See discussions, stats, and author profiles for this publication at: https://www.researchgate.net/publication/322530584

Dynamique pluri-décennale du trait de côte en lien avec les variations des forçages météo-océaniques au nord de la Bretagne (baie de Goulven, France)

Article *in* Géomorphologie relief processus environnement · April 2018 DOI: 10.4000/geomorphologie.11908

CITATION	5	READS					
4		189					
5 autho	rs, including:						
	Pierre Stéphan	6	Guillaume Dodet				
	French National Centre for Scientific Research	S.	Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer				
	108 PUBLICATIONS 325 CITATIONS		46 PUBLICATIONS 815 CITATIONS				
	SEE PROFILE		SEE PROFILE				
6	Serge Suanez	Q	Laurence David				
	Université de Bretagne Occidentale, Brest, France		Université de Bretagne Occidentale				
	184 PUBLICATIONS 1,372 CITATIONS		30 PUBLICATIONS 88 CITATIONS				
	SEE PROFILE		SEE PROFILE				

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:

Information géographique et GIZC - MIMEL View project

Beg-er-Vil Project View project



Géomorphologie : relief, processus, environnement Articles sous presse

### Dynamique pluri-décennale du trait de côte en lien avec les variations des forçages météoocéaniques au nord de la Bretagne (baie de Goulven, France)

Mesoscale shoreline dynamic related to meteo-oceanic forcing variations on North Brittany (Goulven Bay, France)

Pierre Stéphan, Guillaume Dodet, Isabel Tardieu, Serge Suanez and Laurence David



#### Electronic version

URL: http://journals.openedition.org/geomorphologie/11908 ISSN: 1957-777X

**Publisher** Groupe français de géomorphologie

#### Electronic reference

Pierre Stéphan, Guillaume Dodet, Isabel Tardieu, Serge Suanez and Laurence David, « Dynamique pluridécennale du trait de côte en lien avec les variations des forçages météo-océaniques au nord de la Bretagne (baie de Goulven, France) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [Online], Articles sous presse, Online since 19 February 2018, connection on 20 February 2018. URL : http:// journals.openedition.org/geomorphologie/11908

© Groupe français de géomorphologie

#### Dynamique pluri-décennale du trait de côte en lien avec les variations des forçages météoocéaniques au nord de la Bretagne (baie de Goulven, France)

# Mesoscale shoreline dynamic related to meteo-oceanic forcing variations on North Brittany (Goulven Bay, France)

#### Pierre Stéphan

CNRS, Université de Bretagne Occidentale, UMR LETG 6554, Institut Universitaire Européen de la Mer – rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France (pierre.stephan@univ-brest.fr). Tel : +33 (0)2 98 49 86 88 ; Fax : +33 (0)2 98 49 87 03.

#### Guillaume Dodet

Université de Bretagne Occidentale, CNRS, UMR LETG 6554, Institut Universitaire Européen de la Mer – rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France (guillaume.dodet@univ-brest.fr).

#### Isabel Tardieu

Université de Bretagne Occidentale, CNRS, UMR LETG 6554, Institut Universitaire Européen de la Mer – rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France (isabeltardieu@netcourrier.com).

#### Serge Suanez

Université de Bretagne Occidentale, CNRS, UMR LETG 6554, Institut Universitaire Européen de la Mer – rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France (serge.suanez@univ-brest.fr).

#### Laurence David

CNRS, Université de Bretagne Occidentale, UMR LETG 6554, Institut Universitaire Européen de la Mer – rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France (laurence.david@univ-brest.fr).

#### Résumé

Le lien entre la cinématique du trait de côte et les variations des forçages météo-océaniques de la baie de Goulven (nord Bretagne, France) est analysé sur une période de 70 ans (1948 et 2016). Ce travail repose sur une étude des changements du trait de côte quantifiés sur un linéaire côtier d'environ 7 km par la photo-interprétation de 19 campagnes aériennes (soit 60 clichés) de l'IGN, auquel s'ajoute un levé de terrain réalisé au DGPS en 2016. En parallèle, la chronologie des niveaux d'eau extrêmes combinant les surcotes et les conditions de houle lors des pleines mers, a été reconstituée afin de définir les phases potentiellement érosives sur la période 1948-2015. La relation statistique entre la cinématique du trait de côte et les conditions hydrodynamiques est évaluée à partir d'une matrice de confusion qui permet de définir des liens probables entre les deux paramètres. Cinq périodes potentiellement érosives, caractérisées par une forte fréquence de niveaux d'eau extrêmes, sont ainsi identifiées : 1961-1968, 1978-1980, 1982-1990, 1993-2005, 2013-2016. L'analyse morphologique montre quant à elle que la réponse du trait de côte à ces forçages hydrodynamiques varie selon les portions du littoral étudié. Si l'évolution de la plage de Keremma présente une bonne relation statistique avec la fréquence des niveaux d'eau extrêmes, les flèches de Penn ar C'hleuz et du Kernic, comme les plages de Lanévez et de Saint-Gouévroc, semblent quant à elles répondre à l'action de forçages anthropiques et/ou à l'influence de processus locaux liés au contexte morphologique de l'avant plage. Cette étude montre enfin que l'indice climatique WEPA (*West Europe Pressure Anomaly*) paraît plus approprié que l'indice ONA (Oscillation Nord Atlantique) pour caractériser la variabilité pluriannuelle des conditions météo-océaniques et hydrodynamiques au nord de la Bretagne.

Mots-Clés : trait de côte, météo-océanique, érosion, surcote, runup, WEPA, ONA, Goulven, Bretagne

#### Abstract

The link between the shoreline changes and the variation of the meteo-oceanic forcing of the Goulven Bay (north Brittany, France) is analyzed over a period of 70 years (1948-2016). This analysis is based on a study of 7 km of shoreline changes by photo-interpretation digital processing of 19 campaigns of aerial photographs (60 photos) and a DGPS field measurement conducted in 2016. In parallel, the chronology of extreme water level combining surge and wave conditions at high tide water level, was reconstructed to define the potential erosive phases over the period 1948-2015. The statistical relationship between shoreline changes and these hydrodynamic conditions is evaluated from a confusion matrix that allows to define the probability of relation between the two parameters. 5 potential erosive periods, characterized by a high frequency of extreme water level, are thus identified: 1961-1968, 1978-1980, 1982-1990, 1993-2005, 2013-2016. Morphological analysis shows that the response of the shoreline to these hydrodynamic forcing varies according to the sectors of the studied coastal zone. If the evolution of the Keremma beach shows a high statistical relation with the frequency of extreme water levels, the spits of Pen ar C'hleuz and Kernic, as well as the beaches of Lanévez and Saint-Gouévroc, evolve under the influence of anthropogenic forcing and/or under the influence of local processes related to the morphological context of the shoreface. **Keywords:** shoreline, meteo-oceanic, erosion, surge, runup, WEPA, NAO, Goulven, Brittany.

#### 1. Introduction

La dynamique à long terme du trait de côte est commandée par différents facteurs naturels agissant à différentes échelle spatio-temporelles (Fenster et Dolan, 1993 ; de Vriend et al., 1993 ; Castelle et al., 2018). Les premiers concernent des forçages globaux agissant à l'échelle séculaire à pluri-décennale comme l'élévation du niveau marin relatif (Orford et al., 1995; Brunel et Sabatier, 2009), le bilan sédimentaire littoral résultant des échanges entre l'avant côte et le domaine médio-supra littoral (Guillén et al., 1999 ; Aernouts et Héquette, 2006 ; Anthony, 2013 ; Ruz et al., 2017), les variations des conditions météo-océaniques (Chaverot et al., 2008 ; O'Connor et al., 2011; Vespremeanu-Stroe et al., 2007; Ruggiero et al., 2010; Martínez et al., 2011; Mann et Westphal, 2016), ou des phénomènes cycliques d'auto-ajustement (Cooper et al., 2007). Les forçages anthropiques peuvent également jouer un rôle important lorsque les prélèvements répétés de sédiments et/ou la construction d'ouvrages le long du rivage déstabilisent le bilan sédimentaire et le fonctionnement hydrodynamique (Cooper et Pethick, 2005; Pandian et al., 2004; Kumar et al., 2010; Suanez et al., 2010; Hapke et al., 2013; Del Río et al., 2013). Ces évolutions à long terme dessinent des tendances qui sont toutefois brouillées par l'intervention d'épisodes tempétueux agissant à des échelles temporelles très courtes (de la journée à quelques heures), et qui génèrent le plus souvent un recul très important du trait de côte (Morton et al., 1995; Cooper et al., 2004; Forbes et al., 2004 ; Montreuil et Bullard, 2012 ; Lentz et al., 2012 ; Masselink et al., 2016a). Ces événements paroxysmaux posent donc la question de leur représentativité statistique au sein des tendances pluri-décennales (Fenster et al., 2001; Crowell et al., 1991; Dolan et al., 1991; Kumar et al., 2010; Martínez et al., 2011).

Plusieurs études ont suggéré que le contrôle exercé par l'Oscillation Nord Atlantique (ONA) en Atlantique Nord (Hurrell et Deser, 2009), notamment sur les houles de tempête hivernale, pouvait jouer un rôle plus ou moins déterminant sur les évolutions à plus ou moins long terme du trait de côte (Vespremeanu-Stroe et al.,

2007; Pye and Blott, 2008; Thomas et al., 2010; O'Connor et al., 2011; Masselink et al., 2014; Robinet et al., 2016). Pour autant, ce lien n'est pas toujours fondé d'un point de vue statistique, et de nombreux travaux montrent que d'autres éléments de forçage doivent être pris en compte à l'exemple du bilan sédimentaire à long terme qui dépend des échanges entre l'infra et le supra-littoral (Pye and Blott, 2008 ; Ruz et al., 2017), ou bien plus encore, la marée (Suanez et Stéphan, 2011). En effet, sur les côtes macro à méga-tidales qui bordent la Manche ou la mer du Nord, la dynamique du trait de côte est fortement liée à l'action des niveaux d'eau extrêmes dont l'action érosive atteint son paroxysme lorsqu'une marée de vive-eau coïncide avec une tempête (Suanez et Stéphan, 2006; Chaverot et al., 2008; Stéphan et al., 2010; Stéphan, 2011; Esteves et al., 2012; Stéphan et al., 2012 ; Anthony, 2013 ; Blaise et al., 2015). Ainsi, certains hivers tempétueux caractérisés par un indice ONA positif, peuvent néanmoins se distinguer par une très faible érosion du trait côte dès lors que les tempêtes surviennent en période de morte-eau (Suanez et Stéphan, 2011 ; Suanez et al., 2011). En s'appuyant sur les résultats d'une simulation rétrospective de 57 ans (1953-2009) des paramètres de vagues dans l'Atlantique Nord-Est, Dodet et al. (2010) ont mis en évidence de fortes corrélations ( $\mathbb{R}^2 > 0.8$ ) entre les hauteurs de vagues et l'indice ONA aux latitudes supérieures à 55°N mais des corrélations nettement plus faibles  $(0, 2 < R^2 < 0, 5)$ au large des côtes françaises. Les travaux réalisés par Montreuil et Bullard (2012) sur la côte orientale de l'Angleterre ont également montré que l'ONA n'était pas un bon marqueur de l'activité tempétueuse hivernale dans ce secteur, mais pouvait à l'inverse apparaître comme un bon proxy associé aux périodes de temps calme. Les auteurs indiquent que pour cette zone, la classification de Jenkinson et Collison (1977) est un bien meilleur indicateur pour expliquer notamment l'occurrence des forts vents de mer générés par les tempêtes. Un constat similaire a été fait par Dupuis et al. (2006) qui ont montré qu'aux latitudes de Biscarrosse (44°23'N), le forçage exercé par l'ONA pour expliquer la variabilité interannuelle de la hauteur des houles fonctionnait très mal. Les auteurs indiquent une inversion du modèle classiquement décrit dans la littérature, marquée une diminution de l'énergie des houles à la côte en période de ONA+, et des hauteurs plus importantes associées à des vents modérés d'ouest pour un ONA. De récents travaux ont proposé un nouvel indice climatique appelé l'indice WEPA (West Europe Pressure Anomaly) présentant de très bonnes corrélations ( $R^2 > 0.6$ ) avec les hauteurs significatives de houles hivernales (moyennées sur D-J-F-M), le long de la façade Atlantique européenne, du sud de l'Irlande au sud du Portugal (Castelle et al., 2017 ; Autret et al., 2018). À la différence de l'indice ONA, qui est calculé à partir du gradient de pression entre Reykjavik en Islande (centre des basses pressions) et Ponta Delgada aux Açores (centre des hautes pressions), le WEPA est calculé à partir du gradient de pression entre Valentia en Irlande et Santa Cruz de Tenerife aux Îles Canaries. Les auteurs indiquent qu'un indice WEPA positif illustre un gradient de pressions supérieur à la moyenne et décalé vers le sud, à l'origine de vagues de tempêtes très énergétiques au large de l'Europe occidentale entre 50°N et 44°N.

Cette étude porte sur l'analyse de la cinématique du trait de côte de la baie de Goulven située sur la côte nord de la Bretagne (Nord Finistère) entre 1948 et 2016. L'objectif est de déterminer le fonctionnement morphosédimentaire et dynamique de ce secteur littoral en tenant compte des forçages météo-marins exercés sur

l'ensemble de la période. Pour se faire, (*i*) une étude par photo-interprétation couplée à de la mesure de terrain a été réalisée afin de reconstituer les changements du trait de côte sur les 70 dernières années ; (*ii*) une analyse des conditions hydrodynamiques reposant sur l'estimation des niveaux d'eau extrêmes (surcote + *runup*) a été effectuée afin d'identifier le lien entre les dynamiques morphologiques et hydrologiques ; (*iii*) enfin, le contrôle exercé par l'Oscillation Nord Atlantique (ONA) et le WEPA (*West Europe Pressure Anomaly*) sur la dynamique météo-océanique est analysé afin d'expliquer l'alternance des phases érosives et de régénération observées.

#### 2. Contexte géomorphologique et hydrodynamique

#### 2.1. Géomorphologie du site d'étude

La baie de Goulven se situe sur le littoral nord du Finistère. Elle est respectivement limitée à l'ouest et à l'est par les presqu'îles de Brignogan et de Plouescat (fig. 1). Cette baie constitue un des éléments composant une vaste unité paysagère que Battistini a qualifié de « *banquette côtière du littoral septentrional du Léon* » (Battistini, 1953). Comme le décrit l'auteur, cette dernière s'étendant de Lampaul-Ploudalmezeau – Plouguerneau à Roscoff, correspond à un chapelet de régions côtières basses (altitudes < 15 m NGF) qui fait la transition entre le plateau du Léon et la plaine sous-marine de la Manche. Le contact avec le plateau du Léon se fait par un escarpement d'un commandement moyen entre 40 et 50 m, prenant par endroit l'allure d'une falaise morte (Battistini, 1955). Un second talus sous-marin entre -10 m et -40 à -60 m NGF, marque le rebord externe d'une large plateforme à écueils (3 à 6 km) sur laquelle des placages sableux holocènes forment les systèmes plages/dunes actuels (Battistini et Martin, 1956). Les auteurs indiquent toutefois qu'en face de la baie de Goulven, il n'existe pas de talus sous-marin, mais une descente insensible depuis la zone intertidale/avant côte jusqu'aux fonds de -50 m. Cette particularité tient à l'action érosive du réseau hydrographique constitué de quatre cours d'eau majeurs (la Flèche, le Frout, ar Rest et Kérallé), alimentés par de nombreux petits tributaires, qui a creusé la baie et façonné la pente très douce de la plateforme sous-marine située à plus de 25 km au large (Battistini, 1955).

La baie de Goulven forme un large estran sableux parsemé d'affleurements rocheux et d'écueils, notamment en son centre (rocher de Mean Melen, Roc'h Vran, Ar Mean, etc. ; fig. 2). Le fond de baie est occupé par un vaste champ dunaire (les dunes de Keremma) qui s'étend sur 7 km de linéaire côtier. La chronologie holocène de sa mise en place, comme de celle des dunes de Bretagne en général, reste encore largement débattue (Hallégouët, 1978 ; Guilcher et Hallégouët, 1991 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2016). La partie interne de ce complexe dunaire est fixée par une pelouse aérohaline et/ou des espèces arbustives plantées. Seule la partie externe considérée comme la dune vive reçoit des apports éoliens rapidement fixés par une végétation psammophile de type *Ammophila arenaria* et *Agropyron junceum*. La largeur du cordon dunaire varie de 50 m à l'est à environ 300 m à l'ouest. Sa hauteur culmine entre 12 et 17 m NGF (Yoni, 1990) soit, 8 à 13 m au-dessus des plus hautes mers astronomiques (fig. 3). Hallégouët et Moign (1976) et Feil (1979) ont indiqué que ce vaste cordon dunaire est en réalité ancré à des îlots rocheux fossilisés, formant dans les secteurs d'Enez Vraz et de la chapelle Saint-Gouévroc des buttes

qui culminent entre 16 et 17 m NGF (fig. 2). De part et d'autre de cette zone centrale, que Yoni et Hallégouët (1998) appellent le « massif de Keremma », les flèches à pointe libre de Penn ar C'heulz à l'ouest, et du Kernic à l'est, viennent partiellement fermer l'anse de la grève de Goulven dans laquelle se jette le petit fleuve côtier La Flèche, et l'anse de Kernic drainée par le fleuve côtier Kerallé (fig. 2). La particularité morphologique de la flèche de Penn ar C'hleuz tient à la succession remarquable de crêtes de plage progradantes dunifiées qui la composent, et que certains auteurs ont qualifié de type « *Darss* » (Menez, 1977 ; Hallégouët, 1981). Dans son étude datant de la fin des années 1970, Hallégouët en dénombrait plus de 25 dont la hauteur variait entre 5 et moins d'un mètre (Hallégouët, 1981).

L'évolution morphosédimentaire de la baie de Goulven, retracée notamment à partir de la cinématique du trait de côte, montre un phénomène de cannibalisation marqué par une érosion de la partie centrale du cordon dunaire dont les sédiments viennent nourrir les deux flèches de Penn ar C'hleuz et du Kernic, respectivement à l'ouest et à l'est (Hallégouët et Moign, 1976 ; Feil, 1979 ; Yoni, 1995 ; Yoni, 1997). Ces flèches sont elles-mêmes affectées par ce phénomène puisqu'entre 1952 et 1987, la surface perdue par la flèche du Kernic était évaluée à -68 772 m<sup>2</sup>, soit -1 965 m<sup>2</sup>/an ; elle était moins importante pour la flèche de Penn ar C'hleuz : -5 614 m<sup>2</sup> entre 1952 et 1990, soit -158 m²/an (Yoni et Hallégouët, 1998). L'érosion a été continue sur l'ensemble de la période pour la flèche du Kernic ; l'érosion la plus forte s'est manifestée entre 1978 et 1980-81 (-8 700 m<sup>2</sup>/ an), notamment au cours des fortes tempêtes de l'hiver 1978 (Yoni, 1997). Au niveau de la flèche de Penn ar C'hleuz, l'érosion a été importante dans la partie proximale de la flèche dès le début de la période considérée. On y enregistrait un recul de -2 m/an entre 1952 et 1978, puis de -4 m/an jusqu'en 1981 (Yoni, 1997). Dans le même temps, l'allongement de la pointe permettait presque toujours de compenser la perte sédimentaire subie par la partie proximale. Entre 1981 et 1982, deux épis ont été installés dans la partie proximale de la flèche de Penn ar C'hleuz afin de limiter cette érosion en bloquant une partie du transit sédimentaire longitudinal (fig. 2). Ces ouvrages ont dans un premier temps permis de stabiliser la racine de la flèche sur une distance de 800 m, déplaçant le fulcrum vers l'ouest (Hallégouët et al., 1986). Ainsi, la partie distale de la flèche a cessé de prograder et a subi une vive érosion (-24,20 m entre 1989 et 1995 pour son extrémité nord et -13,40 m pour son extrémité sud ; Yoni, 1997). D'autres causes expliquant ces processus tiennent aux extractions de sédiments pratiquées trop près de la pointe (Yoni et Hallégouët, 1998), et aux divagations du chenal de la Flèche situé à l'extrémité de la flèche qui empêchent une trop forte accumulation des sédiments au nord de la pointe.

#### 2.2. Conditions hydrodynamiques

La baie de Goulven est soumise à un régime macrotidal de marée. Si l'on s'en tient aux observations de marée acquises à Brignogan (port secondaire suivant la classification du SHOM) qui est le plus proche de la zone d'étude, le marnage pour la moyenne des plus hautes marées astronomiques atteint 9 m ; il est égal à 7,2 m pour la moyenne des marées de vive-eau (coefficient 95 ; SHOM, 2016). L'étude des surcotes extrêmes repose quant à elle sur les enregistrements réalisés au niveau du marégraphe de Roscoff considéré comme un port principal

suivant la classification du SHOM. La surcote maximum de pleine mer a atteint 0,99 m le 26/10/2011, ce qui correspond un aléa d'occurrence presque centennale (Perherin et al., 2013). Les surcotes de pleine mer pour une période de retour de 50, 20, 10 et 5 ans sont respectivement égales à 0,82, 0,75, 0,69 et 0,63 m.

La climatologie de houle a été analysée à partir des données ANEMOC acquises par numérisation au point de calcul « Pt COAST-1217 », situé à 48°44,040'N, 4°21,540'W, et à 61,3 m de profondeur (fig. 1). Les houles d'ouest à ouest-nord-ouest totalisent 70 % du régime annuel. Suivant la période de l'année, elles accompagnent les dépressions océaniques qui rentrent en Manche et sont alors caractérisées par des hauteurs très importantes ( $H_{m0} > à 8-10$  m). De par sa position géographique, la baie de Goulven est très bien protégée des houles de sud-ouest qui ne représentent qu'un très faible pourcentage (8 % du régime annuel). Les houles de nord à nord-est sont quant à elles peu importantes, tant par leur fréquence que par leur puissance ( $H_{m0}$  très rarement supérieures à 4-5 m). La courantologie à la côte s'exprime quant à elle à travers la disposition des deux flèches à pointe libre de Goulven et du Kernic qui s'allongent, l'une et l'autre, dans des sens opposés. Ainsi, plusieurs auteurs ont décrit une circulation longitudinale divergente de la zone centrale de la baie (massif de Keremma) vers les extrémités occidentale et orientale (Battistini, 1955 ; Feil, 1979 ; Yoni et Hallégouët, 1998 ; fig. 2).

#### 2.3. Actions de l'Homme sur le milieu

À partir du XIX<sup>e</sup> siècle, les interventions humaines sur le milieu se multiplient dans le but d'assécher des terres pour la mise en culture (Hallégouët et Moign, 1976). Les premiers travaux de drainage et d'assèchement de l'étang du Louc'h commencent entre 1791 et 1824 avec le détournement artificiel de la rivière du Frout vers le fleuve côtier la Flèche, puis vers l'anse de Kernic en 1842. L'aménagement le plus conséquent est réalisé entre 1824 et 1826. Il concerne la construction d'une digue (digue Rousseau) barrant l'estuaire de la Flèche afin d'assécher les vasières situées en arrière (fig. 4). Le même principe est repris à l'est de la baie avec la construction de la chaussée de Pont Christ en 1828, et de la digue de Pont Pouloudou en 1849, qui ont toutes deux permis l'assèchement des paluds sud de l'anse de Kernic et de la partie amont du fleuve Kerallé (fig. 4).

La baie de Goulven a été pointée comme étant le premier site d'extraction de sables intertidaux à l'échelle du département finistérien, notamment pour l'agriculture. Ainsi, durant l'année 1995-1996 le volume de sable « officiellement » extrait était d'environ 16 310 m<sup>3</sup>, pour un volume départemental (aber Benoît exclu) d'environ 24 649 m<sup>3</sup>, soit un peu plus de 66 % du volume prélevé dans le Finistère (Yoni et Hallégouët, 1998). Ces pratiques ont commencé dès le XIX<sup>e</sup> siècle et se sont amplifiées au début du XX<sup>e</sup> siècle pour répondre aux besoins de l'industrie du béton, et en 1940 pour participer à la construction du mur de l'Atlantique par l'organisation allemande Todt. Yoni et Hallégouët (1998) indiquent que le volume annuel prélevé sur la flèche de Pen ar C'heuz a été progressivement réduit, passant de 17 600 m<sup>3</sup> en 1981-1982 à 1 330 m<sup>3</sup> en 1995-1996 ; inversement, le volume annuel extrait dans l'anse de Kernic a, quant à lui, beaucoup augmenté, passant de 4 000 m<sup>3</sup> en 1981-82 à 14 900 m<sup>3</sup> (Yoni et Hallégouët, 1998). Yoni (1997) estimait à 15 000 t/an les prélèvements de sable « officiellement déclarés » effectués dans l'anse de Kernic. Plusieurs études ont insisté sur le lien évident

entre ces extractions de sable et l'érosion du rivage, notamment de la plage de Lanévez située à l'ouest de la chapelle de Saint-Gouévroc (Feil, 1979), de la flèche du Kernic (Yoni, 1997; Yoni and Hallégouët, 1998), et dans une moindre mesure, de la flèche de Penn ar C'hleuz (Hallégouët and Moign, 1976).

Comme nous l'avons rappelé plus haut, des ouvrages de défense côtière ont été aussi installés dans les années 1980 afin de limiter l'érosion (Hallégouët et al., 1986). Il s'agit notamment de l'épi expérimental en enrochements de la Sablière en Tréflez mis en place en 1981 sur la partie proximale de la flèche de Penn ar C'hleuz (fig. 2). Après quelques mois de bon fonctionnement, la reprise de l'érosion a poussé les élus à implanter en 1982 un deuxième épi à l'ouest du premier. Cette politique d'enrochement du trait de côte s'est arrêtée en 1983 lorsque le Conservatoire du littoral a pris la gestion du site.

xe

#### 3. Méthodes et données utilisées

#### 3.1. Cinématique du trait de côte



Il existe trois grandes familles d'indicateurs permettant d'identifier la ligne de référence du trait de côte : morphologiques, biologiques, et hydrologiques (Boak et Turner, 2005). Dans le cadre de cette étude, l'indicateur qui été choisi pour l'étude de la cinématique du trait de côte est représenté par la limite de la végétation dunaire dont la différence de tonalité de gris ou de couleur avec les sables vifs de haut de plage est très nettement identifiable sur les photographies aériennes. Sur les côtes à marée, cette ligne de référence est la plus pertinente car elle s'affranchit des variations du plan d'eau. Dans certains cas, elle peut simplement correspondre à la crête dunaire sommitale lorsque le versant externe de la dune est entaillé en falaise sub-verticale après un épisode érosif (Crowell et al., 1991 ; Zuzek et al., 2003 ; Suanez et al., 2010).

L'ortho-rectification des photographies aériennes anciennes a été réalisée par saisie d'amers sous le logiciel ArcGIS. L'image de référence utilisée correspond à l'ortho-photographie IGN de 2012 (tab. 1). Un calcul des marges d'erreur a été par la suite effectué afin de mesurer la pertinence de ces corrections géométriques. Le principe a consisté à positionner un certain nombre d'invariables correspondant à des points fixes dans le paysage sur chaque photographie ortho-rectifiée, et de mesurer le décalage en X et Y de ces derniers sur l'image de référence (l'ortho IGN de 2012). Les résultats obtenus montrent des erreurs moyennes comprises entre  $\pm$  1 et 5 m ; les erreurs maximum (entre  $\pm$  10 à 14 m) ont été obtenues pour les dates les plus anciennes (1948 et 1952)

dont la qualité des photographies et le nombre d'amers disponibles pour la correction géométrique restaient médiocres (tab. 2).

La mobilité du trait de côte a été mesurée sous le logiciel ArcGis à l'aide du module DSAS (*Digical Shoreline Analysis System*; Moore, 2000) le long de 320 transects perpendiculaires à la côte et espacés de 20 m. Conformément aux méthodes statistiques préconisées par Fenster et al. (1993), l'évolution de la cinématique du trait de côte a été quantifiée à partir de simples régressions linéaires pour chaque série de données obtenues pour tous les transects. Des bilans surfaciques ont également été calculés dans la partie occidentale de la baie de Goulven (de la plage de Lanévez à la partie distale de la flèche de Penn ar C'hleuz) afin de souligner la particularité des évolutions morphologiques dans ce secteur.

#### 3.2. Estimation des niveaux d'eau extrêmes et des phases potentiellement érosives

L'impact morphogène des tempêtes survenues ces dernières années sur le littoral de la Manche et de l'Atlantique a permis de souligner le rôle déterminant de la conjonction d'une grande marée, d'une forte surcote, et de conditions de vague très énergétiques dans l'érosion des côtes. Ce fût le cas lors des tempêtes Johanna en mars 2008 (Cariolet et al., 2010), ou de Xynthia en février 2010 (Feuillet et al., 2012 ; Chauveau et al., 2011 ; Dubois et al., 2014), et des épisodes tempétueux successifs de l'hiver 2013-2014 (Blaise et al., 2015 ; Castelle et al., 2015 ; Masselink et al., 2016b). En contexte macrotidal, le recul du trait de côte généré par les hauts niveaux d'eau extrêmes est la conséquence d'une attaque par les vagues du pied et/ou du front de dune ; cela se traduit par la mise en place d'une falaise d'érosion et par un recul de la limite de végétation dunaire (Carter et Stone, 1989). Les travaux récents en matière de rétro-observation des conditions atmosphériques et océaniques offrent désormais des enregistrements continus à haute résolution temporelle qui permettent d'estimer l'occurrence et la fréquence des niveaux d'eau extrêmes à la côte sur un pas de temps pluri-décennal (Suanez et al., 2015 ; Suanez et Stéphan, 2011 ; Stéphan et al., 2012).

Dans le cadre de cette étude, la chronologie des niveaux d'eau extrêmes ( $\Delta_{NMextr}$ ) a été retracée entre 1948 et 2015 en sommant la marée astronomique prédite ( $\Delta_{Mpred}$ ), la surcote barométrique ( $\Delta_{hp}$ ) et la surélévation liée à l'agitation du plan d'eau (*wave setup* + *wave runup*) ou Runup ( $R^T$ ), selon la formule suivante :

$$\Delta_{NMextr} = \Delta_{Mpred} + \Delta_{hp} + R_T$$
<sup>[1]</sup>

Les données de marée prédite sur la période ont été calculées par le SHOM au port de Brignogan (48°40'42"N - 4°19'03"W) situé immédiatement à l'ouest de la baie de Goulven (fig. 1). Calés sur le zéro hydrographique local (ZH), les niveaux d'eau horaires ont été raccordés au niveau NGF à partir des références altimétriques fournies par le SHOM (2016). La surcote barométrique a été calculée selon le principe du baromètre inverse, à partir des données de pression atmosphérique issues de la ré-analyse du NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) au niveau du point 5°W - 47,5°N. Notons que les effets du vent dans les phénomènes de surcote et décote (*wind setup*) n'ont pas été pris en compte dans cette étude. Par ailleurs, la possibilité d'utiliser les enregistrements marégraphiques

disponibles au port de Roscoff pour déterminer les surcotes a été écartée car la série de données présente de nombreuses lacunes et ne débute qu'en 1973.

Le paramètre  $R_{T}$  a été calculé à partir des équations de (Stockdon et al., 2006) :

$$R_{2\%} = 1.1 \left( 0.35 \beta_f \left( H_0 L_0 \right)^{\frac{1}{2}} + \frac{\left[ H_0 L_0 \left( 0.563 \beta_f^2 + 0.004 \right) \right]^{\frac{1}{2}}}{2} \right)$$
[2]

où  $R_{2\%}$  est la valeur des 2 % les plus élevés des hauteurs de runup,  $H_0$  est la hauteur significative des vagues au large,  $L_0$  est la longueur d'onde, et  $\beta_f$  est la pente de la plage.

Dans cette étude, la valeur de pente utilisée a été fixée à 5 % ( $tan\beta = 0,05$ ). Cette valeur correspond à la pente moyenne calculée, sur la base des profils de plage extraits des données Lidar Litto3D-Finistère de 2012, entre le niveau des plus hautes mers astronomiques (4,45 m NGF) et le niveau de mi-marée (0,39 m NGF). Les données de vagues utilisées sont issues d'une application du modèle WAVEWATCH III\* (Tolman et al., 2014), dans l'Atlantique Nord, forcé à partir des champs de vents réanalysés du NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) sur la période 1948-2017 (Castelle et al., 2017). Pour cette étude, les paramètres de vagues au niveau du point (4,5°W – 49°N) disponibles toutes les 6 heures, ont été converties en données horaires à partir d'une interpolation linéaire. Ce jeu de données a finalement été filtré afin de retenir uniquement les paramètres associés à chaque pleine mer sur la période 1948-2016 (soit 47991 épisodes de pleine mer). L'estimation des niveaux d'eau extrêmes à partir de cette approche présente de multiples limites, au nombre desquelles l'emploi d'une formule empirique du runup basé sur des valeurs de houle ( $H_o$ ) issues d'un modèle global au large. Compte tenu du nombre d'écueils qui parsèment l'avant-côte, il est probable que nos estimations pourraient être améliorées, à terme, par l'utilisation de modèles hydrodynamiques permettant de propager les vagues à la côte en s'appuyant sur la bathymétrie des petits-fonds.

La méthode POT (*Peak Over Threshold*) a été utilisée afin d'identifier les épisodes de niveaux d'eau les plus élevés au sein de la série de données (Leadbetter, 1991). Trois seuils correspondant aux percentiles Q99 %, Q99,5 % et Q99,9 % (tab. 3) ont été fixés arbitrairement pour discriminer les niveaux d'eau extrêmes de magnitude modérée (fréquence < 1 %), forte (fréquence < 0,5 %), et très forte (fréquence < 0,1 %). La fréquence annuelle et la fréquence moyenne de ces niveaux d'eaux extrêmes ont été calculées sur la période 1948-2016. Les périodes durant lesquelles la fréquence annuelle dépasse la fréquence moyenne ont été considérées comme des *« phases potentiellement érosives »* lors desquelles on peut s'attendre à un recul du trait de côte plus prononcé.

#### 3.3. Analyse morphodynamique

D'un point de vue méthodologique, l'impact morphogène d'une tempête est d'autant mieux signé lorsque les mesures d'observation pré et post-tempêtes sont réalisées avec un minimum de décalage temporel par rapport à l'évènement (Ferreira, 2005). Ainsi, lorsque les suivis sont effectués à très haute fréquence (journalière à

hebdomadaire), des traitements statistiques très simples basés sur l'utilisation de la régression simple ou multiple suffisent à mesurer la relation entre les conditions de tempêtes et les changements du trait de côte (Suanez et al., 2010; Angnuureng et al., 2017). En revanche, lorsque les observations sont espacées de plusieurs semaines (voir de plusieurs mois), l'impact morphogène d'un événement peut être gommé par les réajustements morphosédimentaires parfois très rapides (Pye et Blott, 2008 ; Houser et Hamilton, 2009 ; Sabatier et al., 2009 ; Suanez et al., 2012 ; Houser et al., 2015). Enfin, lorsque la fréquence du suivi devient pluri-annuelle, comme c'est le cas dans cette étude, les phases de recul du trait de côte peuvent difficilement être attribuées à un épisode unique. D'un point de vue statistique, il n'y a alors aucune relation linéaire entre l'intensité des tempêtes et le taux d'érosion de la dune (Sabatier et al., 2009). En raison de cette difficulté méthodologique, l'étude morphodynamique a reposé sur l'analyse des correspondances entre les phases de recul du trait de côte et les phases morphogènes potentiellement érosives en s'appuyant sur le calcul de trois indices : (i) la valeur prédictive, (ii) la sensibilité et (ii) la spécificité. Ces indices ont été obtenus en transformant nos données sous une forme binaire dans une matrice de confusion (Kohavi et Provost, 1998). Ainsi, les valeurs d'avancée et de recul du trait de côte mesurées le long des radiales sont respectivement traduites en une série de valeurs égales à 0 et 1. De même, les périodes non morphogènes et morphogènes sont respectivement codifiées 0 et 1. De cette structure binaire est extraite la valeur prédictive qui permet d'évaluer si le comportement global du trait de côte (avancée et recul) est en phase avec l'activité morphogène (présence ou absence de niveaux d'eau extrêmes). Elle est calculée de la façon suivante : · O.

$$Valeur \ prédictive = 100 \frac{N_{avancée}^{+} + N_{recul}^{+}}{N_{avancée}^{+} + N_{avancée}^{-} + N_{recul}^{+} + N_{recul}^{-}}$$
[3]

où  $N^+$  et  $N^-$  sont respectivement les nombres de correspondances et de non-correspondances au sein de notre matrice entre les valeurs d'avancée et de recul mesurées le long des radiales et la chronologie des phases potentiellement érosives.

L'indice de sensibilité permet quant à lui d'estimer dans quelle proportion les valeurs de recul du trait de côte sont associées aux phases potentiellement morphogènes. Il repose sur la formule suivante :

Sensibilité = 100 
$$\frac{N_{recul}^{+}}{N_{recul}^{+} + N_{avancée}^{-}}$$
[4]

Enfin, l'indice de spécificité se concentre sur les valeurs d'avancée du trait de côte et permet d'évaluer le lien entre la régénération dunaire et l'absence de phases potentiellement morphogènes. Il se calcule de la manière suivante :

$$Spécificité = 100 \ \frac{N^+_{avancée}}{N^+_{avancée} + N^-_{recul}}$$
[5]

#### 4. Résultats

#### 4.1. Cinématique du trait de côte de la baie de Goulven

Le long de la baie de Goulven, la cinématique du trait de côte présente une grande variabilité spatiale sur la période globale de 68 ans (1948-2016 ; fig. 5A). D'une manière générale, la partie occidentale de la baie se distingue par des évolutions du trait de côte particulièrement rapides, tandis que la partie orientale enregistre des changements de moindre ampleur. Dans le détail, le linéaire côtier étudié se décompose en six secteurs présentant des dynamiques récentes du trait de côte bien distinctes.

#### 4.1.1. La flèche de Pen ar C'hleuz : partie proximale et partie distale

À l'extrême ouest du secteur d'étude, la pointe de la flèche de Pen ar C'hleuz a connu une avancée d'environ +330 m entre 1948 et 2016 (fig. 5A). Les tendances d'évolution du trait de côte calculées statistiquement par régression linéaire atteignent des vitesses d'avancée maximales de +4,6 m/an le long de la radiale 1 (fig. 5B). Comme Hallégouët (1981) l'avait déjà indiqué, cette progradation s'effectue par édification de crêtes dunaires successives, très visibles dans la topographie actuelle (fig. 6). Dans son étude datant de la fin des années 1970, il en dénombrait plus de 25 ; la présente étude montre qu'entre 1978 et 2016, une douzaine de rides supplémentaires se sont édifiées. Les rythmes d'avancée décroissent progressivement vers l'est où, dans la partie proximale de la flèche, la tendance est à l'érosion. Les plus fortes valeurs de recul sont mesurées au niveau de la radiale 65 et atteignent -77 m entre 1948 et 2016 (fig. 5A), soit un rythme de -1,22 m/an sur la période (fig. 5B). Cette tendance est le signe d'un déficit sédimentaire et illustre, de façon plus générale, la cannibalisation progressive de la flèche de Pen ar C'hleuz au cours des dernières décennies. Ces résultats soulignent des évolutions symétriquement opposées entre les parties distale et proximale de la flèche sur la période 1948-2016 (fig. 7A-B). Enfin, la partie médiane de la flèche, entre les radiales 30 et 40, enregistre des tendances d'évolution peu significatives d'un point de vue statistique ( $\mathbb{R}^2 < 0,5$ ). Ce secteur correspond au fulcrum marquant la transition entre la zone en érosion et celle en accrétion (fig. 5).

#### 4.1.2. Le secteur de Lanévez

La plage de Lanévez, située entre les radiales 90 et 120, a enregistré une forte mobilité du trait de côte entre 1948 et 2016 (fig. 5A). Ce secteur a connu une érosion importante entre 1948 et 1980, le trait de côte ayant reculé d'une trentaine de mètres en moyenne (fig. 7C). Cette évolution s'inscrit dans le processus de cannibalisation de la flèche de Penn ar C'hleuz précédemment décrit ; durant cette période, le matériel érodé à la plage de Lanévez a aussi participé à l'engraissement de la partie occidentale de la flèche de Penn ar C'hleuz. A l'inverse, entre 1980 à 2009, le front de dune a enregistré une avancée rapide de +40 m en moyenne. Comme l'ont montré Yoni et Hallégouet (1998), cette inversion de tendance coïncide avec la pose de deux épis en enrochement en 1981 dans la partie proximale de la flèche de Penn ar C'hleuz. Ces ouvrages ont probablement freiné le processus

de cannibalisation et les transferts sédimentaires depuis la plage de Lanévez. Enfin, une phase érosive est de nouveau observée sur la dernière période, notamment entre 2012 et 2016, que l'on peut expliquer par l'action des fortes tempêtes de l'hiver 2013-2014.

#### 4.1.3. Le secteur de Saint-Gouévroc

Le secteur de Saint-Gouévroc présente une faible mobilité du trait de côte qui se caractérise par une succession d'avancées et de reculs d'ampleur limitée (< -5 m) entre 1948 et 2016 (fig. 5A). Sur l'ensemble de la période, aucune tendance significative ne se dégage ( $0,1 < R^2 < 0,2$ ; fig. 5D). Cela s'explique par le fait que dans ce secteur, les dunes viennent s'accoler ou se plaquer à des petites falaises de dépôts de solifluxion périglaciaires (*head*) surmontant des affleurements rocheux. Cette morphologie fixe en quelque sorte le trait de côte, limitant la mobilité des placages dunaires (fig. 5C, 7D).

#### 4.1.4. La plage de Keremma

La longue plage de Keremma qui s'étend globalement des radiales 171 à 270 montre une évolution très nette à l'érosion du trait de côte sur l'ensemble de la période d'observation. Les vitesses de recul sont comprises entre -0,2 et -0,4 m/an selon les secteurs (fig. 5A, C). Cette tendance à l'érosion très significative ( $0,5 < R^2 < 0,7$ ; fig. 5D) reste linéaire dans le temps même si quelques phases de recul plus important viennent perturber le signal, notamment durant les périodes 1961-1968, 1978-1980, 1982-1990, 1993-2000, 2013-2016 (fig. 7E).

#### 4.1.5. La flèche du Kernic

Le dernier secteur constitué par la flèche du Kernic (radiales 271 à 320) a enregistré un recul moyen du trait de côte d'une trentaine de mètres entre 1948 et 2016 (fig. 5A, C). Cette évolution n'est pas linéaire et les tendances sont peu significatives sur la période d'étude (fig. 5D, 7F). Seule la partie distale de la flèche enregistre un recul constant dans le temps dont la vitesse calculée par régression linéaire ( $R^2 > 0,7$ ) atteint -0,8 m/an sur l'ensemble de la période (fig. 5C-D).

#### 4.2. Dynamique morphosédimentaire à l'échelle de la baie

La dynamique morphosédimentaire du trait de côte montre un fonctionnement très différent entre l'ouest et l'est de la baie. Comme nous l'avons indiqué précédemment, le secteur occidental de la baie qui s'étend de la plage de Lanévez à la flèche de Penn ar C'hleuz évolue suivant un processus de cannibalisation. Cette dynamique est illustrée au travers de l'analyse des surfaces dunaires perdues ou gagnées sur l'ensemble de la zone (fig. 8A). Le calcul des superficies positives et négatives des zones distale et proximale montre clairement des évolutions symétriquement opposées jusqu'au début des années 1960, même si le bilan global est excédentaire (la surface gagnée au niveau de la partie distale est d'environ +71 370 m<sup>2</sup>; la surface perdue est quant à elle de -43 200 m<sup>2</sup>; fig. 8B). À partir du début des années 1960, ce fonctionnement est perturbé par des prélèvements de sables d'origine anthropique qui vont perdurer jusqu'aux années 1990 (fig. 8D-F). Les chiffres disponibles

à partir des années 1980 (Yoni et Hallégouët, 1998) montrent que ces prélèvements ont diminué de façon graduelle jusqu'en 1996, date à laquelle ces prélèvements ont été interdits. Dès lors, le bilan sédimentaire global du secteur a augmenté. Si l'on tient compte de la mise en place des deux épis dans la partie proximale au début des années 1980, on peut considérer que l'engraissement de la partie distale dès le début des années 1990 ne se réalise plus par cannibalisation, mais à partir d'apports vifs venus du large. La dernière période (2013-2016) est marquée par une diminution très importante des surfaces dunaires sur l'ensemble de la flèche que l'on peut attribuer à l'impact morphogène des tempêtes de l'hiver 2013-2014.

La partie orientale de la baie, qui s'étend notamment de la plage de Keremma à la flèche du Kernic, est marquée quant à elle par un fonctionnement bien différent. Comme l'indique la Figure 8, l'évolution de cette partie du littoral comprise entre les radiales 175 et 310, montre une alternance de phases érosives et de régénération. Ainsi, cinq phases de recul du trait de côte (1961-1968 ; 1978-1980 ; 1982-1990 ; 1993-2005 ; 2013-2016) peuvent être identifiées (fig. 9). Ces cinq phases érosives sont également reconnues le long de la flèche du Kernic. Ces phases sont entrecoupées de périodes d'avancée du trait de côte. À ce titre, la période 1968-1978, qui fait suite à une forte érosion de la flèche du Kernic, se caractérise par une avancée importante du trait de côte dans ce secteur, à la suite d'hivers peu énergétiques. Notons enfin que cette alternance de phases d'avancée et de recul n'est pas observée le long du secteur de St-Gouévroc (fig. 9).

#### 4.3. Chronologie des niveaux d'eau extrêmes et des phases potentiellement érosives entre 1948 et 2015

L'analyse conjointe des conditions de vague et de marée permet de dresser la chronologie des niveaux d'eau extrêmes atteints lors des pleines mers entre les mois de janvier 1948 et de décembre 2015 (fig. 10A). Ces résultats montrent que les fortes vagues associées aux pleines mers astronomiques génèrent des niveaux d'eau à la côte particulièrement élevés potentiellement responsables de l'érosion côtière et du recul du trait de côte. Les caractéristiques de vagues associés aux niveaux d'eau extrêmes témoignent de conditions de forte agitation de la mer, propices à l'érosion du front de dune (tab. 3). Sur la période d'étude, un total de 475 épisodes de niveaux d'eau supérieurs au percentile Q99 % (soit 5,79 m NGF) a été recensé. Ces événements présentent des hauteurs significatives de vagues de 5,68 m en moyenne et des périodes pic de l'ordre de 15,4 secondes.

Si l'on s'intéresse aux événements de forte magnitude (niveaux d'eau supérieurs au percentile Q99,5 %), 237 épisodes sont identifiés entre 1948 et 2015, générant des niveaux d'eau à la côte atteignant l'altitude de 6,34 m NGF en moyenne. Les valeurs moyennes de hauteur et période de vagues associées sont de 6,22 m et 15,4 secondes respectivement. Enfin, les événements de très forte magnitude (niveaux d'eau supérieurs au percentile Q99,9 %) présentent des niveaux d'eau compris entre 6,57 et 7,63 m NGF. Les hauteurs significatives et périodes pic de vagues associées à ces niveaux extrêmes sont respectivement de 7,25 m et 16,5 secondes en moyenne (tab. 3, fig. 10A).

La fréquence annuelle des niveaux d'eau extrêmes permet de dresser une chronologie des phases potentiellement érosives en baie de Goulven au cours des 67 dernières années (fig. 11). Sept périodes propices à l'érosion côtière sont ainsi dénombrées entre 1948 et 2015.

De 1960 à 1968, les épisodes de forte magnitude sont fréquents (fig. 11) et un pic est enregistré entre 1965 et 1968 (en particulier du fait des tempêtes des 17-20 janvier 1965 et 17-18 mars 1968). Durant cette période, quelques événements semblent avoir eu un impact morphogène significatif sur les côtes bretonnes, comme le révèle l'étude des archives journalistiques locales effectuée par Cariolet (2011). L'épisode du 5 avril 1962 qui associe une pleine mer de vive eau de coefficient 115 et des conditions de houle très énergétiques au large de la baie de Goulven ( $H_{sig}$  = 8,08 m ;  $T_{pic}$  = 14,15 secondes), a causé de nombreux dégâts sur les côtes nord de la Bretagne. La presse locale fait état de nombreux dégâts sur les communes de Saint-Malo et de Plérin (Cariolet, 2011). Sur la grande flèche de galets du Sillon de Talbert, la tempête a provoqué l'ouverture de brèches et un recul important du Sillon de Talbert par débordement (Stéphan et al., 2012). Les pleines mers de vive-eau du 17 au 20 janvier 1965 (coefficients de marée compris entre 98 et 102), s'accompagnent de vents violents et de très fortes vagues au large de la Bretagne, causant des dommages importants dans les communes du sud du Finistère (Cariolet, 2011). La presse relate également le déplacement par les vagues de tempête de gros blocs à la pointe de Saint-Guénolé. En revanche, la tempête des 17 et 18 mars 1968 n'a pas été traitée dans la presse locale. Comme le note Cariolet (2011), ce type d'archives ne reflètent pas toujours la réalité des faits et l'impact des événements météo-océaniques peut être tantôt sous-évalué par les populations locales sous l'effet de « filtres sociaux » (D'Ercole et Pigeon, 1999), tantôt surévalué lorsque s'enclenche un processus de « résonance médiatique » (Costa, 2005). Il faut également noter que la tempête très morphogène de novembre 1967 qui avait été notée par Berthois et Auffret (1969) dans le fond de la rade de Brest (Loc'h de Landévennec) ne figure pas dans notre inventaire. Cela n'est pas surprenant car le littoral oriental de la rade est soumis à un régime de « vagues de vent » qui est essentiellement déterminé par des paramètres anémométriques locaux (direction et force du vent, longueur du fetch ; Stéphan, 2011).

**De 1975 à 1980**, un seul épisode de très forte magnitude (> Q99,9 %) est identifié et correspond à la tempête du 26 février 1978. Néanmoins, les événements de moindre intensité sont très fréquents, en particulier entre 1977 et 1979 où 18 épisodes de forte magnitude (> Q99,5 %) sont enregistrés.

De 1984 à 1986, deux tempêtes (novembre 1984 et mars 1986) combinées à des périodes de vive-eau sont recensées comme des événements isolés de très forte magnitude (> Q99,9 %). Ils s'inscrivent néanmoins dans une phase de diminution de la fréquence des niveaux d'eau extrêmes dans le milieu des années 1980. L'épisode des 22 et 23 novembre 1984 est associé à l'une des plus fortes tempêtes de ces dernières décennies (Bessemoulin, 2002) qui a touché les côtes bretonnes lors d'une forte marée d'un coefficient de 101-102. Les conditions atmosphériques de l'événement ont été décrites par Roche et al. (2014). Plusieurs inondations marines ont été recensées sur les communes du nord-Finistère (Cariolet, 2011). En rade de Brest, cette tempête

est l'une des plus morphogènes de ces 60 dernières années et conduit à la submersion complète de nombreux cordons littoraux (Stéphan, 2011). L'impact morphogène est enregistré jusqu'en Belgique (Haerens et al., 2012).

**De 1989 à 1991**, la fréquence et la magnitude des épisodes potentiellement érosifs sont importantes, en particulier durant l'hiver 1989-1990 où a été enregistrée une succession exceptionnelle de tempêtes dans l'ouest de l'Europe (McCallum et Norris, 1990 ; Betts et al., 2004 ; Caspar et al., 2007). La littérature fait état d'importants mouvements de blocs cyclopéens dans l'archipel de Molène (Fichaut et Hallégouët, 1989), d'une forte érosion des massifs dunaires du sud-ouest de la Bretagne (Hallégouët et Hénaff, 1993, 2006) et de Vendée (Le Cornec et al., 2008) durant l'hiver 1989-1990. Trois tempêtes sont survenues en période de vive-eau et ont généré des niveaux d'eau extrêmes de très forte magnitude (> Q99,9 %) en baie de Goulven. L'événement du 16 décembre 1989 a provoqué des inondations dans plusieurs localités de Bretagne (Cariolet, 2011). Celui du 12 février 1990 est mentionné par Haerens et al. (2012) comme étant l'un des plus morphogènes qu'ont connu les côtes belges sur la période 1983-2007.

Entre 1998 et 2000, les épisodes de très forte magnitude sont peu nombreux, mais une recrudescence des épisodes de magnitude modérée à forte est enregistrée en baie de Goulven. L'hiver 1999-2000 est marqué par deux événements météorologiques extrêmes survenus à la fin décembre 1999 : les tempêtes Lothar du 26 décembre, et Martin du 28 décembre, qui ont frappé les côtes françaises en période de morte-eau (Ulbrich et al., 2001 ; Bessemoulin, 2002). Ils témoignent néanmoins d'une forte activité tempétueuse durant cette période.

Entre 2008 et 2010, les niveaux d'eau extrêmes sont nombreux et se situent principalement autours des épisodes de pleine mer de mars 2008 (tempête Johanna) de novembre 2010 (tempête Becky) durant lesquelles de nombreuses submersions marines ont été recensées en Bretagne (Cariolet, 2011). L'impact morphogène de la tempête Johanna a été relevé sur de nombreux secteurs littoraux de Bretagne (Suanez et Cariolet, 2010 ; Stéphan et al., 2010 ; Fichaut et Suanez, 2010 ; Suanez et al., 2010 ; Cariolet et al., 2010 ; Regnauld et al., 2010 ; Fichaut et Suanez et al., 2011 ; Stéphan et Laforge, 2013) de Normandie (Caspar et al., 2010) et de Vendée (Fattal et al., 2010).

La fin de l'hiver 2013-2014 correspond à la dernière période érosive de notre série de données au cours de laquelle 9 épisodes de niveaux d'eau extrêmes de très forte magnitude ont été enregistrés entre les mois de janvier et de mars 2014. Ces épisodes ont été générés par trois tempêtes successives survenues lors des marées de vive-eau du 3-4 janvier 2014 (coefficient de 118), du 1-2 février 2014 (coefficient de 114) et du 3 mars 2014 (coefficient de 114). L'impact morphogène de ces épisodes a été décrit le long des côtes françaises et anglaises de la Manche et de l'Atlantique (Blaise et al., 2015 ; Castelle et al., 2015 ; Masselink et al., 2016b ; Crapoulet et al., 2015).

#### 4.4. Influence des niveaux d'eau extrêmes sur le recul du trait de côte

La Figure 12 présente la répartition des trois indices (la valeur prédictive, la sensibilité et la spécificité) calculés sur 10 radiales successives le long du littoral de la baie de Goulven. Les résultats obtenus soulignent des réponses variables du trait de côte face aux phases potentiellement morphogènes reconnues en baie de Goulven. Le long de la plage de St-Gouévroc, la valeur prédictive est faible, d'environ 50 % en moyenne. Cela signifie que près de la moitié des valeurs d'avancée et de recul mesurées le long des radiales entre 1948 et 2016 ne sont pas associées aux phases érosives. Le long de la plage de Keremma, la valeur prédictive est nettement plus élevée et dépasse 75 % en moyenne, culminant même à 95 % entre les radiales T191 à T200 (fig. 12). Les valeurs des indices de sensibilité et de spécificité sont du même ordre de grandeur. La cinématique du trait de côte dans ce secteur semble donc très dépendante des niveaux d'eau extrêmes. Enfin, la flèche de Kernic montre des valeurs prédictives plus modestes que le long de la plage de Keremma, de l'ordre de 60 % en moyenne (fig. 12).

#### 5. Discussion

En baie de Goulven, la cinématique du trait de côte présente une forte variabilité spatio-temporelle qui reflète des comportements très contrastés face aux agents de forçage climatiques et anthropiques. Dans cette discussion, nous tenterons de faire la part de ces différents facteurs dans l'évolution du littoral, avant de revenir plus en détail sur la chronologie des épisodes morphogènes que nous avons établie pour le nord Bretagne et de discuter de l'utilisation des indices climato-océaniques (ONA et WEPA) pour expliquer les dynamiques de forçage météo-océaniques à l'origine de l'érosion côtière.

#### 5.1. Part des forçages naturels et anthropiques dans le recul du trait de côte

Dans la partie occidentale de la baie de Goulven, l'action des forçages météo-océaniques sur l'évolution du rivage n'a pas été évaluée car les dynamiques littorales sont principalement sous l'influence des forçages anthropiques. À l'échelle des deux derniers siècles, ces derniers sont responsables des processus de cannibalisation de la flèche de Penn ar C'hleuz ; ils ont été déclenchés par la construction de la digue Rousseau dans les années 1820 qui a profondément perturbé le fonctionnement hydrosédimentaire de cette zone en isolant de la mer de vastes superficies de vasières et de marais maritimes. L'étude des cartes anciennes a montré qu'avant cet aménagement, la flèche présentait un crochon orienté vers le sud, construit par la diffraction des houles au niveau du musoir de la flèche (Hallégouët et Moign, 1976 ; Feil, 1979 ; Yoni, 1995 ; Yoni, 1997). À sa pointe, les courants de flot et de jusant devaient favoriser la circulation des sédiments, leur évacuation vers le large et leur reprise par les houles et les courants de dérive permettant de maintenir le système hydrosédimentaire en équilibre. En modifiant ce fonctionnement, les aménagements anthropiques réalisés au XIX<sup>e</sup> siècle ont amorcé les processus de cannibalisation à l'origine d'un déficit sédimentaire dans la partie aval du système et d'une érosion des plages de Lanévez, tandis que dans le même temps, la partie distale de la flèche de Penn ar C'hleuz a connu une avancée considérable du trait de côte à travers l'édification rapide de nouvelles crêtes dunaires (Hallégouët,

1981). Ces évolutions ont conduit à une réorientation progressive du rivage selon une direction plus zonale, faisant face aux houles incidentes. De telles évolutions morphologiques ont été observées sur de nombreuses flèches littorales en situation de sous-alimentation sédimentaire (Orford et al., 1996 ; Jolicoeur et al., 2010 ; Stéphan, 2011 ; Stéphan et al., 2012). À terme, elles conduisent à un nouvel état d'équilibre qui limite les transferts sédimentaires depuis la racine vers la pointe des accumulations.

À l'échelle des dernières décennies, l'évolution morphologique de la flèche de Penn ar C'hleuz a été fortement influencée par les prélèvements sédimentaires massifs réalisés sur l'estran entre les années 1960 et les années 1990. Il faut attendre 1983 pour que le volume des prélèvements autorisés baisse de façon significative, passant ainsi de 15 500 m<sup>3</sup>/an en 1981-1982 à moins de 500 m<sup>3</sup>/an en 1995-1996 (Yoni et Hallégouët, 1998). Ces pratiques ont contribué à l'érosion de la flèche, notamment dans sa partie proximale. Le recul rapide du trait de côte a donc nécessité la pose de deux épis en enrochements au sud de la plage de Lanévez au début des années 1980. Pour Yoni et Hallégouët (1998), ces épis ont conduit à un arrêt de la cannibalisation de la flèche et à une inversion des tendances jusqu'alors observées le long du rivage. Ainsi, la partie proximale commençait à s'engraisser alors que la partie distale s'érodait. Les mesures effectuées dans le cadre de cette étude permettent toutefois de nuancer cette analyse. Au-delà des différences notables dans les bilans surfaciques calculés (probablement liées à la méthodologie employée), nos données confirment cette inversion de tendance, mais montrent également que le changement s'est effectué à partir des années 1992-1993 et non pas immédiatement après l'installation des épis en 1981-1982. L'arrêt de la cannibalisation coïncide donc davantage avec la baisse des prélèvements sédimentaires. Ainsi, entre 1992 et 2013, les bilans surfaciques ont été positifs sur l'ensemble de la flèche. Durant cette période, la surface gagnée par la dune est estimée à +47 500 m<sup>2</sup>, soit un rythme de progradation d'environ +2 260 m<sup>2</sup>/an. Seule la période récente (2013-2016) fait exception avec une perte de la surface dunaire d'environ -41 870 m<sup>2</sup> que l'on attribue à l'impact des fortes tempêtes de l'hiver 2013-2014.

Dans les parties centrale et orientale de la baie de Goulven, en revanche, la cinématique du trait de côte est principalement contrôlée par les forçages naturels même si des prélèvements sédimentaires localement importants ont également été effectués jusqu'aux années 1980. Les résultats obtenus ont mis en évidence une alternance de phases de recul et d'avancée successives de la ligne de rivage qui suggèrent l'impact érosif d'épisodes tempétueux, suivis de périodes de régénération dunaire. Toutefois, la réponse du trait de côte face aux épisodes morphogènes est très variable selon les secteurs. Le long de la plage de Saint-Gouévroc, les résultats sur l'analyse morphodynamique indiquent une faible relation statistique entre les variations du trait de côte, notamment les phases de recul, et les périodes de forte fréquence de niveaux d'eau extrêmes. Dans ce secteur, de nombreux écueils parsèment l'estran et modifient probablement de façon importante les conditions de vagues à la côte. En outre, la dune est perchée et/ou adossée à des falaises meubles constituées de *head* qui participent à la relative stabilité de la ligne de rivage. Cette configuration particulière explique en partie la relative stabilité du trait de côte au cours des dernières décennies et la faible signature des niveaux d'eau extrêmes dans la cinématique du trait de côte.

Le long de la plage de Keremma, en revanche, les changements du trait de côte semblent très dépendants de la fréquence et de la magnitude des niveaux d'eau extrêmes. Ce secteur est largement ouvert sur le large et la morphologie de l'avant-côte présente peu d'obstacles à la propagation des houles. Cette configuration est assez similaire à la plage du Vougot (Guisseny) située à une dizaine de kilomètres de la baie de Goulven, où un suivi topo-morphologique détaillé est réalisé depuis une quinzaine d'années. Les résultats de ce suivi ont souligné l'importance du recul du trait de côte lors des tempêtes et la rapidité des processus de régénération posttempête. Lors de la tempête Johanna du 10 mars 2008, le front de dune a subi un recul maximum d'environ -6 m le temps d'une pleine mer, (Suanez et Cariolet, 2010 ; Suanez et al., 2010). Dès les mois suivants, la formation de dunes embryonnaires au pied de la falaise dunaire était observée (Suanez et al., 2012 ; Suanez et al., 2015). À l'automne 2013, un bourrelet dunaire de seconde ligne totalement végétalisé s'était reconstitué, entrainant une progradation du trait de côte d'environ +12 m, avant que ne surviennent les tempêtes de l'hiver 2013-2014. Ainsi, suite à la série d'épisodes tempétueux survenue entre les mois de janvier et de mars 2014, le trait de côte de la plage du Vougot a connu un nouveau recul maximum d'environ -15 m (Blaise et al., 2015). Ces changements morphologiques mesurés à haute fréquence sur le secteur du Vougot témoignent de transferts sédimentaires importants entre la plage et la dune ; ils illustrent également l'alternance de phases d'avancée et de recul significatives du trait de côte. À ce titre, la plage de Keremma présente les mêmes caractéristiques d'un point de vue du fonctionnement morphodynamique. Pour autant, la fréquence des survols aériens utilisés dans le cadre de cette étude n'est pas suffisante pour cerner au plus près ces courtes phases d'érosion et de régénération. À titre d'exemple, nos données n'ont pas permis de mesurer le recul du trait de côte causé par la tempête Johanna du 10 mars 2008 qui a par ailleurs été très bien enregistré sur toute la côte nord du Finistère (Cariolet, 2011). Seuls deux jeux de données datant de 2005 et de 2009 encadrent cet épisode morphogène ; il s'agit des ortho-photographies listées dans le Tableau 1. Ainsi, les mesures réalisées sur la période 2005-2009 le long de la dune de Keremma montrent une stabilité de la ligne de rivage ; nous interprétons cette évolution comme étant la conséquence d'une avancée très significative du trait de côte entre 2005 et la tempête Johanna du 10 mars 2008, ayant ainsi gommé le recul du rivage causé par cette dernière que l'on aurait pu mesurer en 2009. Cela souligne la nécessite de mettre en place des suivis topo-morphologiques réguliers, réalisés à une fréquence mensuelle à annuelle, afin de mieux cerner l'impact morphogène des tempêtes hivernales et des phases de régénération qui leur succèdent.

Enfin, sur la flèche du Kernic, la relation statistique est faible entre les dynamiques pluri-décennales du trait de côte et les périodes morphogènes ; cela semble indiquer que d'autres facteurs influencent localement l'évolution morphologique du système plage/dune. Nos résultats ont montré que la flèche du Kernic a connu des changements très importants sur l'ensemble de la période d'observation, en particulier dans sa partie distale où la dune borde le chenal de marée assurant le remplissage et la vidange quotidienne du marais du Kernic. À cet endroit, le recul du rivage a été continu entre 1948 et 2016, atteignant -40 à -60 m suivant les secteurs. La localisation et la géométrie de ce chenal et des bancs de sable intertidaux associés ont fortement évolué

au cours des dernières décennies. Ces changements morphologiques témoignent d'importants remaniements sédimentaires sous l'effet des vagues et des courants de marée, selon une hydrodynamique similaire à celle décrite pour les passes tidales (Bertrand et al, 2003 ; de Swart et Zimmerman, 2009). Dans ce type de contexte morphodynamique, des redistributions sédimentaires de la dune vers l'avant-plage peuvent être plus actives et s'effectuer indépendamment des épisodes tempétueux marqués par des niveaux d'eau extrêmes. Par ailleurs, il faut rappeler que ce secteur a fait l'objet d'importants prélèvements de sables de plage, en particulier à partir des années 1980, comme l'ont très bien souligné Yoni et Hallégouët (1998). Les auteurs indiquent une nette augmentation des prélèvements sableux au niveau de l'anse de Kernic passant de 4 000 m<sup>3</sup> en 1981-82 à 14 900 m<sup>3</sup> en 1995-1996, le maximum (plus de 19 000 m<sup>3</sup>) ayant été atteint en 1991-1992. Il n'est donc pas à exclure que ces extractions de sédiments soient, au moins pour partie, responsables de cette érosion.

#### 5.2. ONA vs WEPA : indicateurs de l'érosion côtière ?

Les données recueillies dans le cadre de cette étude ont été utilisées pour déterminer dans quelle mesure la variabilité météo-océanique reconstruite en baie de Goulven est représentée par les indices ONA et WEPA. Ces indices étant calculés chaque année en moyennant les valeurs sur la période hivernale (hiver boréal défini entre les mois de décembre et de mars), un calcul identique a été réalisé sur les hauteurs significatives de vagues ( $H_{sig}$ ), le *runup* ( $R_{2\%}$ ) et les niveaux d'eau obtenus en baie de Goulven sur la période 1948-2015. Les différentes séries de données ont ensuite été corrélées statistiquement aux indices ONA et WEPA (fig. 13). D'une façon générale, les moyennes hivernales sont mieux corrélées à l'indice WEPA qu'à l'indice ONA. La meilleure corrélation est obtenue entre l'índice WEPA et les hauteurs significatives de vagues au large de la baie de Goulven. Le coefficient de corrélation atteint 0,77 entre ces deux séries de données. Une très bonne corrélation est également obtenue entre le WEPA et les niveaux d'eau calculés dans la baie, avec un coefficient de corrélation de 0,76. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus par Castelle et al., (2017) et Autret et al. (2018) pour la latitude de la Bretagne, qui livrent respectivement des coefficients de corrélation de 0,81 et 0,6. Ce résultat n'est pas très surprenant dans la mesure où les séries de données climatiques utilisées dans cette étude sont identiques à celles ayant permis d'établir l'indice WEPA.

La Figure 11 illustre la forte relation entre les niveaux d'eau extrêmes calculés entre 1948 et 2015 et les variations interannuelles de l'indice WEPA établi pour l'Europe occidentale. Elle montre qu'un indice WEPA positif est généralement associé à une forte fréquence des niveaux d'eau extrêmes (Q99 %) propices à l'érosion dunaire. Inversement, un indice WEPA négatif correspond à des périodes de faible fréquence des niveaux d'eau extrêmes. Jusqu'à présent, plusieurs études ont suggéré que l'ONA pouvait contrôler l'occurrence des tempêtes en Atlantique et, de cette façon, influencer potentiellement les changements morphologiques côtiers (Woolf et al., 2002 ; Vespremeanu-Stroe et al., 2007 ; Stéphan et al., 2010 ; Suanez et al., 2011 ; Suanez et Stéphan, 2011 ; O'Connor et al., 2011 ; Thomas et al., 2011 ; Montreuil et Bullard, 2012 ; Masselink et al., 2014 ; Suanez et al., 2015 ; Castelle et al., 2015). Plusieurs auteurs ont notamment démontré que les séries de fortes tempêtes ayant

frappé les côtes ouest européennes ont été enregistrées dans un contexte d'indice ONA positif (Donat et al., 2010 ; Gómara et al., 2014). Sur la période 2004-2014, Suanez et al. (2015) ont mis en évidence trois phases dans l'ONA. La première phase, entre 2004 et 2008, a été marquée par un indice ONA positif se traduisant par une série d'hivers doux et humides caractérisés par des tempêtes plus nombreuses sur l'ouest de l'Europe à la latitude de la Bretagne. L'hiver 1989-1990 est également un bon exemple de ce type de temps (McCallum et Norris, 1990 ; Betts et al., 2004). Une seconde phase a été observée entre 2008 et 2012 où un indice ONA négatif s'est accompagné d'hivers froids et secs sur l'ouest de l'Europe et des trajectoires dépressionnaires plus méridionales, centrées sur le nord de l'Espagne et le bassin méditerranéen. En Bretagne, ces conditions ont été propices à la régénération des systèmes dunaires en raison d'un temps plus sec favorisant la déflation éolienne et des transferts sédimentaires depuis le haut de plage vers la dune (Suanez et al., 2015). Enfin, la troisième phase a débuté dans l'hiver 2012-2013 et s'est caractérisée par un indice ONA positif s'accompagnant d'hivers chauds et tempétueux, comme l'a révélé l'hiver 2013-2014 au cours duquel une douzaine de tempêtes a frappé les côtes bretonnes (Blaise et al., 2015 ; Castelle et al., 2015).

En dépit d'un lien étroit entre l'ONA et le fonctionnement des systèmes plage/dune en Bretagne, nos résultats tendent à privilégier désormais l'utilisation de l'indice WEPA qui apparaît comme un meilleur indicateur de l'activité morphogène le long des côtes du nord de la Bretagne. Pour autant, il convient de rappeler que cet indice sert d'indicateur pour caractériser le climat de vague à l'échelle d'une saison hivernale. Il reflète donc essentiellement un renforcement ou un affaiblissement des conditions hydrodynamiques moyennes qui affectent les systèmes côtiers durant l'hiver. De même, comme pour l'ONA, un indice WEPA positif ne signifie pas l'apparition de niveaux d'eau extrêmes très élevés si les houles de tempête ne sont pas combinées à une marée de vive-eau. En effet, les niveaux d'eau extrêmes les plus hauts sont générés lorsqu'il y a une conjonction aléatoire entre ces deux phénomènes statistiquement totalement indépendants l'un de l'autre (Pirazzoli, 2000). Par conséquent, il est difficile d'utiliser rétrospectivement l'indice WEPA comme unique proxy pour déterminer les phases potentiellement érosives sur les milieux dunaires du nord de la Bretagne.

#### 5.3. Vers un renforcement du climat de vague en Bretagne nord ?

Les tendances caractérisant les moyennes hivernales de la hauteur significative des vagues, du *runup* et des niveaux d'eau extrêmes, ont été estimées sur la période 1948-2015. Les résultats indiquent des tendances à la hausse peu marquées : 6 mm/an pour les hauteurs significatives, 2 mm/an pour le *runup*, 4 mm/an pour les niveaux d'eau extrêmes. Cela ne permet donc pas de conclure à une augmentation significative des forçages météo-océaniques au large de la baie de Goulven. Ce résultat semble en accord avec plusieurs travaux menés à l'échelle de l'Atlantique nord sur les épisodes extrêmes (Betts et al., 2004 ; Bhend, 2005 ; McCabe et al., 2001). À l'échelle de la Bretagne, Pirazzoli (2000) a montré, par l'analyse des pressions enregistrées à Ouessant et à Belle-Ile, une diminution du nombre de dépressions atmosphériques d'une durée supérieure à 9h entre 1951 et 1997. L'auteur a également constaté sur cette période une baisse de la durée et de la fréquence des vents forts

de secteurs sud et sud-ouest. Plus récemment, Cariolet (2011) a réalisé une analyse sommaire à partir des données de houles obtenues par modélisation sur la période 1979-2002. La fréquence des houles de hauteur  $(H_{mo})$  supérieure à 3, 4, et 6 m a été étudiée pour trois points situés sur les trois façades de la Bretagne. Outre la grande variabilité de la fréquence des fortes houles sur la période étudiée, l'auteur observe une tendance à la baisse sur les façades ouest et nord, et une absence de tendance sur la façade méridionale de la Bretagne. Même s'il est difficile de déterminer une tendance significative d'évolution des fortes houles, compte tenu du faible nombre d'années étudiées (24 ans), l'étude de Cariolet (2011) ne permet pas de conclure à un renforcement des conditions de houle durant cette période aux latitudes de la Bretagne. Pourtant, à l'échelle des côtes atlantiques européennes, l'analyse des longues séries de données instrumentales a révélé des tendances à l'augmentation de la hauteur moyenne des vagues. L'analyse des données recueillies sur la période 1962-1986 par le bateauphare « the Seven Stones » entre la pointe cornouaillaise et les îles Scilly indique une augmentation des hauteurs significatives de vagues de 2,2 cm/an (Bacon et Carter, 1991). Cette tendance récente est confirmée par les mesures altimétriques satellitaires effectuées à l'échelle globale sur la période 1985-2008 (Young et al., 2011). Les auteurs montrent un renforcement du climat de vagues, principalement dans les hautes et moyennes latitudes. Les tendances sont très significatives pour les épisodes extrêmes (valeurs de  $H_{sig}$  > Q99 %). Enfin, un constat similaire est tiré des données de vagues modélisées (Dodet et al., 2010 ; Wang et Swail, 2002 ; Bertin et al., 2013) suggérant un accroissement supérieur à 2 cm/an des hauteurs significatives au large des côtes ouest européennes. Une tendance à la hausse des vents forts a aussi été observée depuis 1871 sur plusieurs secteurs de l'ouest, du centre et du nord de l'Europe (Donat et al., 2011) à partir du jeu de données 20CR (Twentieth Century Reanalysis) développé récemment par la NOAA. Néanmoins, comme le notent les auteurs Wang et Swail (2002), les valeurs extrêmes sont marquées par une grande variabilité interannuelle fortement corrélée à l'indice ONA, qui brouille le signal tendanciel à long terme.

#### 6. Conclusion

Cette nouvelle étude de la cinématique du trait de côte en baie de Goulven, reposant sur des méthodes numériques de traitement plus performantes, a permis d'améliorer la quantification des dynamiques observées. Si les tendances générales calculées à partir de ces nouvelles approches méthodologiques restent similaires à celles mesurées notamment par Yoni, (1995), quelques précisions ont toutefois été apportées sur la quantification des bilans sédimentaires. De plus, l'apport de nouvelles données sur la période récente (entre 1993 et 2016) a permis d'établir une chronique suffisamment longue pour améliorer les traitements statistiques et la compréhension des processus à long terme. En couplant cette analyse morphosédimentaire à celle des dynamiques hydrologiques, cette étude a également permis d'évaluer l'impact des forçages météo-océaniques dans la dynamique du trait de côte. Il apparaît toutefois que la fréquence d'observation basée sur la seule disponibilité des photographies aériennes, notamment de l'IGN, reste trop faible pour cerner l'impact érosif de certains épisodes tempétueux, à l'exemple de la tempête du 10 mars 2008, ou les phases plus ou moins longues

de régénération post-tempête. Il est donc nécessaire de mettre en place et de pérenniser des suivis du trait de côte à plus haute fréquence (suivis trimestriels à annuels au minimum) pour caractériser la réponse des systèmes plage/dune aux forçages météo-océaniques. Pour finir, cette étude souligne l'utilité de l'indice WEPA dans notre zone d'étude. Comparativement à l'indice ONA, ces travaux ont montré que le WEPA représente un meilleur indicateur de la variabilité des conditions météo-océaniques pour caractériser l'activité morphogène le long des rivages du nord de la Bretagne.

#### Remerciements

Ce travail a bénéficié du soutien logistique de la Maison des dunes de Keremma (Tréflez, Finistère). Il a été partiellement financé par l'INSU dans le cadre de l'observatoire du domaine côtier de l'IUEM (ODC), série « suivi géomorphologie - trait de côte ». Nous tenons à remercier M. Philippe Kerzerho de la société Plisson. com pour le crédit photo.

#### Références

- Aernouts D., Héquette A. (2006) Lévolution du rivage et des petits fonds en baie de Wissant pendant le XX<sup>e</sup> siècle (Pas-de-Calais, France). Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 12 (1), 49-64. DOI : 10.4000/geomorphologie.477
- Angnuureng D.B., Almar R., Senechal N., Castelle B., Addo K.A., Marieu V., Ranasinghe R. (2017) Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach. Geomorphology, 290, 265-276.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.04.007

- Anthony E.J. (2013) Storms, shoreface morphodynamics, sand supply, and the accretion and erosion of coastal dune barriers in the southern North Sea. Geomorphology, 199, 8-21. DOI : 10.1016/j.geomorph.2012.06.007
- Autret R., Dodet G., Suanez S., Roudaut G., Fichaut B. (2018) Long-term variability of supratidal coastal boulders activation in Brittany (France). Geomorphology, 304, 184-200.

DOI : 10.1016/j.geomorph.2017.12.028

- Bacon S., Carter D.J.T. (1991) Wave climate changes in the North Atlantic and North Sea. International Journal of Climatology, 11 (5), 545-558. DOI : 10.1002/joc.3370110507
- Battistini R. (1953) Le littoral septentrional du Léon : principaux problèmes morphologiques. Bulletin l'Association des Géographes Français, 30 (232-233), 58-71.
  DOI : 10.3406/bagf.1953.7410

- **Battistini R. (1955)** Description du relief et des formations quaternaires du littoral breton entre Brignogan et Saint-Pol-de-Léon (Finistère). Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Étude des Côtes, 7 (10), 468-491.
- **Battistini R., Martin S. (1956)** La « Plate-forme à écueils » du Nord-Ouest de la Bretagne. Norois, 10 (1), 147-161.

DOI: 10.3406/noroi.1956.1121

- **Berthois L., Auffret G. (1969)** Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. Cahiers Océanographiques, 5, 469-485.
- Bertin, X., Prouteau E., Letetrel C. (2013) A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. Global and Planetary Change, 106, 77-83.

DOI : 10.1016/j.gloplacha.2013.03.009

- Bertrand F., Costa S., Arnaud-Fassetta G., Davidson R., Beltrando G., Goeldner-Gianella L., Baron-Yellès N. (2003) – Dynamique des marais d'arrière-barrière associée à la passe de Barra Nova (Ria Formosa, Portugal méridional). Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 9 (3), 151-163. DOI : 10.3406/morfo.2003.1176
- Bessemoulin P. (2002) Les tempêtes en France. Annales des Mines, Août 2002, 9-14.
- **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, 210 (1-4), 227-246.

DOI: 10.1016/j.margeo.2004.05.010

- **Bhend J. (2005)** North Atlantic and European cyclones their variability and change from 1881 to 2003. Diplomarbeit der Philosophisch-naturwissenschaftlichen, Fakultät der Universität Bern, 85 p.
- Blaise E., Suanez S., Stéphan P., Fichaut B., David L., Cuq V., Autret R., Houron J., Rouan M., Floc'h F., Ardhuin 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, 21 (3), 267-292.

DOI: 10.4000/geomorphologie.11104

**Boak E.H., Turner I.L. (2005)** – Shoreline Definition and Detection: A Review. Journal of Coastal Research, 21 (4), 688-703.

DOI: 10.2112/03-0071.1

**Brunel C., Sabatier F. (2009)** – Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast. Geomorphology, 107 (1-2), 47-57.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.05.024

Cariolet J., Costa S., Caspar R., Ardhuin F., Magne R., Goasguen G. (2010) – Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. Norois, 215, 11-31.

DOI: 10.4000/norois.3242

- Cariolet J.M. (2011) Inondation des côtes basses et risques 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, 348 p.
- Carter R.W.G., Stone G.W. (1989) Mechanisms associated with the erosion of sand dune cliffs, Magilligan, Northern Ireland. Earth Surface Processes and Landforms 14 (1), 1-10. DOI : 10.1002/esp.3290140102
- Caspar R., Costa S., Jakob E. (2007) Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France : le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et la baie de Somme. La Météorologie, 57, 37-47.

DOI: 10.4267/2042/18188

- Caspar R., Costa S., Lebreton P., Letortu P. (2010) Les submersions de tempête de la nuit du 10 au 11 mars 2008 sur la côte d'Albâtre (Haute- Normandie, France) : détermination météo-marine. Norois, 215, 115-132. DOI : 10.4000/norois.3273
- Castelle B., Marieu V., Bujan S., Splinter K.D., Robinet A., Sénéchal N., Ferreira S. (2015) Impact of the winter 2013-2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. Geomorphology, 238, 135-148.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.03.006

Castelle B., Dodet G., Masselink G., Scott T. (2017) – A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly. Geophysical Reserch Letters, 44 (3), 1384-1392.

DOI: 10.1002/2016GL072379

Castelle B., Guillot B., Marieu V., Chaumillon E., Hanquiez V., Bujan S., Poppeschi C. (2018) – Spatial and temporal patterns of shoreline change of a 280-km high-energy disrupted sandy coast from 1950 to 2014: SW France. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 200, 212-223.

DOI: 10.1016/j.ecss.2017.11.005

Chauveau É., Chadenas C., Comentale B., Pottier P., Blanloeil A., Feuillet T., Mercier D., Pourinet L., Rollo N., Tillier I., Trouillet B. (2011) – Xynthia: lessons learned from a catastrophe. Cybergeo : European Journal of Geography, 538.

DOI: 10.4000/cybergeo.28032

**Chaverot S., Héquette A., Cohen O. (2008)** – Changes in storminesss and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of the 20th century. Zeitschrift für Geomorphologie, 52 (3), 1-20.

DOI: 10.1127/0372-8854/2008/0052S3-0001

Cooper J.A.G., Jackson D.W.T., Navas F., McKenna J., Malvarez G. (2004) – Identifying storm impacts on an embayed, high-energy coastline: examples from western Ireland. Marine Geology, 210 (1-4), 261-280. DOI : 10.1016/j.margeo.2004.05.012

Cooper J.A.G., McKenna J., Jackson D.W.T., O'Connor M.C. (2007) – Mesoscale coastal behavior related to morphological self-adjustment. Geology, 35 (1), 187-190.

DOI: 10.1130/G23016A.1

- Cooper N.J., Pethick J.S. (2005) Sediment Budget Approach to Addressing Coastal Erosion Problems in St. Ouen's Bay, Jersey, Channel Islands. Journal of Coastal Research, 21 (1), 112-122.
   DOI : 10.2112/01036.1
- **Costa S. (2005)** Falaises à recul rapide et plages de galets : de la quantification des dynamiques d'un système complexe à la caractérisation des risques induits. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Bretagne Occidentale, 310 p.
- Crapoulet A., Héquette A., Levoy F., Bretel P. (2015) Évaluation de l'évolution du trait de côte et du bilan sédimentaire littoral en baie de Wissant (nord de la France) par LiDAR aéroporté. Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 21 (4), 313-330.

DOI: 10.4000/geomorphologie.11146

- **Crowell M., Leatherman S.P., Buckley M.K. (1991)** Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. Journal of Coastal Research, 7 (3), 839-852.
- D'Ercole R., Pigeon P. (1999) L'expertise internationale des risques dits naturels : intérêt géographique. Annales de Géographie, 108 (608), 339-357. DOI : 10.3406/geo.1999.21777
- **de Swart H.E., Zimmerman J.T.F. (2009)** Morphodynamics of tidal inlet systems. Annual Review of Fluid Mechanics, 41, 203-229.

DOI: 10.1146/annurev.fluid.010908.165159

- de Vriend H.J., Capobianco M., Chesher T., Swart H.E. De, Latteux B. (1993) Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. Coastal Engineering, 21 (1-3), 225-269. DOI: 10.1016/0378-3839(93)90051-9
- **Del Río L., Gracia J.F., Benavente J. (2013)** Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. Geomorphology, 196, 252-266.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.07.027

- Dodet G., Bertin X., Taborda R. (2010) Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. Ocean Modelling, 31, 120-131. DOI : 10.1016/j.geomorph.2014.07.025
- **Dolan R., Fenster M.S., Holme S.J. (1991)** Temporal analysis of shoreline recession and accretion. Journal of Coastal Research, 7 (3), 723-744.
- **Donat M.G., Leckebusch G.C., Pinto J.G., Ulbrich U. (2010)** Examination of wind storms over Central Europe with respect to circulation weather types and NAO phases. International Journal of Climatology, 30 (9), 1289-1300.

DOI: 10.1002/joc.1982

- Donat M.G., Renggli D., Wild S., Alexander L.V., Leckebusch G.C., Ulbrich U. (2011) Reanalysis suggests long-term upward trends in European storminess since 1871. Geophysical Research Letters, 38 (14), L14703. DOI : 10.1029/2011GL047995
- **Dubois A., Menier D., Sedrati M. (2014)** 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 semiabrité : exemple de la tempête Xynthia en presqu'île de Rhuys (France). Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 20 (3), 227-242.

DOI: 10.4000/geomorphologie.10668

**Dupuis H., Michel D., Sottolichio A. (2006)** – Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. Journal of Marine Systems, 63 (3-4), 105-114.

DOI : 10.1016/j.jmarsys.2006.05.009

- Esteves L.S., Brown J.M., Williams J.J., Lymbery G. (2012) Quantifying thresholds for significant dune erosion along the Sefton Coast. Geomorphology, 143-144, 52-61. DOI : 10.1016/j.geomorph.2011.02.029
- Fattal P., Robin M., Paillart M., Maanan M., Mercier D., Lamberts C., Costa S. (2010) Effets des tempêtes sur une plage aménagée et à forte protection côtière : la plage des Éloux (côte de Noirmoutier, Vendée, France). Norois, 215, 101-114.

DOI: 10.4000/norois.3289

- Feil V. (1979) La flèche de Goulven (Finistère). Formation et propositions pour sa protection. Penn ar Bed, 12, 5-10.
- **Fenster M.S., Dolan R. (1993)** Historical shoreline trends along the outer banks, North Carolina: processes and responses. Journal of Coastal Research, 9 (1), 172-188.
- **Fenster M.S., Dolan R., Elder J.F. (1993)** A new method for predicting shoreline positions from historical data. Journal of Coastal Research, 9 (1), 147-171.
- **Fenster M.S., Dolan R., Morton R.A. (2001)** Coastal storms and shoreline change: signal or noise? Journal of Coastal Research, 17 (3), 714-720.
- Ferreira Ó. (2005) Storm Groups versus Extreme Single Storms: Predicted Erosion and Management Consequences. Journal of Coastal Research, 42 (SI), 221-227.
- **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, 222, 27-44.

DOI: 10.4000/norois.3866

Fichaut B., Hallégouët B. (1989) – Banneg : une île dans la tempête. Penn ar Bed, 135, 36-43.

Fichaut B., Suanez S. (2010) – Dynamiques d'arrachement, de transport et de dépôt de blocs cyclopéens par les tempêtes. Exemple de la tempête du 10 mars 2008 sur l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère). Norois, 215, 33-58.

DOI: 10.400/norois.3224

Fichaut B., Suanez S. (2011) – Quarrying, transport and deposition of cliff-top storm deposits during extreme events: Banneg Island, Brittany. Marine Geology, 283 (1-4), 36-55.

DOI: 10.1016/j.margeo.2010.11.003

**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, 210 (1-4), 169-204.

DOI: 10.1016/j.margeo.2004.05.009

- **Gómara I., Rodríguez-Fonseca B., Zurita-Gotor P., Pinto J.G. (2014)** On the relation between explosive cyclones affecting Europe and the North Atlantic Oscillation. Geophysical Research Letters, 41 (6), 2182-2190. DOI : 10.1002/2014GL059647
- Guilcher A., Hallégouët B. (1991) Coastal dunes in Brittany and their management. Journal of Coastal Research, 7 (2), 517-533.

DOI: 10.2307/4297859

**Guillén J., Stive M.J.F., Capobianco M. (1999)** – Shoreline evolution of the Holland coast on a decadal scale. Earth Surface Processes and Landforms, 24 (6), 517-536.

DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199906)24:6<517::AID-ESP974>3.0.CO;2-A

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, 143-144, 104-117.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.09.015

- Hallégouët B. (1978) Lévolution des massifs dunaires du pays de Léon. Penn ar Bed, 11, 417-430.
- Hallégouët B. (1981) Les crêtes littorales dunifiées du massif Armoricain, France : formation et évolution. Géographie Physique et Quaternaire, 35 (2), 205-218.

DOI: 10.7202/1000437ar

Hallégouët B., Bodéré J., Piriou N. (1986) – La gestion des dunes littorales dans le Finistère. Norois, 33, 517-535.

DOI: 10.3406/noroi.1986.4350

- Hallégouët B., Hénaff A. (1993) Évolution du littoral septentrional du pays bigouden entre Penhors et Pors Poulhan. In Actes du colloque « Le Pays Bigouden. À La Croisée Des Chemins », 19-21 Novembre 1992, Pont l'Abbé, Revue Cap Caval suppl. 17, 273-280.
- Hallégouët B., Hénaff A. (2006) Évolution récente et gestion des espaces littoraux de l'ouest Cornouaille. In Actes des rencontres de L'ouest Cornouaille « Quelles Pistes de Développement Pour Le Territoire ? », Mai-Juin 2005. Association Ouest Cornouaille Promotion (AOCP), Pont l'Abbé, 20-34.

- Hallégouët B., Moign A. (1976) Historique d'une évolution de littoral dunaire : la baie de Goulven (Finistère). Penn ar Bed, 10, 263-276.
- Hapke C.J., Kratzmann M.G., Himmelstoss E.A. (2013) Geomorphic and human influence on large-scale coastal change. Geomorphology, 199, 160-170.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.11.025

**Houser C., Hamilton S. (2009)** – Sensitivity of post-hurricane beach and dune recovery to event frequency. Earth Surface Processes and Landforms, 34 (5), 613-628.

DOI: 10.1002/esp.1730

Houser C., Wernette P., Rentschlar E., Jones H., Hammond B., Trimble S. (2015) – Post-storm beach and dune recovery: Implications for barrier island resilience. Geomorphology, 234, 54-63.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.12.044

Hurrell J.W., Deser C. (2009) – North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. Journal of Marine Systems, 78 (1), 28-41.

DOI: 10.1016/j.jmarsys.2008.11.026

- Jenkinson A.F., Collison B.P. (1977) An initial climatology of gales over the North Sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum 62, Meteorological Office: Bracknell, UK, 18 p.
- Jolicoeur S., Giangioppi M., Bérubé D. (2010) Réponses de la flèche littorale de Bouctouche (Nouveau-Brunswick, Canada) à la hausse du niveau marin relatif et aux tempêtes entre 1944 et 2000. Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 16 (1), 91-108.

DOI: 10.4000/geomorphologie.7839

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. (1996) – The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bulletin of American Meteorological Society, 77, 437-471.

DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2

Kohavi R., Provost F. (1998) - Glossary of Terms. Machine Learning, 30 (1), 271-274.

DOI: 10.1023/A:1017181826899

Kumar A., Narayana A.C., Jayappa K.S. (2010) – Shoreline changes and morphology of spits along southern Karnataka, west coast of India: A remote sensing and statistics-based approach. Geomorphology, 120 (3-4), 133-152.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.02.023

Le Cornec E., Fiere M., Grunnet N., Peeters P. (2008) – Étude de connaissance des phénomènes d'érosion sur le littoral vendéen. Étude détaillée de la cellule n°2 : « Côte Ouest de l'Ile de Noirmoutier ». Rapport d'étude N° 50198, Geos-DHI, février 2008, 90 p.

Leadbetter M.R. (1991) – On a basis for "Peaks over Threshold" modeling. Statistics & Probability Letters, 12 (4), 357-362.

DOI: 10.1016/0167-7152(91)90107-3

- Lentz E.E., Hapke C.J., Stockdon H.F., Hehre R.E. (2012) Improving understanding of near-term barrier island evolution through multi-decadal assessment of morphologic change. Marine Geology, 337, 125-139. DOI : 10.1016/j.margeo.2013.02.004
- Mann T., Westphal H. (2016) Multi-decadal shoreline changes on Takú Atoll, Papua New Guinea: Observational evidence of early reef island recovery after the impact of storm waves. Geomorphology, 257, 75-84.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.12.028

Martínez C., Quezada M., Rubio P. (2011) – Historical changes in the shoreline and littoral processes on a headland bay beach in central Chile. Geomorphology, 135 (1-2), 80-96.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.07.027

- Masselink G., Austin M., Scott T., Poate T., Russell P. (2014) Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. Geomorphology, 226, 76-93. DOI : 10.1016/j.geomorph.2014.07.025
- Masselink G., Castelle B., Scott T., Dodet G., Suanez S., Jackson D., Floc'h F. (2016a) Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. Geophysical Research Letters, 43, 1-9.

DOI: 10.1002/2015GL067492

Masselink G., Scott T., Poate T., Russell P., Davidson M., Conley D. (2016b) – The extreme 2013/14 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. Earth Surface Processes and Landforms, 41 (3), 378-391.

DOI: 10.1002/esp.3836

McCabe G.J., Clark M.P., Serreze M.C. (2001) – Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. Journal of Climate, 14, 2763-2768.

DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<2763:TINHSC>2.0.CO;2

- McCallum E., Norris W.J.T. (1990) The storms of January and February 1990. The Meteorological Magazine, 119, 201-210.
- Menez S. (1977) Les crêtes successives dunifiées de type Darss de la côte sud- ouest de la baie de Goulven (Finistère). Norois, 96, 593-599.

DOI: 10.3406/noroi.1977.3668

**Montreuil A.-L., Bullard J.E. (2012)** – A 150-year record of coastline dynamics within a sediment cell: Eastern England. Geomorphology, 179, 168-185.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.08.008

Moore L.J. (2000) – Shoreline mapping techniques. Journal of Coastal Research, 16 (1), 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, 126 (1-4), 161-179.

DOI: 10.1016/0025-3227(95)00071-6

- 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, 81 (1), 38-51. DOI : 10.2110/jsr.2011.3
- **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, 12 (2), 589-604.
- **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, 124, 177-186.

DOI: 10.1016/0025-3227(95)00039-2

Pandian P.K., Ramesh S., Murthy M.V.R., Ramachandran S., Thayumanavan S. (2004) – Shoreline changes and near shore processes along Ennore Coast, East Coast of South India. Journal of Coastal Research, 20 (3), 828-845.

DOI: 10.1016/S0399-1784(00)00122-5

- **Perherin C., Kergadallan X., Trmal C. (2013)** Analyse des surcotes extrêmes le long des côtes métropolitaines. Rapport du CETMEF, avril 2013, MEDDE, 128 p.
- Pirazzoli P.A. (2000) Surges atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. Oceanologica Acta, 23 (6), 643-661.

DOI: 10.1016/S0399-1784(00)00122-5

**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, 102, 652-666.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.06.011

**Regnauld H., Mahmoud H., Oswald J., Planchon O., Musereau J. (2010)** – Tempêtes, rythme de fonctionnement d'une cellule sédimentaire et « espace d'accueil » : exemple sur l'Anse du Verger, Bretagne Nord. Norois, 215, 133-146.

DOI: 10.4000/norois.3279

Robinet A., Castelle B., Idier D., Le Cozannet G., Déqué M., Charles E. (2016) – Statistical modeling of interannual shoreline change driven by North Atlantic climate variability spanning 2000-2014 in the Bay of Biscay. Geo-Marine Letters, 36, 479-490.

DOI: 10.1007/s00367-016-0460-8

Roche A., Baraer F., Cam H.L.E., Madec T. (2014) – Projet VIMERS : une typologie des tempêtes bretonnes pour prévoir l'impact des tempêtes à venir et mieux s'y préparer. In D. Levacher, M. Sanchez, A. Héquette, Y. Lalaut, Centre Français du Littoral (Eds.), Actes des XIII<sup>èmes</sup> Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, 2-4 Juillet 2014, Dunkerque, Éditions Paralia, 925-932.

DOI: 10.5150/jngcgc.2014.102

- **Ruggiero P., Buijsman M., Kaminsky G.M., Gelfenbaum G. (2010)** Modeling the effects of wave climate and sediment supply variability on large-scale shoreline change. Marine Geology, 273, 127-140. DOI : 10.1016/j.margeo.2010.02.008
- Ruz M.-H., Héquette A., Marin D., Sipka V., Crapoulet A., Cartier A. (2017) Development of an incipient foredune ield along a prograding macrotidal shoreline, northern France. Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 23 (1), 37-50.

DOI: 10.4000/geomorphologie.11638

Sabatier F., Anthony E.J., Héquette A., Suanez S., Musereau J., Ruz M., Regnauld H. (2009) – Morphodynamics of beach/dune systems: examples from the coast of France. Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 15 (1), 3-22.

DOI: 10.4000/geomorphologie.7461

- SHOM (2016) Références Altimétriques Maritimes. Ports de France métropolitaine et d'outre-mer. Ports de France métropolitaine et d'outre-mer. Cotes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée, Édition SHOM, 120 p.
- Stéphan P. (2011) Quelques données nouvelles sur la mobilité récente (1930-2008) et le bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne. Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 17 (2), 205-232.
  DOI : 10.4000/geomorphologie.9416
- Stéphan P., Laforge M. (2013) Mise au point sur l'évolution géomorphologique et le devenir des flèches de galets du Loc'h de Landévennec (Bretagne, France). Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 19 (2), 191-208.

DOI: 10.4000/geomorphologie.10246

- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B. (2010) Franchissement et migration des cordons. Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récente du Sillon de Talbert (Côtes-d'Armor, Bretagne). Norois, 215, 59-75. DOI : 10.400/norois.3252
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B. (2012) Long-term morphodynamic evolution of the Sillon de Talbert gravel barrier (Brittany, France). Shore & Beach, 80 (1), 19-36.
- Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., Sallenger A.H. (2006) Empirical parameterization of setup, swash, and runup. Coastal Engineering, 53, 573-588.
  DOI: 10.1016/j.coastalong.2005.12.005

DOI: 10.1016/j.coastaleng.2005.12.005

- Suanez S., Cancouët R., Floc'h F., Blaise E., Ardhuin 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 Engineering, 3 (3), 674-698. DOI : 10.3390/jmse3030674
- 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, 215, 77-99. DOI : 10.4000/norois.3212
- Suanez S., Cariolet J.M., Cancouët R., Ardhuin F., Delacourt C. (2012) Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach : Vougot Beach, Brittany (France). Geomorphology, 139-140, 16-33. DOI : 10.1016/j.geomorph.2011.10.014
- 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, 78 (1), 37-47.
- Suanez S., Fichaut B., Magne R., Ardhuin F., Corman D., Stéphan P., Cariolet J.M. (2011) Changements morphologiques et budget sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de molène (Bretagne, France). Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 17 (2), 187-204. DOI : 10.4000/geomorphologie.9397
- Suanez S., Stéphan P. (2006) Forçages météo-marins et dynamique morphosédimentaire saisonnière des cordons dunaires. Exemple de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor, Bretagne). Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 12 (2), 91-110.

DOI: 10.4000/geomorphologie.529

- 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, 79 (2), 19-38.
- **Tardieu I. (2016)** Mise en place d'un observatoire du trait de côte en baie de Goulven. Mémoire de Master 2, Université de Bretagne Occidentale, 47 p.
- Thomas T., Phillips M.R., Williams A.T., Jenkins R.E. (2011) Short-term beach rotation, wave climate and the North Atlantic Oscillation (NAO). Progress in Physical Geography, 35, 333-352. DOI : 10.1177/0309133310397415
- Thomas T., Phillips M.R., Williams A.T. (2010) Mesoscale evolution of a headland bay: Beach rotation processes. Geomorphology, 123, 129-141.

DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.06.018

Tolman H.L., WAVEWATCH III<sup>®</sup> Development Group (2014) – User manual and system documentation of WAVEWATCH III<sup>®</sup> version 4.18, Technical Note, Environmental Modeling Center, Marine Modeling and Analysis Branch, U. S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction, March 2014, 311 p.

Ulbrich U., Fink A.H., Klawa M., Pinto J.G. (2001) – Three extreme storms over Europe in December 1999. Weather, 56, 70-80.

DOI: 10.1002/j.1477-8696.2001.tb06540.x

- Van Vliet-Lanoë B., Delacourt C., Meurisse-Fort M. (2016) Holocene formation and evolution of coastal dunes ridges, Brittany (France). Compte-Rendu Geosciences, 348, 462-470. DOI : 10.1016/j.crte.2015.01.001
- **Vespremeanu-Stroe A., Constantinescu S., 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, 50 (SI), 157-162.
- Wang X.L., Swail V.R. (2002) Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields. Journal of Climate, 15 (9), 1020-1035.

DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<1020:TOAWEA>2.0.CO;2

- Woolf D.K., Challenor P.G., Cotton P.D. (2002) Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. Journal of Geophysical Research, 107, 3145. DOI : 10.1029/2001JC001124
- Yoni C. (1990) Les dunes de Keremma, baie de Goulven, Finistère. Évolution du milieu naturel depuis l'intervention du Conservatoire de l'espace Littoral et de Rivages Lacustres. Mémoire de Maitrise, Université de Bretagne Occidentale, 259 p.
- **Yoni C. (1995)** Dynamique des flèches dunaires à pointe libre de Bretagne. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 348 p.
- Yoni C. (1997) Évolution des flèches dunaires à pointe libre de Bretagne depuis les années 1950.
  Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement, 3 (3), 209-226.
  DOI : 10.3406/morfo.1997.920
- Yoni C., Hallégouët 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. Norois, 177, 63-73.
   DOI : 10.3406/noroi.1998.6850
- Young I.R., Sieger S., Babanin A.V. (2011) Global trends in wind speed and wave height. Science, 332 (6028), 451-455.

DOI: 10.1126/science.1197219

**Zuzek P.J., Nairn R.B., Thieme S.J. (2003)** – Spatial and Temporal Considerations for Calculating Shoreline Change Rates in the Great Lakes Basin. Journal of Coastal Research, 38 (SI), 125-146.

#### Abridged English version

The study focuses on the analysis of the long-term shoreline changes (between 1948 and 2016) of the Bay of Goulven situated on the North coast of Brittany (North Finistère ; fig. 1). It attempts to distinguish between the

human and natural forcing controlling the long-term shoreline dynamics. The Bay of Goulven forms a wide sandy foreshore with some rocky outcrops and reefs located at its center (fig. 2). The head of the Bay is occupied by a vast dune field (dunes of Keremma) which stretches over 7 km long, whose width varies from 50 m to the east to 300 m to the west. This dune field culminates between 12 and 17 m a.s.l. (i.e. 8 to 13 m above the highest astronomical tide level – HAT) in its central part which is anchored to fossilized reefs forming small mounds (fig. 2, 3). On either side of this central zone, the both spit barriers of Penn ar C'heulz on the west, and Kernic on the east, partially close respectively the cove of Goulven into which the river La Flèche flows, and the cove of Kernic drained by the Kerallé River (fig. 2). The Bay of Goulven is a macrotidal environment with HAT and MHWS tidal range reaching respectively 9 m and about 7.2 m (data from the tide gauge station of Brignogan, see Figure 1). West to westnorthwest waves represent about 70% of the annual regime, with maximum significant wave heights reaching 8 to 10 m (fig. 1). Currents describe a divergent longshore circulation drifting from the central zone of the bay to the west and the east (fig. 2). At the beginning of the 19th century, major works of polderization of the bay started with the construction between 1824 and 1826 of a dike (Rousseau dike) that isolated the Flèche estuary from the sea (fig. 4). The same operation was repeated on the eastern part of the bay with the construction of both dikes of Pont Christ in 1828, and Pont Pouloudou in 1849, on the mouth of cove of Kernic and downstream the Kerallé River (fig. 2, 4). Throughout the 20<sup>th</sup> century, massive sand extractions were undertaken on the bay for agricultural land amendment. These extractions lasted until the late 1990s and early 2000s inducing dramatic consequences in terms of sediment budget of the bay.

The study of the shoreline changes was conducted using a set of aerial photographs from 1948 to 2013. In addition, a field survey based on DGPS measurements was achieved for 2016 (tab. 1). Digital processing of aerial photographs consisted of (i) the ortho-correction treatment from a reference image, (ii) the digitization of the shoreline using a reference line corresponding to the limit of the dune vegetation, (iii) the quantification of shoreline using the DSAS (Digical Shoreline Analysis System) ArcGIS tools along 320 transects perpendicular to the coastline. The evolution of the shoreline dynamic was quantified using simple linear regression analysis. Sediment budget surfaces were also calculated in the western part of bay, from the Lanévez beach to the distal part of the Penn ar C'hleuz spit. The analysis of hydrodynamic conditions was based on the estimation of the extreme water levels ( $\Delta_{_{EWI}}$ ) whose chronology was reconstructed between 1948 and 2015 by summing the predicted astronomical tide ( $\Delta_{T_{pred}}$ ), the barometric pressure surge ( $\Delta_{\text{pressure}}$ ), and the sea level rise due to wave effect (wave setup + wave runup) or runup ( $R^{T}$ ; see equation [1]). The  $R^T$  parameter was calculated using the equation of Stockdon et al. (2006; see equation [2]). The wave data set for the whole survey period (1948-2016) was obtained from the WAVEWATCH III® model with the NCEP/NCAR re-analysis wind fields. The POT (Peak Over Threshold) method was used to identify the highest extreme water level events taking into account 3 thresholds corresponding to the Q99% (moderate magnitude), Q99.5% (strong magnitude) percentiles, and Q99.9% (very strong magnitude; tab. 3). The annual frequency and the average frequency of these extreme water levels were calculated over the period 1948-2016. Periods in which the annual frequency exceeded the average frequency were considered as "potential erosive phases" that could

induce shoreline retreat. The analysis of the correspondences between the periods of shoreline retreat and the potential erosive phases was carried out using the three (i) predictive, (ii) sensitivity, and (ii) specificity index (see equations [3], [4], and [5]).

The results on the shoreline changes show that the Pen ar C'hleuz spit elongated of about 330 m between 1948 and 2016 (fig. 5A), with a maximum rate reaching about  $+4.6 \text{ m.y}^{-1}$  (fig. 5B). The elongation rates decrease progressively towards the east where the proximal section of the spit –including the beach of Lanévez beach– is concerned by slight erosion (fig. 7B-C). In this zone, the highest shoreline retreat of about -77 m for the whole survey period is measured on the transect #65 (fig. 5A), with a rate of about  $-1.22 \text{ m.y}^{-1}$  over the period (fig. 5B). *The shoreline changes of this western part of the bay evolve through cannibalization process; the loss of sediment of* the proximal section of the spit of Pen ar C'hleuz –including the beach of Lanévez beach– is supplying the tip of the *spit (fig. 7A-C). The shoreline of the eastern part of the bay –consisting of Kéremma beach and the Kernic spit– is* retreating over the whole survey period, with erosion rates between -0.2 and -0.4 m.y-<sup>1</sup> for the Kerema beach, and -0.8 m.y-<sup>1</sup> m for the Kernic spit (fig. 5A, C). These results show distinct shoreline dynamics between the western and the eastern part of the bay. The western zone stretching from Lanévez beach to Pen ar C'hleuz spit evolves through a cannibalization process as shown by the analysis of dune surface changes (fig. 8A-B). Anthropogenic forcing through sand extractions also played a role. The eastern part of the bay stretching from Keremma beach to the Kernic spit, is characterized by alternating shoreline retreating and progradation phases. Thus, five periods of shoreline retreat were identified: 1961-1968, 1975-1980, 1982-1990, 1993-2005, 2013-2016 (fig. 9). The hydrodynamic analysis for the whole survey period shows that for some events, strong wave energy associated with extreme water level are suitable to shoreline erosion (fig. 10A, tab. 3). The annual frequency of extreme water levels provides a chronology of potential erosive phases over the past 67 years (fig. 11). Seven periods favorable to shoreline retreat are thus identified between 1948 and 2015: 1960-1968, 1978-1980, 1984-1986, 1989-1991, 1998-2000, 2008-2010, 2013-2014. The use of the three predictive, sensitivity, and specificity index, shows a good correspondence between the shoreline dynamic and the hydrodynamic forcing (i.e. frequency of the extreme water level) for the Keremma beach and, to a lesser extent, for the Kernic spit (fig. 12). The control of the North Atlantic Oscillation (NAO) and WEPA (West Europe Pressure Anomaly) on the meteo-oceanic dynamic was analyzed to explain the alternation of shoreline retreating and progradation phases. It appears that the WEPA climate index seems more adequate than the NAO index to characterize the multiannual variability of meteo-oceanic and hydrodynamic conditions in northern Brittany. A very good correlation is obtained between the WEPA and the extreme water levels calculated on the bay of Goulven ( $R^2 = 0.76$ ). These results are consistent with those obtained by Castelle et al. (2017) and Autret et al. (2018) at the latitudes of west European coast ( $R^2 = 0.81$  and 0.6 respectively).



Fig-01-01.png

#### Fig. 1 – Localisation de la zone d'étude. Fig. 1 – Location of the study area.

À l'échelle régionale. Rose des houles construite à partir des données issues de modèle numérique sur la période 1979-2002 dans le cadre du projet ANEMOC ; point de calcul COAST-1217, 48°44.040'N ; 4°21.540'W ; prof. 61,30 m (source: Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement, LNHEEDF Chatou, et le Centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement, CEREMA-Brest). Rose des vents réalisée à partir des données de la station de METEO FRANCE de Brignogan sur la période 1984-2007.

Wave rose established from data obtained by modelling over the period 1979-2002 in the frame of ANEMOC program; calculation point COAST-1217, 48°44.040'N; 4°21.540'W; depth 61.30 m (source: Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement, LNHEEDF Chatou, and Centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement, CEREMA-Brest). Wind rose established from data obtained by the METEO FRANCE record station at Brignogan over the period 1984-2007.



Fig-02-01.png

#### Fig. 2 – Carton géomorphologique simplifié de la baie de Goulven (d'après Hallégouët et Moign, 1976, modifié). Fig. 2 – Morphological map of the Goulven Bay (after Hallégouët and Moign, 1976, modified).

1. Platier rocheux ; 2. Estran sableux ; 3. Dunes côtières ; 4. Sable et tangue des polders ; 5. Vasière ; 6. Marais littoral ; 7. Limons hydromorphes ; 8. Limons et dépôts associés ; 9. Trait de côte ; 10. Cours d'eau ; 11. Dérive littorale ; 12. Falaise morte ; 13. Faille ; 14. Point coté ; 15. Route ; 16. Urbanisation ; 17. Épis ; 18. Zones de prélèvements sédimentaires.

1. Rocky platform; 2. Sandy foreshore; 3. Coastal dunes; 4. Silt and clay of polders; 5. Mudflat; 6. Saltmarsh; 7. Hydromorphic silts; 8. Silts and associated deposits; 9. Shoreline; 10. River; 11. Longshore drift; 12. Abandoned cliff; 13. Fault; 14. Elevation mark; 15. Road; 16. Urbanized area; 17. Groins; 18. Sand mining areas.



#### Fig. 3 – Profils topographiques du massif dunaire de la baie de Goulven. Fig. 3 – Topographical profiles along the dune of the Bay of Goulven.

PHMA. Plus hautes mers astronomiques ; PMME. Pleines mers de mortes-eaux ; NM. Niveau moyen de mi-marée, d'après le SHOM, 2016. Le chiffre indiqué correspond à l'altitude du point culminant le long des profils.

HAT. Highest Astronomical Tide level; MHWN. Mean High Water Neap tide level; NM. Mean Sea Level, from SHOM, 2016. Number is the maximum height along the profile.



Fig-04-01.png

#### Fig. 4 – Cartes anciennes de la baie de Goulven. Fig. 4 – Old maps of the Bay of Goulven.

Cartes des Ingénieurs du Roi datant de 1764 (A) et de 1820 (B) montrant la construction de la digue barrant l'estuaire de la Flèche. *Maps of the "*Ingénieurs du Roi" *dated 1764 (A) and 1820 (B) showing the building of the dike enclosing the Flèche estuary.* 

année	mission	n° clichá	data	échelle /	
annee	111351011	n chene	uate	résolution	
10/18	C3639-0401_1948_MISSIONBRETAGNE14AR	156, 138	15/05/1948	1:25 000	
1940	C36390421_1948_MISSIONBRETAGNE8	27	16/04/1948	1:25 000	
1952	C0415-0061_1952_F0415-0815	297, 298, 300	11/06/1952	1:26 000	
1961	C0415-0051_1961_F0415-0915	178, 176, 175	20/06/1961	1:26 000	
1966	C0515-0021_1966_F0515-0915	201, 219, 220	18/08/1966	1:24 000	
1968	C0415-0121_1968_F0415	17	11/06/1968	1:40 000	
1971	C0415-0041_1971_F0415-0615_0042	42, 41, 20	03/05/1971	1:30 000	
1976	C0415-0101_1976_CDP8119	7920, 7921, 7922, 7923	28/07/1976	1:20 000	
1977	CIPLI-0401_1977_FR2889LOT4	3467, 3466	29/10/1977	1:20 000	
1978	C0714-0071_1978_FR3012P	408, 410	14/08/1978	1:21 000	
1980	C0515-0011_1980_FR3205	102, 105, 106, 108, 109, 55	22/07/1980	1:10 305	
1982	C0415-0021_1982_F0415-0615_0062	19, 20, 62	20/04/1982	1:30 000	
1987	C0415-0011_1987_F0415-0615	20	27/04/1987	1:31 000	
1990	C90SAA1931_1990_FR8298P	1	12/07/1990	1:27 000	
1993	C93SAA0962_1993_IFN29	1104, 1105, 1106, 1108, 1308	30/08/1993	1:21 000	
2000	CA00S00812_2000_fd0029_250	1008, 1009, 1010, 1011	17/06/2000	1:26 000	
2005	CP05000072_FD0029.009	0471, 0472, 0473, 0474, 0475, 0476, 0477	07/06/2005	70 cm	
	CP05000072_FD0029.010	0571, 0572, 0573, 0574	07/06/2005	70 cm	
2009	CP09000232_FD29F80x022	01335, 01336, 01337, 01338, 01339	30/05/2009	62 cm	
2012	Orthophoto IGN	*	24/07/2012	20 cm	
2013	Ortho Littorale V2 - MEDDE	2013-0162-6867-OL-RVB-L93	21/08/2013	*	

stephan\_TAB1.png

Tab. 1 – Inventaire des photographies aériennes IGN utilisées pour l'analyse de la cinématique du trait de côte de la baie de Goulven entre 1948 et 2013.

 Tab. 1 – List of the IGN aerial photographs used for shoreline change analysis of the Bay of Goulven between 1948 and 2013.

Les étoiles correspondent aux données non disponibles. *Stars correspond to the data not available.* 

dates	nombre de points de contrôle	erreur minimum (m)	erreur maximum (m)	erreur moyenne (m)
1948	9	0	14,2	5,2
1952	12	0	10,7	2,3
1961	18	0,7	7,5	2,8
1966	18	0	7,4	1,6
1968	10	0,4	5,5	2,9
1971	18	0	8,1	1,7
1976	14	0,5	3,2	1,5
1977	13	0	9,6	1,9
1978	15	0	4,7	1,9
1980	14	0	5	1,5
1982	11	0	3,9	1,1
1987	15	0	4,8	1,8
1990	16	0	2	0,9
1993	18	0	2,1	1,1

stephan\_TAB2.png

Tab. 2 - Quantification des marges d'erreur calculée pour le traitement d'ortho-correction.Tab. 2 - Quantification of the margin of error calculated for image orthorectification processing.

Pour chaque date, les marges d'erreur sont calculées par rapport à l'image de référence correspondant à l'orthophoto IGN de 2012. D'après (Tardieu, 2016), modifié.

For each date, the margin of error is calculated with respect to reference image corresponding to the IGN orthophoto of 2012. After (Tardieu, 2016), modified.

Percentile	Nombre d'épisodes	Niveau d'eau à la cé pre (m NGF)		l <b>a côte</b> )	y Niveau de marée astronomique (m NGF)		H <sub>sig</sub> (m)			T <sub>pic</sub> (\$)			<b>R</b> <sub>2%</sub> (m)			
		min.	moy.	max.	min.	moy.	max.	min.	moy.	max.	min.	moy.	max.	min.	moy.	max.
Q50 %	23936	3,51	4,27	7,63	0,90	2,94	4,20	0,28	2,63	11,69	3,55	11,29	20,02	0,15	1,32	4,05
Q95 %	2350	5,10	5,52	7,63	1,36	3,32	4,20	1,33	4,50	10,86	9,00	13,85	19,81	0,96	2,12	4,05
Q99 %	475	5,79	6,12	7,63	2,37	3,42	4,17	2,75	5,68	10,56	10,64	15,01	19,61	1,56	2,57	4,00
Q99,5 %	237	6,04	6,34	7,63	2,39	3,43	4,17	3,21	6,22	10,56	11,77	15,39	19,61	1,89	2,75	4,00
Q99,9 %	47	6,57	6,85	7,63	2,85	3,53	4,11	5,06	7,25	10,46	13,71	16,53	19,61	2,65	3,14	4,00
stephan_TAB3.png																

Tab. 3 - Caractéristiques des données de marée, de vague et de hauteur d'eau associées aux niveaux d'eau extrêmes (en gris) définis en baie de Goulven.

Tab. 3 - Characteristics of tide, wave and water level conditions associated with the extreme water levels (in grey) defined in the Bay of Goulven.



Fig-05-01.png

#### Fig. 5 – Cinématique du trait de côte dans le fond de la baie de la Goulven entre 1948 et 2016. Fig. 5 – Shoreline changes along the Bay of Goulven between 1948 and 2016.

A : Mobilité du trait de côte mesurée le long des radiales subparallèles au rivage à partir de l'année de référence 1948. B : Tendance pluridécennale calculée dans la partie occidentale de la baie par régression linéaire le long des radiales (les tendances jugées significatives sont figurées en trait plein, les tendances jugées peu significatives sont figurées en pointillés). C : Tendance pluridécennale calculée dans la partie orientale de la baie par régression linéaire le long des radiales (les tendances jugées significatives sont figurées en trait plein, les tendances jugées peu significatives sont figurées en pointillés). D : Coefficient de régression R<sup>2</sup> permettant d'estimer la qualité des ajustements statistiques (TB. Très bon ajustement ; B. Bon ajustement ; F. Faible ajustement ; TF. Très faible ajustement). E : Localisation des radiales sur le modèle numérique de terrain issu des données Lidar Litto3D-Finistère<sup>\*</sup> acquises en 2012.

A: Shoreline changes since 1948 measured at transects along the coast. B: Pluri-decadal trend calculation based on linear regression analyses for different transects located on the western part of the Goulven bay. C: Pluri-decadal trend calculation based on linear regression analyses for different transects located in the eastern part of the Goulven bay. D: Regression coefficient used to estimate the quality of the statistical adjustments (TB. Very good; B. Good; F. Low; TF. Very low). E: Transects location on a Digital Elevation Model obtained from Lidar data dated 2012.



Fig-06-01.png

#### Fig. 6 - Cinématique du trait de côte de la flèche de Penn ar C'hleuz 1948 et 2016. Fig. 6 – Shoreline changes of the Penn ar C'hleuz Spit between 1948 and 2016.

A : Mobilité du trait de côte associée à la construction de crêtes dunaires successives mises en évidence à partir du modèle numérique de terrain issu des données Lidar Litto3D-Finistère® acquises en 2012. B : Vue aérienne oblique de la flèche de Penn ar C'hleuz (photo : © Philip Plisson / www.photo.plisson.com).

A: Shoreline changes associated with successive dune ridges identified by Digital Elevation Model obtained from Lidar data dated 2012 (Litto3D-Finistère®). B: Oblique aerial photo of the spit of Penn ar C'hleuz (photo: © Philip Plisson / www.photo.plisson.com).



Fig-07-01.png

#### Fig. 7 – Evolution moyenne du trait de côte entre 1948 et 2016 le long des différentes portions du littoral de la baie de Goulven. Fig. 7 – Mean shoreline changes from 1948 to 2016 along the different coastal sections of the bay of Goulven.

Les barres grises correspondent aux valeurs séparées et la courbe noire aux valeurs cumulées. Les zones grises correspondent aux périodes de recul du trait de côte. A : Partie distale de la flèche de Penn ar C'hleuz. B : Partie proximale de la flèche de Penn ar C'hleuz. C : Plage de Lanévez. D : Plage de Saint-Gouévroc. E : Plage de Keremma. F : Flèche de Kernic.

The gray bars correspond to the separated values and the black curve to the cumulated values. Gray areas correspond to periods of shoreline retreat. A: Distal part of the Penn ar C'hleuz spit. B: Proximal part of the Penn ar C'hleuz spit. C: Lanévez beach. D: Saint-Gouévroc beach. E: Keremma beach. F: Kernic spit.



Fig-08-01.png

#### Fig. 8 – Bilan surfacique calculé dans la partie occidentale de la baie de Goulven (flèche de Penn ar C'hleuz) entre 1948 et 2016. Fig. 8 – Surface gain and loss in the western part of the Bay of Goulven (Penn ar C'hleuz spit) between 1948 and 2016.

A : Surfaces gagnées (en vert) et perdues (en rouge) entre deux observations. B : Photographie aérienne datant de 1966 où sont localisés les secteurs de prélèvements sédimentaires et la position des traits de côte en 1961 et en 1966. C : Photographie aérienne datant de 1968 où sont localisés les secteurs de prélèvements sédimentaires et la position des traits de côte en 1966 et en 1966. D : Photographie aérienne datant de 1971 où sont localisés les secteurs de prélèvements sédimentaires et la position des traits de côte en 1966 et en 1968. D : Photographie aérienne datant de 1971 où sont localisés les secteurs de prélèvements sédimentaires et la position des traits de côte en 1968 et en 1968 et en 1971. E : Évolution du bilan surfacique général et bilan surfacique des parties proximale et distale de la flèche de Penn ar C'hleuz. F : Évolution des volumes sédimentaires prélevés sur la flèche de Penn ar C'hleuz entre 1981 et 1996 (d'après Yoni et Hallégouët, 1998).

A: Surfaces gain (in green) and loss (in red) between two observations. B: Aerial photograph dated 1966 showing the location of the sediment mining areas and the shoreline positions in 1961 and 1966 are located. C: Aerial photograph dated 1968 showing the location of the sediment mining areas and the shoreline positions in 1966 and 1968 are located. D: Aerial photograph dated 1971 showing the location of the sediment mining areas and the shoreline positions in 1966 and 1968 are located. D: Aerial photograph dated 1971 showing the location of the sediment mining areas and the shoreline positions in 1966 and 1968 and 1971 are located. E: Evolution of the general surface budget of the spit of Penn ar C'hleuz and surface budgets of the proximal and distal sections. F: Evolution of the sediment volume extracted on the spit of Penn ar C'hleuz from 1981 to 1996 (from Yoni and Hallégouët, 1998).



Fig-09-01.png

#### Fig. 9 – Cinématique du trait de côte de la partie orientale de la baie de Goulven entre 1948 et 2016. Fig. 9 – Shoreline changes of the eastern part of the Bay of Goulven between 1948 and 2016.

A : Valeurs d'avancée et de recul du trait de côte permettant de définir les périodes d'érosion côtière. B : Localisation des radiales sur le modèle numérique de terrain issu des données Lidar Litto3D-Finistère® acquises en 2012.

A: Shoreline advance and retreat values indicative of phases of coastal erosion. B: Transects location on a digital elevation model obtained from Lidar data dated 2012.





#### Fig. 10 – Conditions de vague et de marée lors des pleines mers sur la période 1948-2015. Fig. 10 – Wave and tide conditions between 1948 and 2015.

A : Séries temporelles des directions de vague (Dir.), hauteurs significatives de vague ( $H_{sig}$ ), période pic de vague ( $T_{pic}$ ), runup ( $R_{2\%}$ ), et des niveaux d'eau atteints lors des pleines mers entre 1948 et 2015. Les points rouges correspondent aux épisodes de niveau d'eau supérieurs au 99,9<sup>ème</sup> percentile (Q99,9 %). B : Diagramme de fréquence des données météo-océaniques utilisées. C : Caractéristique des paramètres météo-océaniques relatifs aux épisodes de niveaux d'eau extrêmes supérieurs au 99,9<sup>ème</sup> percentile (Q99,9 %).

A: Time series of wave direction (Dir), significant wave height ( $H_{sig}$ ), peak wave period ( $T_{pic}$ ), wave runup ( $R_{2\%}$ ) and water levels at high tide from 1948 to 2015. B: Frequency diagrams of meteo-oceanic data used. C: Characteristic of the meteo-oceanic parameters related to the extreme water level events exceeding the 99.9<sup>th</sup> percentile (Q99.9%).



Fig-11-01.png

#### Fig. 11 – Chronologie des phases potentiellement érosives en baie de Goulven au cours des 67 dernières années. Fig. 11 – Chronology of the potential erosive periods in the Bay of Goulven over the last 67 years.

A : Fréquence annuelle (moyenne mobile calculée sur 3 ans) des niveaux d'eau supérieurs au percentile 99 (Q99 %), 99,5 (Q99,5 %) et 99,9 (Q99,9 %). Les lignes horizontales en pointillés correspondent à la valeur moyenne calculée sur la période 1948-2015 pour chaque percentile. B : Périodes durant lesquelles la fréquence annuelle est supérieure à la valeur moyenne. C : Variations annuelles de l'indice ONA entre 1950 et 2015 et moyenne mobile calculée sur 3 années. D : Variations annuelles de l'indice WEPA entre 1950 et 2015 et moyenne mobile calculée sur 3 années.

A: Annual frequency (3 years moving average) of water levels exceeding the percentile 99 (Q99%), 99.5 (Q99.5%) and 99.9 (Q99.9%). Horizontal dotted lines correspond to the mean annual frequency over the entire period. B: Periods during which the annual frequency exceed the mean value. C: Interannual variability of NAO index from 1950 to 2015 and 3 years running mean. D: Interannual variability of WEPA index from 1950 to 2015 and 3 years running mean.



Fig-12-01.png

## Fig. 12 – Relation statistique entre l'évolution du trait de côte et les forçages météo-océaniques. *Fig. 12 – Statistical relationship between the shoreline changes and the meteo-oceanic forcing.*

Répartition spatiale de la valeur prédictive (A), la sensibilité (B) et la spécificité (C) dans les parties centrale et orientale de la baie de Goulven (le calcul et la signification de ces trois indices sont expliqués dans la section méthodologique 3.3). Spatial distribution of predictive (A), sensitivity (B) and specificity (C) indexes in the central and eastern parts of the bay of Goulven (the calculation and the significance of these three index are explained in the methodological section 3.3).



Fig-13-01.png

Fig. 13 Corrélation statistique entre les valeurs moyennes hivernales (de décembre à mars) \_ calculés significatives de vagues des hauteurs  $(H_{sig}),$ de runup  $(R_{2\%}),$ de niveaux d'eau sur la WEPA (R<sup>2</sup> correspond au coefficient de corrélation). période 1950-2015 et les indices ONA et Fig. 13 – Statistical correlation between the mean winter values (from December to March) of the significant wave heights  $(H_{sig})$ , the wave runup  $(R_{2\%})$ , the water levels and the NAO and WEPA indexes ( $R^2$  correspond to the correlation coefficient).