

La hausse du niveau de la mer accélère-t-elle l'érosion des côtes ?

Yvonne Battiau-Queney
Professeur émérite de l'Université de Lille
CNRS- UMR 8187- Laboratoire d'Océanologie et Géosciences

Il est courant de lire et d'entendre que la hausse du niveau de la mer, l'une des conséquences les plus manifestes du réchauffement climatique, va accélérer l'érosion de nos côtes, menacer de submersion marine de vastes zones littorales urbanisées et faire disparaître nombre d'îles basses habitées. Ces craintes sont-elles justifiées ? Comme un consensus ne vaut pas vérité scientifique, on va essayer de démêler le vrai du faux en partant de l'état des connaissances scientifiques sur la hausse du niveau de la mer et analyser ses effets possibles sur les processus d'érosion des côtes.

1/ Que sait-on de la hausse du niveau de la mer ?

1.1. État des connaissances sur les variations passées et présentes du niveau de la mer à l'échelle mondiale

Une bonne synthèse récente sur les causes et l'ampleur de la hausse du niveau de la mer se trouve dans Cazenave et Le Cozannet (2014). On y trouvera une très abondante bibliographie antérieure à 2013. Les méthodes utilisées par les scientifiques pour évaluer la tendance moyenne de l'élévation du niveau de la mer dépendent de la période considérée. A l'échelle du Pléistocène (1 800 000 ans) et de l'Holocène (10 000 ans) on dispose d'archives sédimentologiques (repérage d'anciennes plages "soulevées", analyse de niveaux tourbeux recouverts de sédiments marins, stratigraphie et datation de récifs coralliens ...) et de données archéologiques, particulièrement riches sur les côtes méditerranéennes. **On sait qu'à plusieurs reprises, pendant les phases interglaciaires du Pléistocène, le niveau de la mer a été supérieur à l'actuel de 5 à 10 m au moins (Planton et al., 2015).** À partir du milieu du 19^{ème} siècle, on utilise les données souvent précises des marégraphes installés principalement dans les ports de l'hémisphère nord. Elles fournissent les altitudes *relatives* du niveau de la mer par rapport aux terres émergées. Depuis 1993, les données satellitaires fournissent des altitudes *absolues* du niveau de la mer par rapport à l'ellipsoïde terrestre de référence et permettent d'avoir une vision beaucoup plus globale des variations du niveau des océans à toutes les latitudes et longitudes.

Les estimations les plus récentes de l'élévation moyenne du niveau de la mer dépendent des méthodes utilisées. Les données des marégraphes indiquent une élévation de 1,6-1,8 mm/an au cours du 20^{ème} siècle (Jevrejeva et al., 2006 ; Wöppelmann et al., 2008, 2014). Pour Church et White (2011), l'élévation moyenne fournie par la base de données des marégraphes pour la période 1900-2011 est estimée à $1,65 \pm 0,2$ mm/an. Les données satellitaires entre 1993 et 2012 indiquent une élévation moyenne de $3,2 \pm 0,1$ mm/an seulement interrompue par les phénomènes d'ENSO (El Niño- South Oscillation) en 1997-1998 et 2011 (Church et White, 2011). **C'est une valeur double de celles obtenues par les marégraphes au cours du siècle passé, qui semble refléter une brusque accélération de l'élévation du niveau de la mer dans les deux dernières décades.**

Ces chiffres n'ont cependant rien d'exceptionnel à l'échelle géologique. Lors du dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans, le niveau marin global se situait à 120-130 m sous le niveau actuel. Avec le réchauffement post-glaciaire, la mer est remontée plus ou moins régulièrement de 12 mm/an en moyenne (e.g., Bard et al., 2010; Lambeck et al., 2010) mais avec de courtes phases d'exhaussement très rapide : 40 mm/an il y a 14 000 ans (Bard et al., 2010; Deschamps et al., 2012), à une époque où l'influence anthropique était évidemment exclue. Depuis 6 000 à 5 000 ans, le niveau de la mer s'est stabilisé, avec une élévation inférieure à 0,5 mm/an jusqu'au 19^{ème} siècle (Lambeck et al., 2004 ; Lambeck et al. 2010 ; Kemp et al., 2011 ; Miller et al., 2009, 2013 ; Planton et al., 2015; CEREMA, 2017). **Il est intéressant de noter que les relevés des marégraphes indiquent une accélération de la hausse du niveau de la mer depuis la fin du 19^{ème} siècle, donc dès avant que la Révolution industrielle aient des effets tangibles à l'échelle planétaire.**

1.2. Comment prévoir l'élévation du niveau de la mer à l'échéance d'un siècle ?

Partant du constat de l'élévation actuelle du niveau de la mer, il est évidemment important de savoir si le phénomène va se poursuivre et à quel rythme. Les prévisions de l'élévation moyenne du niveau de la mer à l'échéance du siècle à venir reposent sur des modélisations construites à partir des données actuelles et passées et simulant différents scénarios de réchauffement planétaire. **Les marges d'erreur ont donc une double origine : d'une part les lacunes et la plus ou moins grande fiabilité des données existantes (Llovel et al., 2010 ; Llovel et al., 2011 ; Llovel, 2017) et d'autre part l'incertitude quant au réchauffement attendu.** On pourra se reporter au dernier rapport spécial du GIEC sur "*les effets d'un réchauffement climatique de 1,5 °C au-dessus des niveaux préindustriels*". On y lit que les projections modélisées de l'élévation moyenne du niveau de la mer (par rapport à 1986-2005) suggèrent une fourchette indicative de 0,26 à 0,77 m d'ici 2100 pour 1,5 °C de réchauffement planétaire, 0,1 m en moyenne (0,04 à 0,16 m) de moins qu'en cas d'un réchauffement planétaire de 2°C (degré de confiance moyen)" (IPCC, 2018). Cela correspond à une élévation moyenne estimée entre 3,25 mm et 9,6 mm/an d'ici 2100.

On voit que les auteurs du rapport sont partis des données satellitaires (et non des marégraphes) et ont retenu l'hypothèse d'une accélération de la hausse du niveau de la mer. **Mais ils admettent aussi que le degré de confiance est "moyen". Néanmoins, même en cas de hausse de 9,6 mm/an, on est très en dessous de ce qui s'est passé lors du réchauffement post-glaciaire entre 20 000 et 9 000 ans (Cooper, 2017 ; Llovel, 2017)**

On se reportera à Cazenave & Le Cozannet (2014) pour comprendre les causes de l'élévation du niveau de la mer (dilatation thermique des océans, fonte des glaciers de montagne et des

calottes du Groenland et de l'Ouest Antarctique, bilan des apports d'eau continentale dans les cuvettes océaniques). Ces auteurs soulignent les incertitudes et les difficultés pour boucler le "budget hydrologique" des océans. Il manque une contribution de l'ordre de 20% pour expliquer la hausse du niveau de la mer constatée par les données satellitaires depuis 1993. Des recherches sont en cours pour tenter de résoudre ce problème. **L'hypothèse que les données satellitaires surestiment l'élévation du niveau de la mer n'est pas totalement exclue.**

1.3. Le niveau marin "relatif" rapporté aux terres émergées

Eu égard à la problématique de l'érosion des côtes, ce n'est pas le niveau marin absolu rapporté à l'ellipsoïde de référence, qu'il faut considérer, mais l'élévation relative du niveau de la mer par rapport aux terres émergées. Or tous les auteurs soulignent la variabilité régionale de celle-ci, qui se surimpose à la tendance planétaire moyenne. **Il faut en effet tenir compte du comportement régional et local de la croûte continentale (surrection, subsidence ou stabilité) et aussi de la circulation océanique globale étroitement liée à la circulation atmosphérique globale** : les phénomènes d'ENSO, par exemple, créent des distorsions importantes entre les façades de l'océan Pacifique. De fait, les études locales et régionales montrent de très grandes différences d'un endroit à l'autre du littoral d'une même façade océanique.

En France, le suivi à long terme des évolutions du niveau moyen à la côte est centralisé par SONEL (Système d'observation du niveau des eaux littorales – www.sonel.org), regroupant le CNRS, l'IGN, l'Université de La Rochelle et le SHOM. SONEL exploite l'ensemble des niveaux moyens observés par les marégraphes du réseau REFMAR (CEREMA, 2017). SONEL participe au réseau mondial du "Global Sea Level Observing System" (GLOSS) créé en 1985 par la Commission Intergouvernementale Océanographique de l'UNESCO en vue d'établir un réseau mondial d'observation du niveau de la mer (tableau 1).

Nom de la station	1933-2016	1933-1987	1987-2016
Brest (France)	1,59	1,04	2,31
Cherbourg (France)	1,51 (1959-2016)	ND	2,06
Marseille (France)	1,08 (1849-2012)	ND	3,43
Ostende (Belgique)	1,75	1,06	2,28
Vlissingen (Pays-Bas)	2,01	1,68	2,96
Tromso (Norvège)	-0,01	ND	-0,49
Newcastle-upon-Tyde/North Shields (UK)	1,77	1,60	2,45
Santander (Espagne)	2,26	2,48	2,95
Vigo (Espagne)	2,11	2,87	1,92
Annapolis (baie de Chesapeake) (USA)	3,41	3,31	4,76
Charleston (USA)	3,12	2,86	4,48

Tableau 1 : variations du niveau de la mer indiquées par les marégraphes (sources: SONEL et GLOSS; Wöppelmann et al., 2014 pour Marseille) (ND= non documenté). Les données dans les colonnes sont exprimées en mm/an.

Les stations marégraphiques des côtes françaises métropolitaines atlantiques et méditerranéennes montrent des taux d'élévation proches des valeurs mondiales mais sensiblement inférieures aux valeurs satellitaires sur la période 1993-2013 (Planton et al.,

2015). Sur les côtes européennes, les valeurs relevées ces 30 dernières années indiquent en général une légère accélération de l'élévation, tout en restant inférieures à 3 mm/an, sauf à Marseille (voir ci-dessous). Il est à noter que les terres encore soumises au rebond isostatique post-glaciaire (Tromsø en Norvège) continuent à se soulever par rapport à la mer.

L'historique des relevés du marégraphe de Marseille a fait l'objet d'une étude approfondie très intéressante (Wöppelmann et al., 2014) (Fig. 1). Les données de l'évolution du niveau de la mer à Marseille depuis 1849 [1] ont été comparées à celles de Brest (Wöppelmann et al., 2008). Les relevés GPS de Marseille montrent la très grande stabilité tectonique du site abritant le marégraphe, justifiant son choix comme station de référence pour le niveau marin de la Méditerranée. On voit dans les deux cas une tendance à l'élévation du niveau de la mer depuis la fin du 19^{ème} siècle mais avec des variations parfois brutales dans un sens ou dans l'autre. Elles sont mises en rapport avec des phénomènes atmosphériques globaux de type Oscillation Nord Atlantique.

Il n'est pas sans intérêt de voir que la tendance pluri-décennale de variation du niveau de la mer à Marseille diffère selon l'intervalle de temps choisi, 1960-2012 sur ce graphique ou 1987-2016 dans le tableau 1.

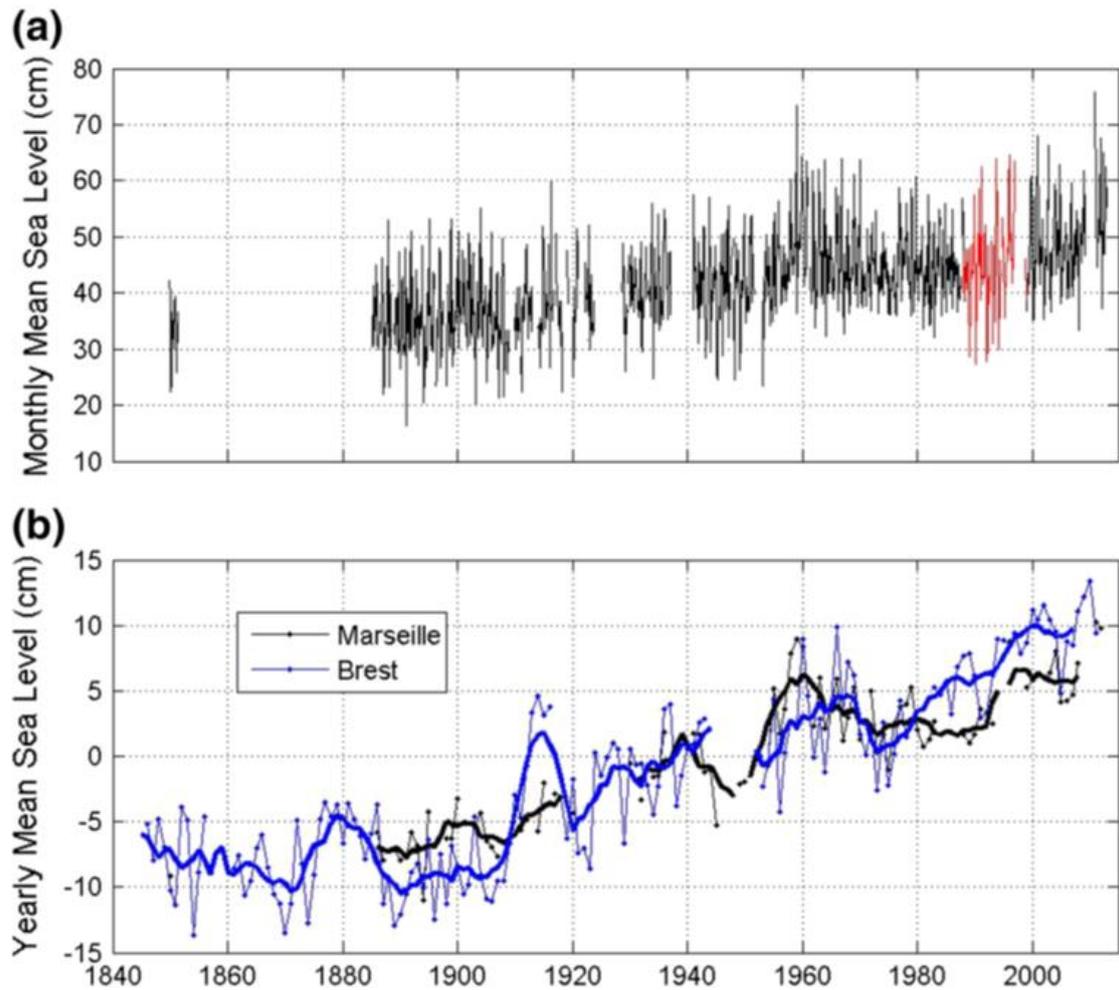


Figure 1. En a, relevés mensuels du niveau moyen de la mer à Marseille, de 1849 à 2014. En b, évolution du niveau moyen annuel de la mer à Brest (en bleu) et à Marseille (en noir) (source Wöppelmann et al. 2014).

Sur les côtes américaines de l'Atlantique nord, l'élévation du niveau de la mer a été localement plus rapide qu'en Europe (cas de Charleston, Fig. 2), mais il y a de grandes disparités d'un secteur à l'autre (Tableau 2) (Schedel J.R. & Schedel A.L., 2018).

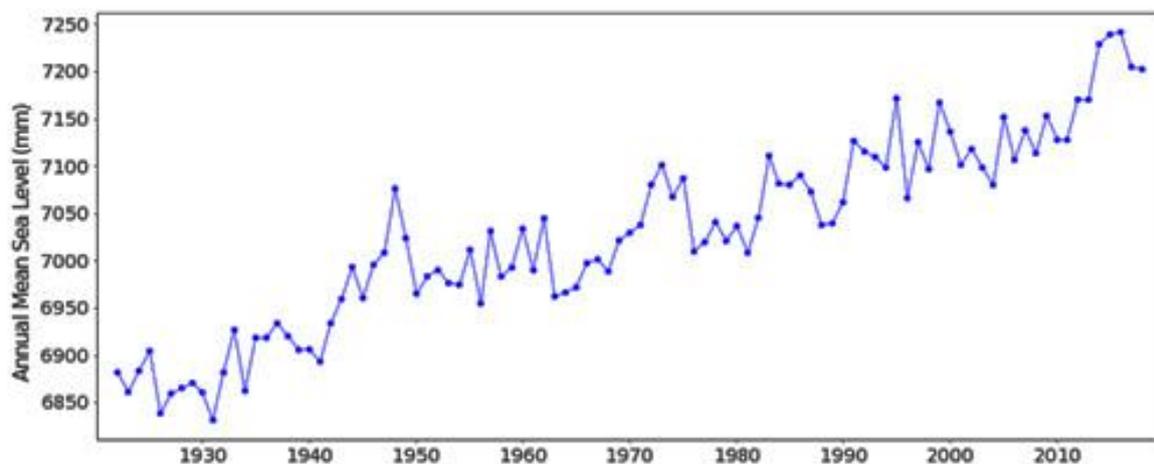


Figure 2. Évolution du niveau de la mer à Charleston (South Carolina, USA), des années 1920 à 2016 d'après le marégraphe du port (source: GLOSS).

Localisation	Intervalle de temps	Élévation moyenne (mm/an)
Portland, Maine	1912-2015	1,8
Boston, Massachusetts	1921-2015	2,8
Newport, Rhode Island	1930-2015	2,7
New London, Connecticut	1938-2015	2,5
The Battery, New York	1920-2015	3,1
Sandy Hook, New Jersey	1932-2015	4,1
Atlantic City, New Jersey	1911-2015	4,1
Annapolis, Maryland	1928-2015	3,5
Solomon's Island, Maryland	1937-2015	3,8
Norfolk, Virginia	1927-2015	4,6
Charleston, South Carolina	1903-2015	3,2
Fernandina Beach, Florida	1897-2015	2,2
Key West, Florida	1913-2015	2,4

Tableau 2. Élévation moyenne du niveau de la mer constatée dans 13 stations de la côte Est des États-Unis (source: NOAA, 2016).

Signalons qu'une analyse synthétique récente des données marégraphiques et satellitaires disponibles (ou extrapolées pour les années lacunaires) (Wenzel & Schröter, 2014) conclut à l'absence d'accélération planétaire de l'élévation du niveau de la mer entre 1901 et 2008. L'élévation moyenne est estimée à $1.77 \pm 0,38$ mm/an depuis 1900. Mais elle est beaucoup plus rapide dans l'ouest du Pacifique tropical et dans l'Océan Indien à l'Est de Madagascar (+6

mm/an). Les accélérations constatées localement se situent entre -0,1 mm/an et +0,1 mm/an.

1.4. Les prévisions régionales de la hausse du niveau de la mer comparées aux surcotes de tempête

D'une façon générale, la modélisation de l'élévation prévisible du niveau de la mer à l'échelle régionale est très difficile, car elle dépend de nombreux paramètres qui se surimposent à la tendance planétaire. Les résultats sont donc très incertains (GIEC, 2013 ; Wenzel & Schröter, 2014; Planton et al., 2015; ONERC, 2015). Pour Brest par exemple, l'élévation à l'horizon 2100 varierait entre 30 et 70 cm selon les scénarios.

Dans l'état actuel des recherches sur le littoral, il est impossible d'isoler les effets de l'élévation du niveau de la mer des autres facteurs de forçage (Planton et al., 2015 ; Cooper, 2017 ; Le Cozannet et al., 2016). Une des raisons principales est que les surcotes marines liées aux tempêtes ont des impacts considérablement plus importants que cette élévation : **ces surcotes [2] sont d'un ordre de grandeur 1000 à 2000 fois plus élevé que la hausse du niveau de la mer (valeurs métriques dans le premier cas, millimétriques dans le second)**. A Dunkerque, par exemple, une surcote de 2,40 m a été observée lors de la tempête catastrophique du 31 janvier 1953 et encore de 2,40 m lors de la tempête du 9 novembre 2007. Sur la côte aquitaine (OCA, 2018) les niveaux d'eau maximaux de surcote pour un événement de période de retour de 100 ans sont atteints au centre du département de la Gironde et à l'embouchure de l'estuaire de la Gironde (+3,60 m NGF). Ils décroissent du nord au sud, avec des niveaux d'environ +3 m dans les Landes, puis augmentent de nouveau (+3,10 m) au Pays Basque.

Comparés à ces épisodes de quelques heures, les effets millimétriques de la hausse globale du niveau de la mer sont indétectables. À Brest où l'on dispose d'une des plus longues séries de données marégraphiques au monde, le niveau de la mer ne s'est exhaussé que d'une vingtaine de centimètres depuis 1800 (Wöppelmann et al., 2008) (Fig. 2). A Marseille l'élévation n'a été que de 16 cm depuis 1884 (Wöppelmann et al., 2014). C'est négligeable par rapport aux surcotes et au surcroît d'énergie des vagues de tempêtes (cf. ci-dessous).

Il faut bien garder à l'esprit cette énorme différence d'échelle dans les forçages météorologiques et la vitesse d'élévation du niveau marin si l'on veut comprendre l'origine des problèmes de vulnérabilité et de risques d'érosion spécifiques aux zones littorales.

2/ La mobilité du trait de côte est-t-elle impactée par la hausse du niveau de la mer ?

2.1. La mobilité du trait de côte est un phénomène naturel à toutes les échelles spatio-temporelles

Le "trait de côte" est défini comme la limite entre le domaine marin et le domaine continental. Il sert de ligne de référence pour évaluer le recul, l'avancée ou la stabilité d'une côte. Il est donc essentiel de l'identifier correctement sur le terrain et aussi sur les photos aériennes, satellitaires ou prises par des drones. Or ce problème est trop souvent escamoté.

En pratique, la marge d'erreur dans le processus d'identification peut atteindre plusieurs mètres et largement dépasser les estimations de recul ou d'avancée du trait de côte. C'est souvent la principale source d'erreur dans les calculs de mobilité d'un littoral, qu'il soit façonné en falaises (Battiau-Queney et al., 2003b) ou en plage sableuse (Battiau-Queney et al., 2001 ; Battiau-Queney et al., 2003a; Battiau-Queney, 2004a; 2010b; 2015a). Une récente étude sur les plages et dunes de Flandre à l'est de Dunkerque a montré qu'il fallait retenir une marge d'erreur totale de $\pm 7,5\text{m}$, cumulant $\pm 4,5\text{ m}$ pour la rectification des photos aériennes et $\pm 3\text{ m}$ pour l'identification du trait de côte (pied de la dune) (Maspataud et al., 2013).

Le trait de côte, par nature, est éminemment mobile à toutes les échelles de temps et d'espace (Battiau-Queney, 2015a). En effet, le littoral est un espace mouvant où terre et mer s'affrontent en permanence. Les falaises reculent plus ou moins vite lorsqu'elles sont "vives", mais dans certains cas elles peuvent devenir des falaises "mortes" lorsque des sédiments se déposent à leur pied. Les sables et galets qui constituent les plages se déplacent sans cesse, au gré des marées, des saisons, des années. La morphologie de la côte n'est que le reflet, à un instant donné, de ces incessants mouvements dus au jeu des houles, des courants et du vent.

On dispose de quelques études sur la mobilité du trait de côte à l'échelle mondiale. Les plus citées sont celles de Bird (1985), basées sur le recensement de données d'érosion par un panel d'observateurs, sous les auspices de la commission océanographique de l'Union Géographique Internationale. **Pour Bird (1985), 70% des plages du monde seraient en érosion.** Ce chiffre a été repris régulièrement et à force d'être répété a pu être considéré comme une certitude. En réalité au fur et à mesure que des études approfondies sont menées localement, on s'aperçoit que **ce chiffre est très surestimé et qu'il existe une grande hétérogénéité de situations. Dans le cadre du programme européen EUROSION (2001-2004) la base de données établie pour les côtes européennes n'indique que 30% de plages en érosion (www.eurosion.org).**

Nos propres recherches sur les côtes du nord de la France indiquent une majorité de plages stables ou en faible recul (Battiau-Queney et al., 2003a; Battiau-Queney, 2014). L'Observatoire de la Côte Aquitaine vient de publier un ouvrage qui recense et analyse en détail l'évolution des 230 kilomètres de côte sableuse, de l'estuaire de la Gironde à Anglet au Pays Basque (OCA, 2018). Contrairement aux conclusions de Manaud et al. (2001) qui considéraient que la hausse du niveau de la mer allait nécessairement entraîner un recul généralisé de la côte aquitaine, cette étude très approfondie montre une grande hétérogénéité des situations locales, avec une tendance récente assez fréquente vers un recul du trait de côte, mais elle souligne le rôle souvent décisif des interventions anthropiques pouvant l'expliquer. Elle montre aussi que de larges secteurs de la côte des Landes (qui est très peu anthropisée) sont stables ou en légère progradation, avec un bilan sédimentaire positif.

L'étude la plus récente à l'échelle planétaire est celle de Luijendijk et al. (2018), basée sur les images satellitaires acquises depuis 1984. Elle présente un bilan global de l'évolution des côtes sableuses et graveleuses non englacées (31% du total du linéaire côtier) sur la période 1984-2016. Pour ces auteurs, 24% de ces côtes sableuses sont en érosion de plus de 0,5 m/an, 28% sont en accrétion et 48% sont stables. 7% des côtes sableuses connaissent une érosion sévère de plus de 3 m/an et 4% une érosion intense de plus de 5 m/an. Ces chiffres, très éloignés de ceux de Bird, nous semblent plus conformes aux réalités, même s'ils restent grevés d'incertitudes.

2.2. Recul du trait de côte et hausse du niveau de la mer : l'hypothèse de Bruun en question

Beaucoup d'ingénieurs et gestionnaires du littoral estiment qu'il y a un lien étroit, voire évident, entre la hausse du niveau de la mer et le recul du trait de côte. Ils s'appuient sur les hypothèses émises par Bruun il y a plus de 60 ans (Bruun, 1962, 1983 ; Schwartz, 1967 ; Leatherman et al., 1994) : lorsque le profil transversal de la côte atteint une situation d'équilibre, si le niveau marin s'élève, les matériaux érodés sur le haut de plage sont déposés sur l'avant-côte au-dessous du niveau d'action de la houle, le tout entraînant une translation du trait de côte vers l'intérieur des terres, sans modification du profil transversal. L'ampleur du recul induit par ce processus serait 50 à 200 fois supérieure à la hausse du niveau de la mer. Si l'on retient l'hypothèse d'une hausse de 0,70 m à l'échéance d'un siècle, le recul serait donc de 35 à 140 m. **Pour Bruun il y a automaticité entre hausse du niveau de la mer et recul du trait de côte.**

Cependant cette hypothèse implique de nombreuses simplifications par rapport aux réalités du terrain (Cooper & Pilkey, 2004) :

- 1) C'est un modèle à deux dimensions qui ignore totalement les transports longitudinaux de sédiments par la houle et les courants. Or on verra ci-après que la dérive littorale joue un rôle essentiel sur les côtes rectilignes, celles qui caractérisent par exemple le littoral Aquitain ou celui de la Manche orientale et de la mer du Nord ou encore de la Floride;
- 2) Le modèle de Bruun ne tient aucun compte de la dynamique éolienne et ignore les transports de sable par le vent et le rôle des dunes comme réserve réutilisable par les vagues de tempête (Battiau-Queney et al., 2003a; Battiau-Queney, 2004a, 2010b, 2010d, 2015b, 2015c ; Battiau-Queney et al., 2010; Davidson-Arnott, 2005) ;
- 3) Le modèle de Bruun ne prend pas en compte la quantité de sédiments disponibles dans le "système côtier" (cf. ci-dessous). Or c'est un paramètre fondamental pour comprendre l'évolution des plages (Battiau-Queney et al., 2001).

Il est certain, que les effets de l'élévation du niveau de la mer ne seront pas identiques sur les plages de poche du littoral méditerranéen ou sur une longue plage de sable fin comme celle d'Aquitaine ou celles de la côte d'Opale : en effet, ces dernières sont adossées à de larges systèmes dunaires. Lorsqu'une plage est adossée à une falaise, comme souvent en Provence, l'effet de l'élévation du niveau de la mer ne se traduit pas par une translation du profil vers l'intérieur des terres mais par un rétrécissement de la plage, cela même si le stock sédimentaire est stable (Brunel, 2012).

De fait, contrairement à l'hypothèse de Bruun, une élévation rapide du niveau de la mer peut s'accompagner d'une avancée du trait de côte et d'une accrétion des plages (Curry, 1969 ; Thom, 1983 ; Battiau-Queney et al., 2001; Cooper & Pilkey, 2004). C'est ce qui s'est produit lors de la remontée marine post glaciaire sur le littoral de la Côte d'Opale : la mer a fortement reculé au fur et à mesure de la formation des plaines maritimes picarde et flamande, principalement entre 9000 et 5000 ans, grâce à l'abondance des sédiments disponibles, remontés par la houle et les courants marins depuis la plate-forme côtière auparavant exondée ou rejetés par les fleuves. Beaucoup plus récemment encore, nous connaissons des exemples d'avancée très rapide du trait de côte depuis au moins le 18^{ème} siècle, par accrétion dunaire et engraissement de la plage : par exemple sur la côte française de la mer du Nord à l'est de Calais (Battiau-Queney et al., 2001 ; Ruz et al., 2017).

Sur les côtes de Floride, on dispose de données précises remontant aux années 1850. Le niveau de la mer y est monté de 0,71 mm/an jusqu'en 1930, puis de 1,84 mm/an depuis cette date ; or le trait de côte est resté stable jusque dans les années 1970, avant de connaître une rapide

avancée jusqu'aux années 2000, grâce en partie à des opérations de recharge des plages. Mais celles-ci n'expliquent pas tout : cette évolution, tout à fait contraire au modèle de Bruun, résulte aussi de l'apport massif de sable depuis le large, au moment des tempêtes (Houston, 2015).

Comme il a été dit plus haut, **l'élévation actuelle du niveau marin est indétectable dans la mobilité du trait de côte, car c'est un paramètre beaucoup moins décisif que la quantité de sédiments disponibles et l'espace côtier pouvant recevoir ces sédiments ("accommodation space" des anglo-saxons)**. S'il y a pénurie de sédiments, d'origine naturelle ou anthropique, le trait de côte recule ; s'il y a abondance de sédiments, il va s'avancer même si le niveau marin s'élève. **La quantité de sédiment disponible est bien le facteur primordial du recul ou de l'avancée d'une côte sableuse et du démaigrissement ou de l'engraissement d'une plage**. Pour bien comprendre cela il faut replacer le trait de côte dans un ensemble plus vaste, le *système côtier*.

3/ La zone littorale appartient à un système côtier dont le fonctionnement est très complexe

Ce système inclut une partie marine (appelés souvent "petits fonds" ou avant-côte) et une partie terrestre (falaises, plages, dunes), les deux étant souvent imbriquées (zones intertidales, vasières, marais maritimes, estuaires, deltas). Le système côtier dépend de multiples paramètres : caractéristiques lithologiques et stratigraphiques, topographie de la zone émergée, bathymétrie nearshore et offshore, configuration de la côte et des mers adjacentes, forçages météo-marins, régime de marée, activité biologique (faune et flore) en mer et à terre, influences anthropiques. Comme tout système vivant, il a besoin d'énergie pour fonctionner. En dehors du cas particulier des tsunamis, l'énergie entrant dans le système côtier est d'origine solaire. Elle est très variable dans l'espace et le temps et se manifeste par la dynamique marine et la dynamique éolienne : **le système côtier fonctionne par à-coups. Les paramètres du système côtier sont plus ou moins interdépendants**. Certains sont relativement stables à l'échelle séculaire, voire millénaire (lithologie, topographie et bathymétrie, régime de marée). D'autres sont très variables et rarement prévisibles (houles, courants, vent). Il faut aussi tenir compte de la végétation dont le rôle est essentiel dans le fonctionnement des systèmes plages-dunes et des estuaires et deltas. Enfin, depuis plusieurs siècles l'homme intervient de plus en plus le long des littoraux.

Le fonctionnement d'un système côtier se traduit par des transferts de sédiments : des vases (côtes à mangrove, milieux estuariens), des sables et des galets, provenant de différentes sources (fleuves, érosion des falaises, fonds sous-marins, déplacements le long des côtes par les courants...). Le système s'organise en unités spatiales élémentaires qu'on appelle "cellules sédimentaires" ou mieux "hydrosédimentaires" qui ont un fonctionnement plus ou moins autonome par rapport à leurs voisines (Fig. 3). Elles sont délimitées par des ruptures naturelles, topographiques (caps, canyons sous-marins) ou hydrologiques (comme des estuaires ou des deltas). Mais les cellules peuvent aussi être limitées par des ruptures d'origine anthropique (comme des jetées portuaires). Ces limites sont plus ou moins mobiles avec le temps. **Chaque cellule se caractérise par son "budget sédimentaire", somme algébrique des entrées et sorties de sédiments. Il peut être équilibré, excédentaire ou déficitaire**.

Dans un système côtier, l'un des paramètres les plus importants est la quantité de sédiments disponibles et son évolution en fonction des entrées et sorties. Cette évolution peut résulter de phénomènes naturels. Ces apports ont varié au cours des temps : la charge alluviale des fleuves des hautes et moyennes latitudes était beaucoup plus importante quand a commencé le réchauffement postglaciaire, vers 18 000ans : les versants étaient alors peu végétalisés et soumis à une forte érosion, dont les produits s'en allaient vers la mer. La mer, en réoccupant les terres, lors de la «transgression» postglaciaire, a remonté vers les côtes des quantités massives de sédiments, qui allaient nourrir les plaines maritimes naissantes. Cette période de grande abondance sédimentaire est en train de s'achever, comme l'a souligné Paskoff (1998, 2004). Néanmoins, il reste encore d'importantes ressources en sable, graviers et galets sous la mer, au large de nos côtes, mais elles ne sont plus ou peu renouvelées. **La gestion raisonnée et conservatoire de ces ressources est et sera de plus en plus un enjeu majeur des années futures, au même titre que celle des combustibles fossiles.**

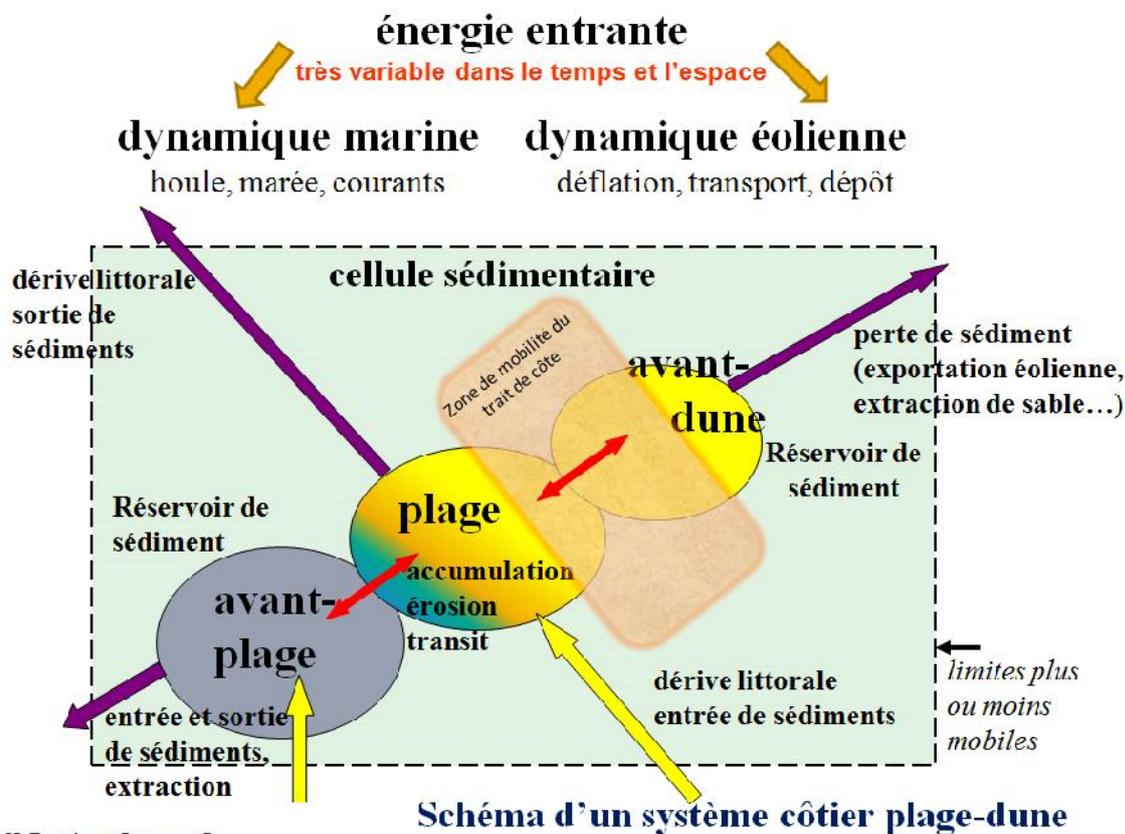


Figure 3. Un exemple de système côtier : le système plage-dune. Système complexe associant domaine marin et domaine terrestre.

Mais à l'échelle séculaire ou pluriannuelle, c'est l'homme qui est le principal responsable des pénuries sédimentaires des systèmes côtiers. Il est souvent intervenu consciemment ou inconsciemment sur cette ressource, soit en prélevant des sédiments (sables, galets) sur les plages ou sur l'avant-côte, soit en contrariant leur déplacement naturel le long de la côte, soit en réduisant les apports fluviaux (barrages sur les fleuves). De ce fait, ça et là, il a créé artificiellement de la pénurie sédimentaire, source inévitable d'érosion. C'est le cas de plusieurs secteurs de la côte landaise où de très grandes quantités (100 millions de m³ depuis 1900) ont

été extraites des plages du sud des Landes (SOGREAH, 1988, cité dans Manaud et al., 2001). C'est aussi le cas en baie de Wissant (Pas-de-Calais, France) passée brusquement, de 1985 à 1990, d'un excès à une pénurie de sable à la suite de décennies de prélèvements sur la plage, dans les avant-dunes et en avant de la côte. En quelques années le niveau de la plage s'est abaissé de plus de 4 m (Battiau-Queney, 2008, 2010a). **Les jetées et épis bloquent les transferts longitudinaux de sédiments et entraînent inévitablement de l'érosion en aval-dérive. De très nombreux exemples illustrent ce rôle néfaste, partout dans le monde.**

4. L'impact des tempêtes sur le système côtier

4.1. La notion de tempête morphogénique

Le fonctionnement d'un système côtier est très difficile à modéliser et à prévoir, car il dépend d'évènements aléatoires que sont les tempêtes. Ce sont cependant au cours de ces évènements de courte durée que les niveaux d'eaux extrêmes combinant surcotes de tempête et pleine mer de vive eau sont observés et que les flux d'énergie entrant dans le système côtier sont les plus intenses, **car l'énergie des vagues est proportionnelle au carré de leur hauteur** (encadré ci-dessous).

Extrait tiré du site <http://www.clubdesargonautes.org/>

On calcule l'énergie de la houle en intégrant l'énergie des particules d'eau sur toute la profondeur supposée suffisamment grande. Pour une houle régulière de hauteur H et de période T , on obtient la formule théorique suivante :

$$E = \frac{\rho \cdot g^2}{64\pi} \cdot H_s^2 \cdot T$$

Dans laquelle :

ρ est la masse volumique de l'eau de mer (1024 kg.m^{-3}),
 g est l'accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$),
 H_s est la hauteur significative de la houle mesurée en mètres. Comme on suppose ici une houle régulière, donc toutes les vagues ont la même hauteur H , bien entendu égale à H_s ,
 T est la période de la houle en secondes.

Le résultat E est exprimé watts par mètre de crête (W/m).

Cette formule théorique est valable si la profondeur d'eau est grande, lorsque la profondeur est supérieure à la moitié de la longueur d'onde.

Exemples :

Houle de 2m et de période 4s : 8 kW/m,
Houle de 3m et de période 6s : 27 kW/m,
Houle de 10m et de période 14s : 700 kW/m.

Mais toutes les tempêtes n'ont pas les mêmes effets sur le système côtier. Certaines sont qualifiées de “*morphogéniques*” car elles modifient la morphologie du littoral et déplacent le trait de côte dans un sens ou dans l'autre (Battiau-Queney, 2014). Elles conjuguent des vents violents supérieurs à 120 km/h (engendrant une puissante dynamique éolienne sur les plages sableuses et dans les dunes), de basses pressions atmosphériques (engendrant une surcote marine aggravée en cas de coïncidence avec une pleine mer de vive-eau), une mer forte avec une hauteur de houle très supérieure à la moyenne et des phénomènes de *run-up* (hauteur maximale atteinte sur la côte par l'eau des vagues incidentes après leur déferlement).

La hauteur des vagues à la côte dépend de celle de la houle au large (qui dépend de la force des vents et du *fetch* ou course du vent sur la mer), mais aussi de la bathymétrie de l'avant-côte. La présence d'une avant-côte peu profonde et d'un large estran peu pentu, comme on en trouve sur le littoral de la Manche et de la mer du Nord, provoque la réfraction de la houle, l'amortissement des vagues dont la hauteur s'accroît et la longueur d'onde diminue (“*shoaling zone*” en anglais) et leur déferlement. **La hauteur de vague centennale avant déferlement atteindrait 7,4 m à Boulogne, à comparer avec les 11 à plus de 12 m de hauteur le long du littoral aquitain aux eaux côtières plus profondes.**

Selon la bathymétrie côtière, la houle incidente va engendrer un courant longitudinal appelé “*dérive littorale*” dont la puissance est directement liée à celle de la houle. Elle est maximale dans la zone précédant le déferlement (“*shoaling zone*”). La *dérive littorale*, avec les transports sédimentaires qu'elle génère, constitue un très important facteur d'évolution morphologique des littoraux rectilignes (type aquitain) qui s'ajoute aux transferts transversaux de sédiments dans la zone de “*swash*” (vers la terre par le “*jet de rive*” et vers le large par les courants de retour).

Les vagues les plus hautes, donc les plus énergiques, ont plusieurs effets : elles remettent en suspension les sédiments des fonds marins et créent des mouvements turbulents complexes et difficiles à modéliser. Avant le déferlement, sur l'avant-côte, elles peuvent arracher à plus grande profondeur que d'ordinaire des sables et les déplacer jusqu'à la plage (Fig. 4). Après le déferlement, elles s'étalent plus haut et peuvent déposer leur charge sédimentaire plus loin, à l'intérieur des terres, avec d'éventuels phénomènes d'*overwash*, c'est-à-dire de submersion par débordement d'obstacles naturels (comme un cordon dunaire ou une barrière corallienne) ou artificiels (comme une digue). Dans ces cas, les vagues de tempête “nourrissent la plage” (Fig. 4) (Rosati et al., 2013 ; Houston, 2015 ; Brunel, 2012). **Le cas des îles coralliennes basses est également intéressant, car plusieurs études montrent qu'en période d'élévation du niveau de la mer, les tempêtes sont capables de construire des crêtes de plages** (“*beach-ridges*”) formés de débris coralliens remontés par les vagues de tempêtes et provoquant une avancée du trait de côte (Maragos et al., 1973 ; Taylor et al., 1996; Richmond & Morton, 2007; Duvat, 2007; Tamura, 2012; Weil Accardo et al., 2012; Spiske & Halley, 2014).



Figure. 4. Plage de Merlimont (au sud du Touquet) jonchée de coquilles de lutraires (*Lutraria lutraria*). Ces bivalves vivent enfouis dans le sable des petits-fonds marins et ne sont généralement pas remobilisés par les vagues. Pendant la forte tempête de mars 2008, sable et bivalves ont été arrachés du plancher marin, par des vagues plus hautes (donc plus puissantes) que d'ordinaire et propulsés sur la plage lors du déferlement. Cet exemple montre comment une tempête peut « nourrir » une plage et avoir un effet positif sur le budget sédimentaire du système côtier (Photos Y. Battiau-Queney, mars 2008).

Mais, à l'inverse, les vagues de tempête, plus puissantes, peuvent aussi attaquer plus efficacement le pied des dunes, les cordons de galets bordant la plage ou le pied des falaises. Les matériaux remobilisés sont ensuite rejetés vers le large par les courants de retour : courants de fond et courants sagittaux (*rip-currents* en anglais). Or ces courants (bien ressentis par les baigneurs par mer forte) sont d'autant plus puissants que les vagues sont fortes. Leur rôle est essentiel dans l'érosion des côtes.

Cependant, les conséquences morphologiques d'une même tempête vont dépendre aussi de facteurs locaux, comme l'a montré un récent travail sur les systèmes plages-dunes de la Flandre française (Maspataud, 2011 ; Maspataud et al., 2011). **Les effets des tempêtes entre novembre 2007 et mars 2010 ont été analysés sur 2 sites éloignés de moins de 5 km (dune Dewulf et dune du Perroquet), soumis aux mêmes forçages météo-marins. Les impacts morphogéniques ont été très différents.** L'impact d'une tempête dépend du niveau d'eau maximum atteint mais aussi de l'état de la dune et du haut de plage avant l'épisode de tempête. Dans un cas (dune Dewulf), le pied de dune a été atteint à plusieurs reprises par les vagues de tempête lorsque le pic de tempête coïncidait avec une pleine mer de vive-eau, causant un recul du pied de dune de 1 à 2 m et l'abaissement du haut de plage. Par contre quand le pic de tempête eut lieu en marée de morte-eau (novembre 2008), les vagues n'ont pas atteint le pied de dune. Dans l'autre cas (dune du Perroquet) les mêmes tempêtes n'ont eu aucun impact érosif, car il y avait eu préalablement une importante accumulation de sable éolien en haut de plage : ce bourrelet a protégé la dune de l'érosion marine. Les rares cas où les vagues ont atteint le pied de dune, le sable de celle-ci rechargeait le haut de plage, permettant le développement de dunes embryonnaires. Le résultat cumulé s'est traduit par une aggradation de la plage et une avancée du trait de côte. **Sur une période de 53 ans (1957-2010), le même contraste existe entre les deux sites : érosion de la dune Dewulf et accrétion de la dune du Perroquet (Fig. 5).** Entre les deux, la dune Marchand est stable (oscille entre une légère érosion et une légère accrétion), ce qui est confirmé par la position des bunkers allemands. Cependant ce résultat final cumule des épisodes contrastés. L'étude souligne le rôle essentiel des niveaux d'eau durant l'épisode de tempête, la durée de l'épisode et l'état de la dune et de la plage avant la tempête. La

différence de comportement entre les deux sites est aussi à mettre en relation avec la bathymétrie des petits fonds (Héquette et al, 2009).

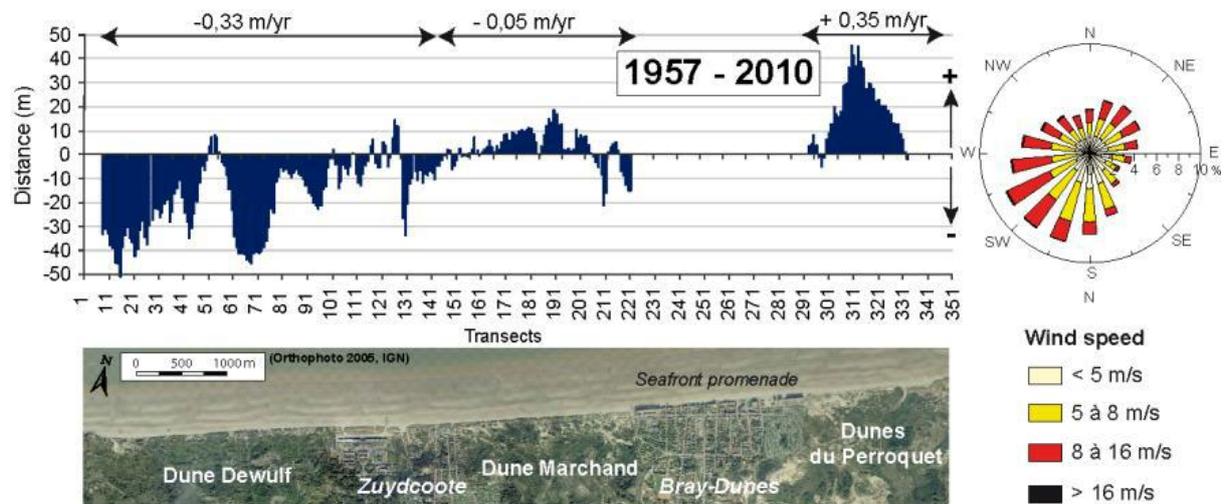


Figure 5. Évolution du trait de côte des dunes de Flandre (Nord de la France) de 1957 à 2010, d'après Maspataud et al., 2011).

En conclusion, sans nier la hausse actuelle du niveau de la mer observée sur la majorité des côtes du monde, il faut donc en relativiser ses effets par rapport à des événements aléatoires de très courte durée que sont les tempêtes. Quand elles sont suffisamment précises, les recherches montrent que l'impact morphogénique des tempêtes dépend autant des facteurs locaux que de leurs caractéristiques météo-marines.

4.2. La fréquence et l'intensité des tempêtes augmentent-elles avec le changement climatique ?

4.2.1. A l'échelle planétaire

Puisque le rôle des tempêtes est essentiel dans le fonctionnement des systèmes côtiers, il est fondamental de savoir si la fréquence et l'intensité de ces tempêtes augmentent avec le changement climatique. La plupart des médias le répètent avec une certaine assurance. Pourtant les chercheurs qui se sont sérieusement penchés sur la question sont beaucoup plus sceptiques. Par contre, la diffusion quasi immédiate et universelle de l'occurrence de tous les événements tempétueux se produisant sur la Terre peut donner l'illusion d'une plus grande fréquence, d'autant qu'avec l'urbanisation accrue des zones littorales, une tempête de même intensité est susceptible de provoquer beaucoup plus de dégâts qu'il y a un siècle et de coûter beaucoup plus cher aux assurances.

Pour Beniston (2017) il faut faire une distinction entre les tempêtes tropicales et celles des moyennes et hautes latitudes :

1) **Dans les zones extratropicales**, entre 40° et 75° de latitude, l'observation depuis 1970 met en évidence une diminution d'environ trois tempêtes par décennie. Cela reste faible statistiquement et la durée d'observation est courte, mais ce pourrait être un premier signe du

changement climatique sur le long terme. L'explication vient des écarts de températures entre l'équateur et les pôles, qui constituent l'un des mécanismes générateurs de tempêtes en transférant l'excédent de chaleur depuis l'équateur en direction des pôles. Plus les écarts sont grands, plus les risques de tempêtes sont élevés. Si les hautes latitudes se réchauffent plus vite que les basses et les moyennes latitudes, comme cela semble se produire actuellement, le gradient thermique équateur/pôle diminue, ainsi que le potentiel de tempêtes.

2) *Dans les zones tropicales*, pour qu'une tempête ou un ouragan se développe, les températures de l'océan doivent être suffisamment élevées pour provoquer une évaporation importante entraînant la formation de cumulonimbus et la libération d'énergie dans l'atmosphère. Il est aussi nécessaire d'avoir une certaine rotation du système pour qu'il puisse s'amplifier (force centrifuge due à la force de Coriolis générée par la rotation de la Terre). Les tempêtes et ouragans ne se produisent pas sous les latitudes équatoriales car la force de Coriolis y est nulle. Par contre, les deux conditions nécessaires à la formation de tempêtes et ouragans (forte chaleur de l'océan et force de Coriolis assez puissante) sont remplies aux latitudes tropicales. On observe, depuis la fin des années 1990, une petite augmentation par rapport aux décennies précédentes dans la fréquence des ouragans et tempêtes tropicales, d'après NOAA (2016). Mais c'est une tendance globale, pas toujours vérifiée à l'échelle régionale (cf. ci-dessous à Charleston). Pour Beniston (2017) la prévisibilité de l'intensité et de la fréquence des tempêtes futures reste très incertaine et nécessitera encore de nombreuses recherches.

4.2.2. Le cas d'une station tropicale : Charleston (Caroline du sud, USA)

Une toute récente étude a examiné la fréquence et les périodes de retour des cyclones tropicaux ayant affecté Charleston (33° de latitude Nord, Caroline du Sud, USA) entre 1670 et 1850 (Lindner, 2019). La ville de Charleston a été fondée en 1670 et s'est constamment développée depuis, malgré une grande vulnérabilité aux cyclones tropicaux venus à la fois de l'océan Atlantique, de la mer des Caraïbes et du golfe du Mexique. En raison des impacts des cyclones, la plupart ont été répertoriés par ceux qui les subissaient soit à terre soit en mer. Le secteur de Charleston est donc un excellent choix pour examiner sur le long terme la fréquence et l'intensité des tempêtes et cyclones tropicaux.

L'auteur a analysé les très nombreuses données historiques et scientifiques disponibles sur ce secteur. Sur un total de 78 cyclones retenus entre 1670 et 1850, il s'avère que la période de retour fut de 5,2 ans de 1670 à 1850 et plus spécifiquement de 3,8 ans entre 1778 et 1850, époque particulièrement bien documentée. Pour les années antérieures à 1850, il existe une marge d'incertitude dans le nombre de cyclones répertoriés mais avec un potentiel de lacunes et non un excès d'évènements. Les cyclones majeurs (ouragans de catégories 3, 4 et 5) survenus entre 1778 et 1850 sont les plus intéressants à considérer, car on est sûr qu'ils ont été répertoriés et leurs caractéristiques sont presque toujours bien connues. Pour Lindner (2019), leur période de retour est estimée à 9-10 ans pendant cet intervalle de 72 années. Ce résultat est à comparer avec une autre étude qui évalue à 28 ans la période de retour des cyclones majeurs entre 1851 et 2015 (Lindner & Neuhauser, 2018).

Pour Lindner (2019) ces deux études complémentaires sur le secteur de Charleston ne révèlent donc aucune tendance d'accroissement de la fréquence et de l'intensité des cyclones tropicaux depuis 1850, par rapport à ce qui s'est produit entre 1670 et 1850. Il s'avère même que les cyclones majeurs ont été plus fréquents entre 1778 et 1850 qu'après cette date. Une autre étude (Landsea, 1993) se base sur l'analyse des cyclones tropicaux dans l'océan

Atlantique survenus depuis 1900 et ne montre pas de tendance à une augmentation de ce type d'évènements à terre. L'augmentation apparente du nombre de cyclones tropicaux répertoriés dans cet océan ne serait que le résultat de la révolution satellitaire des années 1960, amenant avec elle des outils technologiques capables de suivre en temps réel tous les cyclones en mer (Landsea, 2007). Il n'y avait en fait pas plus de cyclones tropicaux (y compris les majeurs) dans les trente dernières années du 20^{ème} siècle qu'au début du même siècle.

4.2.3. Le cas des tempêtes aux moyennes latitudes

Pour le nord et nord-ouest de l'Europe et l'Atlantique nord, Hanna et al. (2008) ont fait un inventaire des tempêtes depuis 1830, à partir des pressions barométriques relevées dans les stations météorologiques du Danemark, des îles Féroé, du Groenland, d'Islande, du Royaume-Uni, des îles anglo-normandes et d'Irlande. En utilisant un indice de variabilité journalier de pression (Jónsson & Hanna, 2007), leurs recherches montrent une fréquence et une intensité plus grande de tempêtes autour de l'année 1900 et de 1990 à 1995. A l'inverse, ils ont détecté une période de calme de 1930 jusqu'au début des années 1960. Hanna et al. (2008) considèrent que dans ces régions il n'y a aucune preuve que le nombre et l'intensité des tempêtes augmentent avec le réchauffement climatique.

Pour l'ouest et le sud de l'Europe, les travaux les plus récents (Ouzeau *et al.*, 2014; ONERC, 2015) montrent que depuis les cent dernières années, aucune tendance significative ne se dégage ni pour le nombre de tempêtes, ni pour leur intensité.

Il n'existe pas d'inventaire exhaustif des tempêtes en France remontant sur plusieurs siècles. Météo-France essaie d'y remédier en développant depuis 1999 une « Base de données d'événements marquants », incluant la documentation d'événements historiques. Le nombre d'épisodes de vent fort, ainsi que celui des fortes tempêtes (0 en 1989, 1993 et 1998, 5 en 1965) présentent une forte variabilité interannuelle (7 en 1968, 26 en 1962), mais les études réalisées ne mettent pas en évidence de tendance significative depuis les années 1950 (Bessemoulin, 2002).

Ceci est confirmé par des recherches menées sur la fréquence et l'intensité des tempêtes le long de la côte d'Opale (Nord de la France). L'étude de Deboudt (1997) porte sur 4 siècles (depuis 1600) et se fonde sur les archives du Service Maritime des Ports de Boulogne-sur-Mer et de Calais pour le littoral du Pas-de-Calais, et celles de la Subdivision Maritime de l'Équipement de Cherbourg, pour la côte nord-orientale du Cotentin. Les tempêtes qui ont donné lieu à la rédaction d'un rapport de l'Ingénieur responsable de la gestion du Domaine Public Maritime sont toutes associées à un recul rapide du trait de côte, une submersion du littoral ou/et une forte mobilité dunaire et des dommages aux ouvrages de défense du trait de côte. A partir de 1882, les rapports des ingénieurs précisent les caractéristiques météo-marines des tempêtes morphogéniques. Sur le site de Sangatte (à l'ouest de Calais), Deboudt a trouvé 5 jours de tempêtes de 1600 à 1700, 21 jours de 1700 à 1800, 11 jours de 1800 à 1900 et 19 jours de 1900 à 1990. Les 17^{ème} et 19^{ème} siècles sont moins tempétueux que les 18^{ème} et 20^{ème} siècles, mais il n'y a pas de tendance régulière d'augmentation de la fréquence des tempêtes.

Trouet et al. (2012) ont montré à partir de diverses sources que la fréquence et l'intensité des tempêtes en Europe du nord-ouest avaient été plus fortes pendant le Petit Âge Glaciaire (de la fin du 15^{ème} siècle à 1850) entraînant une mobilité accrue des dunes

littorales. Pour eux, c'est le refroidissement du climat et non son réchauffement qui engendre des tempêtes extrêmes. Une conclusion confirmée par Szkornik et al. (2008) pour l'ouest du Danemark, à partir de l'étude d'un site littoral qui a connu depuis 2000 BP ('Before Present') une élévation du niveau de la mer d'environ 1,5m. Les auteurs ont mis en évidence une fréquence et intensité accrues des tempêtes entre 1460 et 1550 accompagnées d'une forte activité éolienne et dunaire et de la formation d'un marais maritime, pendant une phase d'élévation accélérée du niveau de la mer. Cela correspond au début du Petit Âge glaciaire.

Concluons que dans l'état actuel des recherches, rien ne permet de dire que le réchauffement actuel du climat engendre une augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes dans les régions des moyennes et hautes latitudes et des cyclones dans les régions tropicales.

5. Vulnérabilité accrue des côtes sous influence anthropique

Pour les spécialistes, les modèles actuels de projection climatique ne permettent pas de tirer de conclusions sur l'évolution de la fréquence et l'intensité des tempêtes. **Par contre il est clair que les impacts des tempêtes sont considérablement aggravés par l'artificialisation du trait de côte (digues, enrochements, jetées, épis etc...) entraînant une vulnérabilité accrue des zones littorales sous influence anthropique et une hausse vertigineuse du coût supporté par les compagnies d'assurances (Puppinck, 2017)**

On a vu que tout "système côtier" est naturellement mobile. Dans le cas d'un littoral sableux, il est normal que le trait de côte se déplace au gré des conditions météo-marines. **Il existe un espace de respiration de plusieurs dizaines de mètres nécessaire au bon fonctionnement du système côtier. C'est en contradiction avec la volonté fréquente de l'homme de fixer ce trait de côte et de s'installer au plus près de la côte.** Nous avons vu aussi que la ressource sédimentaire disponible pour assurer le fonctionnement normal du système côtier est un paramètre fondamental pour comprendre ce qui s'y passe.

Les effets des interventions humaines peuvent être décisifs pour l'évolution du littoral. Dans le cas d'un littoral sableux, il y a d'abord tout ce qui empêche ou contrarie les échanges sédimentaires entre dune et plage et entre la plage et les "petits-fonds" proches de la côte et qui participent à l'alimentation des plages. Il s'agit de tous les obstacles physiques édifiés en avant de la côte (brise-lames), sur la plage ou dans la dune (digues, enrochements ...). Il s'agit aussi de tout ce qui perturbe la libre circulation des sédiments le long de la côte (épis, jetées principalement). De très nombreuses études, partout dans le monde, ont montré le rôle essentiel des dunes littorales pour la bonne santé de la plage. Or le nettoyage des laisses de mer et la destruction de la végétation du haut de plage empêchent le piégeage des grains de sable soulevés par le vent et donc la formation des dunes embryonnaires, première phase de l'édification des dunes bordières. Le nettoyage mécanique des plages est donc à proscrire absolument partout où il n'est pas indispensable.

Mais la cause première des problèmes d'érosion constatés sur beaucoup de côtes reste l'urbanisation de l'espace de respiration nécessaire au bon fonctionnement du système côtier. La plupart des stations balnéaires apparues sur nos côtes et ailleurs dans le monde se sont installées depuis le milieu du 19^{ème} siècle sur les dunes bordières, au plus près de la mer. Pour aggraver les choses, on a le plus souvent édifié une promenade de bord de mer faisant

office de digue. La plage n'étant plus alimentée par la dune, les dégâts des tempêtes ne pouvaient plus être compensés par le stock de sables dunaires.

L'exemple de Lacanau (Gironde, France, côte aquitaine) est significatif (OCA, 2018). Installée en 1905 sur la dune mobile d'un secteur côtier relativement stable ou en très faible recul, la station s'est fortement développée à partir des années 1960. Suite aux tempêtes des années 1970 une protection en dur du front de mer a été entreprise dès 1976, suivie de nouveaux ouvrages (digues, épis, enrochements) au gré des épisodes de tempête. Le front de mer de Lacanau a été protégé au détriment de la plage dont le niveau s'est fortement abaissé, entraînant un processus rétroactif d'augmentation de l'énergie des vagues incidentes et donc d'érosion accélérée du haut de plage avec menace sur les ouvrages. C'est le début d'un cycle "infernale" nécessitant toujours plus d'ouvrages. A contrario, au nord de la station là où plage et dune opèrent leurs échanges sans obstacle, le trait de côte est stable avec même en plusieurs endroits une légère avancée entre 1973 et 2014 (OCA, 2018, annexe 6, p. 320). À dix kilométriques au sud de la station, sur la commune du Porge on retrouve un système plage-dune stable et résilient (OCA, 2018, annexe 6, p. 328).

D'autres interventions anthropiques, trop souvent minimisées, sont les extractions de sédiments (sables ou galets) opérés sur la plage ou dans la dune bordière mais aussi en mer dans des secteurs participant directement à l'alimentation des plages proches. Il est maintenant interdit de prélever le sable des dunes littorales mais c'était une pratique courante dans les années 1960 et 1970. Il est aussi interdit de prélever du sable et des galets sur les plages, ce qui n'est pas toujours bien compris des touristes soucieux d'emporter un "petit souvenir" de leur séjour. Les extractions de granulats dans les petits fonds ont perduré jusqu'à des dates récentes. Enfin dans beaucoup de stations balnéaires il est considéré comme indispensable de désensabler le front de mer, pour le "confort" des riverains et touristes. Pendant longtemps, le sable était exporté dans un but utilitaire (constructions, ouvrages d'art, utilisations industrielles ...) et non remis sur la plage, entraînant une perte nette pour le système côtier. Cette pratique n'est pas complètement abandonnée mais elle est plus rare. Beaucoup de municipalités ont compris qu'il fallait traiter ce sable comme un "trésor de guerre" indispensable à l'équilibre des plages. C'est le cas à Biarritz (Pyrénées atlantiques) ou à Hardelot (Pas-de-Calais) par exemple. On cherche de plus en plus à piéger le sable sur la plage avant qu'il n'envahisse le front de mer urbanisé : on y installe en hiver et au printemps des brise-vent sous forme de ganivelles ou de fascines qui sont démontées juste avant la saison touristique.

Là où le mal est fait (urbanisation de l'espace de respiration du système côtier), on pallie le déficit sédimentaire par des rechargements sur la plage ou en mer en avant de la plage, considérant que le coût de ces interventions est justifié par la valeur des biens menacés. La pratique est usuelle aux États-Unis (plage de Miami par exemple) mais aussi en Belgique (plage d'Ostende) et aux Pays-Bas (Brière et al., 2018) et elle s'étend à de plus en plus de pays à travers le monde.

Le devenir des îles coralliennes basses est souvent évoqué par les médias qui y voient le symbole de l'avenir catastrophique engendré par la hausse du niveau de la mer. Mais les chercheurs qui se sont intéressés aux risques littoraux de ces îles ont souligné que les catastrophes annoncées ou déjà vécues ne sont souvent que le résultat de mauvaises pratiques, essentiellement une urbanisation littorale incontrôlée qu'il faut ensuite protéger par des

ouvrages de défense qui ne font qu'aggraver l'érosion (Duvat, 2007 ; Duvat, 2013 ; Duvat et al., 2016).

6. Conclusion

A la question initiale qui avait été posée – “la hausse du niveau de la mer accélère-t-elle l'érosion des côtes ?”- on peut répondre qu'elle ne joue qu'un rôle mineur, comparé à celui des tempêtes. **Dans l'état actuel des recherches, on peut dire aussi que le réchauffement climatique n'augmente pas la fréquence et l'intensité des tempêtes. Tout cela va à l'encontre de ce que l'on entend habituellement dans les médias, mais le scientifique a le devoir de rétablir la réalité des faits.**

Pourtant, on ne peut nier que les risques littoraux s'aggravent dans beaucoup de régions et que leur gestion est de plus en plus coûteuse. Mais la plupart du temps, cette aggravation résulte de facteurs anthropiques. Alors que les hommes ont longtemps évité la proximité immédiate du littoral, ils ont depuis plus de 150 ans, entrepris d'installer habitations, infrastructures et complexes industriels le plus près possible de la côte. Face à cette vulnérabilité accrue, il a fallu ensuite “*défendre contre la mer*” tous ces biens, une stratégie qui n'a fait que renforcer ou déplacer l'érosion marine. La seule façon de prévenir efficacement les risques littoraux est de *travailler avec les processus naturels* et surtout de respecter la ressource sédimentaire du système côtier, en évitant d'entraver la mobilité naturelle du trait de côte. Mais ce serait là l'objet d'un autre article...

Notes

[1] Des données d'un ancien marégraphe, acquises en 1849-1851, ont été retrouvées en 2009. Elles sont conservées aux archives du SHOM. Elles ont pu être corrigées, validées et comparées à celles du nouveau marégraphe installé à Marseille en 1884 dans l'Anse Calvo.

[2] Une « surcote » désigne la différence entre le niveau marin observé et celui qui existerait en présence de la seule marée astronomique. Les plus fortes surcotes sont dues à la conjonction d'une chute rapide de la pression atmosphérique, créant une « onde de tempête », de vents forts soufflant vers la côte et d'une marée de vive-eau.

Références

Bard, E., Hamelin, B. and Delanghe-Sabatier, D., 2010. Deglacial meltwater pulse 1B and Younger Dryas sea level revisited with boreholes at Tahiti. *Science*, 327, 1235–1237.

Battiau-Queney, Y., 2004. Haut de plage et front dunaire : enregistrement morphologique de la dynamique éolienne et marine dans un milieu macrotidal. *Géographies ; Bull. AGF*, 3, p. 393-404.

Battiau-Queney, Y., 2008. Sediment budget and beach depletion: natural process or wrong practices? The case of “Côte d’Opale” (North of France). Proceedings of the 9th international conference Littoral 2008. *A changing coast: challenge for the environmental policies*, November 25-28, Venice, Italy, 8p.

Battiau-Queney Y., 2010a. Wissant (Pas-de-Calais) : une plage et une station balnéaire mises en danger par les erreurs du passé, in Battiau-Queney Y. et Clus-Auby C. (coord.). *Les ateliers de l’EUCC-France : de la connaissance des systèmes littoraux à la gestion intégrée des zones côtière*. Publ. UOF, p.28-42.

Battiau-Queney Y., 2010b. Hardelot-Plage (Pas-de-Calais): dynamique éolienne, résilience et rôle des aquifères sur l’évolution des systèmes plage-dune, in Battiau-Queney Y. et Clus-Auby C. (coord.). *Les ateliers de l’EUCC-France : de la connaissance des systèmes littoraux à la gestion intégrée des zones côtière*. Publ. UOF, p.43-54.

Battiau-Queney, Y., 2010d. Les avant-dunes de la Côte d’Opale, in « *Roland Paskoff et les littoraux : regards de chercheurs* », (Dir. V. Duvat, Y. Battiau-Queney, C. Clus-Auby, M-C. Prat), L’Harmattan, p. 213-229.

Battiau-Queney, Y., 2014. Les plages de la côte d’Opale. Maîtriser la nature ou agir avec elle ? *Dynamiques environnementales*, vol. 30, 89-104.

Battiau-Queney, Y., 2015a. Du grain de sable au système côtier. Quel avenir pour nos plages ? *Revue Maritime*, 504: 100-117.

Battiau-Queney, Y., 2015b. The dunes of Merlimont (North of France): a natural museum of aeolian landforms. *Dynamiques environnementales*, vol. 33, p.51-64.

Battiau-Queney, Y., 2015c. Le système plage-dune de Merlimont-Berck et son évolution depuis la Seconde Guerre Mondiale. *Dynamiques environnementales*, vol. 33, p. 93-105.

Battiau-Queney, Y., Fauchois, J., Deboudt, P., Lanoy-Ratel, P., 2001. Beach-dune systems in a macrotidal environment along the northern French coast (English Channel and southern North Sea). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 34, (ICS 2000 New Zealand), 580-592.

Battiau-Queney, Y., Billet, J-F., Chaverot, S., Lanoy-Ratel, P., 2003a. Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine Geology*, 194, 31-45.

Battiau-Queney, Y., Simao B., Tekin M., 2003b. Les falaises du Nord-Boulonnais, du Gris Nez à Audresselles, *Hommes et Terres du Nord*, p.12-21.

Battiau-Queney, Y., Favennec J., Dermaux, B., Veillé, F., 2010. Les dunes de Merlimont (Pas-de-Calais) : site d'excellence pour la connaissance et la gestion des milieux dunaires européens (en collaboration avec), in Battiau-Queney Y. et Clus-Auby C. (coord.). *Les ateliers de l'EUCF-France : de la connaissance des systèmes littoraux à la gestion intégrée des zones côtière*. Publ. UOF, p.55-67.

Beniston, M., 2017. Les tempêtes et les cyclones, évolution récente et projections aux échelles régionales, in Battiau-Queney Y. & Milon E. (coord.). *Littoraux en devenir, anticipation et adaptation aux changements climatiques*. Actes de la conférence Littoral 2016, Biarritz, EUCF-France, 119-123.

Bessemoulin, P., 2002. Les tempêtes en France, *Annales des Mines*, 9-14.

Bird, E.C.F., 1985. *Coastline changes: a global review*, John Wiley & Sons Ltd, ISBN 0 471 90646 8.

Brière, C., Janssen, S. K.H., Oost, A.P, Taal, M., Tonnon, P.K., 2018. Usability of the climate-resilient nature-based sand motor pilot, *Journal of Coastal Conservation*, special issue, 22 (3), 491-502, DOI [10.1007/s11852-017-0527-3](https://doi.org/10.1007/s11852-017-0527-3)

Brunel, C., 2012. *Tempêtes et élévation marine sur les plages françaises de Méditerranée*, l'Harmattan, 285 p.

Bruun, 1962. Sea-level rise as cause of shore erosion. *Journal Waterways and Harbours Division*, 88, 117-130.

Bruun, 1983. Review of conditions for uses of the Bruun rule of erosion, *Coastal Engineering*, 77-89.

Cazenave, A. & Le Cozannet, G., 2014. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future*, 2, 15-34.

CEREMA, 2017. *Dynamiques et évolution du littoral – Fascicule 1. Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel*, 499 p.

Church, J. A. & White, N. J., 2011. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surv. Geophys.*, 32(4-5), 585-602.

Cooper, 2017. Conséquences possibles de l'élévation du niveau de la mer sur la mobilité du trait de côte à différentes échelles de temps, in Battiau-Queney Y. & Milon E. (coord.). *Littoraux en devenir, anticipation et adaptation aux changements climatiques*. Actes de la conférence Littoral 2016, Biarritz, EUCC-France, 41-47.

Cooper, J. A. G., & Pilkey, O. H., 2004. Sea-level rise and shoreline retreat : time to abandon the Bruun rule. *Global and Planetary Change*, 43(3-4), 157–171, doi : 10.1016/j.gloplacha.2004.07.001.

Curray, J.R., 1969. Shore Zone Bodies-Barriers, Chenier, Sand Beach Ridges. In: Stanley, D.J. (Ed.), *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation*. American Geological Institute, 1-18.

Davidson-Arnott, R. G. D., 2005. Conceptual model of the effects of sea level rise on sandy coasts, *Journal of Coastal Research*, 21(6), 1166–1172.

Deboudt, P., 1997. *Étude de géomorphologie historique des littoraux dunaires du Pas-de-Calais et du nord-est de la Manche*, thèse Université de Lille 1, Septentrion, 283 p.

Deschamps, P., Durand, N., Bard, E. and Hamelin, B., 2012. Ice sheet collapse and sea level rise at the Bolling warming 14600 years ago. *Nature*, 483, 559–563.

Duvat, V., 2007. *Les littoraux coralliens des petites îles de l'océan indien (Mascareignes, Seychelles, Maldives)*, Oceanis, 240 p. (en 2 vol.).

Duvat, V., 2013. Coastal protection structures in Tarawa Atoll, Republic of Kiribati. *Sustainability Science*, 8, 363-379.

Duvat, V. K. E., Magnan, A. K., S. Etienne, S., Salmon, C., Pignon-Mussaud, C., 2016. Assessing the impacts of and resilience to Tropical Cyclone Bejisa, Reunion Island (Indian Ocean), *Natural Hazards*, 83, 601. DOI 10.1007/s11069-016-2338-5

GIEC, 2013. *Changements climatiques. Les éléments scientifiques. Résumé à l'intention des décideurs* (en ligne sur www.climatechange2013.org), 27 p.

Hanna, E., Cappelen, J., Allan, R., Jónsson, T., Le Blancq, F., Lillington, T., Hickey, K. 2008. New Insights into North European and North Atlantic Surface Pressure Variability, Storminess, and Related Climatic Change since 1830, *American Meteorological Society*, 21, 6739-6766, DOI: 10.1175/2008JCLI2296.1

Héquette, A., Ruz, M.H., Maspataud, A., Sipka, V., 2009. Effects of nearshore sand bank and associated channel on beach hydrodynamics: implications for beach and shoreline evolution, *Journal of Coastal Research*, 2009, SI 56, ICS2009, 59-63.

Houston, J.R., 2015. Shoreline response to sea-level rise on the Southwest coast of Florida, *Journal of Coastal Research*, 31 (4), 777 – 789.

IPCC, 2018. Global warming of 1.5°C. Summary for Policymakers. Edited by Masson-Delmotte et al., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 p.

Jevrejeva, S., Grinsted, A., Moore, J. C., Holgate, S., 2006. Non linear trends and multiyear cycles in sea level records. *J. Geophys. Res.*, 111, C09012.

Jónsson, T. & Hanna E., 2007. A new day-to-day pressure variability index as a proxy of Icelandic storminess and complement to the North Atlantic Oscillation index 1823–2005, *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 16, No. 1, 025-036.

Kemp, A. C., Horton, B., Donnelly, J. P., Mann, M. E., Vermeer, M., Rahmstorf, S., 2011. Climate related sea level variations over the past two millennia. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 108(27), 11017–11022.

Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Esposito, A., 2004. Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004(224), 563–575.

Lambeck, K., Woodroffe, C. D., Antonioli, F., Anzidei, M., Gehrels, W. R., Laborel, J., Wright, A. J., 2010. Paleoenvironmental Records, Geophysical Modeling, and Reconstruction of Sea-Level Trends and Variability on Centennial and Longer Timescales. In: *Understanding Sea-Level Rise and Variability* edited by J. A. Church, P. L. Woodworth, T. Aarup, and W. S. Wilson, Wiley-Blackwell, Oxford, UK. pp. 61–121.

Landsea, C., 1993. A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes, *Monthly Weather Review*, 121(6), 1703–1713

Landsea, C.W., 2007. Counting Atlantic tropical cyclones back to 1900. *EOS*, 88(18), 197–208.

Le Cozannet, G., Bulteau, T, Baills, A., Garcin, M., 2016. *Conséquences du changement climatique sur les risques côtiers en Nouvelle-Aquitaine : état des connaissances*. Rapport final. BRGM/RP-66465-FR, 744 p., 27 ill., 3 tabl.

Leatherman, S.P., Nicholls, R.J., Dennis, K.C., 1994. Aerial videotape-assisted vulnerability analysis: a cost-effective approach to assess sea-level rise impacts. *Journal of Coastal Research*, 14, 15 -25 (Special Issue).

Lindner, B.L. & Neuhauser, A., 2018. Climatology and variability of tropical cyclones affecting Charleston, South Carolina. *Journal of Coastal Research*, 34(5), 1052–1064.

Lindner, B.L., 2019. Climatology and variability of tropical cyclones affecting Charleston, South Carolina, from 1670 to 1850. *Journal of Coastal Research*, 35(2), 397-409.

Llovel, W., 2017. Hausse passée du niveau des mers. Observations et causes, in Battiau-Queney Y. & Milon E. (coord.). *Littoraux en devenir, anticipation et adaptation aux changements climatiques*. Actes de la conférence Littoral 2016, Biarritz, EUCC-France, 106-109.

Llovel, W., Becker, M., Cazenave, A., Jevrejeva, S., Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., Ablain, M., Beckley, B., 2011. Terrestrial waters and sea level variations on interannual time scale, *Global Planet. Change*, 75, 76–82.

Llovel, W., Guinehut, S., Cazenave, A., 2010. Regional and interannual variability in sea level over 2002-2009 based on satellite altimetry, Argo float data and GRACE ocean mass. *Ocean Dyn.*, 60, 1193–1204.

Luijendijk A, Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., 2018. The State of the World's Beaches, Scientific Reports, 11p. (DOI:10.1038/s41598-018-24630-6publish online).

Manaud F., L'Yavanc J., Negre S., Tougeron C., Trut G., 2001. *Élaboration d'un outil de gestion prévisionnelle de la côte Aquitaine. Phase 3 : diagnostic d'évolution et recommandations*. Contribution de l'IFREMER. Rapport IFREMER DEL-AR.

Maragos, J. E., Baines, G. B. K., and Beveridge, P. J. 1973. Tropical cyclone creates a new land formation on Funafuti Atoll, *Science*, 181, 1161–1164.

Maspataud, A. (2011). *Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu*

macrotidal Thèse de Géosciences, Géologie, Paléontologie, Océanographie, Université du Littoral Côte d'Opale, 470p (accessible en ligne).

Maspataud, A., Ruz, M.-H., Héquette A., 2011. Storm-driven shoreline evolution on a macrotidal coast: short- to medium-term spatial variability. A case study on the northern coast of France. Conference Coastal Sediments, DOI: 10.1142/9789814355537_0070

Maspataud, A., Héquette, A., Ruz, M.H., 2013. Contrasting hydrodynamic and morphologic response to fair-weather and storm conditions along southern north sea coast (East of Dunkirk, France). In *Coastal Dynamics 2013*. Arcachon 28 juin 2013, 1147-1158.

McKee, E. D., 1959. Storm sediments on a Pacific atoll, *Journal of Sedimentary. Petrology*, 29, 354–364.

Miller, K. G., Sugarman, P. J., Browning, J. V., Horton, B. P., Stanley, A., Kahn, A., Uptegrove, J., Aucott M., 2009. Sea level rise in New Jersey over the past 5000 years: Implications to anthropogenic changes. *Global Planet. Change*, 66, 10–18.

Miller, K. G., Kopp, R. E., Horton, B. P., Browning, J. V., Kemp, A. C., 2013. A geological perspective on sea level rise and impacts along the U.S. mid-Atlantic coast. *Earth Future*, 2.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 2016. Center for Operational oceanographic Products and Services: Tides & Currents. <http://www.tidesandcurrents.noaa.gov>.

OCA (Observatoire de la Côte Aquitaine), 2018. *Atlas morphodynamique de la côte sableuse aquitaine*, en ligne sur le site www.observatoire-cote-aquitaine.fr ; BRGM et ONF, 408 p.

ONERC, 2015. *Le littoral dans le contexte du changement climatique. Rapport de l'Onerc au Premier ministre et au Parlement*. La Documentation française, Paris, 178 p.

Ouzeau, G., Deque, M., Jouini, M., Planton, S., Vautard, R. et Vrac, M., 2014. *Scénarios régionalisés. Le climat de la France au XXI^e siècle*, Volume 4, rapport de la mission Jean Jouzel, septembre 2014, Ministère de l'écologie, du développement durable et de l'énergie, 62p.

Paskoff, R., 1998. Conséquences possibles sur les milieux littoraux de l'élévation du niveau de la mer prévue pour les prochaines décennies. *Annales de Géographie*, 107, p. 233–248.

Paskoff, R., 2004. Potential implications of sea-level rise for France. *Journal of Coastal Research*, 20(2), 424-434.

Planton, S., Le Cozannet, G., Cazenave, A., Costa, S., Douez, O., et al. 2015. *Le climat de la France au XXI^e siècle*. Vol 5 : Changement climatique et niveau de la mer : de la planète aux côtes françaises. Ministère de l'Écologie et du Développement Durable. 70 p.

Puppincck, F. (coord.), 2017. Risques côtiers et gouvernance. Problématiques de responsabilité et d'assurance, in Battiau-Queney Y. & Milon E. (coord.). *Littoraux en devenir, anticipation et adaptation aux changements climatiques*. Actes de la conférence Littoral 2016, Biarritz, EUCC-France, 74-99.

Richmond, B. & Morton, R., 2007; Coral-Gravel Storm Ridges: Examples from the Tropical Pacific and Caribbean, *Coastal Sediments*, 07, 572–583.

Rosati, J.D., Dean, R.G., Walton, T.L., 2013. The modified Bruun Rule extended for landward transport, *Marine Geology*, 340, 71-81.

Ruz, M-H., Héquette, A., Marin, D., Sipka, V., Crapoulet, A., Cartier, A. 2017. Development of an incipient foredune field along a prograding macrotidal shoreline, northern France, *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 23 (1), 37-50.

Schedel, J.R., & Schedel, A.L., 2018. Analysis of variance of flood events on the U.S. East Coast: The impact of sealevel rise on flood event severity and frequency. *Journal of Coastal Research*, 34(1), 50–57.

Schwartz, 1967. The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Geology*, 75, 76-92.

Spiske, M. & Halley, R. B., 2014. A coral-rubble ridge as evidence for hurricane overwash, Anegada (British Virgin Islands), *Advanced Geosciences*, 38, 9–20.

Szkornik, K., Gehrels, W.R., Murray A. S., 2008. Aeolian sand movement and relative sea-level rise in Ho Bugt, western Denmark, during the ‘Little Ice Age’, *The Holocene*, 18(6), 951-965, doi.org/10.1177/0959683608091800

Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records, *Earth-Science Reviews*, 114, 279–297.

Taylor, M. & Stone, G. W., 1996. Beach ridges – a review, *Journal of Coastal Research*, 12, 612–621.

Thom, B.G., 1983. Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in southeast Australia. *Marine Geology*, 56. 137-158.

Trouet, V., Scourse, J.D. and Raible, C.C. 2012. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change*, 84/85,48-55.

Weil Accardo, J., Feuillet, N., Halley, R. B., Atwater, B. F., Ten Brink, U. S., Deschamps, P., Tuttle, M. P., Wei, Y., and Fuentes Figueroa, Z., 2012. *Age of overwash and rate of relative sea-level rise inferred from detrital heads and microatolls of medieval corals at Anegada, British Virgin Islands*, AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 3–7 December 2012, T41A-2562.

Wenzel, M., & Schröter, J., 2014, Global and regional sea level change during the 20th century. *Journal Geophys. Res. Oceans*, 119, 7493–7508.

Wöppelmann, G., Marcos, M., Coulomb, A., Martin-Miguez, B., Bonnetain, P., Boucher, C., Gravelle, M., Simon, B., Tiphaneau, P., 2014. Rescue of the historical sea level record of Marseille (France) from 1885 to 1988 and its extension back to 1849-1851. *Journal of Geodesy*, 88, 869-885.

Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Coulomb, A., Simon, B. and Woodworth, P. L., 2008. Tide gauge datum continuity at Brest since 1711: France’s longest sea-level record. *Geophysical Research Letters*, 35, L22605.