte des côtes d'accumulation sur le long terme (1949 - 2010)	97
1. La question des marges d'erreur dans la cinématique du trait de côte	98
2. Indicateurs du trait de côte sélectionnés pour notre étude.....	101
3. Résultats de l'analyse de la cinématique du trait de côtes à long terme.....	103
4. Discussion des résultats obtenus	110
Conclusion intermédiaire	130
Conclusion de la deuxième partie	133
Partie III. Dynamique du trait de côte à moyen terme	135
Chap 1. Sites d'étude et aspects méthodologiques.....	136
1. Sites d'étude retenus dans l'analyse à moyen terme	138
2. Acquisition et traitement des données	149
3. Mesures des conditions météomarines	154
Conclusion intermédiaire	156
Chap 2. Dynamiques morphosédimentaires du trait de côte	157
1. Les placages éoliens de la baie de Saint-Michel-en-Grève	157
2. La plage du Vougot	165
3. La plage de Porsmilin.....	174
4. Les formes fuyantes de l'archipel de Molène.....	176
5. Le cordon de galets du sillon de Talbert	179
6. Les cordons dunaires du littoral méridional du Pays Bigouden	183
Conclusion intermédiaire	189
Chap 3. Analyse des conditions météomarines	192
1. Analyse des conditions météomarines sur la façade littorale nord de la Bretagne.....	193
2. Analyse des conditions météomarines sur la côte occidentale de la Bretagne	195
3. Analyse des niveaux d'eau extrêmes sur la côte sud de la Bretagne.....	197
4. Le rôle de l'Oscillation Nord-Atlantique dans l'alternance des conditions climatiques hivernales	199
Conclusion intermédiaire	203
Conclusion de la troisième partie.....	205
Partie IV. Analyse de la dynamique du trait de côte sur le court terme	207
Chap 1. Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique du trait de côte en Bretagne .	209
1. Les tempêtes de l'hiver 2013-2014	210
2. Les sites étudiés à court terme.....	214
3. Méthodologie et données utilisées.....	215
4. Analyse des résultats	224

5. Discussion des variations du trait de côte observées au cours de l'hiver 2013-2014.....	234
Conclusion intermédiaire	237
Chap 2. Observation et estimation des niveaux d'eau extrêmes (calcul du <i>runup</i>) sur le cordon dunaire du Vougot.....	239
1. Processus d'érosion des dunes (vs trait de côte).....	239
2. Méthodologie et site d'étude	243
3. Résultats : calcul du runup et estimation des niveaux d'eau extrêmes.....	251
4. Discussion de la méthodologie et des résultats obtenus	256
Conclusion intermédiaire	257
Conclusion de la quatrième partie	259
Conclusion générale	261
Une tendance globale à long terme marquée par l'érosion des cordons littoraux.	261
Des variations à moyen terme alternant entre érosion et régénération des cordons littoraux	263
Impact morphogène exceptionnel des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur les cordons littoraux	264
Bibliographie.....	267
Table des matières	285
Table des figures.....	289
Table des tableaux.....	297

Table des figures

Figure 1 – Localisation du secteur d'étude.	11
Figure 2 - Concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (dioxyde de carbone (CO ₂ , vert), méthane (CH ₄ , orange) et oxyde nitreux (N ₂ O, rouge). Données obtenues à partir de carottes de glace (points) et des mesures atmosphériques directes (lignes) (IPCC, 2014).	16
Figure 3 - Niveau moyen de la mer depuis 1950 (trait bleu); marge d'erreur (aplats gris). Courbe établie sur la base des données de (Church et White, 2011). Le zoom montre le niveau moyen de la mer mesuré par les satellites altimétriques depuis 1993 sur la base des données Aviso (www.aviso.oceanobs.com). Source : (Stammer <i>et al.</i> , 2013).	17
Figure 4 - Contributions à la hausse du niveau de la mer pour les périodes 1993 - 2003 et 1993 – 2009 (Cazenave <i>et al.</i> , 2015; Cazenave et Cozannet, 2014).	18
Figure 5 - Carte globale de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2013) d'après les mesures altimétriques de Topex/Poseidon, Jason-1 et 2, ERS-1 et 2 et Envisat. Cette carte inclut la hausse moyenne globale de 3,2 mm/an (Cazenave <i>et al.</i> , 2015).	19
Figure 6 - Carte globale de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2013) d'après les mesures altimétriques de Topex/Poseidon, Jason-1 et 2, ERS-1 et 2 et Envisat. Sur cette carte, la hausse moyenne globale de 3,2 mm/an a été retirée (Cazenave <i>et al.</i> , 2015).	19
Figure 7 - Projection de l'élévation du niveau moyen global de la mer au XXI ^e siècle relativement à 1986-2005 pour les deux scénarios d'émission RCP2.6 et RCP8.5. Les barres verticales correspondent à un changement «probable» de la moyenne de la période 2081-2100 pour tous les scénarios RCP, et les barres horizontales aux valeurs médianes associées. D'après (IPCC, 2013).	21
Figure 8 - Vue aérienne des communes de la Faute-sur-mer et d'Aiguillon-sur-Mer après le passage de la tempête Xynthia, le 28 février 2010 (source : Ouest France).	23
Figure 9 - Sites ateliers de l'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM.	26
Figure 10 - Les sites ateliers de Dynalit (source : www.dynalit.fr/fr).	27
Figure 11 –Tendance à l'érosion du trait de côte de l'Union européenne (d'après EuroSION database, 2004).	30
Figure 12 - Mobilité des côtes métropolitaines [source : Ifen –Observatoire du littoral, d'après EuroSION database, 2004].	31
Figure 13 - Erosion côtière sur le littoral de la Bretagne et de la Loire-Atlantique (source : Ifen - Observatoire du littoral, d'après EuroSION database, 2004).	32
Figure 14 – « Evolution du trait de côte en métropole (hors Corse) » ; (CEREMA, oct 2015).	35
Figure 15 – « Evolution du trait de côte en Bretagne, pour le secteur Baie de Douarnenez/Cap Sizun"; (CEREMA, oct 2015)	36
Figure 16 – Lignes de référence retenues dans le cadre de l'Indicateur National de l'Erosion Côtière. (source : CEREMA).	37
Figure 17 - Dynamique du trait de côte pour la Bretagne (source : Erocovul 2011-2004).	39
Figure 18 – Cartographie (inventaire non exhaustif) des études de la dynamique du trait de côte réalisées ponctuellement sur le littoral de la Bretagne. Cet inventaire prend en compte uniquement les travaux réalisés depuis la fin des années 1970.	48
Figure 19 - Cadre général : la Bretagne.	51
Figure 20 - Carte géologique de la Bretagne au 1 : 1 000 000 (source : France du Nord).	51
Figure 21 - Carte morphologique du littoral de la Bretagne (source : d'après Bodéré et Pourinet, 2001, modifié par Costa et Suanez, in Mercier, 2013).	53

Figure 22 - Plateforme littorale du nord du plateau du Léon (d'après, Suanez et Cariolet, 2010).....	54
Figure 23 - Géomorphologie de l'archipel de Molène (Suanez <i>et al.</i> , 2011).....	55
Figure 24 - Principaux éléments morphologiques du littoral de la rade de Brest (Stéphan, 2011a).	56
Figure 25 - Morphologie du littoral de la baie d'Audierne entre Penhors et la pointe de La Torche sur la base de l'orthophotographie du SIGI 2000 (Faye <i>et al.</i> , 2007).....	57
Figure 26 - Morphologie du trait de côte du sud du Pays Bigouden.	58
Figure 27 - Cartographie des différents types de côtes en Bretagne Sud (Pian, 2012).	58
Figure 28 - Conditions de vent sur le littoral breton pour la période 2003-2013 (sources : données Météo-France).	60
Figure 29 - Rose des houles au large d'Ouessant (source : Dehouck, 2006).	61
Figure 30 - Roses des houles annuelles obtenues au large de la Bretagne grâce aux données issues du modèle ANEMOC (Atlas Numérique d'Etat de Mer), créé par le LNHE. Ce modèle simule les conditions d'agitation marines au large des côtes françaises de la Manche et de l'Atlantique. Il propose une série de données complète sur la hauteur et la direction des houles pour la période 1979 – 2002 (Benoit et Lafon, 20014 ; Benoit <i>et al.</i> , 2008).	62
Figure 31 - Marnages lors d'une marée de morte-eau et lors d'une marée de vive-eau exceptionnelle (coefficient de marée de 120) (Source : SHOM ; Réalisation : P. Stéphan, 2011).....	63
Figure 32 - Représentation schématique de différents indicateurs de trait de côte (Boak et Turner, 2005 ; adapté et traduit par le BRGM, 2012).	66
Figure 33 - Déplacement du <i>NMVE</i> lors de la formation d'un profil d'équilibre post tempête (loi de Bruun).	67
Figure 34 – Quantification de la mobilité du trait de côte à l'aide du Digital Shoreline Analysis System.	69
Figure 35 – Comparaison de deux méthodes de calcul de la dynamique du trait de côte pour deux profils de plage fictifs. Chaque point représente la position du trait de côte pour une date précise.	70
Figure 36 - « Property Erosion Model », sensibilité du front de dune et du haut de plage face aux vagues de tempête (source:(Ruggiero <i>et al.</i> , 2001).....	71
Figure 37 - Schéma illustrant les différents paramètres entrant en compte dans l'estimation des niveaux d'eau extrêmes (source : Stéphan, 2011).	73
Figure 38 – Modèle proposé par Sallenger classant l'impact de la houle lors des tempêtes en 4 régimes (Salenger, 2000).	73
Figure 39 - Valeurs annuelles de l'indice NAO depuis 1820 (barres rouges ou bleues), ainsi qu'une moyenne glissante de l'indice sur plusieurs années (trait jaune). Les époques où l'indice moyen est supérieur à la moyenne de l'indice sur toute la période sont colorées en rouge (phase positive de l'ONA), tandis que les époques où l'indice moyen est inférieur à la moyenne sont colorées en bleu (phase négative de l'ONA) ; (source : www.climate4you/NAOandAO.htm).....	74
Figure 40 - Phase positive et négative de l'indice d' Oscillation Nord-Atlantique (source : www.ifremer.fr/lpo/thuck/nao/nao4.html).	75
Figure 41 - Synthèse de l'évolution morphodynamique des différents cordons littoraux de l'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM, observés à l'échelle des dernières décennies (source : Suanez <i>et al.</i> , 2009).....	78
Figure 42 - Indice d'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) pour la période 1950 - 2015 (source : Suanez <i>et al.</i> , 2015).	78
Figure 43 - Typologie des côtes européennes (programme EUROSION, 2005) basée sur la base de données CORINE Erosion Côtière (CEC).	82
Figure 44 - Atlas du littoral de la France (Z. Massoud et R. Piboubès (Massoud et Piboubes, 1994).	83
Figure 45 - La physionomie des côtes bretonnes. Carte réalisée à l'initiative de la DIREN et du Conseil Régional de Bretagne en 1999 ; mise à jour en 2006 par le bureau d'étude CERESA dans le cadre du GIP Bretagne ENvironnement.	84

Figure 46 – Hauteur significative et direction des houles lors de la tempête Petra du 5 février 2014 sur la côte méridionale du Finistère. Mise en évidence de secteurs abrités et de secteurs exposés aux houles océaniques (source : PREVIMER (www.previmer.org/previsions/vagues), modèle WAVEWATCH III.	86
Figure 47 - Différence de matériel sédimentaire : plage de sable (plage du Ster à Penmarc'h - 29); et plage de galets (Plage de Tronoan à Plovan - 29).....	87
Figure 48 – Typologie des côtes d'accumulation. Classification suivant le caractère morphologique du site.	89
Figure 49 - Table attributaire recensant les différents critères typologiques au sein d'ArcGIS (orientation, exposition, matériel sédimentaire, morphologie).	89
Figure 50 – Cartographie de physionomie des côtes d'accumulation de Bretagne suivant leur exposition aux houles dominantes	90
Figure 51 – A - Flèche dunaire du Kernic en baie de Goulven (L. Brigand); B - Double flèche de galets du Bindy et C sillon des Anglais en rade de Brest (Louis Brigand) ; D sillon de Talbert (Conservatoire du Littoral).....	91
Figure 52 – Cartographie de la physionomie des côtes d'accumulation suivant le matériel sédimentaire composant les cordons.	93
Figure 53 – Cartographie de la physionomie des côtes d'accumulation suivant la morphologie des cordons	94
Figure 54 - Physionomie des côtes d'accumulation pour les quatre départements bretons, suivant les critères d'exposition aux houles dominantes (A), le matériel sédimentaire observé sur le haut de plage (B), la morphologie du cordon (C) (CD = cordons dunaires, CL = cordons littoraux, FF = formes fuyantes, PA1 = plages adossées à une falaise (substrat cohérent), PA2 = plages adossées à une falaise (substrat meuble)).....	95
Figure 55 – Activité goémonière sur le littoral de Lampaul-Ploudalmézeau. A. Séchage du goémon (laminaires) sur la dune, et meules de goémon sec recouvertes de mottes d'herbe de dunes; B. Le brulage du goémon sec dans les fours à goémon sur la dune (source : Pierre Tougouat – ministère de la Culture).....	97
Figure 56 - Vue aérienne verticale du cordon dunaire de Penmarc'h - Le Guilvinec (sud Finistère). Les rectangles foncés au centre de la photographie sont des amas de goémon déposés en haut de plage. Sur la dune, le vas et-vient des nombreuses charrettes a eu comme conséquence la mise à nue de certains secteurs de la dune.	98
Figure 57 – Limites rencontrées lors de l'utilisation des méthodes de photo-interprétation. A : erreurs liées à la qualité des photographies/orthophotographies et interprétation de la ligne de référence ; B : distorsions radiales (des bâtiments par exemple) liées à la focale ; C : erreurs liées au géoréférencement des photographies anciennes ; D : indicateur du trait de côte masqué par la végétation.	99
Figure 58 - Mesure de marges d'erreur inhérentes à la comparaison des deux orthophotographies (littoral de Plougrescant - 22) ; les points noirs représentent les points de contrôle pris afin de calculer les décalages entre les deux photographies.	101
Figure 59 – Indicateurs morphologiques retenus pour notre étude. A & B. Limite de la végétation dunaire comme indicateur des dunes ; C D. Limite de végétation supralittorale comme indicateur des falaises généralement basses et surplombée de végétation, ainsi que les cordons de galets végétalisés ; E. Pied du revers comme indicateur des flèches de galets de type « Sillon de Talbert » ; F. Sommet ou pied de falaise comme indicateur des falaises hautes ; G & H. Pied de la structure de protection comme indicateur des littoraux fixés par des aménagements anthropiques.	102
Figure 60 – A : Linéaire pris en compte dans l'étude de la cinématique sur le long terme ; B : Tendances évolutives (« non significatif » regroupe les portions de trait de côte dont les variations sur la période étudiée sont inférieures à la marge d'erreur dans ce secteur) ; C : Evolution moyenne (en m/an) sur la période.....	104
Figure 61 – Cartographie de la cinématique générale des côtes d'accumulation en Bretagne	105
Figure 62 - Dynamique des côtes d'accumulation de Bretagne, par département.	106
Figure 63 - Cinématique du trait de côte suivant les trois façades maritimes de la Bretagne.	107
Figure 64 - Cinématique du trait de côte et exposition aux houles dominantes.	108
Figure 65 - Cinématique du trait de côte et matériel sédimentaire.....	109
Figure 66 - Cinématique du trait de côte et morphologie des côtes d'accumulation (les plages adossées 1 correspondent aux cordons littoraux adossés aux falaises meubles, tandis que les plages adossées 2 correspondent aux cordons littoraux adossés aux falaises constituées de matériaux cohérents.....	109

Figure 67 - Sites remarquables où l'on observe une mobilité moyenne supérieur à +/- 1 m/an.	113
Figure 68 – Séquence d'évolution d'une flèche à pointe libre lorsque l'apport en sédiments en amont de la racine est insuffisant (d'après Orford <i>et al.</i> , 1996).	114
Figure 69 - Réponses morphologiques des cordons de galets selon l'importance du franchissement (source : Stéphan <i>et al.</i> , 2012, d'après J. D. Orford et R.W.G. Carter, 1982).	115
Figure 70 - Cinématique du trait de côte de la flèche de Sables-D'or-les-Pins entre 1952 et 2008.	116
Figure 71 - Cinématique du trait de côte de la flèche de Kernic entre 1952 et 2008	117
Figure 72 - Cinématique du trait de côte à l'ouest de la baie de Goulven entre 1952 et 2009: flèche de Penn ar C'hleuz (1), sillon de Péleuz (2).	118
Figure 73 - Evolution du tracé du littoral dans la partie occidentale de la baie de Goulven (source: Hallégouët et Moign, 1976). Le sillon de Péleuz, autrefois plus long, a migré en direction de l'ouest transférant une partie de ses sédiments vers la flèche de Penn ar C'hleuz.	119
Figure 74 - Cinématique du trait de côte de cordon dunaire de Guidel entre 1952 et 2008.	120
Figure 75 - Erosion du trait de côte du cordon de l'Ero Vili en baie d'Audierne entre 1952 et 2009.	121
Figure 76 – Difficulté d'identification de l'indicateur du trait de côte dans le secteur du Trunvel (baie d'Audierne).	122
Figure 77 - Cinématique du trait de côte de la flèche du Faou entre 1952 et 2008.	123
Figure 78 - Cours d'eau perpendiculaire au trait de côte et blockhaus responsables de la formation d'une zone de forte érosion au sein de la dune ; dunes de Tréompan (A) ; plage de Coulouarn (B) à Lampaul-Ploudalmézeau.	124
Figure 79 - Progradation du trait de côte du massif dunaire de Gâvres-Penthièvre (zoom = secteur de la ria d'Étel), entre 1951 et 2009.	125
Figure 80 - Cinématique du trait de côte de la plage des Kaolins à Ploemeur. Progradation importante du littoral sur le long terme due à de lourds aménagements anthropiques.	126
Figure 81 - Cinématique de la flèche dunaire du Dossen (Santec) entre 1952 et 2009 (A et B) ; entre 1872-2002 (C); (source - C: Hénaff <i>et al.</i> , 2013).	127
Figure 82 - Cinématique du trait de côte de la flèche de Pen er Lé. Progradation du trait de côte et migration de la flèche vers le sud-est de la baie de Quiberon.	129
Figure 83 - Exemple de cartographie de la dynamique des côtes d'accumulation pour le littoral du Morbihan.	132
Figure 84 - Carte de localisation des différents sites d'étude.	136
Figure 85 - Carte géomorphologique de la baie de Saint-Michel-en-Grève (source: Suanez et Stéphan, 2011).	138
Figure 86 – Vue aérienne de la baie de Saint-Michel-en-Grève (source : CEVA Pleubian)	139
Figure 87 - Carton géomorphologique de la zone d'étude (d'après Hallégouët, 1971) 1 : platier. 2 : îlot. 3 : épétagage de galets. 4 : sable de plage. 5 : vasière. 6 : dune externe. 7 : dune interne. 8 : formation sablo-limoneuse. 9 : limons. 10 : marais. 11 : cours d'eau. 12 : falaise d'érosion dunaire. 13 : falaise vive rocheuse. 14 : falaise vive de head. 15 : falaise morte. 16 : ouvrage de défense côtière. 17 : faille. 18 : zone urbanisée (Suanez et Cariolet, 2010).	140
Figure 88 – Vue aérienne du cordon dunaire du Vougot (source : Erwan Le Cornec - GEOS-AEL)	141
Figure 89 - Carte géomorphologique de l'anse de Porsmilin. 1. Plage (intertidale et supratidale) sableuse ; 2. Dune ; 3. Platier rocheux ; 4. Falaises ; 5. Cours d'eau ; 6. Zéro hydrographique ; 7. Niveau des pleines mers de vives-eaux ; 8. Maillage routier. A - Direction moyenne de provenance des houles au large de la presqu'île de Crozon (données ANEMOC - Atlas Numérique d'États de Mer Océaniques et Côtiers, point 3343) ; rose des vents au sémaphore d'Ouessant (données Météo-France – d'après Dehouck, 2006).	142
Figure 90 - Plage de Porsmilin; photographies prises sur le terrain depuis l'est de la plage (Jaud, 2011).	142
Figure 91 - Carte géomorphologique de l'archipel de Molène (Suanez <i>et al.</i> , 2011).	143
Figure 92 – Vue aérienne des îlots de Trielen et de Lez ar Chrizienn (L. Brigand, 2005).	144

Figure 93 - Carte géomorphologique du sillon de Talbert. 1. Estran sableux ; 2. Estran vaseux ; 3. Plateforme rocheuse ; 4. Marais maritimes ; 5. Cordon de galets ; 6. Revers de la flèche ; 7. Ecueils ; 8. Falaises vives ; 9. Falaises mortes ; 10. Cours d'eau ; 11. Altitudes (Côtes Marines) (Stéphan <i>et al.</i> , 2012).....	145
Figure 94 - Levé Lidar d'octobre 2002 et profils topographiques caractéristiques des différentes unités morphosédimentaires du Sillon de Talbert (Stéphan <i>et al.</i> , 2012).	146
Figure 95 – Vue aérienne du sillon de Talbert, depuis son extrémité (à gauche) ; depuis sa racine dunaire (à droite).	146
Figure 96 – Carte géomorphologique vues aériennes des cordons dunaires de Penmarc'h-Le Guilvinec et de Treffiagat-Lesconil.....	147
Figure 97 - Vue aérienne du cordon dunaire de Penmarc'h – Le Guilvinec : secteur de Langourougan (premier plan) ; plage du Stêr (arrière-plan). Le secteur de Kérity, plus à l'ouest, n'est pas visible sur cette photographie	148
Figure 98 - Vue aérienne du cordon dunaire de Treffiagat - Lesconil, dans le secteur de la plage de Kersauz (premier plan), et de la plage de Skividen (arrière-plan).....	149
Figure 99 – Tachéomètre laser Leica TCR 303 (1. a.) et sa mire (1. b.) ; GPS différentiels (2) Scanner Laser Terrestre – TLS modèle TLS LMS-Z390i (RIEGL) (3) ; Hexacoptère DS6 de marque DronSys (4).	150
Figure 100 – En haut à gauche : plateforme de mise en station du GPS différentiel. Les secteurs en auteur dont la vue est dégagée sont privilégiés afin de faciliter la propagation de l'onde. En haut à droite : points de calage aux abords des cordons dunaires. En bas : dispositifs de repérage des profils de mesure des cordons littoraux.	152
Figure 101 - Carte de localisation du point de sortie issu du North Atlantic East – Ocean Wave Model (Dodet <i>et al.</i> , 2010) et de la base de données Homère (Boudière <i>et al.</i> , 2013) ; des marégraphes de Roscoff, du Conquet et de Concarneau, des stations Météo-France de Lannion, Ouessant-Stiff et pointe de Penmarc'h.....	154
Figure 102 – A : cinématique du trait de côte du cordon de Saint-Efflam (en m) entre 1998 et 2016 ; B : cinématique du cordon (en m) entre 2005 et 2007 ; 2007 et 2008 ; 2008 et 2013 et 2013 et 2014 ; C : évolution du trait de côte en m/an entre 2005 et 2014.	158
Figure 103 - A : cinématique du trait de côte du cordon de Tréduder (en m) entre 2004 et 2015 ; B : cinématique du cordon (en m) entre 2004 et 2007 ; 2007 et 2008 ; 2008 et 2013 et 2013 et 2016 ; C : évolution du trait de côte en m/an entre 2004 et 2016.	159
Figure 104 – A : cinématique du trait de côte du cordon de Saint-Michel-en-Grève (en m) entre 1998 et 2016 ; B : cinématique du cordon (en m) entre 1998 et 2002 ; 2002 et 2007 ; 2007 et 2008 ; 2008 et 2013 et 2013 et 2016 ; C : évolution du trait de côte en m/an entre 1998 et 2016.....	160
Figure 105 - Evolution du trait de côte du cordon dunaire de Tréduder entre 1998 et 2014. Entre 1998 et 2002, le cordon est inexistant (A à E) ; apparition et expansion du cordon dunaire (F à L) (l'impact de la tempête du 10 mars 2008 n'est pas visible sur les photographies) ; régénération du cordon dunaire entre 2008 et 2012 (G, H et I) ; seconde phase d'érosion à partir de 2013 (M) et quasi-disparition du cordon suite aux tempêtes de l'hiver 2013-2014 (N et O).	161
Figure 106 - Evolution du trait de côte du cordon dunaire de Saint-Michel-en-Grève (partie ouest (A, B, C) ; partie est (D, E, F)). Suite au recul du front dunaire causé par le passage de la tempête Johanna (10 mars 2008), on observe une avancée progressive de la limite de la végétation, processus inhérent à la dynamique de régénération des cordons dunaires.	162
Figure 107 – Evolution du trait de côte du cordon dunaire de Saint-Efflam (partie est (A, B, C, D) ; partie ouest (E, F, G, F)). Suite au recul du front dunaire causé par le passage de la tempête Johanna (10 mars 2008), on observe une avancée progressive de la limite de la végétation processus inhérent à la dynamique de régénération des cordons dunaires.	163
Figure 108 – Evolution des surfaces dunaires calculées à partir de l'analyse de la cinématique du trait de côte entre 1990 et 2016 en baie de Saint-Michel-en-Grève.....	165
Figure 109 – A : cinématique du trait de côte du cordon dunaire du Vougot (en m) entre 2000 et 2016 ; B : évolution du cordon (en m/an) entre 2000 et 2008 ; 2008 et 2013 ; 2013 et 2016 ; C : évolution du trait de côte (en m/an) entre 2000 et 2016.....	166

Figure 110 - Attaque du front de dune du cordon du Vougot, lors du passage de la tempête Johanna le 10 mars 2008 ; au niveau du profil 3 (A) ; à l'est du profil 1 (B)	167
Figure 111 – Comparaison de clichés pris sur le terrain entre mars 2008 et février 2013, mettant en évidence la régénération dunaire du cordon du Vougot après le passage de la tempête Johanna; (source, Suanez <i>et al.</i> , 2016).	168
Figure 112 – Comparaison du front de dune du cordon du Vougot entre le mois de février 2013 (A) et le mois de mars 2014 (B). La comparaison des clichés montre le recul du front de dune dû aux tempêtes de l'hiver 2013-2014.	169
Figure 113 - Phénomène d'engraissement du versant et du pied de dune qui s'est dans le même temps végétalisé entre le mois de mars 2014 (post tempête 2013-*2014) et novembre 2015. A noter que l'escalier qui enjambe la dune a été déplacé vers la terre en juin 2014 après le fort recul du front de dune lors des tempêtes de l'hiver 2013-2014 (Suanez <i>et al.</i> , 2016).....	170
Figure 114 – Localisation des profils de mesures de la plage intertidale / dune. Les trois premiers ont été installés au mois de juin 2004 tandis que les seconds, au mois de juin 2011.....	171
Figure 115 - Bilan sédimentaire du cordon dunaire pour les profils 1, 2 et 3 entre juin 2004 et avril 2016.	172
Figure 116 - Bilan sédimentaire du cordon dunaire pour les profils 4, 5 et 6 entre juillet 2011 et avril 2016	173
Figure 117 - Localisation du profil de la plage de Porsmilin (photographie: Jaud, 2011).	175
Figure 118 – Bilan sédimentaire du cordon dunaire de la plage de Porsmilin entre 2003 et 2014.	175
Figure 119 – Evolution du cordon dunaire de la plage de Porsmilin entre 2003 et 2014.....	176
Figure 120 - A : cinématique du trait de côte de la plage de Porz sur l'île de Trielen (en m) entre 2002 et 2014 ; B : évolution du cordon (en m/an) entre 2002 et 2008 ; 2008 et 2012 ; 2012 et 2014 ; C : évolution du trait de côte en m/an entre 2002 et 2014.	177
Figure 121 – A : cinématique du trait de côte de Lez ar Chrizienn (Archipel de Molène) entre 2005 et 2014 ; B : évolution du trait de côte (en m/an) entre 2005 et 2014 ; C : évolution de la surface végétalisée de l'îlot entre 2005 et 2014.....	179
Figure 122 – Localisation des différentes unités morphologiques du sillon de Talbert (Stéphan <i>et al.</i> , 2012)...	180
Figure 123 – Evolution morphosédimentaire du sillon de Talbert entre 2002 et 2015. A et B : Variations de l'altitude de la crête ; C et D : Recul de la base du revers du sillon (Stéphan <i>et al.</i> , 2016).....	182
Figure 124 - Cinématique du trait de côte du cordon dunaire de Penmarc'h – Le Guilvinec en m/an entre 2000 et 2014.	184
Figure 125 - Bilan sédimentaire (droite) et enveloppes de profil (gauche) du cordon dunaire (<i>stricto sensu</i>) de Penmarc'h - Le Guilvinec pour les profils de Kéridy, Langourougan, du Ster et de la Grève Blanche, entre juillet 2011 et mars 2016.	185
Figure 126 – Franchissement du cordon dunaire par la mer au cours des tempêtes de l'hiver 2013-2014 ; au niveau du profil 2 (A) et du profil 4 (B).	186
Figure 127 – Cinématique du trait de côte du cordon dunaire de Treffiagat - Lesconil en m/an entre 2000 et 2014.	187
Figure 128 – Recouvrement de la végétation dunaire par le sable suite au franchissement du front de dune par la mer (tempêtes de février 2014) ; secteur de Skividen en direction de l'ouest (photographie de gauche), en direction de l'est (photographie de droite).	188
Figure 129 - Bilan sédimentaire (gauche) et enveloppes de profil (droite) du cordon dunaire (<i>stricto sensu</i>) de Treffiagat - Lesconil pour les profils de Léhan, Skividen et de Kersauz entre juillet 2011 et mars 2016.....	189
Figure 130 – Synthèse de l'évolution morphodynamique des différents cordons littoraux étudiés à moyen terme (mise à jour, d'après (Suanez, 2009).....	190
Figure 131 – Conditions météomarines entre 1998 et 2016 sur la façade littorale nord de la Bretagne. A : vitesse du vent à Lannion, B : pression atmosphérique ; C : hauteur de la houle (H_{m0}) au large de Roscoff ; D : période de la houle (s) ; E : énergie mécanique de la houle ; F : niveau de marée (en m NGF) au marégraphe de Roscoff. 195	

Figure 132 - Conditions météomarines entre 2000 et 2016 sur la façade occidentale de la Bretagne. A : vitesse du vent au phare du Stiff (Ouessant), B : pression atmosphérique au phare du Stiff (Ouessant) ; C : hauteur de la houle (H_{m0}) au nord de la mer d'Iroise ; D : période de la houle (s) ; E : énergie mécanique de la houle ; F : niveau de marée (en m NGF) au marégraphe du Conquet.	197
Figure 133 - Conditions météomarines entre 2011 et 2016 sur la façade littorale méridionale de la Bretagne. A et B : vitesse du vent et pression atmosphérique à la pointe de Penmarc'h ; C : hauteur de la houle (H_{m0}) au large de Penmarc'h ; D : période de la houle (s) ; E : énergie mécanique de la houle ; F : niveau de marée (en m NGF) au marégraphe de Concarneau	199
Figure 134 - Indice d'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) entre 1950 et 2016 - NOAA's Climate Prediction Center Homme Page (www.cpc.ncep.noaa.gov) ; alternance de phases tempétueuses (T+) et de phases de calme (T-) observées dans le cadre de notre étude entre 1998 et 2016.....	200
Figure 135 - Localisation des fenêtres de calcul des paramètres statistiques de houle issues du modèle PREVIMER (source : http://www.previmier.org).....	211
Figure 136- Carte de localisation des différents sites d'étude.....	215
Figure 137 - Caractéristiques de la houle basées sur les enregistrements réalisés au large du Finistère par la bouée Datawell des Pierres Noires, et marées observées pour la côte nord, ouest et sud de la Bretagne, entre les mois de décembre 2013 et mars 2014. A. Localisation de la bouée Datawell des Pierres Noires et des marégraphes de Roscoff, du Conquet et de Concarneau. B. Hauteurs et directions de la houle. Marée observée au Conquet (C), à Roscoff (D), à Concarneau (E), comparée au niveau des pleines mers de vive-eau et au niveau des plus hautes mers astronomiques.....	216
Figure 138 - Analyse des surcotes enregistrées par les marégraphes de Roscoff pour la côte nord de la Bretagne (A), du Conquet pour la pointe occidentale (B), et de Concarneau pour la côte méridionale (C), comparées aux niveaux de surcote maximum pour des périodes de retour de 5, 20, 50 et 100 ans.....	218
Figure 139- Approche méthodologique suivie pour la définition d'une limite biomorphologique du trait de côte. A. exemple d'un cordon dunaire dont tout le versant externe a reculé. B. exemple d'un cordon dunaire dont seule une partie du versant externe a reculé. C. exemple d'un cordon dunaire partiellement submergé sans qu'il y ait de recul de l'édifice.....	223
Figure 140 – Recul du trait de côte (A) généré par les trois épisodes morphogènes du début du mois de janvier, février et mars 2014, (B) à l'échelle de l'hiver 2013-2014.	225
Figure 141 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte pour le cordon littoral sableux de la plage du Vougot (Guissény – nord Finistère).....	227
Figure 142 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor).	228
Figure 143 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte pour le cordon littoral sableux Léchiagat-Treffiat (sud Finistère).	229
Figure 144 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte par rolover de la flèche de galets du sillon de Talbert (Côtes-d'Armor).	230
Figure 145 - Illustration des trois phases de recul du trait de côte du cordon de galets de la plage de Porz sur l'île de Triélen – archipel de Molène (ouest Finistère).....	231
Figure 146 - Erosion du trait de côte et destruction des ouvrages de défense du littoral de la plage Boutrouilles à Kerlouan – nord Finistère.	232
Figure 147 - Erosion du trait de côte et destruction des ouvrages de défense de la plage de Léhan à Treffiat – sud Finistère.	233
Figure 148 - Erosion du trait de côte et destruction des aménagements littoraux de la plage de Porsmilin – ouest Finistère. A : variation du trait de côte et changement de profils de plage ; situation avant les tempêtes le 09/03/2004 (B), et le 29/10/2012 (C) ; situation après tempête le 02/02/2014 (D).	234
Figure 149 - Evolution du bilan sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (Guissény) dans sa partie orientale entre les mois de juin 2004 et septembre 2014.....	237
Figure 150 – Phénomène de submersion marine (d'après Stéphan 2011, dans Mercier, 2013).	240

Figure 151 – Méthode utilisée par Cariolet et Suanez (2013) pour calculer la pente de la plage. La limite inférieure correspond à la limite du profil de plage où les variations d’altitudes sont les plus importantes. Cette section concerne la partie haute du profil, appelée « portion active ». La limite de 43 m a été définie en calculant l’écart type des changements d’altitude le long du profil de plage (lignes grises) mesuré entre avril 2008 et novembre 2010. La limite supérieure correspond à l’altitude du jet de rive matérialisé par l’emplacement des laisses de mer.	243
Figure 152 – Localisation du site d’étude. a : cartographie régionale et emplacement du marégraphe de Roscoff ; b : photographie aérienne de la plage du Vougot et localisation du profil de plage et des capteurs de houle et de pression atmosphérique.	244
Figure 153 – (ligne rouge) : profil moyen utilisé lors du suivi ; (ligne bleue) : écart type des variations altitudinales du profil de plage.	245
Figure 154 – a : Limite entre le sable humide et le sable sec au niveau des laisses de mer matérialisant le niveau atteint par le jet de rive ; b : mesures au DGPS du profil de plage et <i>runup</i> maximum atteint au cours de la dernière marée.	246
Figure 155 – Hauteurs (a) et périodes (b) de la houle au large (WW3) et à la côte (OSSI), obtenues entre juillet 2012 et juin 2013 ; corrélation entre hauteurs (c) et périodes (d) de la houle au large et à la côte.	249
Figure 156 – Comparaison entre le niveau de la marée (a) et les niveaux d’eau maximum quotidiens (b) enregistrés sur la plage du Vougot. Corrélation entre les niveaux d’eau maximum enregistrés sur la plage du Vougot et les niveaux de marée au marégraphe de Roscoff (c).	250
Figure 157 – Corrélation entre le <i>runup</i> observé (R_{max}) et $H_{m0}\zeta_o$. On obtient l’équation $R_{max} = 0,68H_{m0}\zeta_o$, proche de celle obtenue par Cariolet et Suanez (2013) qui était : $R_{max} = 0,67H_{m0}\zeta_o$	252
Figure 158 – Méthode utilisée pour calculer la pente de la plage. Elle est basée sur des niveaux de marée à partir desquels la section de plage est définie. A l’inverse de l’étude précédente, le profil de plage moyen est utilisé au lieu du profil quotidien.	253
Figure 159 – Vue d’ensemble du <i>runup</i> mesuré (R_{max}) dépendant de $CH_{m0}\zeta_o$ pour les deux équations (13) et (15), et (8) et (10).	254
Figure 160 - Conditions de houle (A) et de marée (B) respectivement issues des enregistrements de la bouée Datawell des Pierres Noires située au large de la Bretagne et du marégraphe de Roscoff (voir figure 18), au cours de l’hiver 2013-2014. Les lignes grises correspondent aux épisodes tempétueux majeurs.	255
Figure 161 – Enveloppe de profils de plage / dune mesurés entre novembre 2013 et avril 2014 (A). Bilan sédimentaire du cordon dunaire en $m^3.m/l$ (B). Altitude du pied de dune (ligne verte) par rapport au niveau de marée observée (ligne bleue) et aux niveaux d’eau extrêmes (marée observée + altitude du <i>runup</i> ; ligne rouge).	256

Table des tableaux

Tableau 1 - Projections de l'élévation du niveau moyen global de la mer à la fin du XXI ^e siècle (en mètres pour 2046-2065 et 2081-2100 par rapport à 1986-2005). Les fourchettes de valeurs données pour chaque scénario d'émission correspondent à une probabilité de 67 % (changement « probable »). Source : IPCC (2013).....	21
Tableau 2- Populations et territoires du monde situés en zone littorale basse (source : McGranahan <i>et al.</i> , 2007).	22
Tableau 3 - Érosion côtière par façade maritime départementale et régionale (1) Littoral naturel pour lequel EuroSION ne fournit pas d'information. (2) Ports, digues, remblais et limites d'estuaire (source : Ifen - Observatoire du littoral, d'après EuroSION database, 2004).	33
Tableau 4 - Inventaire des études de la dynamique du trait de côte réalisées ponctuellement sur le littoral de la Bretagne. Cet inventaire prend en compte uniquement les travaux réalisés depuis la fin des années 1970 (inventaire non exhaustif).....	41
Tableau 5 - Caractéristiques des sites d'étude.	137
Tableau 6 - Inventaire des campagnes de levé du trait de côte sur les cordons littoraux	153
Tableau 7 - Inventaire des campagnes de levé des profils de plage sur les cordons littoraux	154
Tableau 8 - Taux de recul du trait de côte calculé sur différentes périodes d'observation.	167
Tableau 9 - Echantillon de tempêtes susceptibles d'avoir eu un impact sur le littoral (forte houle combinée à une marée de vive-eau ; coefficient >70) ; en orange, les épisodes de grandes marées (coefficient > 100).	193
Tableau 10 - Moyennes hivernales (dec. jan. fev. mar.) de l'indice ONA et forçages météomarins sur la période 2000-2016). Les données de houle sont issues du <i>North-East Atlantic – Ocean Wave Modele</i> ; H_{m0} : houle au large ; dir.H : direction de la houle au large ; T_p : période de la houle ; énergie.H : énergie de la houle.	201
Tableau 11 - Coefficients de détermination entre les variations de l'indice ONA (moyenne hivernale dec. jan. fev. mar.) et les variations des conditions météomarines entre 2000 et 2016.	202
Tableau 12 - Inventaire des tempêtes de l'hiver 2013-2014. Les hauteurs moyennes et maximales des houles sont obtenues à partir de modèles issus du système d'observations et de prédictions PREVIMER (http://previmer.fr)	212
Tableau 13 - Estimation des surcotes extrêmes calculées selon la d'ajustement GPD (loi de distribution généralisée de Pareto) à partir des enregistrements marégraphiques du Conquet, de Roscoff et de Concarneau (source : Perherin <i>et al.</i> , 2013)	217
Tableau 14 - Niveaux d'eau maximums et surcotes instantanées enregistrés par les marégraphes de Roscoff, du Conquet, et de Concarneau, pour les épisodes tempétueux survenus durant l'hiver 2013-2014. Les lignes en grisé illustrent les épisodes durant lesquels la surcote maximum instantanée a coïncidé avec une pleine mer.	219
Tableau 15 – Caractéristiques hydrodynamiques et météorologiques des trois épisodes tempétueux les plus morphogènes de l'hiver 2013-2014.	221
Tableau 16 – Inventaire des levés topomorphologiques effectués durant l'hiver 2013-2014	223
Tableau 17 - Liste des principales équations de calcul du runup par rapport au type de plage et au marnage des sites étudiés (Cariolet and Suanez, 2013).....	241
Tableau 18 – Inventaire des paramètres environnementaux et des conditions hydrodynamiques pour l'ensemble du jeu de données utilisé dans cette étude : H_{m0} (m) : hauteur de la houle au large ; $T_{m0,-1}$ (s) : période de la houle au large ; L_0 (m) : longueur d'onde ; R_{max} (m) : le <i>runup</i> observé in situ ; <i>HTWL</i> (m) : niveau de la pleine mer.	246
Tableau 19 - Inventaire des pleines mers de vive-eau (coefficient > 10 ou plus).	250



Etude des dynamiques du trait de côte de la région Bretagne à différentes échelles spatio-temporelles

Ce travail de recherche s'inscrit dans le contexte actuel d'accroissement de la vulnérabilité de l'Homme et des activités humaines face aux risques littoraux (aléas érosion et submersion marine), en lien avec les changements environnementaux globaux (élévation du niveau moyen relatif des océans et augmentation de la fréquence et de la virulence des tempêtes) et à la concentration de la population sur le littoral. Suite à la tempête Xynthia du mois de février 2010, l'Etat français s'est doté d'une Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte visant à mettre en place de nouvelles approches en matière de gestion du trait de côte, et notamment, favoriser le repli stratégique contre la défense côtière à tout prix. La mise en place de cette stratégie doit avant tout s'appuyer sur la mise en place d'un réseau d'observation et de suivi de l'évolution du trait de côte à l'échelle de la France.

Ce travail s'inscrit dans cette problématique. Il a eu pour objectif d'étudier les dynamiques du trait de côte des plages sableuses et des cordons de galets (formes d'accumulation) de la Bretagne, à différentes échelles spatio-temporelles. Sur le long terme, l'analyse a consisté dans un premier temps à établir une typologie des côtes d'accumulation suivant différents critères morphosédimentaires ; la cinématique du trait de côte a ensuite été analysée à l'échelle des soixante dernières années (1950-2010) à partir d'une étude diachronique par photogrammétrie. Sur le moyen terme, l'analyse s'est faite dans le cadre des suivis topomorphologiques réalisés à l'échelle pluriannuelle à pluridécennale, de plusieurs sites ateliers de l'ODC (IUEM) et/ou du SNO *Dynalitt*. L'étude des changements morphosédimentaires s'est accompagnée d'une analyse de données de houle, de marée, de vent, et de pression atmosphérique, dans le but d'expliquer la part de ces forçages dans l'alternance de phases d'érosion et de périodes de régénération. Enfin sur le court terme, cette analyse s'est basée sur des levés topomorphologiques à haute fréquence réalisés au cours de l'hiver tempétueux 2013-2014. A cela, s'est ajoutée une étude expérimentale visant à quantifier le *runup*, dans le but d'analyser l'impact des niveaux d'eau extrêmes à la côte sur l'érosion du trait de côte.

De manière globale, la quantification des variations du trait de côte sur le long terme a mis en évidence une tendance à l'érosion (27 % de linéaire étudié), une progradation du trait de côte non négligeable (20,5 % de linéaire) ainsi qu'une importante artificialisation du trait de côte (34,5 % de linéaire). La similitude des réponses morphosédimentaires des cordons littoraux étudiés aux conditions météomarine a permis d'identifier cinq phases distinctes. Trois phases morphogènes (de 1998 à 2003 ; de l'hiver 2006/07 au printemps 2008 ; de l'hiver 2012/13 à aujourd'hui), caractérisées par une érosion importante du trait de côte combinée à une haute fréquence des épisodes tempétueux ; et deux phases au cours desquelles les conditions météomarine ont été plus clémentes (de 2003 à l'hiver 2006/07 ; du printemps 2008 à l'hiver 2012/13), permettant la régénération des cordons littoraux. Au cours de l'hiver 2013-2014, trois tempêtes ont été particulièrement morphogènes en matière d'érosion du trait de côte car elles ont été combinées à de fortes marées de vive-eau : la tempête du 4 et 5 janvier, celle du 1 au 3 février, ainsi que celle du 2 au 3 mars. Durant cet hiver, le recul moyen pour tous les sites étudiés a atteint -6,3 m, avec un maximum d'environ -30,1 m et un minimum de -0,2 m.

Mots-clés : formes d'accumulation - trait de côte - morphodynamismes - érosion - tempêtes - runup

Shoreline dynamics of Brittany sedimentary coast on different spatial and temporal scales.

This research is part of current context of increasing of human beings and human activities vulnerability face to coastal risks (erosion hazards and marine submersion), linked to global environmental changes (global relative sea level rise and growth of storms' frequency and intensity) and the current concentration of the population on the coastline. Following the storm Xynthia (February 2010), France has adopted a national strategy dealing with coastal erosion and shoreline retreat, in order to define a new integrated national strategy of coastline management, promoting the relocation of stakes and properties. This strategy focuses on the monitoring of shoreline changes and the identification of coastal risks due to erosion.

This work fall within this issue. The main objective was to study sedimentary coasts dynamics (sand dunes and gravel barriers) of Brittany, following different spatial and temporal scales. In the long term, the analysis consisted, first of all, in establishing a typology of sedimentary coasts according to several morpho-sedimentary criteria; then, coastline kinematic has been analyzed over the last sixty years (1950-2010) through a diachronic study using photogrammetry. In the medium term, analysis was carried out as part of topographic surveys performed at multi-annual to multi-decadal scale, on several *Observatoire du Domaine Côtier* (IUEM) and/or *Service National d'Observation - Dynalitt* survey sites. The morpho-sedimentary study was combined with a wave, tide, wind and atmospheric pressure analysis, in order to explain the role of these forcing in the erosion and recovery successive phases. Finally, in the short term, analysis was based on high frequency of topomorphological surveys carried out during the 2013-2014 stormy winter. Additionally, an experimental study to quantify runup process, in order to analyze extreme water levels impact on shoreline erosion.

Overall, the quantification of coastline variations over the long term revealed an erosion tendency on 27% of the studied linear, a non-negligible progression of the shoreline on 20.5% of the studied linear, and a significant shoreline anthropogenic impact (34.5% of the studied linear). The similarity of the morpho-sedimentary responses of the littoral strands studied to the meteorological conditions allowed to identify five distinct phases. Three morphogenetic phases (1998 to 2003; winter 2006/07 to spring 2008; winter 2012/13 to the present), characterized by severe shoreline erosion combined with a high frequency of storm episodes, and two phases (2003 to winter 2006/07 ; spring 2008 to winter 2012/13) characterized by milder weather conditions, allowing shoreline recovery. During 2013-2014 winter, three storms were particularly morphogenetic for sedimentary coasts, because they were combined with high spring tides: January 4-5, February 1-3, and March 2-3. During this winter, the average retreat for all studied sites reached -6,3 m, with a maximum of -30,1 m and a minimum of -0,2 m.

Keywords: shoreline - morphodynamics - erosion - forcing - runup