

**CECILE :**  
**D 1.1 - L'évolution pluri-décennale**  
**du trait de côte : synthèse**  
**bibliographique**

Rapport final  
 BRGM/RP-60051-FR  
 Juin 2011

**BRGM/RP-60051-FR**  
Juin 2011



# CECILE : D 1.1 : l'évolution pluri-décennale du trait de côte : synthèse bibliographique

Rapport final

**BRGM/RP-60051-FR**  
Juin 2011

Étude réalisée dans le cadre des projets  
de Recherche du BRGM 2011 Projet ANR/CEP CECILE

**M. Yates Michelin, T. Bulteau**  
Avec la collaboration de  
**T. Dewez et des membres de l'équipe projet « CECILE »**



## Vérificateur :

Nom : G. Le Cozannet

Date : 24/06/2011

Signature :

## Approbateur :

Nom : Hormoz Modaressi

Date : 27/06/2011

Signature :

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,  
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.



Mots clés : Vulnérabilité, zone côtière, l'élévation du niveau marin, érosion, pertes de terres, Golfe du Mexique

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Yates-Michelin M., Bulteau T., (2011) : *CECILE : D 1.1 : l'évolution pluri-décennale du trait de côte : synthèse bibliographique* ; Juin 2011 ; rapport BRGM RP/50061-FR. 104 pages, 7 tab. 42 fig.

## Synthèse

Le projet CECILE est cofinancé par l'Agence Nationale de la Recherche, dans le cadre de son programme « Changements Environnementaux Planétaires ». Il se déroule sur la période 2010/2013 et associe une équipe de projet pluridisciplinaire issue des entités suivantes :

- BRGM (coordination du projet)
- Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS – UMR 5566) – (coordination scientifique)
- Centre National de la Recherche Scientifique / Groupe d'Etude de l'Atmosphère Météorologique (CNRM – URA-1357)
- Université de La Rochelle (Laboratoire Littoral ENvironnement et Sociétés – UMR 6250)
- Bureau d'études CREOCEAN
- Service hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM)
- Centre Européen de Recherche et de Formation en Calcul Scientifique (Cerfacs)

Cette équipe de projet associe des compétences en observation et modélisation de l'élévation du niveau marin, ainsi qu'en recherche sur les processus morphodynamiques côtiers. L'association de ces deux domaines de recherche est l'un des atouts importants du projet CECILE.

Ce rapport est destiné à l'ANR et aux partenaires du projet CECILE. Il présente une synthèse des connaissances sur l'évolution pluri-décennale de la zone côtière. Il correspond au livrable D-1.1 du programme de travail du projet CECILE. Il procède successivement:

- à une revue des connaissances concernant les phénomènes qui interviennent dans les processus morphodynamiques côtiers des différents types géomorphologiques littoraux. Ceci comprend notamment une revue des connaissances concernant les impacts de l'élévation du niveau marin.
- à une revue des méthodologies utilisées pour identifier les zones côtières vulnérables et pour quantifier les impacts potentiels. Ces méthodes ont recours à un nombre limité de critères (par exemple géomorphologie des littoraux, exposition aux vagues et aux tempêtes et élévation du niveau marin) pour représenter la vulnérabilité physique des zones côtières à des échelles régionales et nationales.

- à une synthèse des recherches menées sur le Golfe de Mexique. Il s'agit d'une région dans laquelle les marégraphes présentent des élévations importantes du niveau marin moyen. Pourtant, les études menées montrent des difficultés d'attribution des mouvements du trait de côte à tel ou tel forçage. Alors que le taux de l'élévation du niveau marin est assez rapide dans cette région en raison de subsidences liées à des extractions d'hydrocarbures, d'autres facteurs ont aussi contribué aux mouvements du trait de côte : les cyclones et le dragage de sédiments.

La zone côtière est affectée par des forçages naturels (vagues, surcotes, courants, etc.) et des forçages anthropiques (rechargements de plages, aménagements des marais, réductions des apports sédimentaires liés aux infrastructures côtières et fluviales). Les interactions complexes entre ces forçages empêchent de distinguer les différentes contributions de chacun de ces forçages aux mouvements du trait de côte. Localement, les impacts de l'élévation du niveau marin moyen sont pratiquement toujours estimés être moins importants que les impacts de la pression anthropique. Dans le domaine de la recherche côtière, il est donc communément admis que l'évolution du trait de côte dépend principalement de facteurs hydrodynamiques, climatiques et géomorphologiques locaux – ainsi que de l'état écologique pour certains milieux tels que les marais côtiers.

Ce rapport met en évidence la difficulté de prévoir les impacts de l'élévation du niveau marin. Il recommande notamment de mettre en œuvre des approches par évaluation de la vulnérabilité physique des zones côtières, mais aussi de mener des observations à des échelles pluri-décennales du littoral afin de mieux comprendre quelles situations sont les plus favorables à un retrait ou une accrétion du trait de côte.

# Sommaire

|                                                                                                               |           |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1. Introduction .....</b>                                                                                  | <b>11</b> |
| 1.1. DEFINITIONS .....                                                                                        | 12        |
| 1.1.1. Mouvements du trait de côte .....                                                                      | 12        |
| 1.1.2. Elévation du niveau marin .....                                                                        | 12        |
| 1.2. LES ZONES COTIERES .....                                                                                 | 13        |
| 1.3. CONTEXTE DU RAPPORT.....                                                                                 | 13        |
| <b>2. L'évolution pluri-décennale du trait de côte : revue des approches par types géomorphologiques.....</b> | <b>17</b> |
| 2.1. LES PLAGES .....                                                                                         | 19        |
| 2.1.1. Géologie.....                                                                                          | 20        |
| 2.1.2. Géomorphologie.....                                                                                    | 21        |
| 2.1.3. Les forçages et processus importants .....                                                             | 33        |
| 2.1.4. L'évolution long terme .....                                                                           | 39        |
| 2.1.5. Conclusion .....                                                                                       | 44        |
| 2.2. LES FALAISES .....                                                                                       | 44        |
| 2.2.1. Géologie.....                                                                                          | 45        |
| 2.2.2. Géomorphologie.....                                                                                    | 46        |
| 2.2.3. Les ouvrages de protection .....                                                                       | 46        |
| 2.2.4. Les forçages.....                                                                                      | 47        |
| 2.2.5. L'évolution long terme .....                                                                           | 49        |
| 2.2.6. Conclusion .....                                                                                       | 52        |
| 2.3. LES ZONES HUMIDES.....                                                                                   | 52        |
| 2.3.1. Géologie.....                                                                                          | 52        |
| 2.3.2. Géomorphologie.....                                                                                    | 53        |
| 2.3.3. Les forçages et processus importants .....                                                             | 55        |
| 2.3.4. L'évolution long terme .....                                                                           | 58        |
| 2.4. RESUME DE LA REPONSE COTIERE.....                                                                        | 60        |
| <b>3. Revue des approches par évaluation de la vulnérabilité physique des zones côtières .....</b>            | <b>63</b> |

|                                                                                    |           |
|------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 3.1. MOTIVATION DE L'ETUDE DE LA VULNERABILITE PHYSIQUE.....                       | 63        |
| 3.2. LES FACTEURS PHYSIQUES DE LA VULNERABILITE .....                              | 65        |
| 3.2.1. La géomorphologie.....                                                      | 65        |
| 3.2.2. La géologie.....                                                            | 66        |
| 3.2.3. Les forçages.....                                                           | 67        |
| 3.2.4. L'intégration d'observations et de modélisations dans les indicateurs ....  | 67        |
| 3.2.5. Les activités humaines .....                                                | 67        |
| 3.3. LES FACTEURS SOCIO-ECONOMIQUES DE LA VULNERABILITE .....                      | 68        |
| 3.4. UNE REVUE DES INDICATEURS DE LA VULNERABILITE PHYSIQUE.....                   | 69        |
| 3.4.1. Le CVI ( <i>Coastal Vulnerability Index</i> ) .....                         | 70        |
| 3.4.2. Méthodes qualitatives.....                                                  | 74        |
| 3.5. CONCLUSION.....                                                               | 76        |
| <b>4. Le Golfe du Mexique .....</b>                                                | <b>77</b> |
| 4.1. CONTEXTE ET MOTIVATION .....                                                  | 77        |
| 4.2. CHANGEMENTS OBSERVES DE LA ZONE COTIERE.....                                  | 79        |
| 4.2.1. Contexte général de l'étude.....                                            | 80        |
| 4.2.2. L'érosion dans les différents Etats du Golfe du Mexique .....               | 80        |
| 4.2.3. Intérêt et limites de cette méthodologie .....                              | 81        |
| 4.3. CAUSES DE L'EROSION.....                                                      | 82        |
| 4.3.1. Les Plages .....                                                            | 82        |
| 4.3.2. Les Iles Barrières .....                                                    | 83        |
| 4.3.3. Les Zones Humides.....                                                      | 85        |
| 4.4. L'EVOLUTION DU TRAIT DE COTE FUTURE: LA VULNERABILITE DE LA ZONE COTIERE..... | 87        |
| 4.4.1. Cartographie des zones vulnérables .....                                    | 87        |
| 4.4.2. Extrapolation de taux d'érosion actuels .....                               | 88        |
| 4.4.3. Les indicateurs physiques .....                                             | 89        |
| 4.4.4. Les indicateurs Socio-économiques .....                                     | 90        |
| 4.5. CONCLUSION.....                                                               | 91        |
| <b>5. Conclusion.....</b>                                                          | <b>93</b> |
| <b>6. Bibliographie .....</b>                                                      | <b>95</b> |

## Liste des illustrations

|                                                                                                                                                                                                                                                                                            |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figure 1: L'organisation du projet CECILE, avec les cinq tâches du travail des partenaires. ....                                                                                                                                                                                           | 11 |
| Figure 2: : Les facteurs de changements climatiques [source: Nicholls et al. (2007)]. ....                                                                                                                                                                                                 | 13 |
| Figure 3: Les forçages et facteurs importants qui interagissent dans la zone côtière pour contrôler les changements [source : Morton (2003)]. ....                                                                                                                                         | 14 |
| Figure 4: Une classification des différentes géomorphologies côtières pour évaluer la réponse côtière à l'élévation du niveau de la mer et pour l'évolution long terme des littoraux. ....                                                                                                 | 19 |
| Figure 5 : Description des six états de plage [source : Wright et al. (1985)] ....                                                                                                                                                                                                         | 23 |
| Figure 6: Relation entre les états de plage et le forçage des vagues, utilisant le paramètre adimensionnel de Dean [source: Wright et al. (1985)]. ....                                                                                                                                    | 24 |
| Figure 7: Diagramme de la géométrie des dunes, utilisé pour évaluer la réponse des dunes aux forçages marins [source : Sallenger et al. (2000)]. ....                                                                                                                                      | 25 |
| Figure 8: L'identification des régimes de réponse dunaire aux forçages marins [source : Sallenger et al. (2000)]. ....                                                                                                                                                                     | 26 |
| Figure 9: Exemple de plate-forme littorale à Criel sur Mer (Haute Normandie) (Photo T. Dewez, BRGM) ....                                                                                                                                                                                   | 27 |
| Figure 10: Les îles Chandeleur en Louisiane (source: NASA Earth Observatory). ....                                                                                                                                                                                                         | 29 |
| Figure 11: Un schéma montrant l'origine possible des îles barrières [source: Morton et al. (2004)]. ....                                                                                                                                                                                   | 29 |
| Figure 12: Une image aérienne du récif corallien du Kamalo [source: USGS Pacific Coral Reefs Website]. ....                                                                                                                                                                                | 31 |
| Figure 13: Une vue du Atafu Atoll dans les îles Tokelau au sud d'océan Pacifique [source : NASA Earth Observatory Website]. ....                                                                                                                                                           | 32 |
| Figure 14: La formation d'un atoll avec l'évolution du niveau marin [source : Woodroffe (2008)]. ....                                                                                                                                                                                      | 32 |
| Figure 15: Schéma décrivant les forçages transportant des sédiments vers la plage. ....                                                                                                                                                                                                    | 33 |
| Figure 16: Schéma des composantes du niveau actuel de la mer : la somme du niveau moyen de la mer, l'amplitude de la marée, l'élévation du niveau marin, les trois types de surcotes (voir Figure 17) et le jet de rive (run-up). ....                                                     | 34 |
| Figure 17: Les 3 types de surcote : (a) la surcote due à une dépression atmosphérique, (b) la surcote due au vent et (c) la surcote liée au déferlement des vagues (setup). ....                                                                                                           | 35 |
| Figure 18: Les processus naturels et anthropiques (en italiques) qui contribuent au bilan sédimentaire des plages. ....                                                                                                                                                                    | 36 |
| Figure 19: Schéma représentant l'impact des épis sur l'évolution du trait de côte d'une plage. ....                                                                                                                                                                                        | 37 |
| Figure 20: Un exemple de l'impact des jetées à Santa Cruz Yacht Harbor en 1963 (haut), une année après la construction des jetées, et en 1987 (bas), plus de 20 ans après la construction, démontrant l'accumulation de sédiments en amont des jetées [source : Hapke et al. (2006)]. .... | 38 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figure 21: Les profils d'ajustements à l'élévation du niveau de la mer selon la loi de Bruun [source : Pilkey and Cooper, 2004].                                                                                                                                                                                                                 | 40 |
| Figure 22: La réponse côtière au taux de changement du niveau de la mer et à la disponibilité en sédiments [source : Hansom et al. (2001)].                                                                                                                                                                                                      | 43 |
| Figure 23 : Schéma représentant les principaux processus affectant les falaises                                                                                                                                                                                                                                                                  | 47 |
| Figure 24: Arbre de probabilité décrivant la probabilité des réponses diverses d'une falaise (East Cliff, Lyme Regis) [source: Lee et al., (2001)].                                                                                                                                                                                              | 51 |
| Figure 25: Les modules et processus intégrés dans le Soft Cliff and Platform Erosion Model de Walkden and Hall (2005).                                                                                                                                                                                                                           | 52 |
| Figure 26: Adapté d'Ericson et al. (2006): facteurs contrôlant l'élévation relative du niveau de la mer (les facteurs anthropiques sont en italiques).                                                                                                                                                                                           | 53 |
| Figure 27: Les principaux processus contrôlant la dynamique des marais [source : Cahoon et al. (1997)].                                                                                                                                                                                                                                          | 54 |
| Figure 28: Principaux facteurs contrôlant les pertes de terre dans les deltas au niveau mondial [source: Ericson et al. (2006)].                                                                                                                                                                                                                 | 59 |
| Figure 29 : Schéma conceptuel montrant l'interaction entre les systèmes naturels et socio-économiques dans les évaluations de la vulnérabilité côtières [source : Nicholls (2002)].                                                                                                                                                              | 64 |
| Figure 30: Un résultat de l'évaluation de la vulnérabilité physique de la cote ouest des Etats-Unis [source: Thieler and Hammar-Klose (2000b)].                                                                                                                                                                                                  | 72 |
| Figure 31: Les caractéristiques géomorphologiques importantes intervenant pour la description des Coastal Behaviour System (CBS) dans le projet RESPONSE (Vinchon et al. 2009).                                                                                                                                                                  | 74 |
| Figure 32: Une estimation de la vulnérabilité physique de la zone côtière : exposition aux aléas érosion et submersion, et modification attendue de ces aléas au futur [source : Vinchon et al. (2006)].                                                                                                                                         | 75 |
| Figure 33: La zone côtière du Golfe de Mexique (source : Morton et al., 2004).                                                                                                                                                                                                                                                                   | 78 |
| Figure 34: L'élévation relative du niveau marin mesuré à quatre marégraphes dans le Golfe du Mexique. [source : Morton et al. (2004)].                                                                                                                                                                                                           | 79 |
| Figure 35: Un exemple de l'évolution d'une île barrière à la côte de Mississippi entre 1848 et 2005 [source : Morton et al. (2007)].                                                                                                                                                                                                             | 84 |
| Figure 36: Les pertes de terres historiques des îles barrières de la côte de Mississippi et Alabama depuis les années 1840. Les activités humaines (le dragage des chenaux de navigation), les périodes des tempêtes intenses et calmes (depuis les années 1950), et les dates d'ouragans majeurs sont indiqués [source : Morton et al. (2007)]. | 85 |
| Figure 37: Les taux de pertes de terres historiques calculé pendant cinq périodes entre 1956 et 2006 dans les zones humides de la Louisiane [source : Barras et al. (2008)].                                                                                                                                                                     | 86 |
| Figure 38: Une comparaison entre les taux d'extraction des matériaux et le taux de pertes de terres dans les zones humides [source : Morton et al. (2005)].                                                                                                                                                                                      | 87 |
| Figure 39: Les zones d'altitude basse (moins de 1.5m et entre 1.5 et 3.5m) dans le Golfe du Mexique, pour estimer les zones vulnérables à l'inondation [source : Titus and Richman (2000)].                                                                                                                                                      | 88 |

|                                                                                                                                                                                                              |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figure 40: Les pertes de terres estimés par l'extrapolation des observations de 1956 à 2000 [source : Barras et al. (2004)].                                                                                 | 88 |
| Figure 41: La vulnérabilité de la zone côtière du golfe de Mexique, estimer avec un CVI [source : Thieler and Hammar-Klose (2000)].                                                                          | 90 |
| Figure 42: Le CVI (vulnérabilité physique), le CSoVI (vulnérabilité socio-économique), et la somme des deux, le PVI (vulnérabilité entière) estimé pour le Golfe du Mexique [source : Boruff et al. (2005)]. | 91 |

## Liste des tableaux

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tableau 1: Causes et facteurs des changements côtiers à différentes échelles spatiales et temporelles [source : Stive et al. (2002)]                                                                                                                                                                                                                               | 18 |
| Tableau 2: Intervalles de taille pour différents types de sédiment.                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 20 |
| Tableau 3 : Les risques associé avec la lithologie, la structure et la pente des falaises. (Del Rio and Gracia, 2009)                                                                                                                                                                                                                                              | 45 |
| Tableau 4: La composition et les types de côtes [source : Finkl (2004)].                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 66 |
| Tableau 5: Echelle choisie pour les six variables de la classification côtière mise en place par l'USGS sur la cote ouest des Etats-Unis [source : Thieler and Hammar-Klose (2000b)].                                                                                                                                                                              | 71 |
| Tableau 6 : Les différentes variantes d'application du CVI (facteurs physiques uniquement). [*la probabilité annuelle des tempêtes tropicales, la probabilité annuelle d'ouragans, un indice de l'intensité et de la fréquence des ouragans, la vitesse des tempêtes, le nombre annuel moyen des cyclones extratropicaux, et la surcote moyenne liée aux ouragans] | 73 |
| Tableau 7 : Les cinq niveaux des six variables de la classification côtière fait par l'USGS au Golfe de Mexique [source : Thieler and Hammar-Klose (2000a)].                                                                                                                                                                                                       | 89 |



# 1. Introduction

Dans le cadre du Programme « Changements Environnementaux Planétaires » de l'ANR, le projet CECILE (Changements Environnementaux Côtiers : Impact de l'Élévation du niveau de la mer) a été lancé au début de 2010 pour observer, analyser, modéliser, et prédire l'élévation du niveau marin et son impact en termes de mouvements du trait de côte.

Les partenaires du projet (BRGM, CERFACS, CNRM, CREOCEAN, LEGOS, LIENSS, et SHOM) examinent les thèmes dans cinq tâches (voir Figure 1). Le but du projet est (1) d'améliorer les estimations de l'élévation du niveau marin actuelle et les modélisations des prédictions futures, avec une focalisation sur l'élévation relative et absolue et (2) de développer des méthodes utilisant ces données pour estimer les régions vulnérables aux aléas érosion et submersion et pour évaluer l'impact potentiel de l'élévation du niveau marin sur les zones côtières.

Dans le contexte du projet CECILE, ce rapport est situé dans la tâche 1, avec l'objectif de rassembler des observations et études diverses l'évaluation de changements côtiers et de l'identification des forçages principales qui causent ces changements. En particulier avec le but d'identifier l'impact potentiel du changement climatique, par l'élévation du niveau marin, sur les zones côtières.

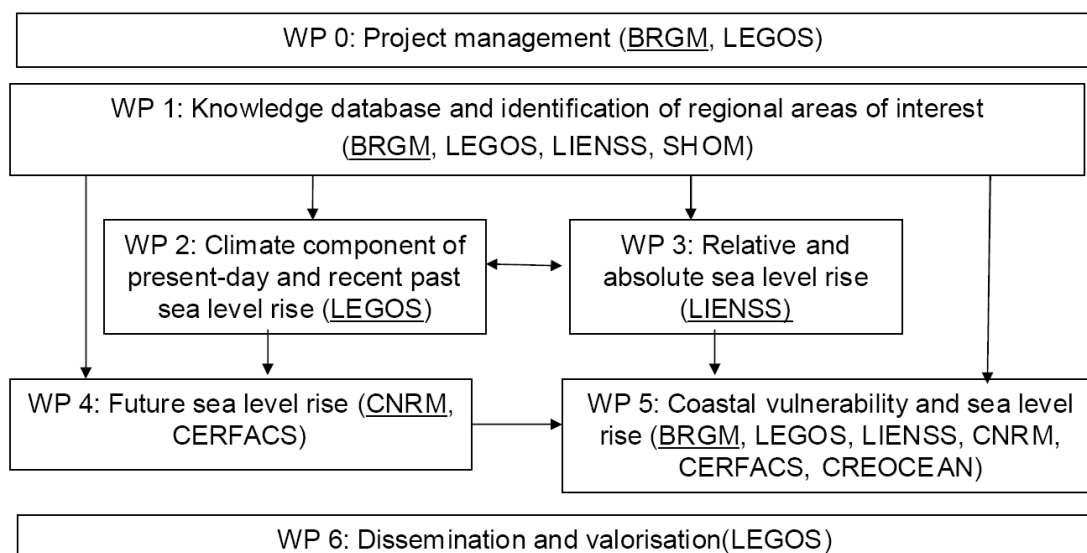


Figure 1: L'organisation du projet CECILE, avec les cinq tâches du travail des partenaires.

## 1.1. DEFINITIONS

### 1.1.1. Mouvements du trait de côte

La zone côtière est un environnement complexe, exposée à de nombreux forçages qui influent l'évolution du trait de côte. Le projet CECILE est focalisé sur l'évolution pluri-décennale du trait de côte. Cette évolution résulte de deux processus différents :

- **Les processus actifs** : L'érosion et l'accrétion sont des processus actifs qui causent le recul et l'avancement du trait de côte **avec** un changement physique de la morphologie.
- **Les processus passifs** : Les pertes de terres peuvent être des processus passifs quand l'élévation ou la diminution du niveau de l'eau cause un mouvement du trait de côte à cause de la submersion, **sans** un changement physique de la morphologie.

Alors que ces deux processus affectent souvent les mêmes zones, la différence est importante pour l'estimation des risques côtiers, en termes d'aléas érosion et submersion, et pour la gestion de ces risques.

### 1.1.2. Elévation du niveau marin

Le premier objectif du projet CECILE (voir Figure 1) est d'estimer l'élévation du niveau marin futur dans le cadre de WP2, WP3, et WP4, aux échelles temporelles différentes, en tenant compte de tous les composants. Une distinction importante étudiée dans le WP3 est la différence entre les deux types d'élévation du niveau marin :

- **L'élévation absolue du niveau marin** est une mesure de l'augmentation du niveau de l'eau due aux processus climatiques (exemple : l'expansion thermique de l'eau, les contributions de fonte des glaciers, etc.), qui est mesurée avec les satellites (avec une référence verticale du géoïde).
- **L'élévation relative du niveau marin** est une mesure du niveau de l'eau relative au niveau de la terre, qui tient compte des processus d'origine climatique et de tous les mouvements verticaux de la terre (exemple la subsidence, les ajustements isostatiques, etc.) à l'échelle globale et locale, qui est mesurée avec les marégraphes (avec une référence verticale du niveau de la terre).

On peut remarquer que ces définitions sont sujettes à discussion : des chercheurs considèrent que la mesure marégraphique, résultant d'une mesure directe de longueur, devrait être nommée absolue. Nous conservons cependant les définitions ci-dessus dans ce rapport.

Pour l'estimation des impacts de l'élévation du niveau marin, il faut considérer l'élévation relative qui est le niveau de l'eau pertinent à l'échelle locale.

## 1.2. LES ZONES COTIERES

La sensibilité des environnements de la zone côtière au changement climatique reçoit de plus en plus l'attention. Le rapport globale de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change ; Nicholls et al., 2007) a souligné des concepts importants concernant les effets physiques des changements climatiques aux zones côtières :

- Les zones côtières sont exposées aux conséquences des risques associés au climat et à l'élévation du niveau de la mer ;
- Les zones côtières vont avoir une augmentation des risques (y-compris l'érosion), dans les décennies futures, à cause des changements climatiques et l'élévation du niveau de la mer ;
- L'impact des changements climatiques est exacerbé par la pression qu'exerce l'homme dans les zones côtières.

Les changements climatiques englobent des facteurs diverses : les changements des tempêtes, des vagues, de niveau de la mer, de la température de l'atmosphère et de la mer, des concentrations de CO<sub>2</sub>, et de ruissellement (Figure 2). Ces facteurs affectent les systèmes marins et terrestres, qui influencent directement ou indirectement la zone côtière. Les facteurs interagissent avec les activités humaines, qui ont un rôle important dans l'évolution de la zone côtière.

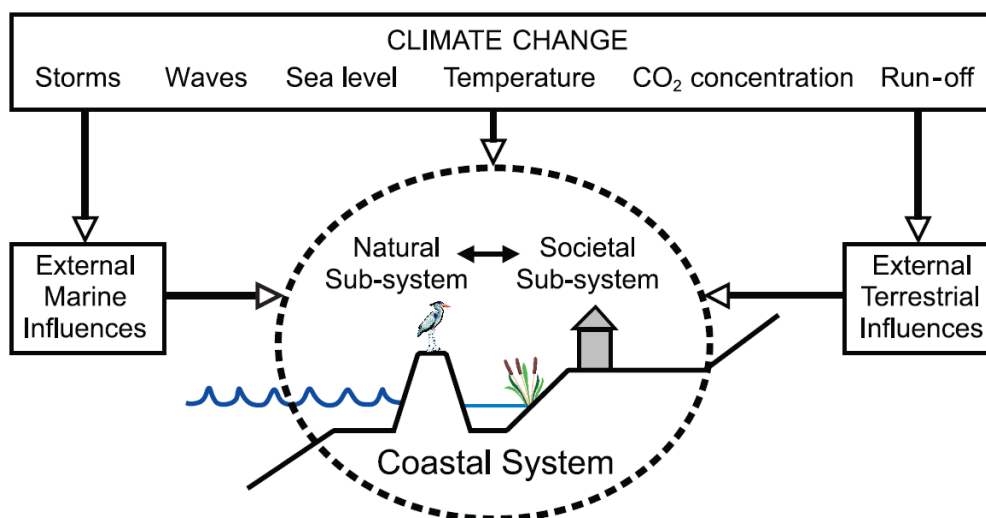


Figure 2: : Les facteurs de changements climatiques [source: Nicholls et al. (2007)].

## 1.3. CONTEXTE DU RAPPORT

Alors que l'impact des changements climatiques, en particulier l'élévation du niveau de la mer, est identifié comme un facteur important pour l'évolution des zones côtières

dans le futur, l'impact potentiel de ce forçage n'est pas quantifiable précisément à cause d'interactions complexes de forçages divers. Morton (2003) a créé un schéma démontrant les interactions des forçages et facteurs diverses, groupé ainsi : le climat, le bilan sédimentaire, les processus physiques du littoral, les activités humaines, et le niveau relatif de la mer, qui interagissent pour causer les changements dans la zone côtière (Figure 3). La zone côtière répond à tous ces forçages à des échelles spatiales et temporelles différentes. Le chapitre 2 de ce rapport présentera les géomorphologies diverses de la zone côtière, les forçages et facteurs importants qui contrôlent les changements des géomorphologies, et leur évolution longue terme, regardant l'impact de l'élévation du niveau de la mer.

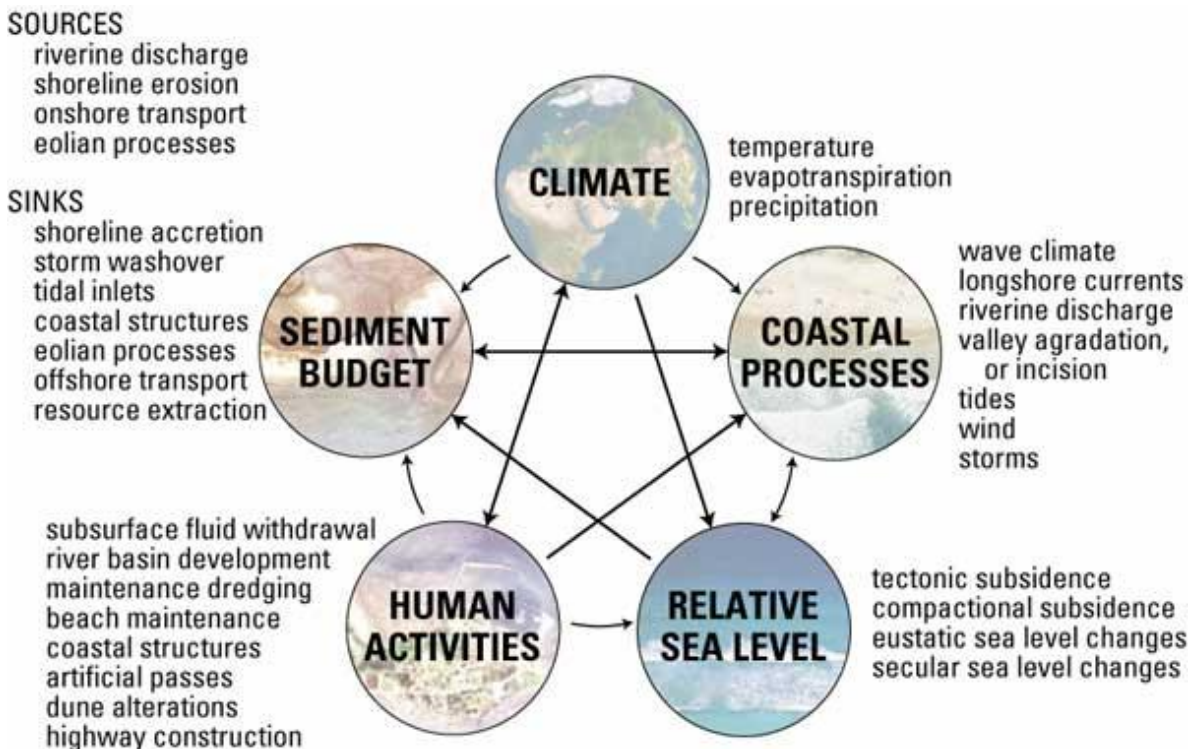


Figure 3: Les forçages et facteurs importants qui interagissent dans la zone côtière pour contrôler les changements [source : Morton (2003)].

Plus de 600 millions personnes vivent actuellement dans les zones au moins de 10m d'altitude au-dessus le niveau moyen de la mer et sont exposés aux risques côtiers (McGranahan et al., 2007). L'élévation du niveau de la mer va interagir avec les risques côtiers existants, probablement en causant leur aggravation (Gibbons and Nicholls, 2006). Cependant, les risques côtiers associés à l'élévation du niveau de la mer ne sont pas répartis uniformément globalement, puisque la réponse côtière dépend de la géomorphologie, la géologie, la topographie, et les processus et facteurs locales, et naturels et anthropiques (Vinchon et al., 2008).

Le chapitre 2 de ce rapport résume les forçages et facteurs divers qui contrôlent l'évolution côtière aux échelles longues termes, pour identifier les processus importants et estimer l'impact de l'élévation du niveau marin.

Pour évaluer la réponse côtière aux forçages aux échelles régionales, nationales, et globales, de nombreuses études ont développé des méthodes pour estimer la vulnérabilité de la zone côtière au changement climatique, en particulier aux aléas érosion et submersion. Le chapitre 3 présente les méthodes actuellement appliquées pour identifier les zones vulnérables à l'élévation du niveau marin et d'autres forçages. Ces méthodes pourront être utilisé ou adaptées dans le projet CECILE.

Finalement, le chapitre 3 présente le « training site », le Golfe de Mexique, qui a un taux élevé d'élévation relative du niveau de la mer, et se présente comme un exemple de site sur lequel les chercheurs se sont posé la question d'attribuer les changements dans la zone côtière aux forçages diverses. Ce chapitre examinera les études qui ont été faites dans cette région pour caractériser les géomorphologies concernées, les changements observés, les causes de l'érosion ou pertes de terres observés, et l'application des méthodologies pour estimer la vulnérabilité physique à l'avenir.



## **2. L'évolution pluri-décennale du trait de côte : revue des approches par types géomorphologiques**

La zone côtière est composée d'environnements variés tels que les plages, les îles barrières, les zones humides, les falaises, les récifs coralliens et les deltas. Ces systèmes répondent à des forçages divers, naturels et anthropiques, à travers des changements qui couvrent différentes échelles spatiales et temporelles : de moins d'un millimètre pour les interactions entre des grains de sable jusqu'à des centaines de kilomètres ; de quelques secondes à l'échelle du transport induit par les vagues jusqu'à des milliers d'années. Les interactions entre ces processus de différentes échelles ont pour conséquence la formation de la zone côtière et son adaptation en continu à un environnement très complexe.

La recherche dans le domaine du littoral couvre toutes ces échelles temporelles et spatiales : à titre d'exemple, les processus importants pour les plages sont résumés dans le Tableau 1 (Stive et al., 2002). Ce tableau, sans être exhaustif, montre les liens entre les différentes échelles, incluant les causes et facteurs naturels et anthropiques. Pour autant, les processus ne sont pas indépendants et couvrent des échelles variées. Aussi, l'étude de leurs impacts demeure un sujet de recherche.

Suivant la classification de Finkl (2004)<sup>1</sup>, les deux types de configuration côtière sont les falaises et les plaines côtières, ces dernières étant elles-mêmes séparées en différentes catégories en fonction de leurs caractéristiques géomorphologiques : les plages et îles barrières, les zones humides, les récifs coralliens, et les zones anthropisées. Dans ce chapitre, nous avons regroupé les différents types de configuration côtière en fonction de leur réponse aux forçages. Trois groupes ont ainsi été formés : les plages, les falaises, et les zones humides. Nous avons considéré que les récifs coralliens et les zones anthropisées sont un critère de description supplémentaire de ces trois groupes. La classification des géomorphologies côtières utilisée dans ce rapport est présentée en Figure 4. Ce chapitre discute les forçages et les processus principaux contrôlant la réponse côtière pour chacun des trois groupes, ainsi que leur évolution à long terme prenant en compte l'élévation du niveau marin et l'impact des autres processus côtiers.

---

<sup>1</sup> Reprenant largement la classification du National Atlas of the United States datant de 1970 (p193 dans Finkl, 2004)

Tableau 1: Causes et facteurs des changements côtiers à différentes échelles spatiales et temporelles [source : Stive et al. (2002)]

| Echelles spatiales et temporelles                                                                                                             | Causes et facteurs naturels                                                                                                                                                                                                         | Causes et facteurs anthropiques                                                                                                                                                                                                                 |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p><i>Très long terme :</i></p> <p>Echelle temporelle : de plusieurs centaines à des milliers d'années</p> <p>Echelle spatiale : ~100 km</p>  | <ul style="list-style-type: none"> <li>- la disponibilité de sédiments</li> <li>- les variations du niveau marin</li> <li>- les changements climatiques long terme</li> <li>- paléo morphologie (géomorphologie héritée)</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>- les changements climatiques anthropiques</li> <li>- anthropisation des rivières et des bassins versants</li> <li>- les ouvrages de protection</li> <li>- la gestion côtière</li> </ul>                 |
| <p><i>Long terme :</i></p> <p>Echelle temporelle : de quelques dizaines d'années à environ un siècle</p> <p>Echelle spatiale : ~10-100 km</p> | <ul style="list-style-type: none"> <li>- l'élévation du niveau marin relatif</li> <li>- les variations de climat régional</li> <li>- les cycles des embouchures</li> <li>- le transport sédimentaire « naturel »</li> </ul>         | <ul style="list-style-type: none"> <li>- anthropisation des rivières et des bassins versants</li> <li>- les ouvrages de protection</li> <li>- la gestion côtière</li> <li>- le prélèvement des ressources naturelles (la subsidence)</li> </ul> |
| <p><i>Moyen terme :</i></p> <p>Echelle temporelle : de quelques années à plusieurs décades</p> <p>Echelle spatiale : ~1-5 km</p>              | <ul style="list-style-type: none"> <li>- variations du climat des vagues</li> <li>- les cycles des barres sableuses</li> <li>- les évènements extrêmes</li> </ul>                                                                   | <ul style="list-style-type: none"> <li>- les ouvrages dans la zone de surf</li> <li>- les rechargements de plages</li> </ul>                                                                                                                    |
| <p><i>Court terme :</i></p> <p>Echelle temporelle : des heures à des années</p> <p>Echelle spatiale : ~10 m – 1 km</p>                        | <ul style="list-style-type: none"> <li>- les houles, les marées et les surcotes</li> <li>- les variations climatiques saisonnières</li> </ul>                                                                                       | <ul style="list-style-type: none"> <li>- les ouvrages dans la zone de surf</li> <li>- les rechargements de plages</li> </ul>                                                                                                                    |

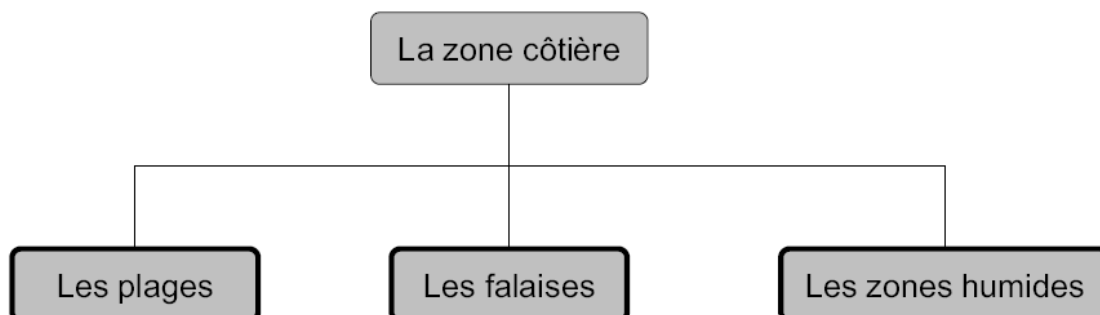


Figure 4: Une classification des différentes géomorphologies côtières pour évaluer la réponse côtière à l'élévation du niveau de la mer et pour l'évolution long terme des littoraux

## 2.1. LES PLAGES

Les plages résultent d'un processus d'accumulation de sédiments à l'interface terre-mer. Elles constituent près d'un tiers du trait de côte mondial ; 70% de celles-ci seraient en érosion, contre 10% en accrétion seulement (Bird, 1985).

Les changements des plages se manifestent à différentes échelles spatiales et temporelles. Elles s'expliquent par des facteurs naturels et anthropiques (Tableau 1). Aux échelles de grande emprise et de très long terme, Stive et al. (2002) attribuent les changements des plages aux facteurs suivants : disponibilité de sédiments, variations relatives du niveau de la mer, changements climatiques (naturel et anthropique), paléo morphologie (géomorphologie héritée), contrôle des rivières et des fleuves, ouvrages de protection et gestion anthropique du trait côte. A des échelles locales et de court terme, les changements des plages sont attribués aux houles, aux marées, aux courants, aux surcotes, aux variations du climat saisonnier, aux ouvrages situés dans la zone de surf et aux rechargements de plages. En réalité tous les processus des échelles court terme et long terme interagissent, et il est difficile de séparer les effets des uns par rapport aux autres.

La géologie et la géomorphologie des plages déterminent leur réponse aux forçages divers (Gornitz et al., 1997). Ceux-ci correspondent aux vagues et aux courants dans la zone de surf, qui interagissent avec les marées, l'élévation du niveau relatif de la mer et les variations des apports en sédiments (Whitehouse et al., 2008).

Les sections suivantes décrivent l'importance de la géologie (c.f. 2.1.1), de la géomorphologie (c.f. 2.1.2) et des forçages divers (c.f. 2.1.3) qui, combinés, entraînent des modifications de la zone côtière (c.f. 0). L'évolution à long terme de chaque type de plage est présentée, en présentant l'état des connaissances concernant l'importance des effets de l'élévation du niveau de la mer et des autres facteurs.

### 2.1.1. Géologie

La sensibilité à l'érosion dépend de la lithologie des matériaux le long de la zone côtière (Benumoff et al., 2000). En ce qui concerne les plages, la description de la géologie comporte deux aspects :

- la lithologie des matériaux qui forment les plages et
- la présence de substrat rocheux et de plates-formes littorales (discutée au paragraphe 2.1.2c).

Ces deux aspects affectent la réponse des plages aux forçages par la mobilité des sédiments et leur disponibilité, respectivement.

#### a) La lithologie

La réponse des plages aux forçages des vagues et des courants est déterminée en partie par la lithologie des matériaux dans la zone côtière. La taille, la densité, et l'emplacement des sédiments contrôlent la réponse aux forçages marins.

Tableau 2: Intervalles de taille pour différents types de sédiment.

|         |                              |                          |                                                                     |
|---------|------------------------------|--------------------------|---------------------------------------------------------------------|
| Vase    | Argile                       | 0.06 – 3.9 $\mu\text{m}$ | Moins susceptible d'être érodé → Davantage susceptible d'être érodé |
|         | Limon très fin, fin et moyen | 3.9 – 31 $\mu\text{m}$   |                                                                     |
|         | Limon grossier               | 31 – 62 $\mu\text{m}$    |                                                                     |
| Sable   | Sable très fin               | 63 – 125 $\mu\text{m}$   |                                                                     |
|         | Sable fin                    | 0.125 – 0.25 mm          |                                                                     |
|         | Sable moyen                  | 0.25 – 0.5 mm            |                                                                     |
|         | Sable grossier               | 0.5 – 1 mm               |                                                                     |
|         | Sable très grossier          | 1 – 2 mm                 |                                                                     |
| Gravier | Gravier                      | 2 – 4 mm                 |                                                                     |
|         | Cailloux et galets           | 4 – 256 mm               |                                                                     |
|         | Rocher                       | >25.6 cm                 |                                                                     |

La mobilité des sédiments est souvent estimée à l'aide du paramètre de Shield (Nielsen, 1992), qui estime l'importance relative des forces de déstabilisation

(contraintes de cisaillement) et de stabilisation (gravité). Ce paramètre est proportionnel à l'inverse du diamètre des grains (Tableau 2), et indique que le transport de sédiments fins exige moins d'énergie que le transport de sédiments grossiers. Les études associant campagnes de mesures et modélisation des plages sableuses ont validé cette théorie (Kreibel and Dean, 1985 ; 1993). Dans les modèles d'équilibre des plages sableuses, la taille des grains est souvent utilisée pour estimer le taux d'érosion (Dean, 1991). L'énergie nécessaire pour mobiliser les galets étant plus grande, les plages constituées de ces matériaux sont beaucoup plus stables que les plages sableuses (Carter and Orford, 1984 ; Sherman, 1991).

D'autres facteurs, tels que la minéralogie, la densité et la forme des grains, affectent la mobilité, mais la taille des sédiments est considérée comme étant le facteur le plus important.

### **b) La géologie héritée**

Des études récentes soulignent l'importance de la géologie sur la morphologie sédimentaire. Sur la côte nord de l'Irlande, Jackson et al. (2005) ont démontré que la géologie héritée contrôle une part importante de la morphologie côtière et de la capacité de la plage à répondre aux forçages des vagues et des courants.

Le travail de Miselis and McNinch (2006) a également démontré l'importance de la géologie héritée dans le contrôle des modifications de la plage. Un facteur hérité important est l'épaisseur de sédiments au-dessus de la roche en place. L'héritage géologique dans une zone donnée peut ainsi expliquer pourquoi l'épaisseur de sédiments est limitée et donc pourquoi la disponibilité en matériaux mobilisables pour les transports sédimentaires dans la zone côtière est réduite.

En plus de limiter la disponibilité en sédiments, la présence de la roche en place peut aussi affecter le déferlement des vagues et protéger ainsi les plages de l'impact direct des vagues. Une discussion de ces effets, en particulier pour les plates-formes littorales qui augmentent la dissipation d'énergie des vagues, sera présentée dans la section c).

### **2.1.2. Géomorphologie**

La géomorphologie des plages est certes la conséquence de la géomorphologie héritée, mais également des processus qui les forment. Réciproquement, la géomorphologie affecte également la réponse des plages aux différents forçages côtiers.

Derrière l'appellation « plage » se regroupe en réalité une grande variété de géomorphologies : il existe parfois, sur l'arrière-plage, des dunes ou des falaises et sur l'avant plage des récifs coralliens ou des plates-formes littorales (*shore platforms*). Les plages existent également sous la forme spécifique d'îles barrières. La topographie de la plage sous-marine (bathymétrie) peut aussi varier grandement : pentes raides ou douces, avec ou sans croissants de plages (*beach cusps*) et avec ou sans barres

longitudinales, en croissants, obliques, continues ou hétérogènes (Wright and Short, 1984 ; Wright et al., 1985). Toutes ces caractéristiques morphologiques des plages interagissent et contribuent à la réponse côtière.

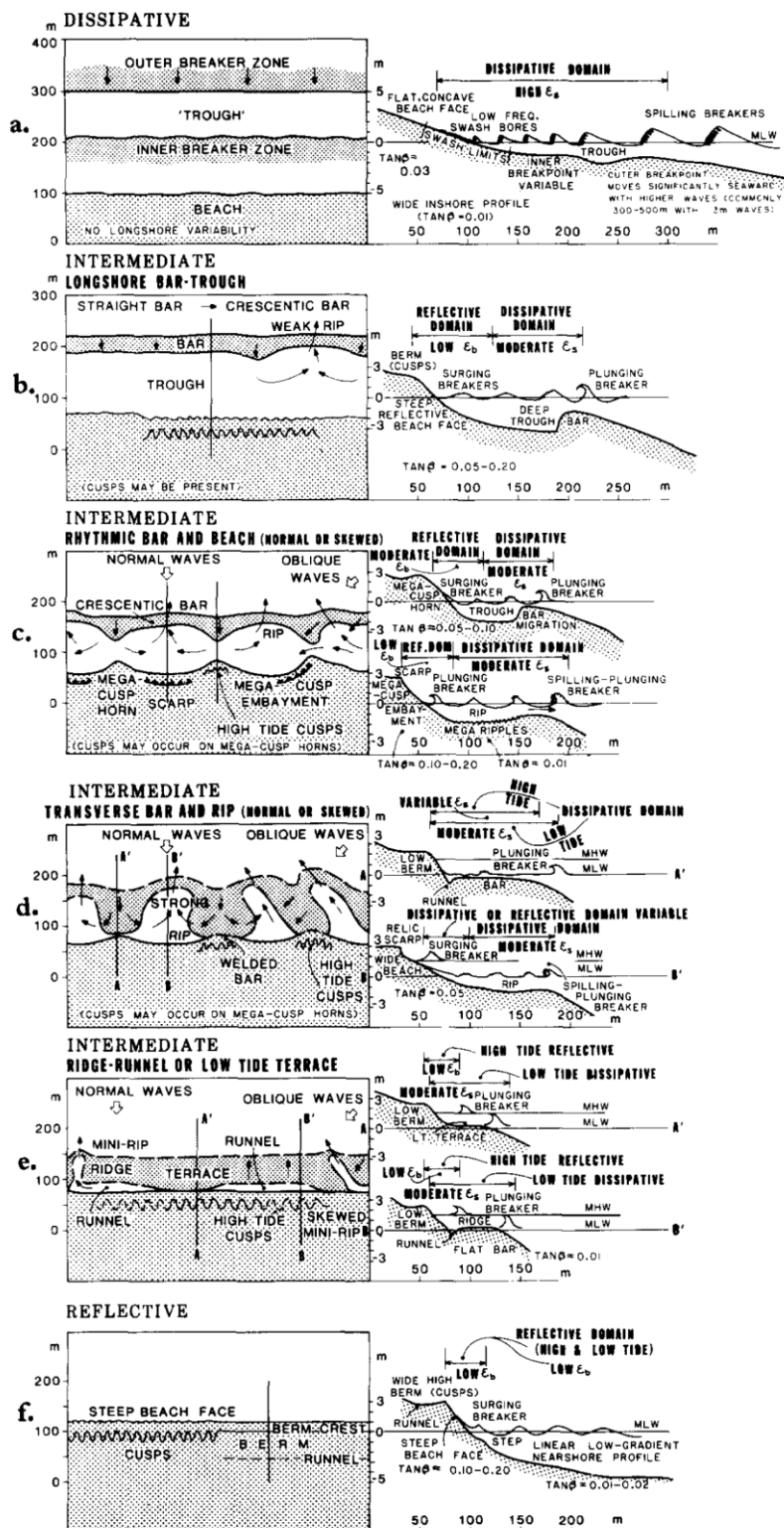
### **a) Géomorphologie de la plage sous-marine : la bathymétrie**

Wright and Short (1984) et Wright et al. (1985) se sont basés sur l'observation de changements de plages pendant six années pour réaliser une classification des géomorphologies des plages. Ce classement comprend six états de plages (*beach states*) qui peuvent être dissipatifs, intermédiaires (quatre niveaux différents) ou réfléchissants. La Figure 5 résume les principales caractéristiques de chaque état : les plages dissipatives sont caractérisées par des pentes faibles à l'interface terre-mer et par un régime de déferlement des vagues glissant (*spilling waves*). Au contraire, les plages réfléchissantes sont caractérisées par une pente raide à l'interface terre-mer et un régime de déferlement frontal (*surging waves*) (Wright et al., 1985). Les états intermédiaires se distinguent par différents régimes de marées, formes de barres et par des différences plus subtiles des caractéristiques des vagues. Les cycles saisonniers des forçages des vagues induisent généralement des changements d'état mais ce n'est pas toujours le cas (Winant et al. 1975).

L'étude de Wright et al. (1985), en utilisant plus de six ans d'observations des plages et des vagues en Australie, a permis d'identifier plus quantitativement les six états avec le paramètre adimensionnel de vitesse de chute (*fall velocity*) de Dean (1973) :

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s T},$$

où  $H_b$  est la hauteur des vagues déferlantes,  $w_s$  la vitesse de sédimentation (qui dépend de la taille des sédiments et est liée à la pente de la plage), et  $T$  la période des vagues. Ce paramètre intègre les caractéristiques des vagues et de la plage, et les auteurs ont identifié six régimes différents, correspondant aux six géomorphologies caractérisées plus haut. Les relations et les transitions entre ces régimes sont présentées en Figure 6. Les plages deviennent plus dissipatives lorsque  $\Omega$  augmente, ce qui signifie que la raideur des vagues (le ratio de la hauteur à la période) a augmenté ou que la vitesse de sédimentation a diminué (i.e. les sédiments sont plus fins). Avec ce schéma, il devient possible d'effectuer une première prédiction des changements de la géomorphologie en lien avec des modifications des vagues.



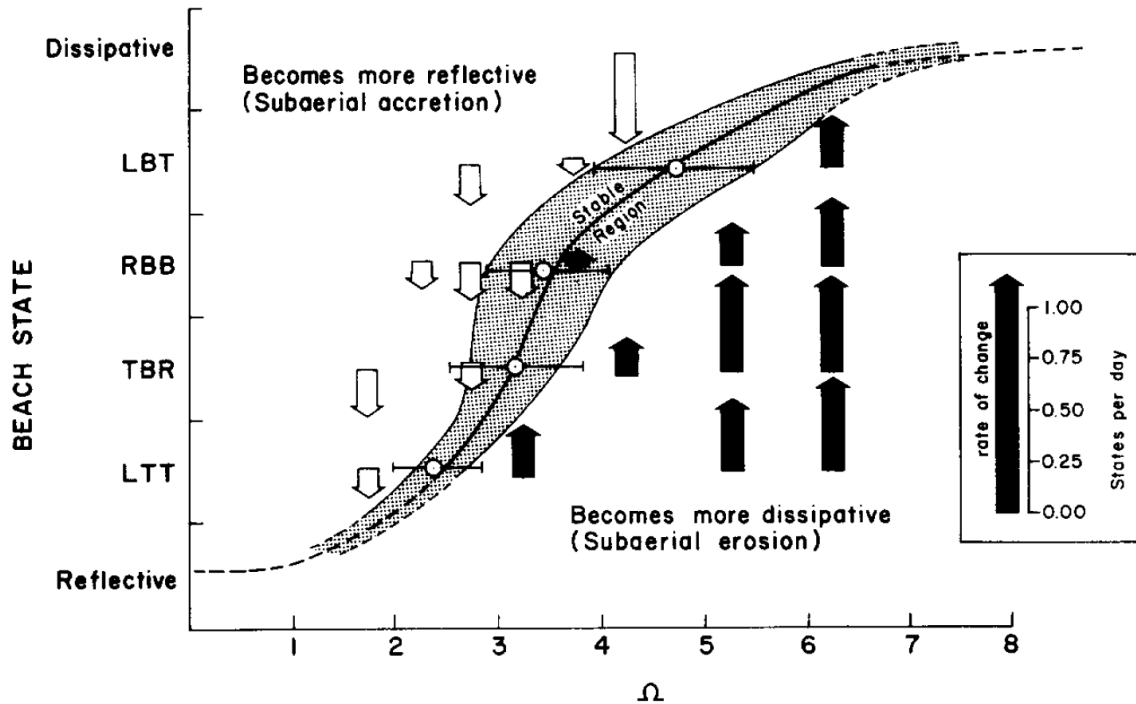


Figure 6: Relation entre les états de plage et le forçage des vagues, utilisant le paramètre adimensionnel de Dean [source: Wright et al. (1985)].

### b) Les dunes

Les dunes sont des stocks de sédiments de l'arrière-plage qui se forment et évoluent sous l'action du vent, des vagues et de la végétation, sous la contrainte de la disponibilité sédimentaire. La capacité du vent à transporter des sédiments dépend de sa vitesse, de sa direction, des caractéristiques des sédiments et d'autres paramètres tels que la végétation ou l'humidité. Le type et la concentration de la végétation jouent un rôle primordial dans la stabilisation de la dune (Hesp, 2002). Ainsi, les dunes reçoivent et stockent des sédiments provenant de la plage, créant une barrière protectrice pour l'environnement et le développement à l'arrière des massifs dunaires (Carter, 1995).

Dans une évaluation de la stabilité et vulnérabilité des systèmes dunaires, Garcia-Mora et al. (2001) ont identifié les variables représentant les principaux facteurs physiques régissant la dynamique dunaire (géométrie des dunes, forçages marins et éoliens, végétation):

- La géométrie: la typologie des dunes (barkhanes, paraboliques, longitudinales, etc...), la longueur, la hauteur, la largeur, la pente du

système dunaire, la taille des sédiments et la présence de dunes frontales ;

- Les forçages marins : le fetch (distance sur laquelle le vent agit pour la création de vagues), la pente de la berme, la largeur de zone intertidale, l'amplitude des marées, la taille des sédiments et l'orientation de la côte ;
- Les forçages éoliens : les directions des vents forts, la disponibilité du sable, les effets de la végétation sur la réduction de la contrainte d'arrachement exercée par le vent sur le sable, le pourcentage de la surface des dunes couvert par des galets et des coquillages et les zones plus sensibles à l'érosion éolienne ;
- La végétation : les types de plante (dépendant de la résistance à l'enterrement, des types de racines et de feuilles), l'état général de la végétation et le pourcentage de la surface dunaire couvert par ces différents types de végétation.

A ces contraintes naturelles s'ajoutent des pressions anthropiques liées à l'urbanisation des zones côtières. Celles-ci induisent souvent une dégradation de la végétation dunaire (présence de pâturage, entraînements militaires, piétinement lié aux activités récréatives) (Garcia-Mora et al., 2001).

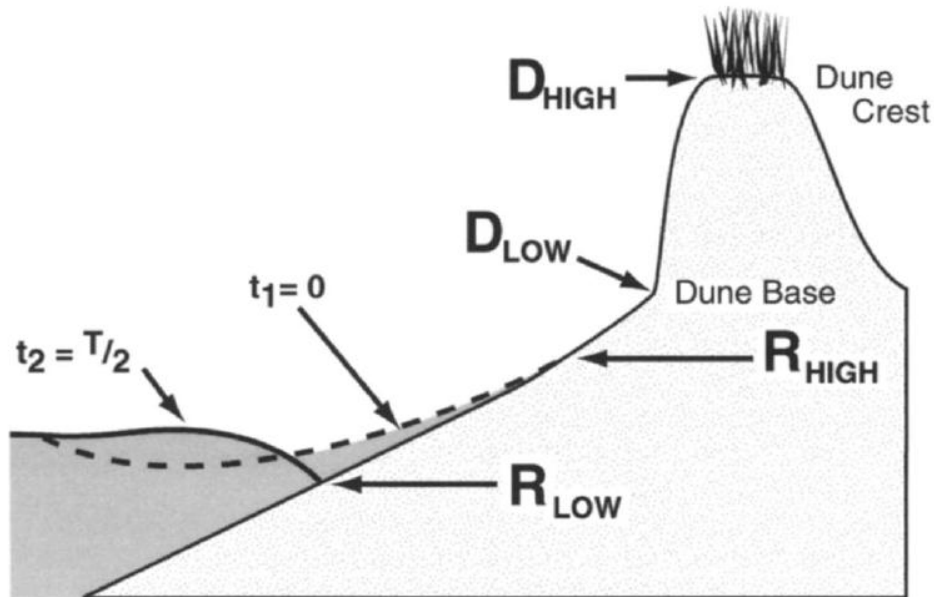


Figure 7: Diagramme de la géométrie des dunes, utilisé pour évaluer la réponse des dunes aux forçages marins [source : Sallenger et al. (2000)].

Sallenger et al. (2000) ont déterminé quatre régimes de réponse des dunes aux forçages marins, dépendant de l'altitude relative des dunes et du *run-up*. La Figure 7 définit les variables utilisées dans la Figure 8 pour identifier les différents régimes.

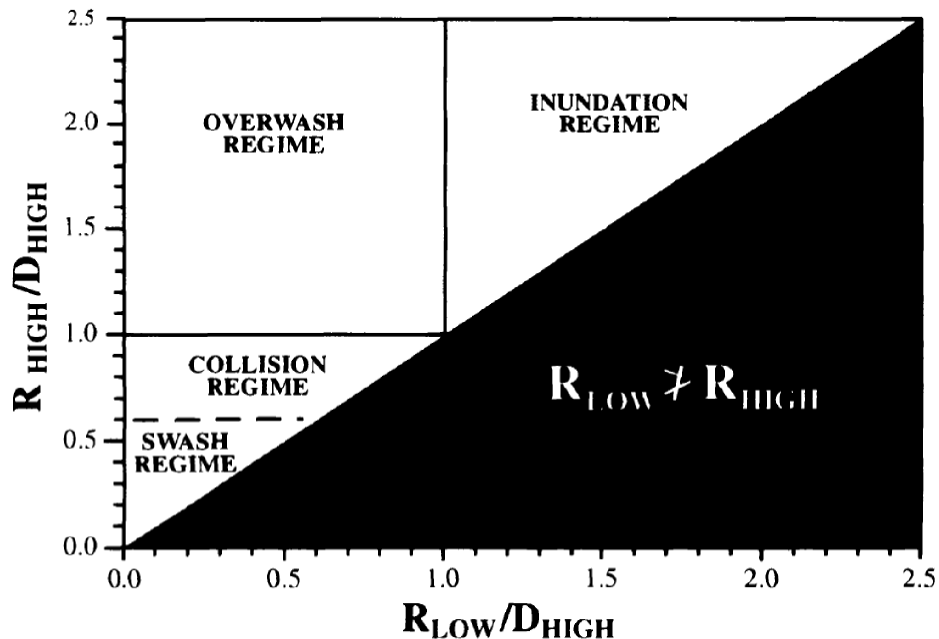


Figure 8: L'identification des régimes de réponse dunaire aux forçages marins [source : Sallenger et al. (2000)].

Les quatre régimes de réponse dunaire aux *run-up* élevés sont :

- *Régime de jet de rive (Swash regime)* : lors d'une tempête, la plage en face de la dune s'érode et les sédiments sont transportés offshore. Ils pourront être mobilisés de nouveau vers la plage lors des périodes d'accalmie suivant la tempête. Ainsi il n'y a pas d'érosion nette avec ce type de régime.
- *Régime de collision (Collision regime)* : les dunes s'érodent et les sédiments sont transportés offshore. Contrairement au régime de jet de rive, les sédiments mobilisés n'ont pas la capacité de reconstruire la dune ; il y a érosion nette.
- *Régime d'overwash (Overwash regime)* : le niveau de l'eau instantané maximum dépasse la hauteur de dune : à chaque flux des vagues, des paquets d'eau entraînent des sédiments vers l'intérieur des terres. La dune s'érode et l'on observe une migration nette de la dune.
- *Régime d'inondation (Inundation regime)* : le niveau de l'eau minimum dépasse la hauteur de la dune. La dune s'érode et les sédiments sont transportés vers l'intérieur des terres, causant une migration massive (jusqu'à plusieurs centaines de mètres) du cordon dunaire.

En résumé, dans la zone côtière, les dunes ont un rôle de stockage de sédiments et de protection de l'arrière-plage contre les forçages marins. La vulnérabilité des dunes est fonction d'un grand nombre de facteurs et forçages physiques, biologiques et anthropiques.

### ***c) Les plates-formes littorales (shore platforms)***

Les plates-formes littorales sont des formations rocheuses plates de la zone intertidale (e.g. Figure 9). Pendant près d'une centaine d'années, les scientifiques ont débattu sur l'origine de ces formations, deux causes étant évoquées : l'érosion mécanique des vagues ou l'érosion due aux altérations physico-chimiques par les forçages météorologiques et marins (Trenhaile, 2002). En définitive, les altérations contribuent à l'affaiblissement mécanique des plates-formes littorales tandis que l'action des vagues (abrasion due aux matériaux en suspension, pression directe des vagues) cause l'érosion (Whitehouse et al., 2008). L'érosion de ces formations progresse lentement et est observable sur de longues périodes de temps. Le taux d'érosion dépend de la lithologie et de la structure des plates-formes : les matériaux durs, non solubles, et sans fissure sont plus résistants à l'érosion. Whitehouse et al. (2008) ont estimé que le taux d'érosion du granit est de moins de 0.1 mm par an ; pour les grès durs le taux d'érosion se situe entre 1 et 100 mm par an.



*Figure 9: Exemple de plate-forme littorale à Criel sur Mer (Haute Normandie) (Photo T. Dewez, BRGM)*

Les plates-formes littorales jouent un rôle important dans la protection de la plage et des falaises contre les vagues. En effet, lorsqu'elles s'étendent dans la zone subaérienne et la zone de surf, la géométrie des plates-formes littorales peut contribuer à la dissipation d'énergie des vagues. Elles représentent aussi une source de sédiments lorsqu'elles s'érodent. Cette contribution au bilan sédimentaire de la plage dépend de la taille des sédiments produits (Whitehouse et al., 2008 ; Inman and Masters, 1991) : les sédiments trop fins sont enlevés par l'action des vagues, mais les sédiments de la même taille ou plus gros que ceux de la plage vont contribuer au bilan sédimentaire de la plage.

#### **d) Les îles barrières**

Les îles barrières sont un type spécifique de plage. Elles sont séparées de la partie continentale de la côte par des baies, des estuaires ou des lagunes (Figure 10). Un vieux débat existe sur l'origine des îles barrières. Les trois théories sont (Figure 11):

- la submersion du système dunaire due à l'élévation du niveau de la mer, qui sépare les dunes de la côte (Figure 11a);
- l'extension des flèches côtières qui finissent par former des îles suite à la submersion et la formation de brèches (Figure 11b); et
- la création d'une barre sous-marine qui continue de s'accroître avec le dépôt de sédiments, jusqu'à ce que la barre émerge de l'eau (Figure 11c). Lorsque le système est émergé, il continue de s'accroître par des processus éoliens : les sédiments du haut de plage sont transportés par le vent et immobilisés par la végétation, de la même manière que pour la formation des dunes.

Ces formations sont souvent très sensibles aux forçages marins à cause de leur altitude basse, de leur composition en matériaux érodables et du stock limité de sédiments. De nombreux facteurs concourent à la modification progressive de ces formations : courants de marée (en particulier à proximité des embouchures), transport longshore et cross-shore induit par les vagues, marée et surcotes. Lors des tempêtes, les vagues et les surcotes cumulées peuvent causer des débordements en certains endroits de la crête d'une île barrière, causant l'*overwash* (voir § 2.1.2b) et le transport sédimentaire vers l'arrière ou même ultimement des brèches. Par ailleurs, ces formations sont aussi très sensibles aux forçages continentaux.

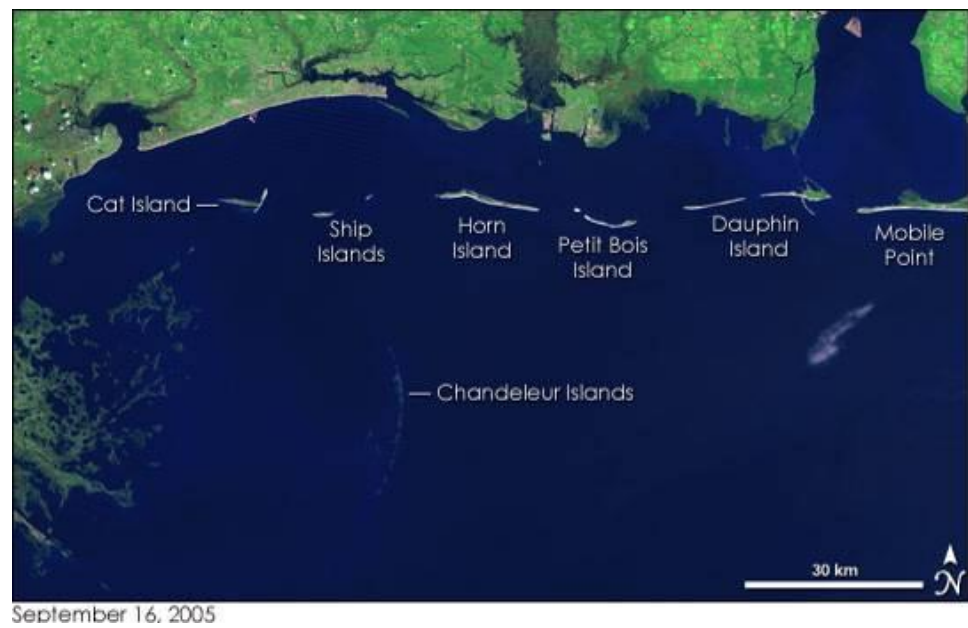


Figure 10: Les îles Chandeleur en Louisiane (source: NASA Earth Observatory).

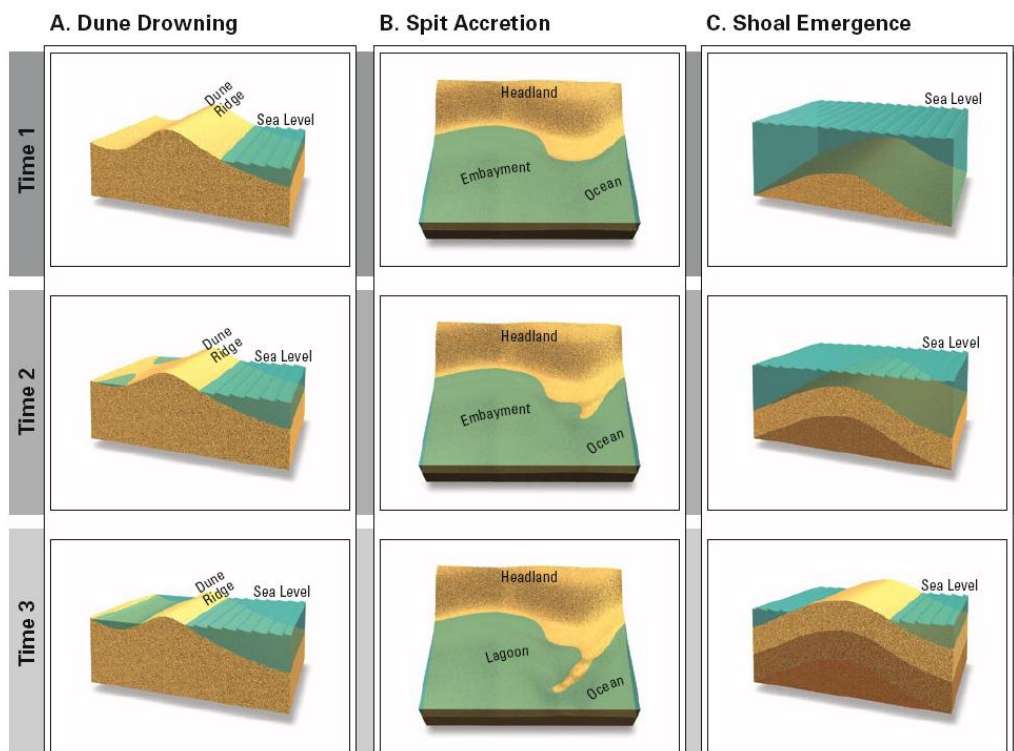


Figure 11: Un schéma montrant l'origine possible des îles barrières [source: Morton et al. (2004)].

## **e) Les récifs coralliens et les atolls**

### **• Récifs coralliens**

Les récifs coralliens existent dans des environnements divers : récifs des Caraïbes, grande barrière de corail de l'Australie, atolls de l'océan Pacifique (e.g. Figure 12). Dans tous ces environnements, la survie des coraux dépend de la qualité, de la clarté, de la profondeur et de la température de l'eau, mais aussi des forçages marins, et de l'écologie du système.

Les récifs coralliens résultent d'une symbiose entre des polypes et des algues microscopiques appelées zooxanthelles. Les zooxanthelles sont photosynthétiques, produisent l'essentiel des nutriments des polypes et favorisent leur calcification, construisant ainsi la structure des coraux.

Nicholls et al. (2007) considèrent que dans une situation favorable, l'élévation du niveau de la mer encourage la croissance des coraux. Ceux-ci ont la capacité de s'adapter au niveau de l'eau jusqu'à un certain seuil de vitesse de l'élévation du niveau marin.

Cependant, les coraux sont également menacés par d'autres facteurs environnementaux ou anthropiques. Une étude dans le *World Atlas of Coral Reefs* réalisée par l'UNEP a montré qu'à l'échelle du globe, 58% des récifs coralliens sont perturbés par les activités humaines (Spalding et al., 2001). Les récifs coralliens sont ainsi considérés très sensibles aux modifications environnementales telles qu'une augmentation de la température de la mer, de la concentration des sédiments en suspension (donc une réduction de la clarté de l'eau), une pollution induisant une réduction du taux d'oxygène dissout, ou des maladies causant le blanchissement corallien, conséquence de la mortalité des zooxanthelles (Nicholls et al., 2007). Dans ce contexte de fragilisation des coraux, les effets de l'élévation du niveau marin sont incertains, car l'assertion selon laquelle les coraux ont la capacité de suivre l'élévation du niveau marin dépend de leur capacité à croître.

Les récifs coralliens ont la faculté de protéger les plages et zones basses situées derrière en dissipant l'énergie des vagues (Sheppard et al., 2005). Là où les récifs coralliens protègent les plages des vagues, la dégradation du récif peut donc entraîner l'érosion du littoral (Nicholls et al., 2007).



Figure 12: Une image aérienne du récif corallien du Kamalo [source: USGS Pacific Coral Reefs Website].

En plus d'être une protection naturelle des plages, les récifs coralliens peuvent contribuer à les alimenter en sédiments. Quand la structure des coraux est érodée, les particules de carbonate de calcium peuvent être transportées vers les plages et participent ainsi au bilan sédimentaire des plages.

#### • Atolls

Les atolls sont des îles coralliennes basses formées de récifs annulaires enfermant un lagon (exemple : Figure 13). Les atolls se forment lorsque des coraux colonisent la frange littorale d'une île volcanique. Lorsque le niveau marin augmente ou qu'une subsidence affecte le volcan, les coraux continuent de se multiplier, formant un anneau autour de l'île ou autour du lagon quand l'île a disparu sous la surface de l'eau (Figure 14).

Les sédiments qui composent l'atoll proviennent principalement des activités biologiques et de l'érosion du récif corallien par les forçages marins. L'île se forme au-dessus du récif ancien.

La formation et l'évolution des atolls dépendent ainsi du niveau de la mer. En revanche, la réponse des atolls à l'élévation du niveau marin demeure incertaine (Nicholls et al., 2007). De nombreux auteurs tels que Mimura (1999), considèrent que ces îles sont très sensibles à l'élévation du niveau de la mer et à ses conséquences (érosion, inondation, intrusions salines).



Figure 13: Une vue du Atafu Atoll dans les îles Tokelau au sud d'océan Pacifique [source : NASA Earth Observatory Website].

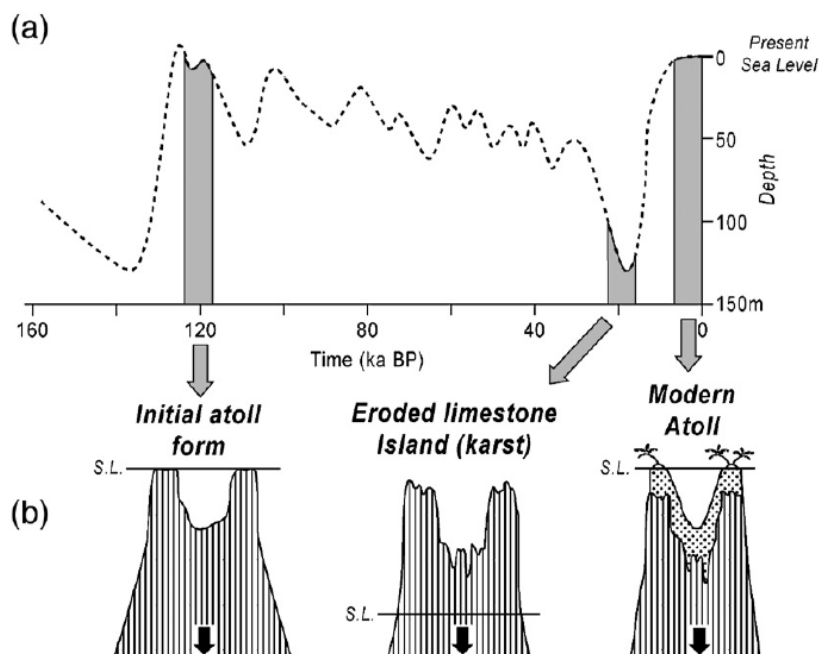


Figure 14: La formation d'un atoll avec l'évolution du niveau marin [source : Woodroffe (2008)].

## f) Les falaises

Les falaises peuvent agir comme une barrière pour les forçages marins, et, lorsqu'elles s'érodent et qu'une plage est située en contrebas, elles peuvent constituer une source de sédiments (Young et al., 2006a). L'érosion des falaises peut donc contribuer au bilan sédimentaire des plages. Qu'une plage soit ou non située en contrebas, les falaises sont considérées comme une grande catégorie de la géomorphologie de la zone côtière. Aussi sont-elles étudiées en détails dans la section 2.2 et ne sont mentionnées ici que pour indiquer leur influence comme source de sédiments pour les plages.

### 2.1.3. Les forçages et processus importants

Les forçages principaux qui modifient la morphologie des plages sont ceux qui contribuent au transport des sédiments, c'est-à-dire les vagues et courants de la zone de surf. Ces forçages interagissent avec le niveau de l'eau et la disponibilité des sédiments pour déterminer l'évolution des plages (Figure 15). Le niveau de l'eau est la somme du setup et du run-up, des marées, des surcotes, et du niveau moyen de la mer. Le niveau de l'eau est un paramètre clé pour déterminer la région de l'impact des forçages marins où les sédiments sont transportés. Enfin, les apports sédimentaires contrôlent la disponibilité des sédiments et la capacité de la plage à répondre aux forçages divers.

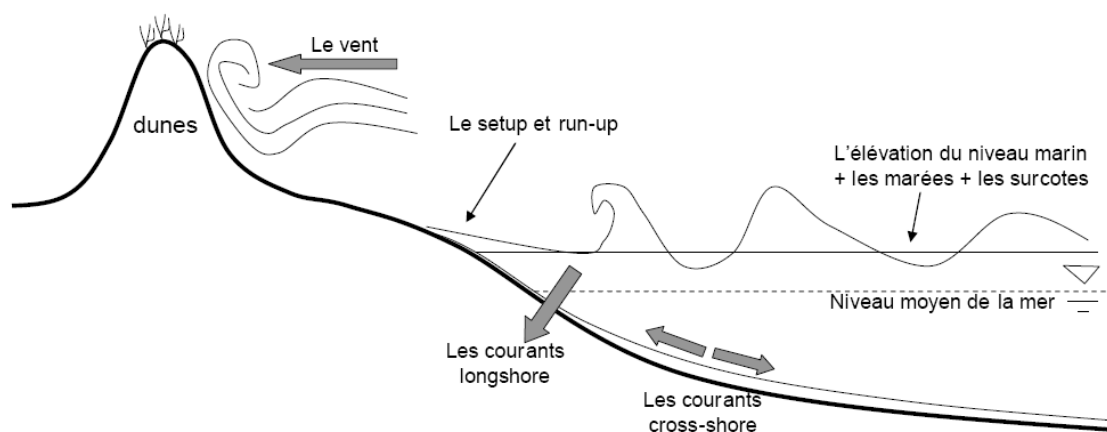


Figure 15: Schéma décrivant les forçages transportant des sédiments vers la plage.

## a) Les vagues et courants

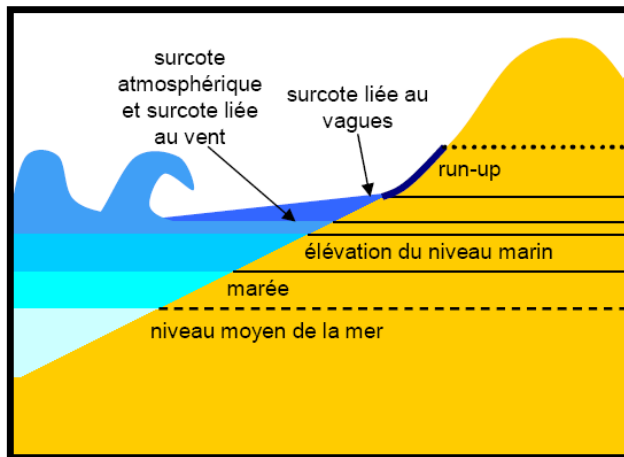
Les vagues et courants façonnent les plages en transportant des sédiments dans la zone de surf. La propagation des vagues et le processus de déferlement créent des courants cross-shore et long-shore (Komar, 1988). Les vagues incidentes, les ondes infra-gravitaires, les courants d'arrachement (*rip current*) et les courants de retour contribuent au transport des sédiments cross-shore (Wright et al., 1991). Les vagues

obliques et la réfraction au-dessus de la bathymétrie convertissent l'énergie des vagues (par le déferlement) en courants long-shore (Longuet-Higgins, 1970a,b). Les courants apportent des sédiments de deux manières différentes : le transport des sédiments en suspension dans toute la colonne d'eau et le transport par charriage près du fond dans la couche limite. L'amplitude du transport dépend de l'énergie et de la période des vagues ainsi que d'un certain nombre de facteurs de la zone de surf : bathymétrie (morphologie et pente) et lithologie des sédiments.

La modélisation du transport de sédiments exige l'estimation de toutes les interactions entre les vagues, les courants et la bathymétrie. Une grande variété de modèles (bidimensionnels et tridimensionnels) existe pour estimer la circulation et les changements dans la zone de surf, comme par exemple SBEACH (Larson and Kraus, 1998), Delft3D (Lesser et al., 2004), XBeach (Roelvink et al., 2009), et MARS-SWAN (Bruneau et al., 2008). Les interactions dans ces modèles sont très complexes et les échelles temporelles (généralement l'échelle de la tempête) et spatiales (généralement quelques kilomètres) des modèles sont limitées par des contraintes numériques. Il existe aussi des modèles plus simples, par exemple des modèles empiriques du profil d'équilibre de plage (e.g. Dean, 1991) ou des corrélations entre les paramètres des vagues et les observations du trait de côte (Miller and Dean, 2007a,b).

### **b) Le niveau de l'eau**

Les vagues et courants façonnent les plages, mais le niveau de l'eau détermine la zone où ces forçages agissent. Le niveau de l'eau instantané résulte de l'addition du niveau moyen, de l'amplitude de la marée, d'une surcote, du jet de rive (run-up) et de l'élévation du niveau de la mer.



*Figure 16: Schéma des composantes du niveau actuel de la mer : la somme du niveau moyen de la mer, l'amplitude de la marée, l'élévation du niveau marin, les trois types de surcotes (voir Figure 17) et le jet de rive (run-up).*

L'amplitude des marées varie considérablement selon les régions, suivant la classification de Davies (1964) :

- Régime microtidal (moins de 2 m),
- Régime mesotidal (entre 2 et 4 m),
- Régime macrotidal (plus de 4 m).

L'interaction entre le forçage des vagues et la variation du niveau de l'eau lors des marées crée des morphologies différentes, dissipatives ou réfléchives, avec ou sans barres, avec une pente faible ou raide (Masselink and Short, 1993).

Le forçage des vagues cause deux autres formes d'élévation du niveau de l'eau : le setup et run-up. Le setup est un effet du bilan de l'impulsion des vagues dans la zone de déferlement qui cause une élévation de niveau de l'eau près de rivage (Longuet-Higgins, 1970a,b ; Figure 17c). Il peut être intégré dans la surcote. Le run-up est un effet de l'énergie des vagues qui n'était pas complètement dissipée au rivage et qui cause une élévation de niveau de l'eau périodiquement, à la fréquence des vagues (Stockdon et al., 2006). L'amplitude du setup et du run-up dépend des caractéristiques des vagues (longueur, hauteur, période) et de la bathymétrie de la plage. D'une manière générale, la somme des deux effets (setup et run-up) est plus grande dans le cas de vagues longues et hautes et sur des plages à pente raide (Holman, 1986 ; Stockdon et al., 2006).

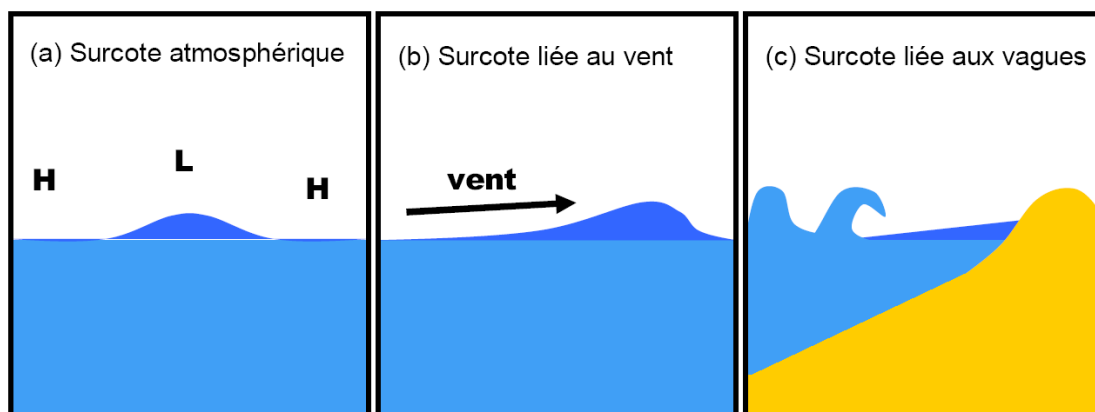


Figure 17: Les 3 types de surcote : (a) la surcote due à une dépression atmosphérique, (b) la surcote due au vent et (c) la surcote liée au déferlement des vagues (setup)

Les surcotes sont des phénomènes d'élévation du plan d'eau et peuvent être générées par le déferlement des vagues (Figure 17c) mais aussi par des forçages météorologiques : effet du vent (Figure 17b) et variations de la pression atmosphérique (Figure 17a) associée aux tempêtes (Murty et al., 1986). L'effet du vent dépend de la profondeur de l'eau : il est plus fort sur le plateau continental et près de la côte où l'eau est moins profonde. Pour cette raison, la bathymétrie et la fréquence des tempêtes peuvent pénaliser davantage certaines régions que d'autres.

Enfin, l'élévation du niveau relatif de la mer contribue aussi à l'élévation du niveau de l'eau.

### c) Les apports sédimentaires

Le bilan sédimentaire contrôle la disponibilité des sédiments dans la zone côtière, et beaucoup de facteurs affectent ce bilan. Rosati et Kraus (1999) ont créé un Sediment Budget Analysis System (SBAS) pour évaluer l'évolution long terme des rivages due à la dynamique sédimentaire, incluant tous les puits et sources. La Figure 18 schématise les principaux processus naturels et anthropiques qui contribuent directement au bilan sédimentaire. Dans la zone côtière, les transports longshore et cross-shore ont un rôle central dans le bilan sédimentaire, mais beaucoup d'autres processus contribuent également, comme les forçages éoliens, l'overwash, les effondrements de falaises, les apports fluviaux et les diverses activités humaines.

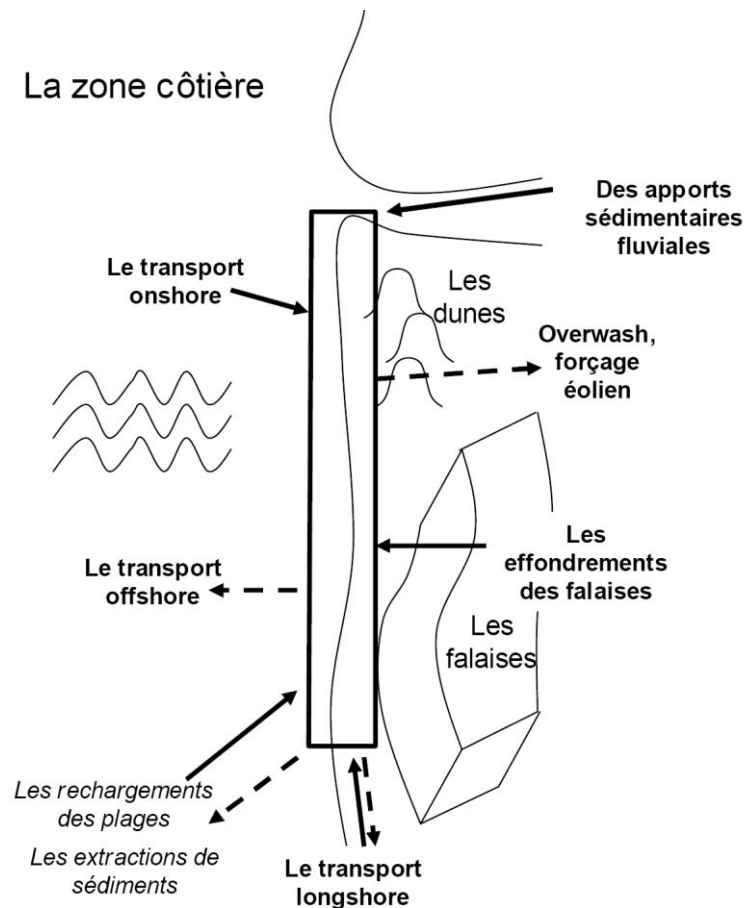


Figure 18: Les processus naturels et anthropiques (en italiques) qui contribuent au bilan sédimentaire des plages.

Les activités humaines contribuent à la fois directement et indirectement au bilan sédimentaire (Figure 18). L'extraction de sédiments et les rechargements de plages sont deux exemples d'effets directs, alors que la construction de digues, jetées, épis, brise-lames et autres ouvrages de protection peut réduire ou bloquer complètement le transport longshore et provoquer l'érosion de la plage de manière indirecte (e.g. Hall and Pilkey, 1991).

Les activités humaines s'exerçant plus loin de la zone côtière peuvent aussi affecter le bilan sédimentaire des plages indirectement. Les apports de sédiments fluviaux sont réduits par la redirection des rivières et la réduction du débit des rivières (e.g. impacts de l'irrigation, de l'utilisation urbaine et de la construction de barrages) et sont augmentés par un accroissement de l'érosion terrestre dans les zones de déforestation et les zones agricoles (Nicholls et al., 2007). Les changements climatiques peuvent également affecter les apports sédimentaires des fleuves par les changements du régime des précipitations.

#### **d) Les ouvrages**

Les ouvrages de protection divers, incluant les épis, les brise-lames, les jetées, les murs, etc. contrôlent la transformation des vagues, l'évolution de la bathymétrie, et le transport longshore et cross-shore des sédiments. Un exemple très commun est le blocage du transport longshore des sédiments à cause d'un épi ou autre ouvrage de protection : en aval de l'ouvrage, le déficit sédimentaire se traduit par une érosion (le contraire se produit en amont) (Figure 19).

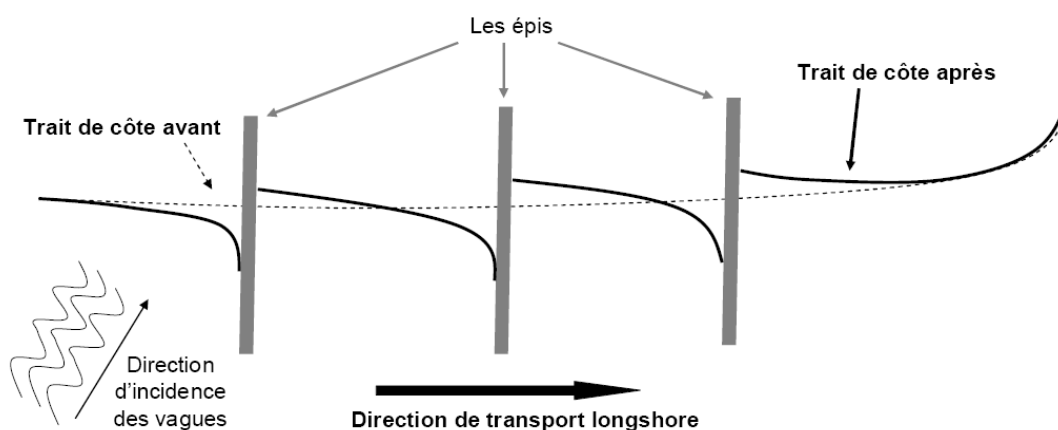


Figure 19: Schéma représentant l'impact des épis sur l'évolution du trait de côte d'une plage.

Hapke et al. (2006) ont présenté un exemple de l'effet des ouvrages de protection sur les côtes californiennes à l'aide de deux images, une photographie prise juste après la construction des jetées du Santa Cruz Yacht Harbor et une autre près de 20 ans plus tard (Figure 20). L'accumulation de sable en amont des jetées et la légère érosion en aval des jetées montrent l'influence de la construction d'ouvrages sur le transport longshore (de gauche à droite) des sédiments.



Figure 20: Un exemple de l'impact des jetées à Santa Cruz Yacht Harbor en 1963 (haut), une année après la construction des jetées, et en 1987 (bas), plus de 20 ans après la construction, démontrant l'accumulation de sédiments en amont des jetées [source : Hapke et al. (2006)].

Dans une étude d'évolution de long terme de la côte Hollandaise, Wijnberg (2002) a trouvé une corrélation entre des changements abrupts observés au sein des tendances décennales d'évolution de la côte hollandaise et la position des ouvrages de protection. Ces derniers ont la capacité de protéger une plage contre des forçages mais ils affectent aussi en contrepartie les plages voisines via une modification du transport sédimentaire.

#### 2.1.4. L'évolution long terme

Whitehouse et al. (2008) ont suggéré que les variations du niveau de la mer et les apports sédimentaires sont les deux facteurs les plus importants pour déterminer l'évolution long terme des plages. Cependant, il existe peu d'études démontrant l'impact direct de l'élévation du niveau de la mer car il est difficile en pratique de les dissocier de l'effet cumulé de tous les autres facteurs, discutés dans les sections précédentes, qui influencent l'évolution des plages. Historiquement, aux échelles géologiques, les variations du niveau de la mer de plusieurs mètres ou dizaines de mètres contrôlent la formation de la zone côtière ; mais à l'échelle des saisons ou de la dizaine d'années, d'autres processus peuvent dominer la réponse côtière (Stive et al., 2002). Vellinga and Leatherman (1989) ont estimé que 70% des côtes sableuses mondiales se sont érodées durant les dernières décennies, concluant que la cause de l'érosion devait être un phénomène global, probablement l'élévation du niveau de la mer. Cependant, Stive et al. (2002) ont souligné qu'il était trop difficile de distinguer les contributions de tous les différents forçages pour conclure. En réalité, des études récentes indiquent que l'élévation du niveau marin n'est pas le seul forçage à prendre en compte et que c'est probablement l'interaction de la disponibilité en sédiments avec les différents forçages qui contrôle les changements dans la zone côtière (e.g. Hansom et al., 2001 ; Morton et al., 2007 ; Miner et al., 2009).

Il existe divers types de méthodes pour estimer les changements à long terme des plages aux grandes échelles spatiales. Les principales méthodes utilisées sont la loi de Bruun, l'extrapolation des tendances historiques, des modèles « *one-line* », des modèles de « *self-organization* » (Forbes et al., 2003), l'exploitation des corrélations empiriques avec les forçages et des évaluations qualitatives du bilan sédimentaire (Whitehouse et al., 2008).

##### a) La loi de Bruun

La loi de Bruun, introduite dans les années soixante pour estimer l'évolution des plages avec l'élévation du niveau de la mer (Bruun, 1962), est couramment utilisée même s'il y a débat autour de la validité de la formule. La loi de Bruun fait l'hypothèse que le profil de plage a toujours une forme d'équilibre qui s'adapte aux changements d'élévation du niveau marin par le recul du trait de côte, avec une translation du profil de la plage sous-marine (Figure 21). La formule de la loi de Bruun est :

$$R = S \left( \frac{L}{B+h} \right) = S \left( \frac{1}{\tan \alpha} \right),$$

où  $R$  est le recul de trait de côte,  $S$  l'élévation du niveau de la mer,  $L$  la largeur du profil,  $B$  la hauteur de berme et  $h$  la profondeur de fermeture. La formule peut également être réécrite comme le produit de l'élévation du niveau de la mer par la pente de côte entre la berme et la profondeur de fermeture, où  $\alpha$  est l'angle de pente de côte.

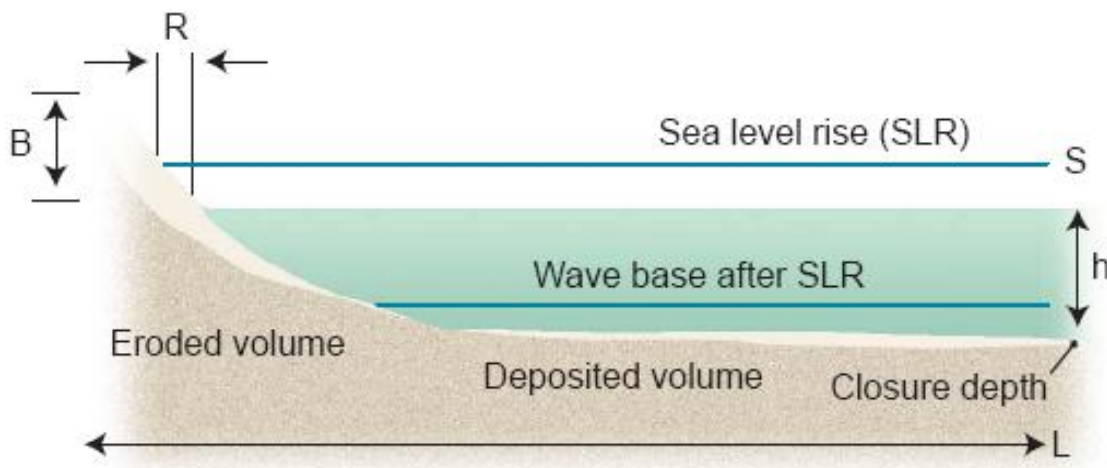


Figure 21: Les profils d'ajustements à l'élévation du niveau de la mer selon la loi de Bruun [source : Pilkey and Cooper, 2004].

Comme on l'a mentionné, cette formule repose sur des hypothèses qui limitent l'application du modèle :

- Le profil de la bathymétrie a toujours la même forme d'équilibre.
- Les échanges sédimentaires se font entre la berme et la profondeur de fermeture ; il n'y a pas de transport offshore ni de changement de flux du transport longshore.
- L'élévation du niveau de la mer cause toujours un recul de trait de côte.
- La plage est sableuse et la géologie ou la géomorphologie de la plage n'ont pas d'effets.

Zhang et al. (2004) ont tenté une validation de ce modèle. Pour cela, plus de 30% des observations de la côte Est des Etats-Unis ont été retirées afin de respecter les hypothèses de la loi de Bruun (sites proches des embouchures ou des ouvrages de protection où le transport longshore a une grande influence). A partir des 70% de profils restants, ils ont calculé le taux d'érosion pour chaque profil et calculé ensuite la moyenne des taux pour chaque « région » (zone littorale de quelques kilomètres de

long) afin de lisser les effets locaux de la géologie. A l'aide de ces taux d'érosion et des estimations marégraphiques de l'élévation du niveau marin, ils ont réalisé une comparaison entre les résultats obtenus en utilisant la loi de Bruun et les changements observés, pour valider l'application de la loi de Bruun avec ces données (Zhang et al. 2004).

Pilkey et al. (2000) ont souligné qu'il n'est pas possible d'identifier précisément les régions où le modèle est applicable. Alors que Zhang et al. (2004) ont validé le modèle à partir d'observations sélectionnées, d'autres études (e.g. Pilkey and Davis, 1987 ; List et al., 1997) ont démontré que la loi de Bruun est trop simpliste pour rendre compte des taux d'érosion mesurés.

Le débat sur la validité de la loi de Bruun perdure. Son utilisation reste courante dans beaucoup d'études traitant de l'élévation du niveau de la mer (e.g. EUROSION, 2004 ; Cowell, 2006 ; Snoussi et al., 2008 ; Hinkel and Klein, 2009), malgré le fait qu'une partie de la communauté scientifique a démontré la non-validité des hypothèses sous-jacentes et l'échec de la méthode (Cooper and Pilkey, 2004 ; Pilkey and Cooper, 2004). Les avantages de la loi de Bruun sont la facilité d'utilisation avec peu de variables requises et la possibilité d'appliquer la méthode aux grandes échelles spatiales et temporelles. Les inconvénients sont des hypothèses fortes, une formule qui ne fait pas l'unanimité au sein de la communauté scientifique et le fait qu'elle ne tient compte que de l'élévation du niveau de la mer, négligeant tous les autres forçages importants.

### ***b) L'extrapolation des tendances historiques***

Mise à part la loi de Bruun, la technique la plus utilisée pour prédire l'évolution future du trait de côte est l'extrapolation des tendances historiques (estimées à partir de séries d'observations). Pilkey and Cooper (2004) ont suggéré que cette méthode est préférable à l'utilisation de la loi de Bruun, même s'il existe des limitations : le plus grand défaut de l'application de cette méthode est qu'elle repose sur l'hypothèse selon laquelle les événements et les tendances historiques sont représentatifs des évolutions futures. L'autre limitation est la nécessité d'avoir un grand nombre d'observations locales pour calculer des tendances à long terme représentatives. Cependant l'extrapolation des tendances historiques permet l'incorporation implicite des facteurs et forçages importants : la géologie et la géomorphologie locales, le climat des vagues, le bilan sédimentaire, etc. L'autre avantage de l'extrapolation des tendances historiques est la capacité d'appliquer cette méthode à des environnements divers.

### ***c) Les modèles numériques***

D'autres modèles existent pour prédire la réponse des plages aux forçages divers. Thieler et al. (2001) ont séparé les modèles en deux grandes catégories : les modèles académiques, qui s'intéressent à la physique du transport sédimentaire et sont applicables plutôt aux échelles locale et court terme, et les modèles appliqués, qui sont utilisés comme outil de prédiction aux grandes échelles spatiales et temporelles.

Pour réaliser des prédictions quantitatives à long terme, les modèles disponibles sont des modèles appliqués, comme la loi de Bruun ou comme le modèle « one-line » GENESIS (Hanson and Kraus, 1989). GENESIS prédit l'évolution des plages impactées par les ouvrages de protection avec une modification de la formule CERC (USACE, 1984) qui estime l'érosion et l'accrétion dues aux modifications du transport longshore. La simplicité du modèle permet son utilisation à des échelles régionales (de dizaines à plusieurs centaines de kilomètres) et moyen terme (plusieurs années), l'inconvénient majeur étant que beaucoup de forçages sont considérés comme négligeables (e.g. l'influence des tempêtes, l'élévation du niveau de la mer, etc.). Dans une revue des modèles appliqués existants, Thieler et al. (2001) ont ainsi conclu que les modèles d'évolution des plages ne sont pas valables pour prédire l'évolution long terme des plages et qu'il est préférable d'utiliser les observations et tendances historiques pour prédire le futur.

#### ***d) L'évaluation du bilan sédimentaire***

Les études d'évolution long terme des plages sont limitées à cause de la complexité de la réponse côtière aux forçages divers, et Whitehouse et al. (2008) ont noté la difficulté d'isoler les effets d'élévation du niveau de la mer de tous les autres forçages. Dans les sections précédentes, les forçages principaux ont été présentés, mais l'importance relative de chaque facteur dépend fortement des caractéristiques des sites.

Pourtant tous les forçages qui provoquent des modifications morphologiques des plages interagissent avec le bilan sédimentaire des régions côtières et de plus en plus d'études indiquent que le bilan sédimentaire est le facteur le plus important pour déterminer l'évolution des plages. Hansom et al. (2001) ont montré schématiquement le lien existant entre l'élévation du niveau de la mer et la disponibilité en sédiments, indiquant ainsi que l'érosion ou l'accrétion à long terme des plages dépend des deux facteurs (Figure 22).

Selon Hansom et al. (2001), la disponibilité en sédiments détermine comment la côte s'adapte à l'élévation du niveau de la mer. Miselis et McNinch (2006) ont démontré à partir d'observations des 400 km de côtes de Caroline du Nord que le volume de sédiments disponible dans la zone de surf et l'évolution long terme de la plage située face à ces stocks de sédiments (de 1930 jusqu'à 1998) sont corrélés. Les profils avec moins de sable disponible ont subi une érosion, alors que les profils avec plus de sable sont restés stables voire se sont accrétés.

Dans une autre étude concernant l'impact de l'élévation du niveau de la mer sur la zone côtière en France, Paskoff (2004) a attribué l'érosion des zones sensibles aux réductions des apports sédimentaires. En Languedoc-Roussillon et sur la côte Aquitaine, le déplacement de sable des lidos, lagunes et plages est causé par les forçages marins (les surcotes, les vagues et les courants), mais la tendance érosive est attribuée aux réductions des apports sédimentaires et à la déplétion des stocks de sédiments.

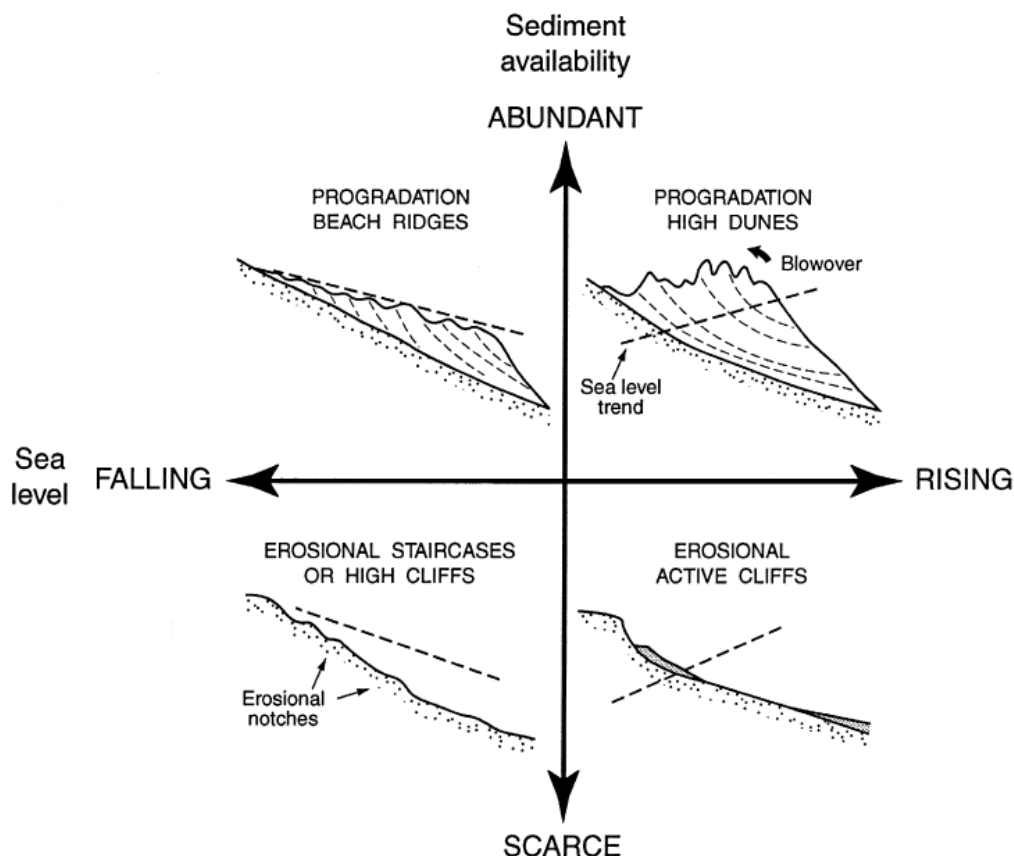


Figure 22: La réponse côtière au taux de changement du niveau de la mer et à la disponibilité en sédiments [source : Hansom et al. (2001)].

Komar (2010) a abouti à la même conclusion pour la zone côtière de Hawke's Bay, Nouvelle Zélande, où l'érosion causée par le transport longshore n'est plus compensée par les apports sédimentaires de la rivière Tutkituki et l'érosion du Cape Kidnappers. De plus, des extractions de sable et de gravier exacerbent le phénomène.

Un problème similaire existe pour les îles barrières dans le nord du Golfe du Mexique, où les barres offshore des îles de Mississippi et de Louisiane sont draguées de plus en plus loin de la côte (Morton et al., 2007). Alors que Morton et al. (2007) n'ont pas pu obtenir de statistiques quantitatives du volume de dragage des sédiments, les tendances d'augmentation des taux de dragage et d'érosion étaient qualitativement similaires (voir section 4.3.2). Dans le système naturel, les sédiments érodés d'une île approvisionnent les autres îles (dans la direction du transport longshore). Les activités humaines ont modifié ce flux de matières : le dragage des chenaux de navigation, où les sédiments sont dirigés par les courants longshore puis piégés le transport longshore, puis sont retirés du système littoral lors du prochain dragage.

Une analyse des îles barrières de la côte du Texas a conclu qu'elles sont plus sensibles aux forçages marins des tempêtes et ouragans d'une part dans les zones

pour lesquelles la zone côtière est affectée par les réductions des apports sédimentaires, et d'autre part dans les zones où les dunes ne sont pas suffisamment fournies en sable pour recharger les plages après une forte érosion (Morton et al., 1995).

D'une manière générale, l'évolution à court terme des plages est plutôt contrôlée par la bathymétrie locale et les forçages courts termes, c'est-à-dire la succession des états de mer à l'échelle de quelques heures à quelques mois (Stive et al., 2002), comme l'ont montré Wright and Short (1984) avec leur diagramme décrivant les changements quotidiens et saisonniers de l'état des plages causés par une modification des conditions de forçage des vagues (Figure 6). L'évolution long terme des géomorphologies diverses dépend pour sa part souvent du bilan sédimentaire et des modifications de ce bilan. Les forçages courts termes sont également très importants puisque l'évolution long terme est l'intégration de l'ensemble des changements courts termes, mais le bilan sédimentaire a souvent un rôle dominant pour déterminer la réponse des plages aux différents forçages.

### **2.1.5. Conclusion**

Les dunes, les falaises, les plates-formes littorales, les récifs coralliens, et les ouvrages de protection sont des caractéristiques des plages qui influencent le bilan sédimentaire (Figure 18). Ces géomorphologies sont affectées par différents forçages qui agissent sur la distribution et le stockage des sédiments dans la zone littorale. L'évolution long terme des plages dépend fortement des variations du bilan sédimentaire (sauf pour les récifs coralliens). La résilience des plages après des épisodes fortement érosifs dépend généralement de la disponibilité en sédiments, qui conditionne l'apport de matériaux nécessaires à la reconstruction.

Les récifs coralliens représentent une géomorphologie particulière à cause de l'influence de l'écologie. En tant qu'organismes vivants, les coraux réagissent aux différents forçages, y-compris l'élévation du niveau de la mer ; mais les principaux facteurs déterminants leur devenir sont la température et la qualité de l'eau. La mortalité des coraux engendre la destruction des récifs coralliens et par conséquent une augmentation de l'impact des forçages marins sur la zone côtière.

## **2.2. LES FALAISES**

La stabilité à long terme des falaises dépend de nombreux facteurs tels que la géométrie, la géologie et les principaux vecteurs d'érosion. Les falaises sont exposées aux forçages marins (action des vagues et niveau relatif de l'eau), subaériens (les précipitations, le vent et les altérations (physico-chimiques, mécaniques, biologiques...)) et parfois à la pression de l'eau souterraine (Whitehouse et al., 2008). Tous ces processus contribuent au recul des falaises par l'affaiblissement de la structure des matériaux (phénomène de météorisation) qui s'effectue lentement et en continu. Le recul lui-même (éboulement, glissement) se fait cependant par à-coups

(Griggs, 1994) et est souvent très localisé, les dimensions d'un tel évènement allant d'une dizaine à une centaine de mètres.

Le recul dépend du type de falaise, de la topographie, des ouvrages de protection éventuellement mis en place devant la falaise et des forçages exposés précédemment. Les sections suivantes discutent de la géologie et la géomorphologie des falaises ainsi que des ouvrages de défense contre la mer et des forçages qui affectent la stabilité des falaises. La dernière section présente l'impact de l'élévation du niveau marin et des autres forçages sur l'évolution à long terme des falaises.

### 2.2.1. Géologie

La géologie contrôle la stabilité générale des falaises, les facteurs prépondérants étant la lithologie, la structure (Benumof and Griggs, 1999) et la pente des falaises (De Pippo et al., 2008). La pente est étroitement liée aux deux premiers facteurs mais la complexité de cette relation est telle que l'on peut considérer la pente comme une variable indépendante (Del Rio and Gracia, 2009).

*Tableau 3 : Les risques associés avec la lithologie, la structure et la pente des falaises. (Del Rio and Gracia, 2009)*

| Variable                       | <b>1</b><br><b>risque minimum</b>                    | <b>2</b>                             | <b>3</b>                                                                                                         | <b>4</b><br><b>risque maximum</b>                                                |
|--------------------------------|------------------------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|
| <b>lithologie des falaises</b> | Plutoniques, volcaniques, métamorphiques résistantes | Calcaire, grès, et conglomérats      | Métamorphiques non résistantes, sédiments fins consolidés, sédiments grossiers non consolidés                    | Sédiments fins non consolidés                                                    |
| <b>structure des falaises</b>  | Pas de discontinuités importantes                    | Alternance de matériaux durs et mous | Ravines isolées, et/ou évidence d'écoulement des eaux souterraines, et/ou présence éparse de failles et fissures | Des « badlands » côtières, et/ou concentration importante de failles et fissures |
| <b>pente des falaises</b>      | <25°                                                 | 26°-50°                              | 51°-75°                                                                                                          | >75°                                                                             |

La réponse d'une falaise aux contraintes qu'elle subit dépend de la lithologie. Plus les roches sont dures et résistantes, plus le processus d'érosion est lent. Par exemple, les falaises constituées de matériaux volcaniques peu consolidés peuvent s'éroder avec un taux allant de 10 à 100 m par an, tandis que les falaises de granit enregistrent un recul de moins de 0.001 m par an (Whitehouse et al., 2008).

La structure globale des falaises peut être le facteur dominant du recul dans certains cas (Sunamura, 1983). En effet, les discontinuités dans la roche peuvent provoquer l'affaiblissement de la structure, ces zones devenant alors particulièrement sensibles aux autres forçages.

Enfin, la pente des falaises affecte la stabilité car une forte inclinaison augmente la probabilité d'occurrence d'éboulements et de glissements de terrain (Sunamura, 1983).

Dans l'étude de Del Rio and Gracia (2009), un niveau relatif de risque (compris entre 1-risque minimum et 4-risque maximum) a été attribué à chacun des trois facteurs présentés plus haut en fonction de leurs caractéristiques (Tableau 3).

### **2.2.2. Géomorphologie**

La géomorphologie de la zone étudiée est un facteur important de contrôle de l'érosion s'il existe une structure naturelle telle qu'une plage pour protéger les falaises des forçages marins. La topographie en face des falaises peut en effet dissiper l'énergie des vagues par le déferlement avant d'arriver au pied des falaises.

Les caractéristiques principales des plages qui influencent la dissipation d'énergie des vagues sont la hauteur et la largeur. Dans le cas de plage basse et étroite, les falaises sont plus exposées aux forçages des vagues (action directe de la pression des vagues et aggravation de l'érosion par la présence de sédiments en suspension (Sunamura 1983)). Une manière de caractériser l'impact de la plage et du climat des vagues sur les falaises, est d'estimer la fréquence et la hauteur d'exposition aux vagues (Del Rio and Gracia, 2009).

Similairement, une plateforme littorale rocheuse peut également dissiper l'énergie des vagues du fait de la topographie et de la rugosité. En plus de la largeur de la plateforme, sa localisation (proche ou loin du rivage) et sa continuité le long de la côte déterminent le degré de protection des falaises (Del Rio and Gracia, 2009).

### **2.2.3. Les ouvrages de protection**

La construction d'ouvrages de protection est souvent recommandée dans les zones où l'érosion menace les logements, les entreprises, et l'infrastructure civile. De nombreux types d'ouvrages de protection existent, tels que les digues, les murs de soutènement et les enrochements, qui couvrent les falaises partiellement ou complètement et qui protègent les zones directement stabilisées (Del Rio and Gracia, 2009).

Cependant, cette protection locale peut entraîner une érosion accrue des zones voisines non protégées de la falaise ainsi qu'une réduction des apports sédimentaires

aux plages. Par exemple, à San Diego (Californie, USA), des ouvrages de protection ont été construits contre les falaises pour limiter l'érosion (Young and Ashford, 2006b), mais ces actions ont bloqué une source importante de sédiments pour les plages (Young and Ashford, 2006a) résultant en un bilan sédimentaire négatif dans la zone côtière.

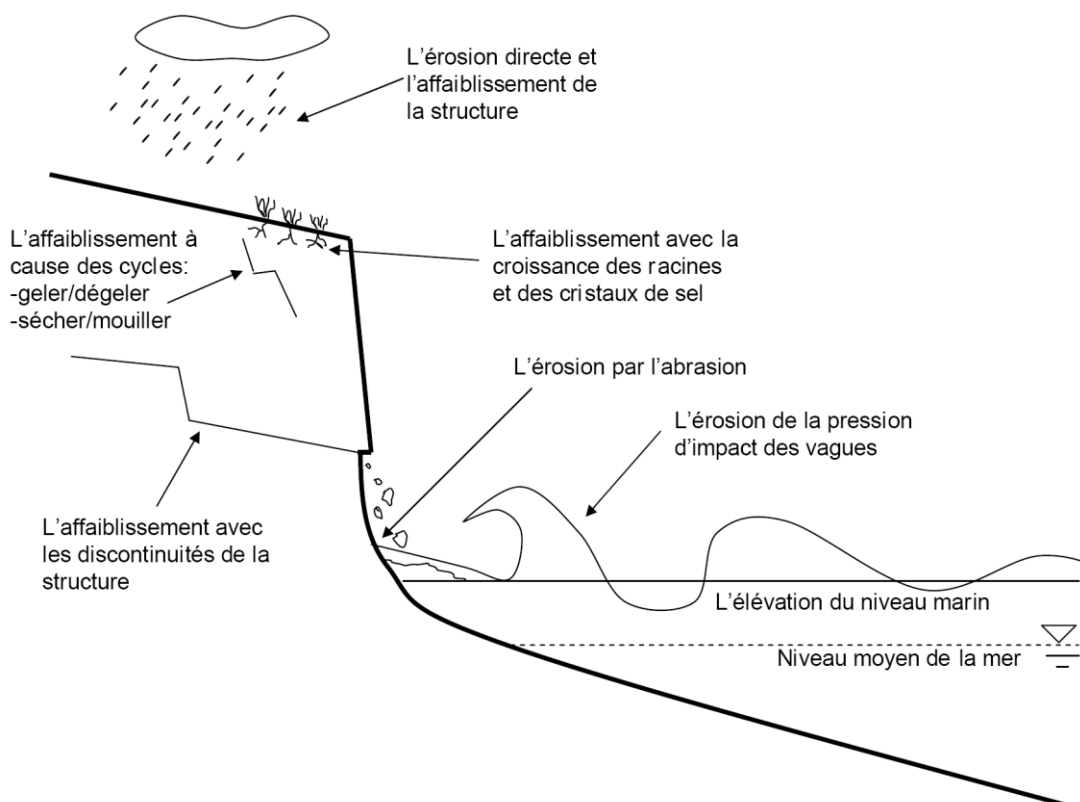


Figure 23 : Schéma représentant les principaux processus affectant les falaises

#### 2.2.4. Les forçages

Les forçages marins et subaériens (Sunamura, 1992) agissent sur les falaises de manière variée (Figure 23). Les processus subaériens concernent les falaises dans leur ensemble, tandis que les forçages marins n'agissent qu'en pied de falaise (Young et al., 2009).

##### a) Les forçages marins

Beaucoup d'études attribuent l'érosion des falaises à l'action des vagues lorsque le niveau de l'eau arrive au pied des falaises (e.g. Carter and Guy, 1988 ; Ruggiero et al.,

2001), avec comme indicateur du forçage marin, la fréquence et la durée d'exposition aux vagues (Ruggiero et al., 2001 ; Sallenger et al., 2002 ; Del Rio and Gracia, 2009). L'érosion est causée par le phénomène d'abrasion (dû à la présence de sédiments en suspension dans l'eau) et par la pression d'impact des vagues (Figure 23).

La marée, les surcotes, le setup et run-up des vagues, et aussi l'élévation du niveau marin déterminent le niveau d'eau et la hauteur de l'impact des vagues au pied des falaises (voir Figure 16). Les marées de forte amplitude peuvent élever le niveau d'eau et ainsi augmenter théoriquement la zone d'action érosive des vagues sur la falaise. Cependant, dans les régions soumises à de forts marnages, les plages sont généralement assez plates et capables de dissiper l'énergie des vagues avant qu'elles n'atteignent les falaises. Del Rio and Gracia (2009) et Gornitz et al. (1994) considèrent que les régions soumises à un grand marnage sont moins exposées à l'action des vagues que les régions soumises à un faible marnage.

L'érosion due aux vagues se manifeste de plusieurs manières. Les vagues peuvent dans un premier temps éroder la plage (si elle existe) ou des débris d'effondrements antérieurs situés en avant des falaises et qui les protègent. Les vagues peuvent ensuite attaquer la base des falaises directement, creusant la roche et pouvant aboutir à la formation d'une grotte. La stabilité de la falaise s'en trouve affectée, pouvant mener à terme à un effondrement (Whitehouse et al., 2008 ; Young et al., 2009).

En général, les vagues de tempête sont plus destructrices que les vagues de beau temps (Hapke, 2006 ; Del Rio and Gracia, 2009). L'importance de l'impact des vagues de tempête est ainsi souvent représentée par la hauteur des plus hautes vagues (Gornitz et al., 1994) ou par la différence de hauteur entre les vagues de tempête et les vagues quotidiennes (Del Rio and Gracia, 2009).

### ***b) Les forçages subaériens***

Les forçages subaériens agissent sur la falaise entière (Figure 23), causant l'affaiblissement de la structure par météorisation. Celle-ci peut être mécanique (variation de température (gel/dégel) ou variation des teneurs en eau de la roche), physico-chimique (altération des roches (dissolution, hydrolyse...), croissance de cristaux de sels dans les fissures) ou biologique (animaux fouisseurs, racines de végétaux disloquant la roche...) (Whitehouse et al., 2008). Les altérations biologiques et chimiques causent rarement elles-mêmes un effondrement de falaise, mais ces processus affaiblissent la structure dans son ensemble qui devient plus sensible aux autres forçages. Les changements de pression d'eau souterraine (Pierre and Lahousse, 2006) et la formation de fissures due à l'altération mécanique, permettent la pénétration de l'eau dans la roche et augmentent la probabilité d'un glissement de terrain.

Il n'est pas possible en général d'attribuer le recul d'une falaise à tel ou tel processus car ils sont difficiles à observer. Sunamura et al. (1992) ont souligné l'importance des précipitations et Young et al. (2009) ont trouvé une corrélation entre le volume de matériaux érodés des falaises et le volume des précipitations dans le sud de la Californie. Les autres forçages sont beaucoup plus difficiles à observer et à paramétrer

à l'aide de variables. L'étude de Del Rio and Gracia (2009), par exemple, n'a pris en compte que l'impact des précipitations et pas de tous les autres forçages subaériens dans leur évaluation de la stabilité des falaises en Espagne, à cause des difficultés à identifier les variables importantes et à estimer quantitativement ou qualitativement leur influence.

### 2.2.5. L'évolution long terme

Les falaises reculent à cause de divers facteurs et Sunamura (1983) a considéré que la lithologie des falaises et les forçages marins sont les facteurs les plus importants pour déterminer la réponse des falaises. Cependant, l'importance relative des différents facteurs est variable d'un site à l'autre et il faut tenir compte de l'évolution globale du système, incluant les changements dans la disponibilité en sédiments protégeant les falaises des forçages marins (Lee, 2008), pour pouvoir appréhender l'évolution à long terme des falaises.

Concernant les matériaux des falaises, les falaises rocheuses en matériaux durs (voir Tableau 3) sont très résistantes à l'érosion, alors que les falaises en matériaux érodables sont plus vulnérables aux forçages divers (Bray and Hooke, 1997). Les interactions entre la géologie, la géomorphologie et les forçages sont complexes et difficilement généralisables pour modéliser simplement l'évolution des falaises. Les modèles existants calculent le recul des falaises à partir de tendances historiques, de formules empiriques (de type loi de Bruun), de probabilités d'occurrence ou en utilisant une approche systémique (e.g. SCAPE – Walkden and Hall, 2005).

#### a) Les tendances historiques

Le National Research Council (1987) a suggéré de calculer le recul futur des falaises ( $R_2$ ) dû à l'élévation du niveau de la mer à partir de tendances historiques en utilisant la formule suivante :

$$R_2 = (R_1 / S_1) S_2,$$

où  $R_1$  est le recul historique des falaises (observé),  $S_1$  est l'élévation historique du niveau de la mer (observée à l'aide de séries temporelles marégraphiques) et  $S_2$  est l'élévation future du niveau de la mer (estimée). Cette méthode inclut implicitement les effets de la géologie et de la géomorphologie des falaises dans les taux d'érosion historiques, mais elle nécessite de longues séries d'observations pour calculer des taux significatifs. Cette méthode n'est donc applicable qu'aux échelles locales, dépendant de la disponibilité des données (cartes, photographies historiques (Whitehouse et al., 2008)). À cause de la nature épisodique des effondrements de falaise, les taux de recul observés s'accompagnent de grandes incertitudes ; de plus, ce type d'estimation impose des hypothèses qui en limitent l'application :

- la relation entre le taux de recul des falaises et l'élévation du niveau de la mer est linéaire et

- les autres facteurs ou forçages sont négligeables (Bray and Hooke, 1997).

### ***b) Une formule empirique***

La loi de Bruun (Bruun, 1962) est un modèle empirique pour estimer l'érosion des plages due à l'élévation du niveau de la mer (voir § 0a)). Cette loi a été légèrement modifiée pour s'appliquer aux falaises avec l'ajout d'une variable représentant la hauteur des falaises (B) :

$$R_2 = R_1 + (S_2 - S_1) \frac{L_*}{P(B + h_*)},$$

où  $L_*$  est la largeur du profil actif,  $h_*$  est la profondeur de fermeture et  $P$  est la proportion de matériaux érodés suffisamment grossiers pour rester dans le profil actif de plage (Dean, 1991).

L'utilisation de ce modèle est conditionnée par de nombreuses hypothèses (voir section a) : le profil a toujours une forme d'équilibre, la largeur du profil actif est définie par une profondeur de fermeture (profondeur maximale de remaniement des sédiments), la réponse du profil est instantanée et continue (Bray and Hooke, 1997). De plus, les hypothèses conditionnant l'emploi de la formule des tendances historiques (§ précédant) s'appliquent également ici : le recul des falaises est linéaire et continu avec l'élévation du niveau de la mer et les autres facteurs qui affectent les falaises ne sont pas considérées. Le modèle proposé est simple, mais au prix d'hypothèses fortes et de la disponibilité d'un grand nombre d'observations historiques. Enfin un débat existe sur la validité de la loi de Bruun (Cooper and Pilkey, 2004, discuté plus en détails au § a) et son utilisation est discutable.

### ***c) Les modèles de probabilité d'occurrence***

L'article de Lee et al. (2001) résume des méthodes pour évaluer la probabilité d'occurrence d'un événement en utilisant les statistiques historiques. Différentes techniques existent qui dépendent de : la disponibilité et quantité d'observations, les processus importants contrôlant l'évolution des falaises au site étudié, l'hypothèse que les conditions futures ressemblent aux conditions historiques et la faisabilité de compléter une analyse parfois complexe.

Avec suffisamment d'observations, il est possible de calculer la probabilité d'occurrence d'un événement d'effondrement. Une méthodologie appliquée à l'East Cliff, Lyme Regis, Royaume Uni, a consisté à utiliser un arbre de probabilité événementiel (Figure 24) pour estimer la probabilité d'un effondrement. Cette méthode nécessite beaucoup d'observations afin de dériver des statistiques robustes et est difficile à appliquer de manière aussi détaillée aux grandes échelles, mais elle permet l'intégration de tous les facteurs et forçages importants lorsque les observations existent.

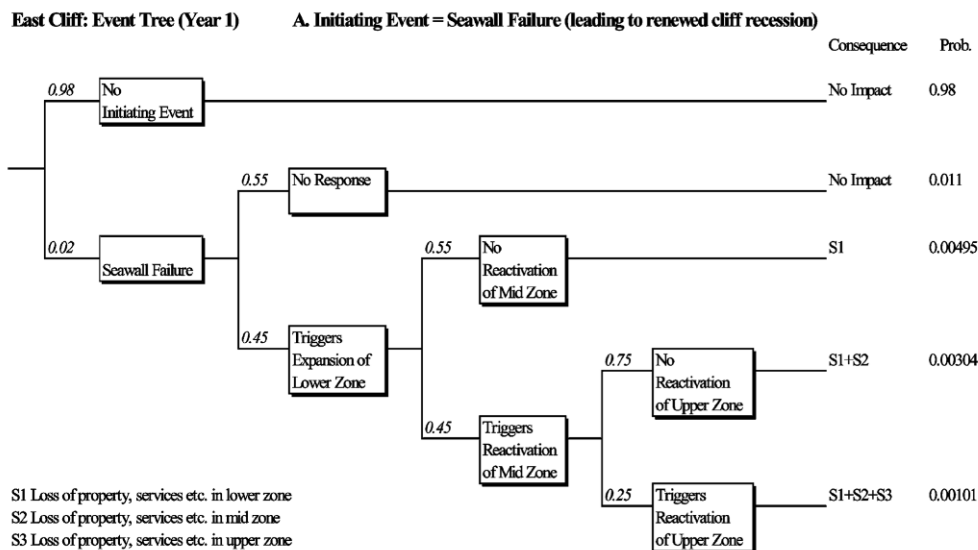


Figure 24: Arbre de probabilité décrivant la probabilité des réponses diverses d'une falaise (East Cliff, Lyme Regis) [source: Lee et al., (2001)].

#### d) Les modèles systémiques

Le Soft Cliff and Platform Erosion Model (SCAPE) est l'exemple d'un modèle systémique développé par Walkden and Hall (2005) pour modéliser l'évolution des falaises composées de matériaux érodables aux échelles temporelles allant de 1 à 100 ans. Les auteurs ont justifié le développement d'un modèle complexe en avançant le fait que les modèles existants sont trop simples, négligeant ainsi des forçages importants (e.g. la loi de Bruun qui ne considère que l'élévation du niveau de la mer), ou bien dépendent de statistiques historiques avec l'hypothèse forte que les événements passés sont représentatifs des événements à venir.

Le modèle proposé est bidimensionnel (quasi-tridimensionnel) et est constitué de modules pour représenter la transformation des vagues et l'évolution de la plage, de la bathymétrie près du rivage, de la falaise et du talus au pied des falaises (Figure 25). Tous ces processus interagissent pour contribuer à l'érosion des falaises. Nicholls et al. (2007) considèrent que le modèle démontre l'importance de l'élévation du niveau de la mer, des changements du climat des vagues et du bilan sédimentaire. Le modèle tient compte de beaucoup de forçages affectant les falaises, cependant ce logiciel détaillé est trop complexe pour pouvoir s'appliquer aux grandes échelles spatiales.

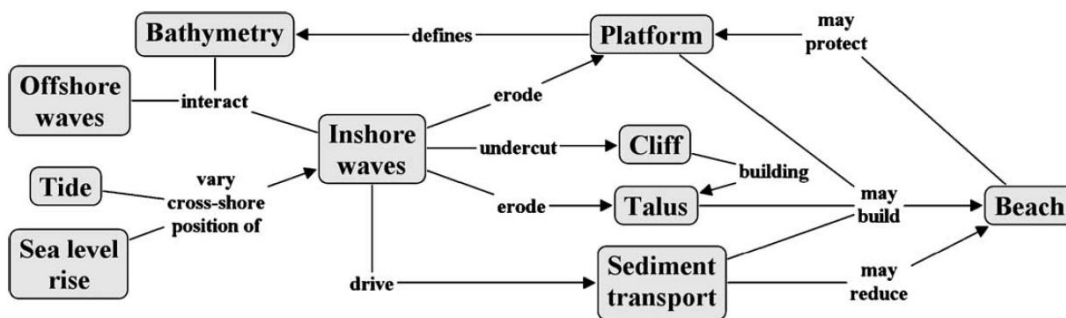


Figure 25: Les modules et processus intégrés dans le Soft Cliff and Platform Erosion Model de Walkden and Hall (2005).

### 2.2.6. Conclusion

Les falaises réagissent à de nombreux forçages et le rôle de l'élévation du niveau de la mer est important dans des régions où les falaises sont sensibles à l'érosion, sans protection (ni plages ni ouvrages de protection) contre les forçages marins et qui démontrent déjà du recul. Alors que les falaises constituées de matériaux durs vont résister à une élévation du niveau de la mer, les falaises érodables vont être plus vulnérables dans la zone touchée par les vagues. Des modèles variés indiquent que la réponse dépend de la lithologie des falaises, de la protection fournie par les plages ou les plates-formes littorales et des forçages marins et subaériens (Nicholls et al., 2007).

## 2.3. LES ZONES HUMIDES

Les zones humides ont des géomorphologies diverses, mais les processus côtiers qui affectent ces environnements sont souvent similaires. Les marais et les mangroves, les estuaires et les étangs, les deltas sont trois exemples d'environnements différents qui existent à l'interface terre-mer, ou eau salée-eau douce, avec ou sans végétation et enfin plus ou moins adaptés aux changements futurs.

Ces géomorphologies de la zone côtière sont des écosystèmes très productifs qui offrent de nombreuses ressources à la société humaine et sont souvent exploités (Cahoon, 1997). Ce sont des environnements dynamiques affectés par la géologie de la région, la géomorphologie et végétation particulières et les forçages divers qui génèrent des changements. Cette section présente une description des zones humides, avec une discussion de l'évolution future face à l'élévation du niveau de la mer et de l'influence des autres forçages.

### 2.3.1. Géologie

Dans les zones humides, le principal facteur de la géologie qui affecte la réponse côtière est la lithologie des sédiments. En général, les sédiments plus fins se retrouvent dans les zones supérieures des zones humides et des zones de sédiments

de types différents sont créés par les forçages des vagues et des courants de marées qui varient spatialement (Whitehouse et al., 2008). Les zones humides contenant de la vase et du sable sont souvent des régions en accrétion avec une forme élevée et convexe, alors que les zones humides contenant de l'argile et de la tourbe sont des régions en érosion avec une forme basse et concave (Kirby, 2000). La lithologie de ces régions est due aux apports sédimentaires et aux processus physiques d'érosion.

### 2.3.2. Géomorphologie

Dans le cas des rivages limono-vaseux typiques des estuaires, deltas et milieux lagunaires, les zones humides sont constitués de marais avec différents types de végétation.

#### a) Les deltas

La plupart des deltas modernes ont commencé à se développer pendant l'Holocène, lorsque le taux d'élévation du niveau marin a diminué suffisamment pour que les sédiments fluviaux commencent à s'accumuler dans la zone côtière (Ericson et al., 2006). Un delta est un type d'embouchure où un fleuve atteint la mer et qui existe du fait d'un délicat équilibre entre le bilan sédimentaire et l'élévation relative du niveau de la mer, composée de l'élévation absolue du niveau marin, l'accumulation des sédiments et la subsidence. Pour rester au-dessus du niveau moyen de l'eau, les apports fluviaux des sédiments doivent dépasser le taux d'élévation du niveau relatif de la mer.

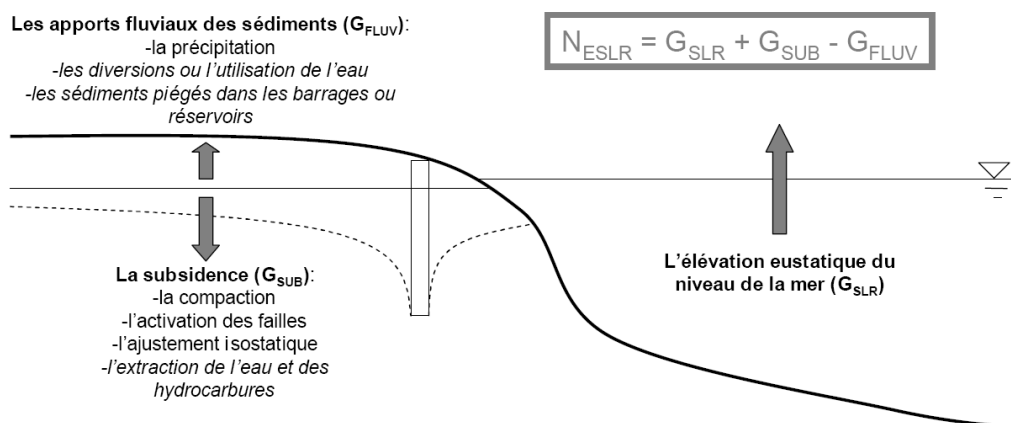


Figure 26: Adapté d'Ericson et al. (2006): facteurs contrôlant l'élévation relative du niveau de la mer (les facteurs anthropiques sont en italiques).

Suivant Ericson et al. (2006), la Figure 26 présente les processus importants qui contribuent à l'élévation nette du niveau de la mer ( $N_{ESLR}$ ) : c'est la somme des taux de l'élévation eustatique du niveau de la mer ( $G_{SLR}$ ), de la subsidence ( $G_{SUB}$ ), moins le

taux d'aggradation dû aux apports sédimentaires ( $G_{FLUV}$ ). Les facteurs principaux qui contribuent aux différents taux définis précédemment sont également présentés Figure 26. Tous ces facteurs naturels et anthropiques interagissent pour déterminer l'élévation relative du niveau de la mer. Quand l'élévation du niveau marin dépasse le bilan entre l'accumulation des sédiments et la subsidence, les deltas sont submergés.

### **b) Les marais**

Ce type de zones humides se caractérise par une végétation se propageant jusque dans la mer. Il s'agit typiquement des zones côtières basses avec des vagues de faible énergie. Mis à part le rôle de la végétation, les autres facteurs contrôlant l'évolution des marais sont similaires aux facteurs importants pour les deltas. Un schéma (Figure 27) de Cahoon et al. (1997) présente les processus et facteurs responsables de la dynamique des marais, incluant l'élévation du niveau de la mer, l'hydrologie, la subsidence, le volume de sédiments, la sédimentation, et les processus biologiques liés aux plantes. Pour que les marais restent au-dessus du niveau moyen de la mer, l'élévation relative de cette dernière ne doit pas dépasser le taux d'aggradation des marais. La végétation a un rôle majeur dans l'accumulation de sédiments et donc dans la détermination du taux d'aggradation des marais.

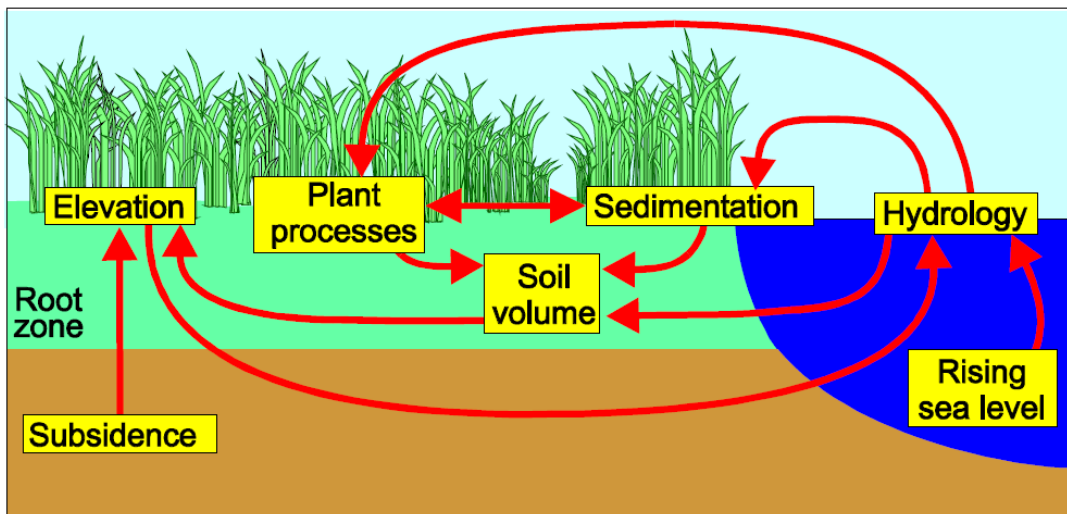


Figure 27: Les principaux processus contrôlant la dynamique des marais [source : Cahoon et al. (1997)].

L'interaction entre la végétation et la marée est fondamentale pour permettre l'accumulation de sédiments : les courants de marée apportent des sédiments et des nutriments qui restent piégés par la végétation et la marée basse expose la terre à l'air libre et augmente la teneur en oxygène dans les sédiments favorisant ainsi la croissance des plantes (Cahoon et al., 1997). La structure des racines des plantes stabilisent le sol et protègent les sédiments contre l'érosion. La croissance des plantes

favorise donc l'accumulation de sédiments (Whitehouse et al., 2008). Le taux de sédimentation dépend néanmoins fortement de la disponibilité en sédiments.

Les types de végétation qui existent dans les marais dépendent des caractéristiques de l'écosystème :

- l'hydrologie (eau salée ou eau douce),
- l'amplitude des marées (jouant sur la magnitude de la photosynthèse) et
- l'exposition aux forçages des vagues (Whitehouse et al., 2008).

Selon les marais, la végétation rencontrée varie des simples herbiers aux mangroves, et chaque type de végétation répond différemment aux forçages. En plus de ces facteurs naturels, les principaux facteurs anthropiques qui affectent la végétation dans les marais sont l'exploitation des terres dans les marais et l'eutrophisation. La résilience des marais dépend de leur capacité à continuer d'accumuler des sédiments à un taux au moins égal à l'élévation du niveau marin relatif (incluant les effets de la subsidence) et de la capacité de la végétation à s'adapter aux changements (Reed et al., 2002).

### **c) Les estuaires**

Les estuaires, les étangs et les lagunes sont des régions où l'eau salée et l'eau douce se mélangent et forment ainsi des environnements dynamiques uniques. Ces environnements sont affectés par les courants de marée (qui dépendent de la bathymétrie) et par des modifications du forçage des vagues au niveau des zones exposées à ces forçages. Les écosystèmes des estuaires dépendent d'un équilibre sensible entre l'eau douce et l'eau salée (affecté par les précipitations, l'élévation du niveau de la mer et les courants), de la concentration en nutriments et de la clarté de l'eau pour la photosynthèse (Scavia et al., 2002). La dégradation de l'écologie globale d'un tel système provoque des changements physiques du milieu. Quand le seuil d'adaptation de la végétation est dépassé, les plantes commencent à mourir. Sans la résistance des racines contre les forçages érosifs et sans la présence des plantes pour favoriser l'accumulation des sédiments, les estuaires perdent des terres. La dynamique des estuaires est sensible aux variations des forçages et également aux modifications des apports sédimentaires qui interagissent avec la subsidence et l'élévation absolue du niveau marin pour contrôler le niveau relatif de l'eau (Nicholls et al., 2007).

#### **2.3.3. Les forçages et processus importants**

A l'interface terre-mer, les zones humides sont contrôlées par des processus à la fois marins et terrestres : l'élévation eustatique du niveau de la mer, la subsidence, les apports fluviaux des sédiments, les forçages marins (de la marée et des vagues) et les forçages anthropiques (directs et indirects).

### **a) L'élévation eustatique du niveau de la mer**

Comme tous les environnements dans la zone côtière, le niveau de la mer joue un rôle important pour déterminer la zone d'influence des autres forçages. Dans les zones humides, ce rôle est plus visible parce que ces environnements dépendent d'un équilibre fragile entre le niveau de l'eau et l'accumulation de sédiments. Si l'élévation du niveau marin s'accélère, le processus de sédimentation doit également s'accélérer pour empêcher la submersion des terres (Nicholls et al., 2007).

### **b) La subsidence**

La subsidence est un processus qui influence l'élévation relatif du niveau de la mer dans les zones humides, principalement dans les deltas et les marais, et qui est causé par :

- la compaction des sédiments,
- la tectonique (si des failles actives existent),
- l'ajustement isostatique et
- l'extraction de l'eau ou d'autres ressources (gaz, hydrocarbures, etc.).

La subsidence naturelle est en partie la conséquence de la compaction des sédiments accumulés pendant les dernières centaines ou milliers d'années, et/ou de l'activation de failles (Morton et al., 2005). La cause de la subsidence peut parfois être déduite de séries temporelles d'observations du taux de subsidence et de l'analyse des couches de sédiments : les taux de subsidence dus à la compaction sont assez continus et dépendent de l'épaisseur de la couche de sédiments qui varie régionalement, alors que le taux de subsidence dû à l'activation de failles est souvent moins constant temporellement avec des effets localisés au voisinage des failles (Morton et al., 2005).

Les ajustements isostatiques peuvent constituer un vecteur de subsidence important dans les régions qui continuent à s'adapter aux changements de pression de la terre depuis la dernière période glaciaire. Ces ajustements s'effectuent sur des échelles temporelles et spatiales très grandes.

Au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, les actions humaines ont accéléré le processus de subsidence naturelle dans des régions où l'extraction d'eau ou d'hydrocarbures a suffisamment réduit la pression des pores pour permettre la compaction (Day et al., 1995). Ces activités provoquent une subsidence anthropique, à des échelles spatiales et temporelles liées à l'extraction, mais les effets ne sont pas nécessairement immédiats ni localisés. Souvent en pratique, ces processus interagissent pour causer la subsidence dans les zones humides et il n'est pas toujours possible de distinguer les contributions de chaque processus.

### ***c) Les apports fluviaux des sédiments***

La disponibilité en sédiments joue un rôle fondamental dans l'évolution des zones humides en compensant la subsidence et l'érosion marine ou terrestre. Beaucoup de facteurs, à la fois naturels et anthropiques, affectent les apports fluviaux des sédiments. Les changements du régime des précipitations influencent le débit de l'eau, qui contrôle les apports sédimentaires. L'évolution des usages de la terre (urbanisme, agriculture) a provoqué des diversions de l'eau réduisant également les débits et les apports sédimentaires à la zone côtière, tout comme la construction de barrages (Nilsson et al., 2005). Cependant, l'urbanisation, l'agriculture et la déforestation ont également l'effet inverse de contribuer à l'augmentation du ruissellement et de la concentration en sédiments dans les rivières (Nicholls et al., 2007). Ces processus agissant loin de la côte ont une grande influence sur les apports fluviaux des sédiments à la zone côtière.

### ***d) Les forçages marins et météorologiques***

La section 0 a discuté le rôle important de l'interaction entre la marée et la végétation pour les taux de sédimentation des marais, le transport des sédiments et nutriments, et l'exposition des sédiments à l'oxygène.

Le climat des vagues affecte aussi l'évolution des zones humides, causant l'accrétion ou l'érosion de la côte, dépendant de l'énergie et de l'orientation des vagues et de la taille des sédiments.

En plus du forçage des vagues, les surcotes, dues aux effets atmosphériques, du vent et des vagues (voir Figure 17), déterminent les zones temporairement submergées. Dans certaines régions du globe, les ouragans et autres tempêtes extrêmes ont des impacts amplifiés sur les zones humides (Scavia et al., 2002). Ces processus contribuent au bilan sédimentaire de la côte, affectant le taux de perte de sédiments à la mer et la disponibilité en sédiments dans le système entier.

Les forçages météorologiques perturbent l'équilibre délicat entre l'eau douce et l'eau salée dans les zones humides. Les précipitations dans le bassin versant alimentent le volume d'eau douce et des modifications de ces flux entraînent des variations de la salinité et de la clarté de l'eau, et par conséquent perturbent l'écologie du milieu. Il existe en effet beaucoup d'espèces de plantes et d'organismes suspensivores dont la survie dépend d'un niveau de salinité bien spécifique (Scavia et al., 2002).

### ***e) Les forçages anthropiques***

Les zones humides sont très sensibles aux forçages anthropiques. La poursuite de l'urbanisation et du développement des zones humides, tels que la poldérisation, l'agriculture, l'aquaculture, la construction d'ouvrages de protection, les diversions d'eau et le dragage des chenaux de navigation, perturbent la circulation de l'eau, des nutriments et des sédiments (Nicholls et al., 2007).

Les forçages anthropiques indirects incluent l'extraction d'eau et d'hydrocarbures (section b), l'introduction d'espèces envahissantes, le rejet des eaux usées et le ruissellement entraînant des engrais et des contaminants (Nicholls et al., 2007). Ces forçages indirects modifient la subsidence, donc le niveau relatif de l'eau, et la qualité de l'eau, pouvant altérer l'écosystème.

#### **2.3.4. L'évolution long terme**

Les zones humides répondent aux forçages présentés dans les sections précédentes à différentes échelles de temps. A long terme et sur les siècles passés, Scavia et al. (2002) ont suggéré que les effets des forçages anthropiques sont plus visibles que les effets du changement climatique des siècles précédents. Les forçages importants varient selon chaque géomorphologie, et il est souvent difficile d'attribuer les changements observés à l'élévation du niveau de la mer. Les zones humides répondent à trois phénomènes différents liés à l'élévation du niveau de la mer : la submersion, l'érosion et l'intrusion de l'eau salée (EUROSION, 2004, p5). L'importance de ces phénomènes et les autres processus importants seront évalués pour chaque géomorphologie dans les paragraphes suivants.

##### **a) Les deltas**

Dans le cas des grands deltas, il y a globalement un consensus qui veut que les pertes de terre soient la conséquence des forçages anthropiques (Nicholls et al., 2007 ; Coleman et al., 2005 ; Ericson et al., 2006). Dans une étude utilisant des données satellitales, Coleman et al. (2005) ont démontré que chacun des quatorze grands deltas (Danube, Ganges-Brahmaputra, Indus, Mahandi, Mangoky, McKenzie, Mississippi, Niger, Nile, Shatt el Arab, Volgam Huanghe, Yukon, et Zambezi) s'érode principalement à cause des activités humaines, à l'origine de la moitié des pertes de terre. Les taux d'érosion varient en fonction des sites du fait des contributions variables de :

- les modifications des apports sédimentaires et
- l'accélération de la subsidence naturelle provoquée par l'extraction d'eau et d'hydrocarbures, etc.

Dans une autre étude, Ericson et al. (2006) ont étudié quarante deltas répartis dans le monde entier afin d'évaluer les contributions respectives des facteurs suivants à l'évolution actuelle de chaque site : apports sédimentaires, accélération de la subsidence et de l'élévation eustatique du niveau marin. Les auteurs ont estimé les apports sédimentaires et les taux de subsidence à l'aide de formules empiriques et ont négligé la variabilité locale de l'élévation eustatique du niveau marin. A partir de ces simplifications et hypothèses facilitant les comparaisons entre les quarante deltas, ils ont conclu que le facteur dominant pour plus de 60% des deltas étudiés est la réduction des apports sédimentaires (Figure 28). L'accélération anthropique de la subsidence (20%) et l'élévation du niveau de la mer (12%) sont des processus fondamentaux pour certains sites, mais les auteurs ont montré que, globalement, les

changements des apports sédimentaires ont l'influence la plus importante sur l'évolution des deltas.

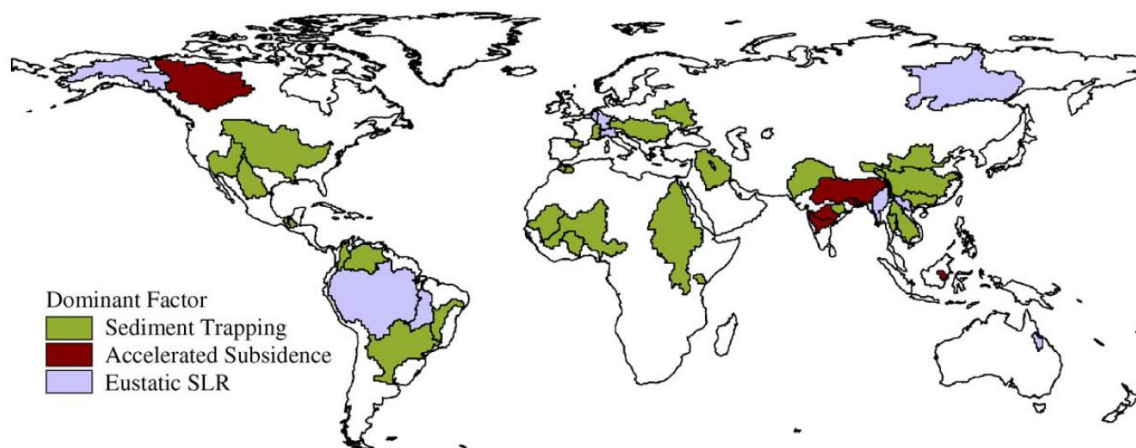


Figure 28: Principaux facteurs contrôlant les pertes de terre dans les deltas au niveau mondial [source: Ericson et al. (2006)].

### **b) Les marais**

Les marais, qui incluent les environnements avec les herbiers et les mangroves, réagissent aux forçages d'une manière similaire aux deltas, à l'exception du rôle majeur de la végétation des marais sur l'évolution long terme de ces zones humides. Les marais ne répondent pas passivement aux changements du niveau de l'eau car la végétation a la capacité de piéger et d'accumuler des sédiments pouvant compenser l'élévation absolue du niveau marin.

Nicholls et al. (1999) ont réalisé une étude des pertes de terre dans les marais à l'échelle globale en utilisant un modèle de submersion liée à l'élévation du niveau de la mer, concluant qu'une élévation de 1 m (dans 80 ans) pourrait causer une réduction des surfaces des marais de 46%. Dans cette étude, les auteurs ont néanmoins considéré que les marais répondent passivement à l'élévation du niveau marin et ils ont négligé les effets de la subsidence, des apports sédimentaires et de la végétation.

A l'échelle globale, les tendances de pertes de terre dans les marais sont assez variables. Par exemple, au sud-est de l'Angleterre les marais ont perdu de grandes surfaces avec l'élévation du niveau marin, alors que ceux à Norfolk et à East Sussex ont gagné des terres sur la mer (Hughes and Paramor, 2004). Les auteurs de l'étude ont conclu que ces variations sont liées aux différents taux de déposition des sédiments.

McFadden et al. (2007) ont catégorisé les types de marais selon leur vitesse de réponse aux forçages à partir d'observations et par avis d'experts. Les écosystèmes

avec herbiers et mangroves sont exposés aux mêmes forçages et ont la capacité de répondre activement et similairement à l'élévation du niveau marin par l'accumulation de sédiments (Nicholls et al. 2007).

Les mangroves existent dans les régions tropicales et subtropicales ; l'augmentation de la concentration atmosphérique de CO<sub>2</sub> et de la température facilite leur croissance alors que l'intrusion d'eau salée et l'érosion du sol l'inhibent (Nicholls et al., 2007). Les mangroves de Bermuda (Ellison et al., 1993), des Everglades en Floride (Ross et al., 2002), du sud-est de l'Australie (Rogers et al., 2005) perdent de la surface, tandis que les mangroves de Guyane (Plaziat et al., 2004) continuent à se développer.

L'évolution à long terme des marais dépend de la capacité de l'écosystème à s'adapter aux changements, en particulier maintenir un équilibre entre le taux de sédimentation et l'élévation du niveau marin. Ces environnements sont aussi sensibles aux stressés causés par les activités humaines et l'évolution des marais dépend fortement des conditions locales.

### **c) Les estuaires**

Les estuaires, étangs et lagunes sont sensibles à l'élévation du niveau de la mer à cause de l'intensification des forçages marins (Pethick et al., 2001) et à l'équilibre entre eau salée et eau douce (Nicholls et al., 2007). Une augmentation de la profondeur d'eau peut aussi augmenter les courants de marée et permettre aux vagues plus énergétiques d'impacter le rivage. En général, l'élévation du niveau de la mer provoque une migration des estuaires (là où cela est possible), les sédiments érodés du rivage étant déplacés plus en amont du fleuve (Pethick, 2001).

Des changements dans le régime des précipitations (ou d'autres facteurs contribuant au cycle hydrodynamique) et l'élévation du niveau de la mer induisent des variations de la salinité, de la stratification, des apports en nutriments ainsi que du temps de résidence de l'eau, qui affectent les populations de phytoplanctons et par suite le reste de la chaîne alimentaire (Nicholls et al., 2007). Les changements biologiques peuvent aussi affecter la dynamique des estuaires. Par exemple, la mortalité de la végétation peut induire une intensification de l'érosion ; ou l'apparition d'espèces envahissantes peut entraîner une stabilisation de la terre. La réponse à long terme attendue des estuaires, étangs et lagunes à l'élévation du niveau marin, est une migration du système, avec probablement d'autres impacts dus aux autres forçages.

## **2.4. RESUME DE LA REPONSE COTIERE**

La réponse côtière dépend fortement de la géomorphologie de la zone impactée par les forçages divers. Les plages, qui incluent de nombreux environnements tels que les dunes, les îles barrières, les récifs coralliens avec des topographies sous-marines variables, sont les géomorphologies les plus étudiées dans la communauté scientifique. L'évolution des falaises et des marais fait aussi à présent l'objet d'études nombreuses, avec l'utilisation de photographies historiques, satellitaires et de mesures GPS, pour évaluer le recul ou les pertes de terre dans ces environnements fragiles.

La réponse long terme de la zone côtière est le résultat de l'interaction entre les changements dynamiques intervenant aux échelles courts termes et intégrés sur le long terme, et les processus qui affectent directement l'évolution long terme. Pourtant, les caractéristiques propres à chaque géomorphologie et les fortes variations locales empêchent la caractérisation à l'échelle globale de l'évolution long terme de ces environnements. Une multitude d'études ont mis en évidence des réponses variées du fait de l'importance relative des divers forçages, chaque site présentant une réponse unique dépendant des facteurs dominants aux échelles temporelle et spatiale étudiées. Cependant, les sites ayant une géomorphologie similaire et qui sont exposées aux mêmes forçages, sont susceptibles d'évoluer de manière semblable à l'avenir.



### 3. Revue des approches par évaluation de la vulnérabilité physique des zones côtières

#### 3.1. MOTIVATION DE L'ETUDE DE LA VULNERABILITE PHYSIQUE

Depuis 1991, l'évaluation de la vulnérabilité côtière est devenue une étape essentielle dans l'identification des impacts du changement climatique et pour l'aménagement de la zone côtière. De fait, le GIEC (1991) recommande de procéder à une étude des facteurs de vulnérabilité en préalable à la définition de mesures d'adaptation, qui viseront donc à réduire les facteurs principaux à l'échelle spatiale la plus appropriée.

Nicholls (2002) a présenté un schéma conceptuel pour montrer le lien entre les impacts potentiels de forçages climatiques ou non climatiques sur les zones côtières, les évaluations de la vulnérabilité, et les types d'adaptations de la zone côtière (Figure 29). Il sépare les systèmes naturels des systèmes socio-économiques, appuyant ainsi l'idée selon laquelle il importe de connaître en premier lieu la réponse du système naturel à l'élévation du niveau de la mer et à d'autres changements avant de procéder à une analyse complète intégrant les systèmes et sociétés humaines. Cette approche est celle du projet CECILE. Dans ce schéma, les adaptations autonomes représentent la capacité du système naturel à s'adapter seul, alors que les adaptations planifiées représentent celles qui proviennent du système socio-économique.

L'Agence Européenne pour l'Environnement définit la vulnérabilité comme « *le degré auquel un système est prédisposé à un aléa, et est capable de faire face à une avarie, un dégât ou un dommage* ». Alors que le terme de vulnérabilité est défini comme intégrant une évaluation des impacts physiques potentiels et ses adaptations (Romieu et Vinchon, 2009), il existe deux grandes approches d'évaluations de la vulnérabilité :

- la première consiste à évaluer uniquement les facteurs physiques de la vulnérabilité (e.g. Gornitz et al., 1994)
- la seconde inclut également les paramètres socio-économiques (e.g. Boruff et al., 2005).

De nombreuses évaluations à des échelles locales, régionales, continentales, et globales existent. Cependant, la plupart des études sont focalisées sur l'évaluation de la vulnérabilité physique, et ne tiennent pas compte des adaptations possibles. Ceci est dû à la complexité d'intégrer ces facteurs aux échelles des analyses. Au cours d'une revue de 18 évaluations de la vulnérabilité, Cooper and McLaughlin (1998) ont remarqué que la recommandation la plus fréquente à l'issue des études était de procéder à une analyse qui intégrerait des données socio-économiques. Aussi, le second type d'approche intégrant ces données socio-économiques devient de plus en

plus fréquent. Il permet d'étudier les impacts aux communautés aux changements climatiques et les risques associés (Nicholls et al., 2007), mais se heurte naturellement à la méconnaissance des processus. Aussi, le développement de méthodes pour évaluer la vulnérabilité physique demeure un thème de recherche d'actualité, auquel le projet CECILE ambitionne de contribuer.

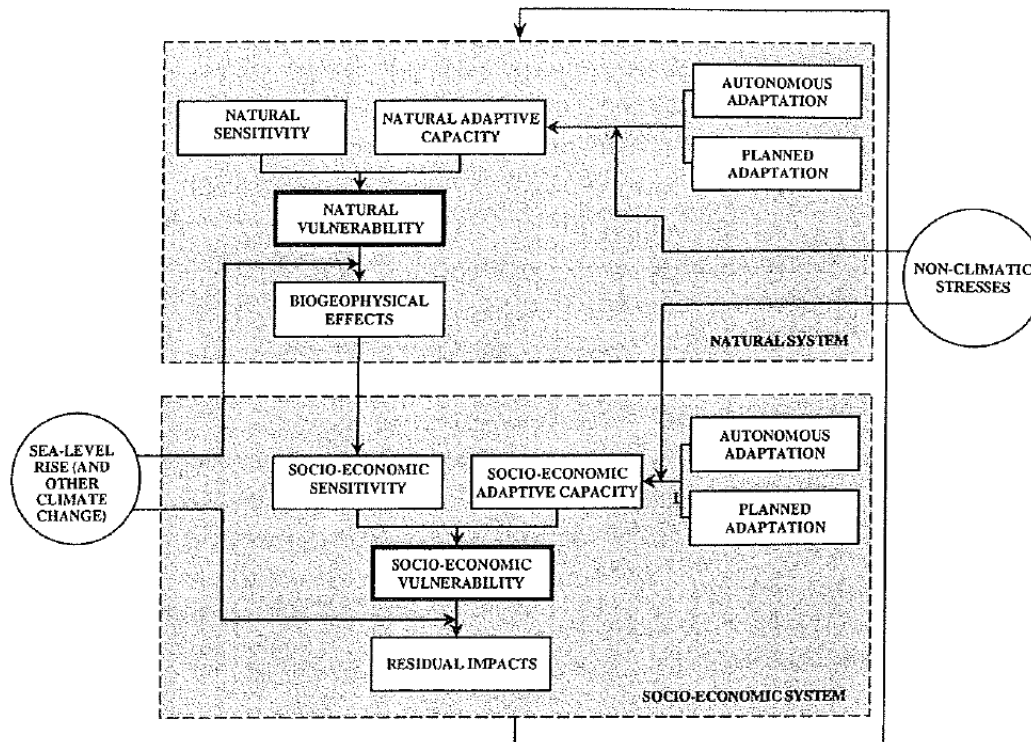


Figure 29 : Schéma conceptuel montrant l'interaction entre les systèmes naturels et socio-économiques dans les évaluations de la vulnérabilité côtières [source : Nicholls (2002)].

Les études de vulnérabilité ne prennent souvent pas en compte la capacité des systèmes de s'adapter directement. Cependant, les adaptations autonomes du système naturel sont souvent implicitement prises en compte dans les classements géomorphologiques (Nicholls, 2002 ; voir Figure 29) : le simple fait de dire par exemple que tel marais est peu vulnérable à une élévation du niveau marin revient à reconnaître la capacité de la végétation de ce marais de capter des sédiments fins, et donc sa capacité d'auto-adaptation. Il y a cependant deux limites importantes : premièrement, il est souvent difficile d'évaluer la capacité ou non pour un système de s'auto-adapter à une élévation du niveau marin car les processus de long terme sont mal compris. Deuxièmement, les interactions entre système physique et système socio-économiques demeurent difficiles à intégrer. Ainsi, il existe des pratiques de gestion favorisant l'accrétion des marais ou des plages, mais les intégrer dans une étude de vulnérabilité demeure souvent hors de portée.

Les évaluations de vulnérabilité regroupent une gamme de méthodes très différentes qui dépendent des objectifs de l'étude. D'une manière générale, les études

d'évaluation de la vulnérabilité ont le plus souvent pour but soit de permettre une meilleure gestion de la zone côtière, soit de caractériser la réponse potentielle au changement climatique ou à l'élévation du niveau marin (Cooper and McLaughlin, 1998).

La réponse de la zone côtière aux changements climatiques dépend fortement de l'interaction entre la géomorphologie et les forçages (voir le chapitre 2). Le présent chapitre est une revue d'études de la vulnérabilité physique. Chacune de ces études considère des variables différentes selon les caractéristiques de la région étudiée.

## **3.2. LES FACTEURS PHYSIQUES DE LA VULNERABILITE**

Pour évaluer la vulnérabilité physique de la zone côtière, une première étape est de procéder à une classification de la géomorphologie de la zone concernée. Finkl (2004) a créé un système de classification complexe de toutes les géomorphologies. Cette classification est basée sur la catégorisation des processus importants pour la formation et l'évolution de chacune des géomorphologies classifiées. Ce travail a ainsi proposé une multitude de facteurs importants à intégrer dans une classification géomorphologique.

La classification géomorphologique reprend l'idée selon laquelle, pour chaque système local, la géomorphologie interagit avec les forçages (comme par exemple l'élévation du niveau marin, les tempêtes, etc.) pour déterminer l'évolution de long terme de la zone côtière. Ainsi, selon cette approche, une classification parfaite permettrait de lister tous les paramètres et critères permettant de qualifier localement les évolutions du trait de côte. En réalité, les variables utilisées pour évaluer la vulnérabilité physique ne constituent qu'un faisceau d'indices permettant in-fine d'émettre un jugement sur l'évolution long terme de chaque entité. Le plus souvent, ces variables peuvent être regroupées dans les catégories suivantes :

- géomorphologie,
- géologie,
- forçages marins et terrestres,
- changements historiques ou prévus avec des modèles,
- et les activités humaines.

Nous procédons ci-après à une revue de chacune de ces variables.

### **3.2.1. La géomorphologie**

Tous les environnements de la zone côtière répondent d'une façon différente aux changements physiques ou climatiques (Chapitre 2). Finkl (2004) a synthétisé un grand nombre de classifications existantes, pour créer une classification comprenant une hiérarchie selon le type de roche, l'âge des matériaux, la géodynamique, le climat, le relief, et les formes d'érosion ou de déposition. Cette classification est très complète, mais le niveau de détail dépasse ce qui est nécessaire pour procéder à une classification de la vulnérabilité au sens et aux échelles qui nous intéressent ici. D'autre part, les bases de données existantes n'ont pas ce niveau de détail, de sorte

que procéder à cette classification nécessiterait un recours massif à du travail de terrain. Pour les évaluations de la vulnérabilité, on procède donc à une classification simple, basée sur les réponses attendues des différents types géomorphologiques (Vinchon et al. 2009).

Avec la *National Atlas of the United States* (US Department of the Interior, 1970), Finkl (2004) a proposé de séparer en deux grandes catégories les reliefs de la zone côtière : falaises et plaines côtières. A un échelon inférieur, celles-ci se voient ultérieurement attribuer ou non les caractéristiques suivantes : plages sableuses, îles barrières, plages de poche, zones humides, les mangroves, le corail. A l'usage, ces catégories sont plus adaptées aux classifications de la vulnérabilité. A un échelon inférieur, les caractéristiques de la géologie et les facteurs importants de chaque type de région peut être aussi inclus pour estimer la réponse aux changements dans la zone côtière.

### 3.2.2. La géologie

La réponse de la zone côtière dépend de la géomorphologie et aussi de la géologie de la région. Par exemple, la formation du trait de côte dépend de l'interaction entre les vagues, les courants et les sédiments. Les caractéristiques des sédiments ont un rôle important pour déterminer l'amplitude de la réponse. Les plages avec du sable fin sont plus sensibles à l'érosion liée à une augmentation de la hauteur des vagues que les plages avec du sable grossier (Kriebel and Dean, 1985).

Suivant le travail d'Owens (1994), Finkl (2004) a résumé une classification des côtes basée sur le type de matériaux et leur forme (Tableau 4). Avec cette catégorisation il serait possible d'évaluer la résistance de chaque facteur aux forçages d'érosion. En pratique, ces réponses sont difficiles à quantifier. Aussi, la vulnérabilité d'un type de géologie est souvent estimée relativement aux autres.

Tableau 4: La composition et les types de côtes [source : Finkl (2004)].

| Matériaux                                         |                                                                              | Formes                                                           |                                                           |
|---------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|
| <i>Solides</i>                                    | <i>Non consolidés</i>                                                        | <i>Solides</i>                                                   | <i>Non consolidés</i>                                     |
| Roche en place<br>(résistante, non<br>résistante) | Inorganique<br>(limon, argile, boue,<br>sable, cailloux,<br>galets, rochers) | Anthropomorphique<br>(digue, quai, jetée,<br>marina, revêtement) | Anthropomorphique<br>(digue, quai, marina,<br>revêtement) |
| Glace                                             | Organique<br>(végétation)                                                    | Falaises<br>(verticales, raides,<br>inclinées, terrassées)       | Plages, deltas,<br>chenaux                                |
| Anthropogénique<br>(métal, bois, béton)           | Anthropogénique<br>(gravats, billes,<br>débris)                              | Récifs coralliens                                                | Plaines<br>(levée, marais, rive)                          |

### **3.2.3. Les forçages**

Des systèmes de classification permettent de quantifier les forçages selon leur importance pour la morphodynamique des systèmes côtiers. Souvent les facteurs marins importants pris en compte sont la hauteur (ou l'énergie) et la direction des vagues, les niveaux extrêmes de l'eau et l'élévation séculaire du niveau de la mer (voir Gornitz et al., 1994; Shaw et al., 1998). De plus, les zones côtières exposés aux tempêtes ou aux cyclones requièrent d'autres descripteurs pour mieux représenter l'impact potentiel des événements extrêmes : durée des tempêtes, vitesse du vent, un indice de la fréquence et/ou de l'intensité, moyenne du nombre de tempêtes par an (voir Gornitz et al., 1994). D'autres forçages terrestres et marins qui contrôlent également partiellement le bilan sédimentaire et donc l'érosion ou l'accrétion de la côte : apports sédimentaires, notamment via le transport cross-shore et longshore, le transport éolien et les mouvements relatifs verticaux du sol (Ericson et al., 2006; Morton et al. 2007 ; voir Figure 18).

Les analyses de la vulnérabilité de la zone côtière évaluent l'impact des forçages marins et terrestres et des activités humaines sur les aléas érosion et submersion. Il est pratiquement impossible d'incorporer tous les forçages importants dans un seul indicateur, et à plus forte raison d'estimer l'impact des interactions entre tous ces forçages. Aussi, selon la disponibilité des données existantes, les différentes études sélectionnent les variables qui sont les plus représentatives des forçages importants pour le site choisi.

### **3.2.4. L'intégration d'observations et de modélisations dans les indicateurs**

Plusieurs études utilisent aussi des observations des tendances historiques ou des estimations des tendances futures (modélisées) pour évaluer la vulnérabilité physique (e.g. Gornitz et al., 1997 ; Vinchon et al., 2006). Par exemple, des observations de l'érosion ou l'accrétion historique indiquent les zones qui sont déjà exposées actuellement à l'aléa érosion, et qui pourraient le rester à l'avenir.

Une autre manière d'estimer la vulnérabilité physique avec la modélisation est d'estimer les taux d'érosion ou d'accrétion futurs avec des modèles. L'application de la loi de Bruun, de formules empiriques, ou des extrapolations historiques peuvent aussi contribuer à l'identification des zones vulnérables.

### **3.2.5. Les activités humaines**

Enfin, les activités humaines jouent un rôle important dans l'évaluation de la vulnérabilité en raison des interactions entre les forçages physiques et les forçages anthropiques. Des forçages anthropiques sont déjà pris en compte dans les estimations des changements des forçages. Les activités humaines ont ainsi une forte influence, directe ou indirecte (Barras et al., 2004), par exemple pour la canalisation et

l'anthropisation du lit des rivières, la construction de barrages, l'augmentation des eaux de ruissellement à cause de l'agriculture, le dragage de sédiments pour les chenaux de navigation, les augmentations ou réductions du transport de sédiment à cause de la construction des ouvrages de protection, ou la subsidence à cause de l'enlèvement de l'eau, de la gaz, ou du pétrole.

### **3.3. LES FACTEURS SOCIO-ECONOMIQUES DE LA VULNERABILITE**

Comme les facteurs physiques, l'importance des différents facteurs socio-économiques varient d'un site à l'autre. Le fonctionnement social et économique de communes côtières pourrait être très sensible aux changements climatiques et aux événements extrêmes, qui se traduisent par des submersions permanentes ou temporaires et l'érosion. Nicholls and Lowe (2006) ont fait un inventaire des conséquences possibles de l'élévation du niveau marin et du changement climatique en termes sociaux et économiques :

- l'augmentation de la perte des biens et des habitants de la zone côtière
- l'augmentation du risque de la submersion et des décès associés
- les dommages aux ouvrages de protection et à l'infrastructure civile
- les pertes de ressources
- les pertes de tourisme, récréation, et fonctions de transports
- les pertes des ressources culturelles
- les impacts à l'agriculture et à l'aquaculture

Pour estimer la vulnérabilité de la zone côtière, une multitude de facteurs socio-économiques sont ajoutés aux facteurs physiques exposés ci-dessus. Des variables souvent considérées dans ce type d'étude sont : la concentration de la population en deçà d'une certaine distance spécifiée de la côte (Torresan et al., 2008), la démographie de la population (Wu et al., 2002), la concentration de développement industrielle et commerciale (Szlafsztein et al., 2007), et l'occupation des sols [pour l'agriculture, les activités récréatives, et l'urbanisme concentré ou dispersé (Dominguez, et al., 2005)]. A l'échelle locale, les facteurs peuvent être très spécifiques : par exemple, l'infrastructure de la ville (exemple : transports, les centrales électriques, etc.) ou la valeur sociale ou culturelle d'une région (exemple : les musées, les sites historiques, etc.). Aux échelles régionales ou globales, les facteurs socio-économiques sont plus souvent des statistiques générales (concentration de la population, l'occupation des sols, etc.).

Le Heinz Center a publié le rapport de « Human Links to Coastal Disasters » (2002) avec le National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Coastal Services Center pour explorer la vulnérabilité sociale aux aléas, suivant un rapport de 2000 qui a exploré la vulnérabilité économique. Les catégories de facteurs sont :

- la situation socio-économique (les revenus, le pouvoir politique, et le prestige)
- le sexe
- la racine et l'ethnicité
- l'âge
- le développement commercial et industriel
- la perte d'emploi
- la communauté rurale ou urbaine

- les propriétés résidentielles
- l'infrastructure
- la proportion de locataires
- l'occupation des sols
- la structure de la famille
- l'éducation
- la croissance de la population
- la situation de santé
- les services médicaux
- la dépendance sociale
- la présence de populations fragilisées

La liste n'est pas exhaustive, mais résume les caractéristiques qui affectent la capacité d'une population à s'adapter et à faire face aux aléas côtiers. De la même manière que pour les facteurs physiques, les facteurs socio-économiques sont liés à la vulnérabilité par des études statistiques (e.g. Cutter et al., 2001 ; Boruff et al., 2005), et les résultats sont toujours exprimés de manière relative, par rapport aux autres régions considérées.

Bien que les facteurs socio-économiques sont usuellement intégrés à la gestion du risque, le projet CECILE ne considère que l'évolution physique de la zone côtière. Aussi, ces facteurs sont présentés de manière très synthétique, uniquement pour montrer le type de données qui sont requises pour étendre les évaluations physiques aux évaluations de la vulnérabilité physiques et socio-économiques. Le reste de ce chapitre sera concentré sur les évaluations de la vulnérabilité physique aux aléas érosion et submersion.

### **3.4. UNE REVUE DES INDICATEURS DE LA VULNERABILITE PHYSIQUE**

Depuis les années 1990, la demande pour des évaluations de la vulnérabilité de la zone côtière aux échelles nationales et globales est en augmentation (McCarthy, 2001). La définition du mot « vulnérabilité » inclut trois concepts importants :

- les risques physiques affrontés,
- les interactions et impacts socio-économiques, et
- la capacité d'adaptation

En réalité, les études de la vulnérabilité incluent rarement une description de la capacité de faire face aux risques : de fait, ceci est en réalité difficile à réaliser en pratique. Le but des études de la vulnérabilité est souvent plus élémentaire : il s'agit d'initier ou de valider une stratégie d'adaptation ou de gestion (Torresan et al., 2008). Comme nous l'avons vu précédemment, la majorité des indicateurs de la vulnérabilité ne tiennent compte que des risques physiques, mais il y a un intérêt croissant des études appliquées qui appuient la interaction entre les risques physiques et les communautés affectés.

Les indicateurs de la vulnérabilité sont créés pour une grande variété d'échelles spatiales : de locales [e.g. Dominguez et al. (2005)] jusqu'à globales [e.g. Hinkel et al.,

(2009)]. Le problème de l'échelle d'étude se présente fréquemment parce que les évaluations locales de la vulnérabilité sont plus élaborées (en raison d'une plus grande disponibilité de données), alors que les évaluations globales sont souvent trop générales d'être appliquées à la gestion à l'échelle régionale.

Des travaux récents, tels que le projet de McLaughlin et al. (2002) et l'outil DIVA (Hinkel et al., 2009), permettent de progresser vers l'utilisation d'indicateurs de vulnérabilité vers des échelles de plus grande emprise, mais en général, le manque de données empêche d'utiliser partout ces approches.

### **3.4.1. Le CVI (*Coastal Vulnerability Index*)**

Pour résumer tous les facteurs physiques importants, des études différentes utilisent une variété de méthodes, mais les évaluations les plus communes de la vulnérabilité physique suivent la méthode développée par Gornitz et al. (1997) et Gornitz and White (1992, 1994) pour évaluer la zone côtière des Etats-Unis. Le CGS (Canada Geological Survey) et l'USGS (United States Geological Survey) ont adapté cette méthodologie pour évaluer la vulnérabilité de la zone côtière à l'élévation du niveau marin avec le CVI, ou *Coastal Vulnerability Index* (Shaw et al., 1998 ; Thieler and Hammar-Klose, 1999 ; 2000a ; 2000b).

Le CVI est un index quantitatif pour estimer la vulnérabilité physique, relative aux autres zones dans l'étude. Dans les études de Thieler and Hammar-Klose (1999, 2000a, 2000b), le CVI ne prend en compte que des facteurs physiques :

- la géomorphologie,
- la pente de la côte,
- le taux de l'élévation du niveau de la mer,
- l'érosion ou l'accrétion historique ou actuel du trait de côte,
- l'amplitude de la marée, et
- la hauteur moyenne des vagues.

Ces facteurs sont des descriptions qualitatives et des chiffres quantitatifs qui caractérisent chaque site. Pour tenir compte de tous ces facteurs dans l'évaluation de la vulnérabilité, on attribue à chaque facteur un indice sur une échelle de 1 à 5 (Tableau 5).

Tableau 5: Echelle choisie pour les six variables de la classification côtière mise en place par l'USGS sur la cote ouest des Etats-Unis [source : Thieler and Hammar-Klose (2000b)].

| VARIABLE                            | Ranking of coastal vulnerability index    |                                  |                                                |                                     |                                                                                                 |
|-------------------------------------|-------------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                     | Very low                                  | Low                              | Moderate                                       | High                                | Very high                                                                                       |
|                                     | 1                                         | 2                                | 3                                              | 4                                   | 5                                                                                               |
| Geomorphology                       | Rocky, cliffed coasts<br>Fiords<br>Fiards | Medium cliffs<br>Indented coasts | Low cliffs<br>Glacial drift<br>Alluvial plains | Cobble beaches<br>Estuary<br>Lagoon | Barrier beaches<br>Sand Beaches<br>Salt marsh<br>Mud flats<br>Deltas<br>Mangrove<br>Coral reefs |
| Coastal Slope (%)                   | > 1.9                                     | 1.3 – 1.9                        | 0.9 – 1.3                                      | 0.6 – 0.9                           | < .6                                                                                            |
| Relative sea-level change (mm/yr)   | < -1.21                                   | -1.21 – 0.1                      | 0.1 – 1.24                                     | 1.24 – 1.36                         | > 1.36                                                                                          |
| Shoreline erosion/ accretion (m/yr) | >2.0<br>Accretion                         | 1.0 – 2.0                        | -1.0 – +1.0<br>Stable                          | -1.1 – -2.0                         | < - 2.0<br>Erosion                                                                              |
| Mean tide range (m)                 | > 6.0                                     | 4.1 – 6.0                        | 2.0 – 4.0                                      | 1.0 – 1.9                           | < 1.0                                                                                           |
| Mean wave height (m)                | <1.1                                      | 1.1 – 2.0                        | 2.0 – 2.25                                     | 2.25 – 2.60                         | >2.60                                                                                           |

Gornitz et al. (1997) ont composé un CVI similaire, mais avec une septième variable correspondant à l'altitude de la zone côtière. Il s'agit d'évaluer également la sensibilité de la côte à la submersion.

Se pose ensuite la question de la formule d'agrégation de ces indices : Gornitz et al. (1997) ont testé six formulations différentes du CVI : le produit des indices divisé par le nombre d'indices, deux produits d'indices pondérés, la somme des carrés des indices divisé par le nombre d'indices, la somme des produits des indices, et la racine carrée du produit des indices divisé par le nombre d'indice. Il s'agit d'estimer la sensibilité de chaque méthode à un manque de données. La conclusion est que le CVI le moins sensible au manque de données est la racine carrée du produit des indices divisé par le nombre d'indices. Après cette étude, beaucoup d'organismes différents ont appliqué cette méthodologie aux zones côtières d'échelles variables, et régionales et nationales.

Par exemple, pour estimer la vulnérabilité relative de chaque site à la cote ouest des Etats-Unis, Thieler and Hammar-Klose (2000b) ont suivi la recommandation de Gornitz et al. (1997) et calculé une composite de chaque niveau de risque avec la racine carrée du produit des indices divisé par le nombre d'indices :

$$CVI = \sqrt{(a \times b \times c \times d \times e \times f) / 6},$$

où chaque lettre (a,b,c,...) représente l'indice des six facteurs du Tableau 5. Un indice (exemple : bas, modéré, haut) est attribué à chaque région par l'analyse des statistiques de distribution du CVI, avec des divisions par quantiles et une vérification visuelle.

Des exemples de résultats finaux de ce type d'analyse sont :

- une cartographie de la vulnérabilité relative de chaque zone

- une estimation du pourcentage de la zone côtière qui est attribué chaque niveau du risque (voir Figure 30).

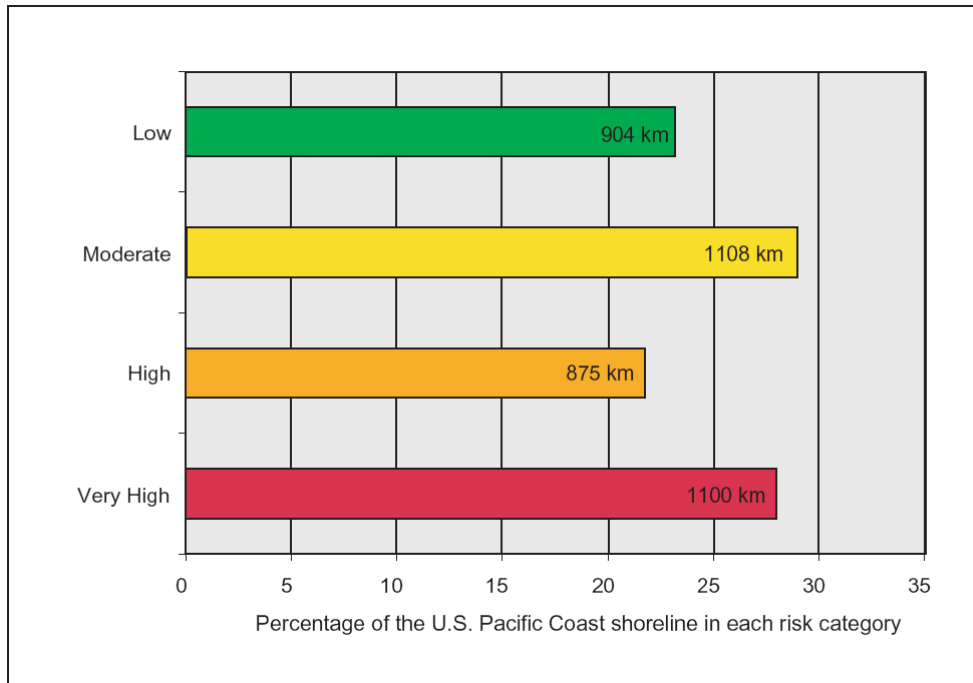


Figure 30: Un résultat de l'évaluation de la vulnérabilité physique de la cote ouest des Etats-Unis [source: Thieler and Hammar-Klose (2000b)].

Le CVI est commode à appliquer aux échelles régionales et nationales parce-que cette méthodologie nécessite de peu de données, mais aussi parce-que des facteurs qualitatifs (comme la description de la géomorphologie) sont incorporés dans une évaluation finalement quantitative, qui propose in-fine une estimation du niveau de vulnérabilité. Selon la disponibilité des données et les spécificités des régions étudiées, les variables utilisés pour calculer le CVI varient sensiblement d'un site à l'autre (Tableau 6). Par exemple, pour l'évaluation sur la côte sud-est des Etats-Unis, Gornitz et al. (1994) et Daniels et al. (1992) ont ajouté des variables pour tenir compte des ouragans. Sur la cote ouest du Portugal, Coelho et al. (2006) ont aussi considéré l'impact du degré de protection par les ouvrages de protection.

Les indicateurs comme le CVI sont une manière de comparer des sites différents entre eux selon leur vulnérabilité physique. D'une manière générale, cette méthodologie nécessite des données qui ne sont pas disponibles partout. Cependant, son application à différentes échelles spatiale permet de faire des comparaisons simples entre les différentes zones côtières, et d'identifier les régions les plus vulnérables, sur lesquelles des études plus précises peuvent éventuellement être conduites ultérieurement.

| Etude                                        | Région                         | Facteurs Physiques |                                     |          |                             |                        |                    |                       |                  |                     |                                   |            |
|----------------------------------------------|--------------------------------|--------------------|-------------------------------------|----------|-----------------------------|------------------------|--------------------|-----------------------|------------------|---------------------|-----------------------------------|------------|
|                                              |                                | Topographie        | Elévation du niveau marin (relatif) | Géologie | Changement de trait de côte | Géomorphologie côtière | Hauteur des vagues | Amplitude de la marée | Pente de la côte | Degré de protection | Facteurs d'ouragans additionnels* | Végétation |
| Gornitz et al., 1994                         | Le sud-est des Etats-Unis      |                    |                                     |          |                             |                        |                    |                       |                  |                     |                                   |            |
| Gornitz et al., 1997 ;                       | La côte ouest des Etats-Unis   |                    |                                     |          |                             |                        |                    |                       |                  |                     |                                   |            |
| Coelho et al., 2006                          | La côte ouest de Portugal      |                    |                                     |          |                             |                        |                    |                       |                  |                     |                                   |            |
| Diez et al., 2007                            | Buenos Aires, Argentina        |                    |                                     |          |                             |                        |                    |                       |                  |                     |                                   |            |
| Thieler and Hammar-Klose, 1999; 2000a; 2000b | La côte des Etats-Unis         |                    |                                     |          |                             |                        |                    |                       |                  |                     |                                   |            |
| Shaw et al., 1998                            | La côte de Canada              |                    |                                     |          |                             |                        |                    |                       |                  |                     |                                   |            |
| Doukakis, 2005                               | Golfe de Thermaikos, Grèce     |                    |                                     |          |                             |                        |                    |                       |                  |                     |                                   |            |
| Daniels et al., 1992                         | La côte sud-est des Etats-Unis |                    |                                     |          |                             |                        |                    |                       |                  |                     |                                   |            |

Tableau 6 : Les différentes variantes d'application du CVI (facteurs physiques uniquement).  
 [\*la probabilité annuelle des tempêtes tropicales, la probabilité annuelle d'ouragans, un indice de l'intensité et de la fréquence des ouragans, la vitesse des tempêtes, le nombre annuel moyen des cyclones extratropicaux, et la surcote moyenne liée aux ouragans]

### 3.4.2. Méthodes qualitatives

Les études utilisant la méthodologie du CVI essaient de quantifier la vulnérabilité relative du linéaire du trait de cote avec un indice qui intègre l'importance d'un certain nombre de facteurs. Il existe aussi des autres études similaires qui classifient les régions vulnérables d'une manière plus qualitative.

Ainsi, Khoshravan (2007) a procédé à un grand nombre d'observations des plages en mer Caspienne pour évaluer la vulnérabilité du trait de côte à l'érosion. Les éléments pris en compte sont : la structure géologique (notamment la géométrie de la page, la berme, la plage sous-marine jusqu'à 10m, et la pente de la côte...), les caractéristiques des sédiments (notamment la distribution de la taille des sédiments, le tri des sédiments par les vagues...), et les caractéristiques morphodynamiques (les barres, les dunes, les croissants, les bermes en érosion). La méthode URSM (*Universal Ranking System Model*) a été appliquée pour décider de l'importance que prend chaque facteur et pour attribuer un niveau entre 0 et 1. Cependant, la création du classement demeure relativement subjective. Ensuite, la somme de tous les indices forme un indice de la vulnérabilité totale. Khoshravan (2007) a ainsi identifié les régions les plus sensibles à l'érosion, les unes par rapport aux autres.

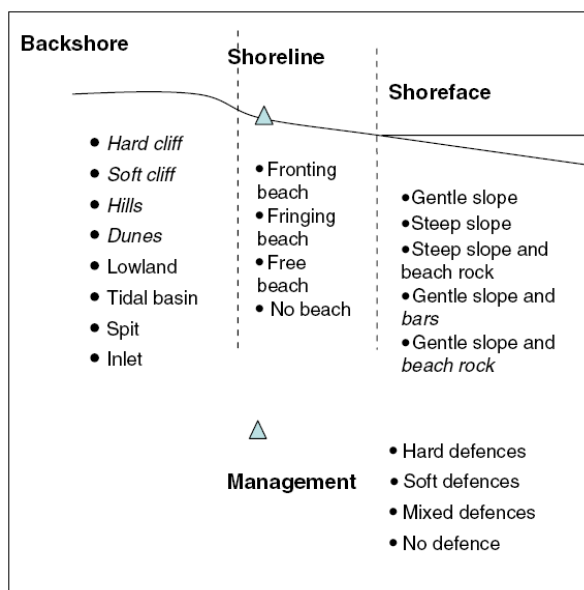


Figure 31: Les caractéristiques géomorphologiques importantes intervenant pour la description des Coastal Behaviour System (CBS) dans le projet RESPONSE (Vinchon et al. 2009).

Une seconde étude qualitative (projet RESPONSE) a identifié la vulnérabilité physique des régions Aquitaine et Languedoc-Roussillon en France à partir d'observations et d'une base de connaissance d'experts (Vinchon et al., 2009). Cette étude a procédé à une évaluation de la géomorphologie, des processus côtiers, des événements dangereux connus, et des ouvrages de protection actuels dans ces deux régions, suivant une adaptation de la méthode du projet SCOPAC en l'Angleterre (Fairbank and Jakeways, 2006), pour estimer la vulnérabilité de la zone côtière aux risques érosion et

submersion. Les observations de la zone côtière ont été divisées en trois grandes zones (Backshore, shoreline, shoreface), chacune étant associée à des processus différents et contribuant à classer les différentes typologies de la côte selon leur comportement attendu (Figure 31). Les variables de cette classification ont été appelés « Coastal Behaviour System » (CBS).

Les forçages marins (marée et surcotes extrêmes, hauteur des vagues pendant les tempêtes, etc.), et les statistiques de précipitations et de température d'un modèle de Météo France ont permis de constituer une base de connaissance pour chaque site. Par la suite, les scientifiques ont fondé l'évaluation de la vulnérabilité sur leurs expériences et connaissances, avec la création d'une cartographie et une estimation subjective de l'évolution de la vulnérabilité physique, liée aux aléas érosion et submersion (Figure 32). Cette étude présente l'avantage d'intégrer le dire d'expert dans la constitution des indicateurs de vulnérabilité. Ceci constitue à notre sens une amélioration par rapport à l'application simple et systématique d'un indicateur théorique.

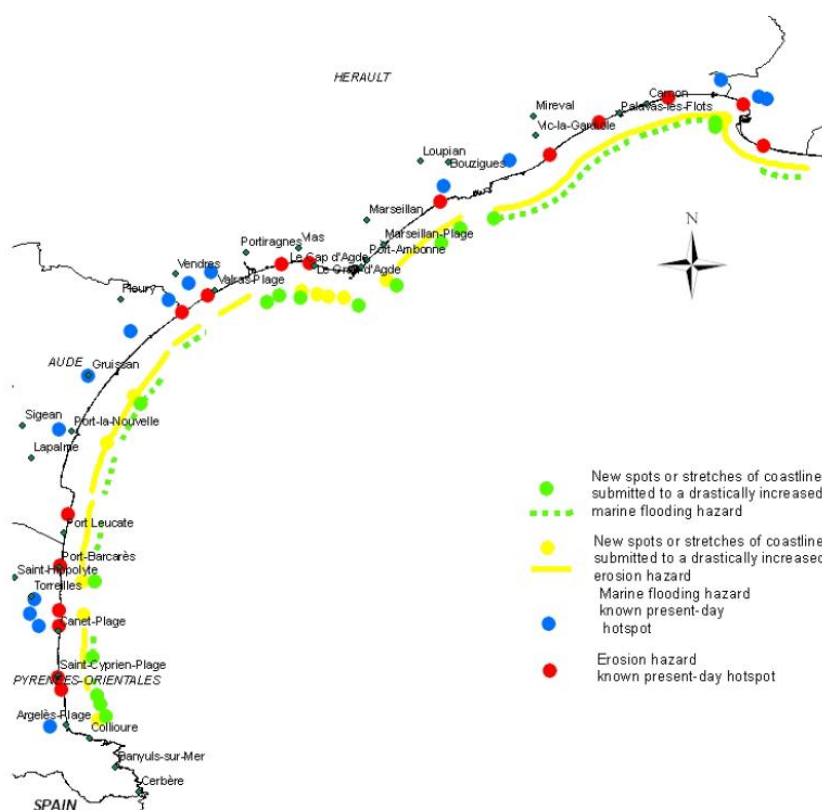


Figure 32: Une estimation de la vulnérabilité physique de la zone côtière : exposition aux aléas érosion et submersion, et modification attendue de ces aléas au futur [source : Vinchon et al. (2006)].

### **3.5. CONCLUSION**

Au lieu de quantifier les changements dans les zones côtières en termes de pertes ou gains de terres, les méthodologies basées sur des indicateurs évaluent la vulnérabilité physique relative des zones côtières. Ces approches présentent un intérêt majeur dans la mesure où, comme cela a été rappelé dans la partie 2, les méthodes pour estimer directement les impacts potentiels de l'élévation du niveau marin donnent des résultats qui sont très incertains : elles souffrent notamment d'une compréhension limitée des processus morphodynamiques sur le long terme.

L'approche par indicateurs de vulnérabilité permet l'identification de zones sensibles aux changements climatiques : elles identifient, relativement les unes par rapport aux autres, les zones sensibles sans pour autant donner d'indications sur les conséquences potentielles en termes d'érosion et de submersion. Les avantages de ces méthodes sont leur capacité à procéder à une évaluation aux échelles spatiales de grande emprise, sans avoir besoin de beaucoup de données. Il est prévu d'appliquer ce type d'estimations qualitatives dans le projet CECILE (WT 5.5).

## 4. Le Golfe du Mexique

### 4.1. CONTEXTE ET MOTIVATION

Le nord du Golfe de Mexique est bordé par les côtes du Texas, de Louisiane, du Mississippi, de l'Alabama, et de l'ouest de la Floride. Ces côtes présentent des typologies très variées : plages sableuses, deltas, lagons et baies, embouchures, et îles barrières (Figure 33).

D'une manière générale, cette région est caractérisée par des zones côtières basses, un régime micro-tidal, avec une amplitude de marée diurne<sup>2</sup> d'amplitude 0.5 m (Morton et al., 2004), des vagues de hauteurs modérées la plupart du temps, mais aussi des vagues hautes pendant les ouragans et les tempêtes.

L'élévation du niveau marin relativement à la côte y est relativement forte, pouvant atteindre des vitesses de l'ordre du cm/an : Penland and Ramsey (1990) ont estimé que le taux d'élévation du niveau marin moyen relatif (incluant les contributions eustatiques et de mouvements verticaux du sol liés à des subsidences ou surrections de diverses échelles) dans cette région est approximativement 1 cm par an. Ce taux d'élévation rapide place le Golfe du Mexique comme un site idéal pour évaluer l'importance relative de l'élévation du niveau marin en comparaison avec les autres forçages littoraux. C'est la raison pour laquelle, dans le projet CECILE, le Golfe du Mexique fait l'objet d'une revue des études existantes concernant les liens entre processus côtiers et élévation du niveau marin. Le Golfe du Mexique est ainsi qualifiée de « training area » du projet CECILE.

---

<sup>2</sup> Marée diurne : une seule basse mer et haute mer par jour.



Figure 33 : La zone côtière du Golfe de Mexique (source : Morton et al., 2004).

Le Golfe du Mexique est donc la « *training area* » du projet CECILE. En effet, ce site présente un fort intérêt pour le projet CECILE pour les raisons suivantes :

- l'élévation du niveau marin est proche des rythmes qui seraient observés dans des zones stables (i.e. non soumises à des mouvements verticaux) si le niveau marin augmente de 1m en 2100.
- l'USGS (United States Geological Survey) a fait de nombreuses études dans cette région pour mesurer et essayer de comprendre les tendances historiques, mais aussi pour mieux évaluer les impacts de l'élévation du niveau marin et des changements anthropiques dans la zone côtière.

Ainsi, au cours du dernier siècle, les systèmes côtiers du Golfe du Mexique se sont adaptés à des pressions d'origine anthropiques, climatiques et géologiques : des modifications importantes des bilans sédimentaires, une élévation relative du niveau marin dans un contexte d'événements extrêmes récurrents.

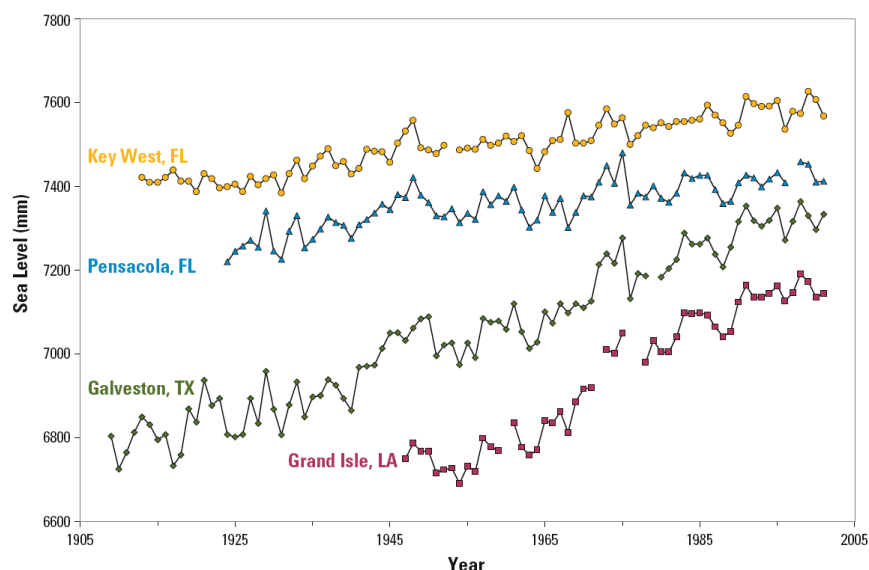


Figure 34: L'élévation relative du niveau marin mesuré à quatre marégraphes dans le Golfe du Mexique. [source : Morton et al. (2004)].

## 4.2. CHANGEMENTS OBSERVÉS DE LA ZONE CÔTIÈRE

Une première étape pour l'étude des changements du trait de côte à des échelles de temps pertinentes pour les sociétés humaines (de l'ordre d'une centaine d'années) est l'analyse des tendances passées.

#### 4.2.1. Contexte général de l'étude

En 2004, l'USGS a complété une étude des changements côtiers dans le Golfe de Mexique (Morton et al., 2004). Ce travail est partie intégrante d'une étude nationale d'évaluation des changements côtiers sur toutes les côtes des Etats-Unis.

Cette étude a consisté à procéder à un levé du trait de côte, en particulier en utilisant une technologie Lidar, puis à quantifier et décrire les pertes et les gains de terre sur la mer.

Le rapport a conclu que l'érosion a affecté 61% (830 km) du linéaire où l'étude a été menée<sup>3</sup> entre le milieu de 19<sup>ème</sup> siècle et 2000. Entre les années 1970 et 2000, l'érosion a affecté 55% (750 km) de ce même linéaire.

Cette étude a procédé à une analyse de tous les changements physiques pouvant expliquer ces changements. Elle n'avait pas pour objet d'essayer d'attribuer des causes à ces érosions et submersions, même si des informations sont disponibles dans le rapport pour expliquer ces causes à différentes échelles.

#### 4.2.2. L'érosion dans les différents Etats du Golfe du Mexique

En **Floride**, la problématique de l'érosion est dominée par celle des plages sableuses et des îles barrières. Le phénomène est particulièrement préoccupant près des passes et des embouchures, avec des courants de marée forts. Sur le long terme, le taux d'érosion est assez lent. L'explication qui est donnée est qu'en général, la côte est protégée des vagues les plus hautes du fait de la géographie et de l'orientation des tempêtes hivernales et des cyclones.

En **Alabama**, les pertes de terres sont dues à l'érosion des îles barrières, des plages, et des falaises. Cependant, la côte comprend aussi des plages stables et plages qui s'engraissent. Ceci s'explique par le fait que des courants longshore apportent des sédiments qui s'accumulent dans ces zones.

La côte continentale du **Mississippi** s'érode relativement lentement, alors que l'érosion des îles barrières est très rapide. Elle s'accompagne d'une migration vers l'ouest des sédiments et des îles barrières. Dans les derniers 150 ans, ces îles ont perdu presque 1/3 de leur superficie totale.

La côte de **Louisiane** présente les taux d'érosion les plus rapides et les plus continus de la région étudiée, à cause de l'érosion des plages et des îles barrières, mais aussi des pertes de terre de zones humides dans le delta de Mississippi. Une explication donnée pour la perte de ces zones humides est la subsidence des zones côtières deltaïques.

---

<sup>3</sup> Ce qui exclu les régions vasières et les régions où il n'était pas possible de calculer le trait de côte avec les mesures de LiDAR (Morton et al., 2004)

Enfin, dans la zone côtière du **Texas**, les phénomènes érosifs sont dominés par des pertes de zones humides et des reculs de falaises. Le bilan est contrasté pour les plages : certaines sont en érosion, d'autres s'engraissent. Une cause évoquée dans le rapport de l'USGS est la pression anthropique dans ces zones.

D'une manière générale, la côte du Golfe de Mexique est constituée d'îles barrières, de plages, de lagons et de baies, de deltas, et de zones humides, qui sont tous sensibles aux changements des forçages naturelles et anthropiques.

#### 4.2.3. Intérêt et limites de cette méthodologie

La méthode utilisée a permis l'étude sur le long terme des mouvements du trait de côte (Morton et al., 2005). Elle repose notamment sur la disponibilité de données topographiques fines. Dans le cas du Golfe du Mexique et plus généralement de la côte des Etats-Unis, l'étude a été menée sur un linéaire côtier très important. Une telle étude rétrospective présente un intérêt indéniable pour l'étude des mouvements du trait de côte sur le long terme (~100 ans), et semble un préalable essentiel à des études portant sur les impacts du niveau marin. On peut noter qu'il n'existe pas en France d'étude menée à ce niveau de détails et à une échelle nationale.

Quelques difficultés peuvent cependant être signalées :

- Les traits de côte historiques sont déterminés par analyse d'images anciennes tandis que le trait de côte le plus récent résulte de l'analyse de données Lidar. Or, tandis que le trait de côte sur les images aériennes est positionné sur le pied ou la crête d'une dune, le rebord d'une falaise ou la limite de végétation, le trait de côte Lidar résulte d'un croisement entre le niveau moyen des hautes mers et la topographie Lidar. Le trait de côte issu du Lidar positionne donc généralement le trait de côte plus près de la mer que celui issu de l'analyse des données aériennes. **La conséquence pour CECILE est qu'il sera souhaitable, autant que possible, de prendre un marqueur du trait de côte qui soit cohérent entre les différentes acquisitions.**
- Les causes permettant d'expliquer les phénomènes érosifs ou d'accrétion sont données en utilisant une expertise locale et des études diverses et en l'agrégeant à l'échelle des Etats. Une telle approche est adaptée à un programme d'acquisition de données de grande ampleur et ne pourra pas être utilisée systématiquement dans CECILE.
- La principale difficulté liée à cette approche est de s'assurer que la tendance linéaire mesurée correspond bien à une tendance de long terme et qu'elle n'est pas polluée par des processus de court terme comme des tempêtes qui pourraient avoir causé des érosions importantes mais éphémères sur de courtes échelles de temps. Cette difficulté est peu évoquée dans le rapport. Il sera nécessaire de la prendre en compte dans le projet CECILE, a-minima via un inventaire des tempêtes qui auront pu causer des changements morphologiques importantes sur les sites choisis.

### 4.3. CAUSES DE L'ÉROSION

L'USGS a donc identifié les processus importants qui causent l'érosion et les pertes de terres dans cette région : l'élévation du niveau marin, la submersion, les vagues et courants, les tempêtes, et la subsidence (Morton et al., 2004). Les activités humaines ont beaucoup d'impacts directs et indirects sur la zone côtière, qui sont très difficile à séparer de l'influence d'autres facteurs.

Dans cette région, avec l'élévation du niveau marin rapide et le taux d'érosion important, des études ont essayé de distinguer les causes des changements côtiers. Nous voyons dans les prochaines sections, que ces travaux indiquent en définitive que la signature de l'élévation du niveau marin est trop faible en comparaison des autres forçages (naturels et anthropiques).

En dehors de l'élévation du niveau de la mer, les forçages naturels (physiques) qui modèlent le rivage sont les tempêtes et les apports sédimentaires. La côte de Golfe du Mexique est exposée à des tempêtes extratropicales pendant l'hiver et aux ouragans pendant l'été. Le reste du temps, la hauteur des vagues est plutôt modérée. Bien que l'origine atmosphérique des deux types de tempêtes ne soit pas comparable, les surcotes et les grosses vagues ont en définitive les mêmes impacts (Morton, 2003). Les deux types de tempêtes font monter le niveau de la mer rapidement, causant la submersion et l'accélération des courants, qui contribuent, en présence de vagues hautes, à l'érosion de la côte. Par la suite, les réductions de stock sédimentaire ne permettent pas aux plages de compenser, par temps calme, les pertes subies pendant les tempêtes. Des réductions du stock sédimentaire comprennent l'érosion des dunes, des réductions des apports sédimentaires des rivières (et naturels et anthropiques), et des cycles naturels d'érosion et accrétion des deltas.

Des forçages anthropiques qui ont une grande influence sur la côte du Golfe du Mexique sont le dragage de sédiments, les modifications des rivières, et la construction dans la zone côtière (Morton, 2003). Toutes ces activités humaines ont changé le bilan sédimentaire de la zone côtière, causant souvent des réductions des apports sédimentaires.

Les effets de ces forçages naturels et anthropiques sont difficiles à dissocier, mais des études de l'USGS ont contribué à l'identification des facteurs de causalité pour des géomorphologies diverses dans cette région.

#### 4.3.1. Les Plages

Les plages du Golfe du Mexique sont souvent situées entre des zones humides, des deltas, ou des embouchures, constituant une partie sensible de la zone côtière. Les principales causes d'érosion des plages en Floride sont les forçages marins, en particulier les surcotes et vagues des tempêtes, et les stocks sédimentaires (Clark, 1990). Dans une étude similaire en Alabama, Smith (1990) indique l'importance des paramètres locaux dans le contrôle de l'érosion et de l'accrétion des plages. Ceci comprend des paramètres tels que l'orientation de la plage, la position et les types

d'ouvrages de protection, la subsidence locale, l'élévation du niveau de la mer, la bathymétrie locale, et les stocks sédimentaires locaux.

Avec un climat des vagues modérés, les plages répondent en premier lieu aux grosses tempêtes (i.e. les ouragans et tempêtes extratropicales) en raison de l'élévation temporaire du niveau de la mer (les surcotes), des courants forts, et des grosses vagues. La fréquence des tempêtes et la capacité des plages de récupérer entre les événements d'érosion déterminent la réponse côtière (Clark, 1990). Des stocks sédimentaires excédentaires ou déficitaires affectent le bilan sédimentaire des plages, et leur capacité de compenser l'érosion événementielle.

Par exemple, des rechargements fréquents de plages en Floride ont stabilisé des régions qui avant avaient auparavant présenté des tendances d'érosion sur le long terme. D'autres régions en Alabama et du Texas, on observe un engraissement lié à des apports sédimentaires qui sont attribués à des changements du transport longshore d'une part, à des modifications des bilans sédimentaires d'origine terrestre d'autre part (Morton et al., 2004). Ainsi, sur ces sites, bien que l'on sache qu'un grand nombre de forçages influencent la réponse des plages, deux facteurs principaux ont été identifiés : les forçages marins des tempêtes et les stocks sédimentaires.

#### **4.3.2. Les Iles Barrières**

Les îles barrières présentent des taux d'érosion importants dans le Golfe de Mexique, et avec le taux rapide de l'élévation du niveau marin, l'hypothèse a été faite que l'élévation du niveau marin cause l'érosion des îles barrières (Sallenger et al., 1987). List et al. (1997) ont fait une étude de la côte de Louisiane pour chercher un lien entre ces deux processus avec l'utilisation de loi de Bruun<sup>4</sup>. Pour utiliser la loi de Bruun pour estimer le recul de trait de côte, List et al. (1997) ont enlevé tous les profils qui n'ont pas gardé la forme d'un profil d'équilibre (50%), mais ils n'ont pas trouvé de relation entre le recul de trait côte observé et modélisé. Ils ont conclu que le bilan sédimentaire est souvent inconnu, et en ce cas, ce n'est pas possible d'utiliser la loi de Bruun pour estimer le recul de trait côte à cause de l'élévation du niveau marin. Le bilan sédimentaire peut être le facteur le plus important pour contrôler l'érosion ou l'accrétion des plages, et il ne serait pas possible de séparer les effets des interactions entre le bilan sédimentaire et l'élévation du niveau marin.

Récemment, Morton et al. (2007) ont fait une étude d'une région proche, dans les îles barrières de la côte de Mississippi et Alabama, pour évaluer leur évolution depuis les années 1800. Pendant les derniers 100 ans, les îles sont toutes devenues plus étroites et se sont déplacées à l'ouest à cause des processus morphodynamiques : le

---

<sup>4</sup> Comme cela a été présenté plus haut, Bruun (1962) a fait une hypothèse que le trait de côte recule et monte avec l'élévation du niveau marin, suivant une translation du profil d'équilibre qui conserve le sable entre la profondeur clôturée et l'arrière-plage. La loi est très simple, mais il y a des conditions particulières pour son application: c'est une modèle bidimensionnelle avec un bilan sédimentaire fermé, il n'y a pas de transport longitudinal, et la source de sédiment est considérée uniforme et illimitée (Cooper and Pilkey, 2004).

déplacement latéral inégal de l'île (il y a des pertes de sédiments parce que il y a plus d'érosion à la côté exposé aux vagues que accrétion à l'autre côté où les sédiments sont déplacé), l'érosion aux deux coté d'îles (du golfe et aussi du continent), et la segmentation causé par la rupture des îles barrières (Figure 35).

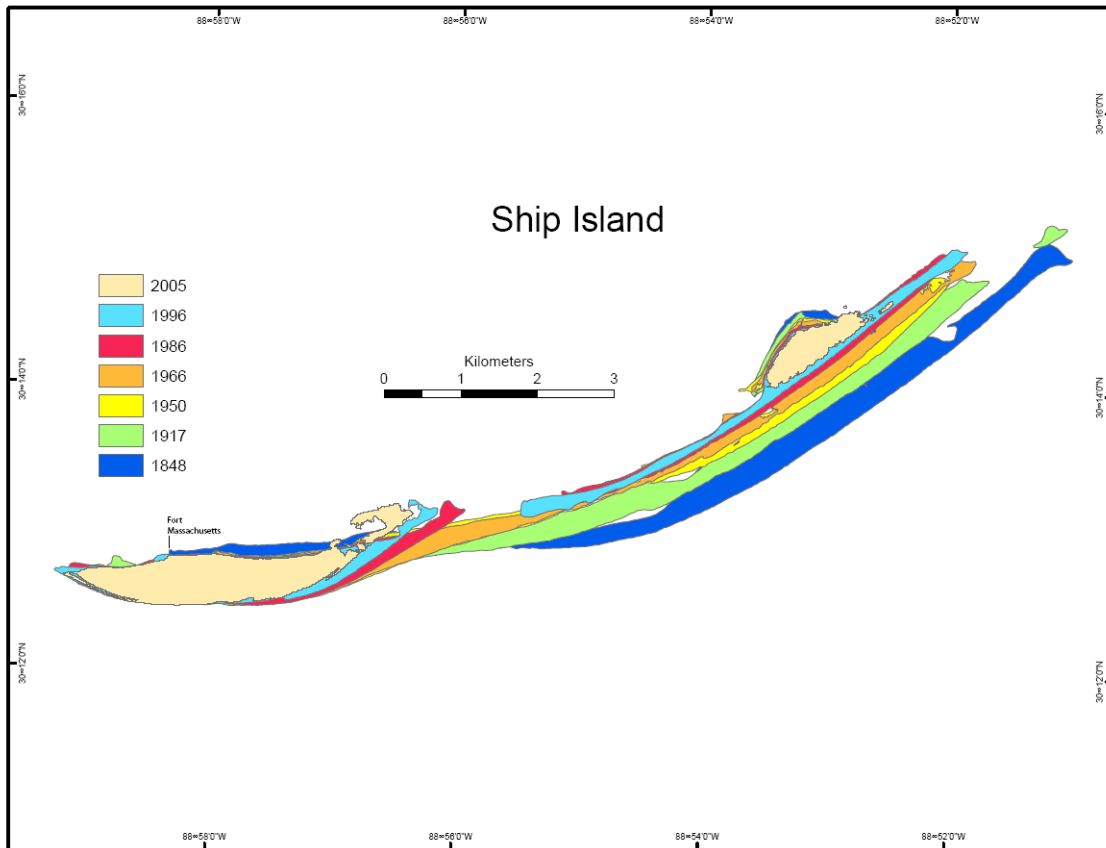


Figure 35: Un exemple de l'évolution d'une île barrière à la côte de Mississippi entre 1848 et 2005 [source : Morton et al. (2007)].

Ces processus ont causé une accélération des pertes de terres dans cette région dans les années quatre-vingt-dix, et les facteurs qui peuvent contribuer aux changements sont les tempêtes intenses, l'élévation du niveau marin, et les apports de sédiment. Le taux d'élévation du niveau marin était assez stable pendant cette période et la fréquence de tempêtes intenses n'était pas corrélée avec le taux des pertes de terres. Les apports sédimentaires sont le seul facteur avec la même tendance que les pertes de terres. Aussi, Morton et al. (2007) ont conclu que les apports sédimentaires contrôlent les changements des îles barrières. L'explication de l'érosion des îles barrières serait ainsi la suivante : les apports sédimentaires ont diminué beaucoup à cause des réductions de déposition de sédiments dans les deltas et aussi des pertes de sédiments permanents par le dragage des chenaux de navigation, et les îles barrières de cette région ne peuvent pas s'adapter aux changements d'élévation du niveau marin ou de la fréquence des tempêtes par manque d'apports de sédiment (Morton et al., 2007).

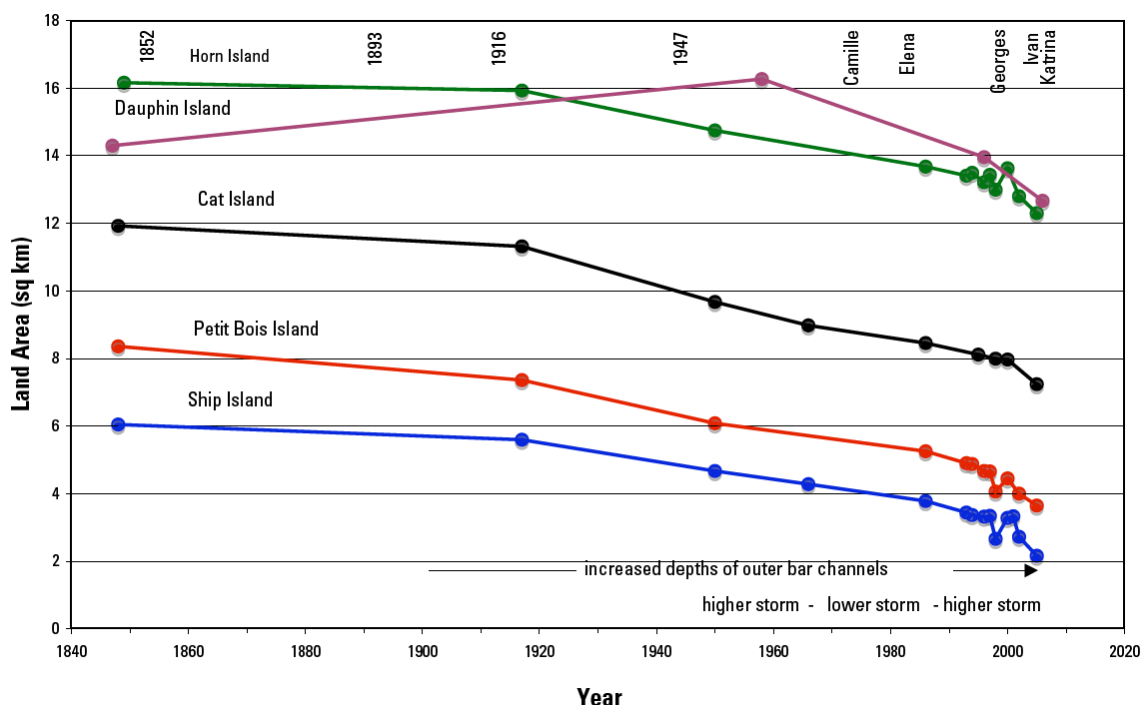


Figure 36: Les pertes de terres historiques des îles barrières de la côte de Mississippi et Alabama depuis les années 1840. Les activités humaines (le dragage des chenaux de navigation), les périodes des tempêtes intenses et calmes (depuis les années 1950), et les dates d'ouragans majeurs sont indiqués [source : Morton et al. (2007)].

#### 4.3.3. Les Zones Humides

Les zones humides sont exposées à des forçages divers, et les études d'USGS essayent de calculer les taux des pertes de terres dans ces régions, en particulier en Louisiane (Barras et al., 2004, 2008). Ils utilisent les photographies et les images du satellite Landsat pour estimer l'interface entre l'eau et la terre. Avec de données qui couvrent approximativement 50 années, ils ont calculé les tendances de recul du trait de côte dans chaque région (Figure 37), puis extrapolé ces tendances pour estimer les tendances futures. Les régressions linéaires sont calculées entre des époques diverses pour regarder l'évolution temporelle, et ils ont découvert que le taux des pertes de terres n'est pas constant parce que (1) le taux a diminué après les années 1970 (Barras et al., 2004) et (2) les ouragans du Golfe de Mexique accélèrent épisodiquement les pertes de terres (Barras et al., 2008).

Tous ses facteurs contribuent aux réponses des zones humides, et Morris et al. (2002) ont dit que leur santé dépendait d'un bilan sédimentaire entre l'accumulation de sédiment (e.g. des rivières ou à cause de l'inondation) et la subsidence de la terre et l'élévation du niveau marin, qu'ils ont estimé d'avoir un seuil de 1.2 cm par ans.

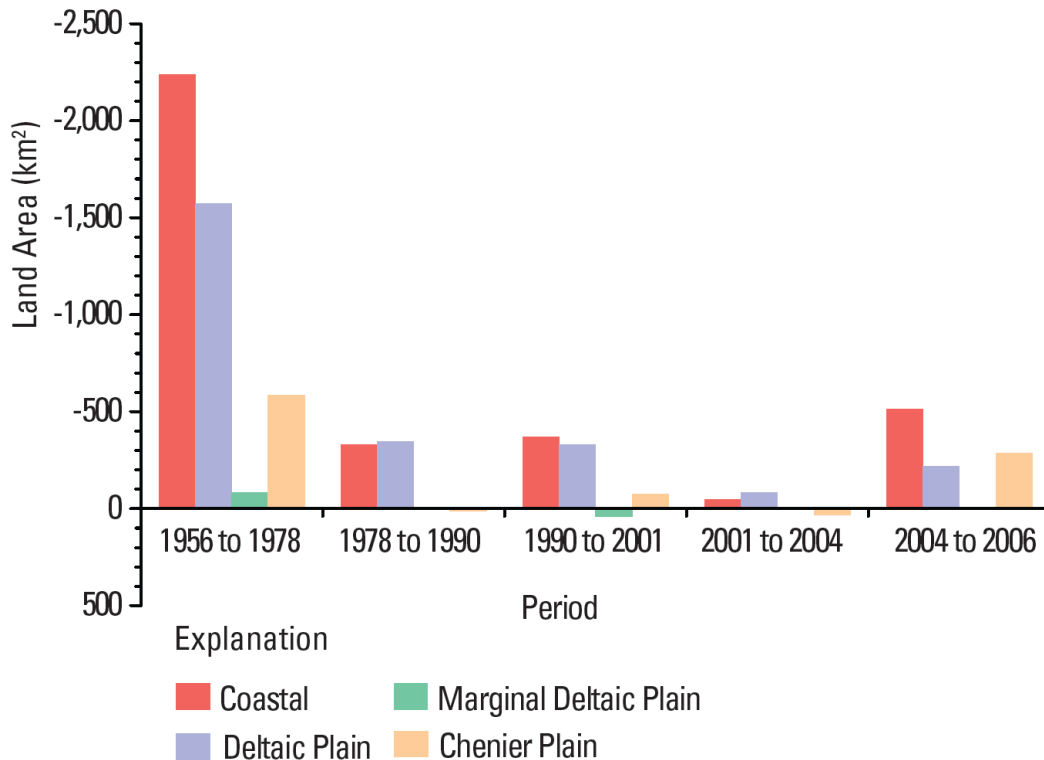


Figure 37: Les taux de pertes de terres historiques calculé pendant cinq périodes entre 1956 et 2006 dans les zones humides de la Louisiane [source : Barras et al. (2008)].

Cependant, la capacité des zones humides d'adapter aux changements dépend de facteurs divers, incluant les impacts humains qui ont déjà exercé une pression sur ces écosystèmes. Morton et al. (2005) ont présenté des preuves que l'extraction d'eau, du gaz, et du pétrole a causé une accélération de la subsidence (puisque la pression des pores souterrains avait baissé), réfutant ainsi la conclusion de Gagliano et al. (2004) que la subsidence était causée à des processus naturels (le poids de sédiment, l'évacuation de sel, et l'activation de failles). Figure 38 démontre les taux d'extraction de l'eau, du gaz, et du pétrole en comparaison avec le taux de pertes de terres des zones humides, pendant que le taux de l'élévation du niveau de la mer était constant. Les observations des couches sédimentaires et les taux de l'enlèvement des fluides souterrains ont expliqué l'accélération de taux de la subsidence observé dans les années 1960/1970.

Barras et al. (2004) ont conclu que les forçages anthropiques [par exemple, le dragage de chenaux de navigation (Knowles and Rosati, 1989), la réduction de sédiment apporté par les rivières, ou la subsidence à cause d'enlèvement de l'eau, du gaz, et de pétrole (Morton et al., 2005)] ont plus d'impact sur cette région que les forçages climatiques, et, puisque il y a beaucoup de facteurs et des feed-backs qui contrôlent l'évolution des zones humides, c'est encore très difficile de la prédire.

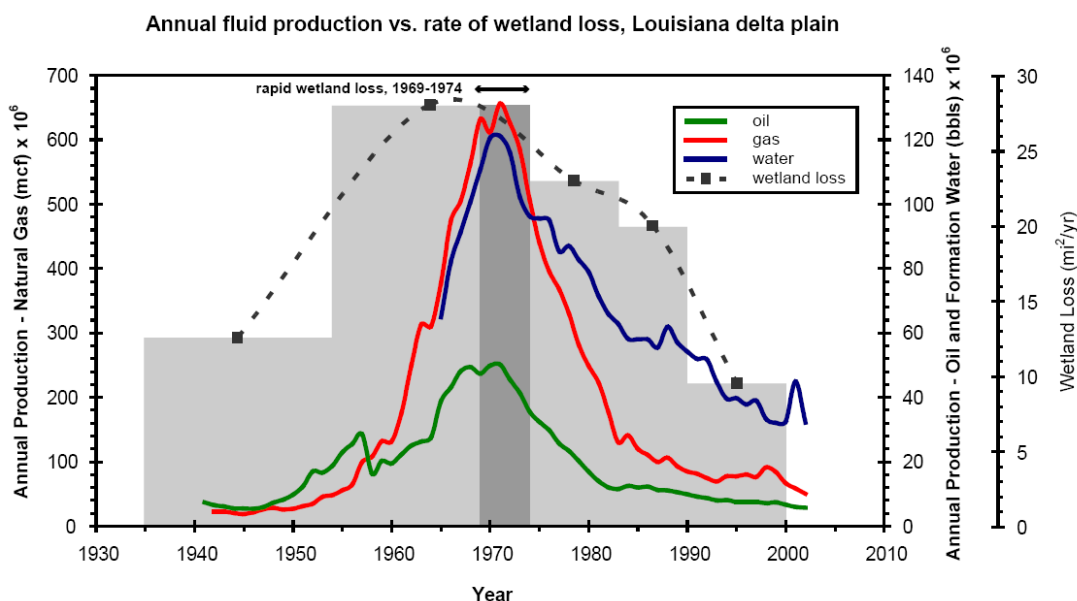


Figure 38: Une comparaison entre les taux d'extraction des matériaux et le taux de pertes de terres dans les zones humides [source : Morton et al. (2005)].

#### 4.4. L'EVOLUTION DU TRAIT DE COTE FUTURE: LA VULNERABILITE DE LA ZONE COTIERE

La subsidence et l'élévation du niveau marin sont des facteurs aggravants des aléas côtiers inondation, érosion et les pertes de terres dans les zones humides. Pour évaluer la sensibilité de la zone côtière aux changements climatiques et naturels, beaucoup de chercheurs ont mis en place des méthodes pour évaluer la tendance future de l'évolution du trait de côte au golfe du Mexique.

##### 4.4.1. Cartographie des zones vulnérables

Pour évaluer le risque d'inondation dans la côte est et au Golfe du Mexique, Titus and Richman (2000) ont identifié tous les zones côtières avec une altitude de terre de moins de 1,5 m et 3,5 m (Figure 39). Ils soulignent que les contours ne sont pas les traits de côte futurs mais des estimations des zones vulnérables parce qu'ils ne tiennent compte des adaptations possibles. Cette étude a démontré qu'une grande majorité de la zone côtière du Golfe de Mexique peut être exposée aux aléas s'il n'y a pas d'adaptations ou de mitigations.

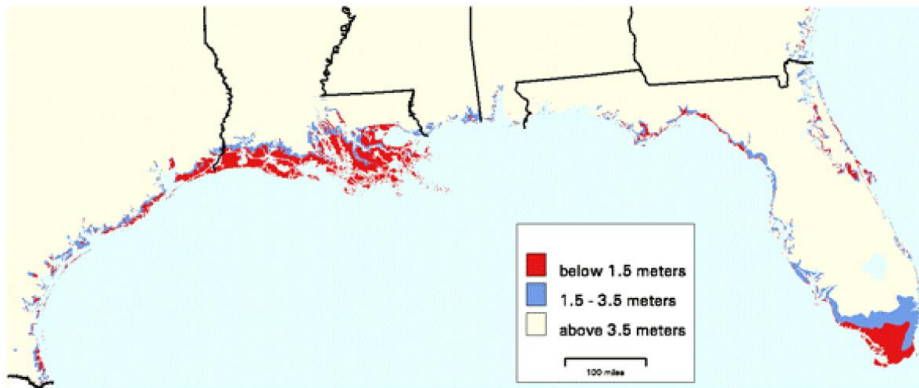


Figure 39: Les zones d'altitude base (moins de 1.5m et entre 1.5 et 3.5m) dans le Golfe du Mexique, pour estimer les zones vulnérables à l'inondation [source : Titus and Richman (2000)].

#### 4.4.2. Extrapolation de taux d'érosion actuels

Pour estimer les pertes de terres à l'avenir, Barras et al. (2004, 2008) ont extrapolé le taux de la période 1978 jusqu'à 2000 (Figure 40), sous l'hypothèse que tous les processus et les échelles spatiales des changements de cette époque sont représentatifs (Barras et al., 2004). Par exemple, ils supposent que les tempêtes et les ouragans vont avoir le même impact qu'avant et que les taux d'élévation du niveau marin, de la subsidence, et des apports sédimentaires vont rester relativement constants. Sans assez de données pour calculer les incertitudes ou les statistiques de fréquence de retour des événements, leur approche ne les a pas inclus.

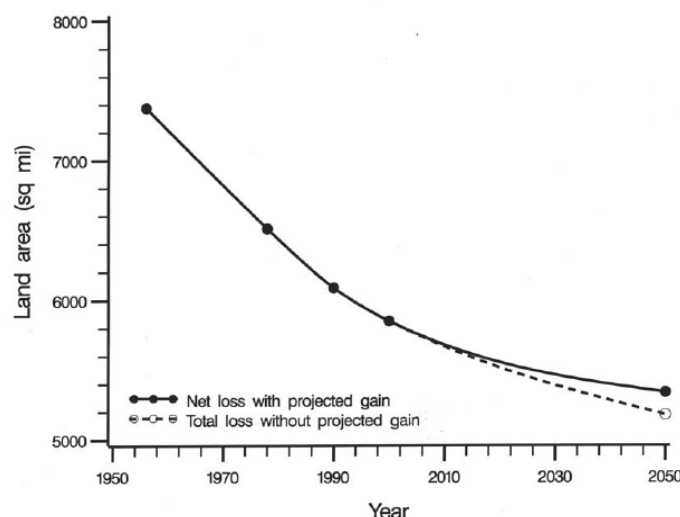


Figure 40: Les pertes de terres estimés par l'extrapolation des observations de 1956 à 2000 [source : Barras et al. (2004)].

#### 4.4.3. Les indicateurs physiques

Au lieu de prédire quantitativement les changements des zones côtières, l'USGS a composé un CVI (Coastal Vulnerability Index) pour évaluer la vulnérabilité de la zone côtière aux Etats-Unis par l'identification des facteurs importants. Souvent, les prédictions quantitatives ont beaucoup d'hypothèses intégrées, et elles demandent les données qui sont rarement disponibles. Aussi, l'USGS a développé un système de classification pour identifier les zones sensibles. Le travail est basé sur la création d'une base de données des caractéristiques géomorphologiques et physiques, combiné avec des scénarios de l'élévation du niveau marin (Gornitz et al., 1994 ; Shaw et al., 1998). Thieler and Hammar-Klose (2000a) ont appliqué ce système à la côte du golfe de Mexique, utilisant six variables pour estimer la vulnérabilité : (1) la géomorphologie, (2) la pente de la côte, (3) le taux de l'élévation du niveau marin, (4) le taux d'érosion ou d'accrétion de la trait de côte, (5) l'amplitude des marées, et (6) la moyenne hauteur des vagues.

A chaque caractéristique est assigné un nombre entre 1 et 5 pour estimer le niveau du risque côtier et la vulnérabilité du littoral, concernant chaque caractéristique indépendant, à l'élévation du niveau marin. Le Tableau 7 résume les cinq niveaux choisis pour chaque paramètre pour les zones côtières du Golfe de Mexique, supposant que, par exemple, les zones avec une pente de côte faible sont plus sensibles à l'élévation du niveau de la mer que les zones avec une pente de côte raide.

| VARIABLE                               | Ranking of coastal vulnerability index    |                                  |                                                |                                     |                                                                                                 |
|----------------------------------------|-------------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                        | Very low                                  | Low                              | Moderate                                       | High                                | Very high                                                                                       |
|                                        | 1                                         | 2                                | 3                                              | 4                                   | 5                                                                                               |
| Geomorphology                          | Rocky, cliffed coasts<br>Fiords<br>Fiards | Medium cliffs<br>Indented coasts | Low cliffs<br>Glacial drift<br>Alluvial plains | Cobble beaches<br>Estuary<br>Lagoon | Barrier beaches<br>Sand Beaches<br>Salt marsh<br>Mud flats<br>Deltas<br>Mangrove<br>Coral reefs |
| Coastal Slope (%)                      | >0.115                                    | 0.115 – 0.055                    | 0.055 – 0.035                                  | 0.035 – 0.022                       | < 0.022                                                                                         |
| Relative sea-level change (mm/yr)      | < 1.8                                     | 1.8 – 2.5                        | 2.5 – 3.0                                      | 3.0 – 3.4                           | > 3.4                                                                                           |
| Shoreline erosion/<br>accretion (m/yr) | >2.0<br>Accretion                         | 1.0 – 2.0                        | -1.0 – +1.0<br>Stable                          | -1.1 – -2.0                         | < - 2.0<br>Erosion                                                                              |
| Mean tide range (m)                    | > 6.0                                     | 4.1 – 6.0                        | 2.0 – 4.0                                      | 1.0 – 1.9                           | < 1.0                                                                                           |
| Mean wave height (m)                   | <0.55                                     | 0.55 – 0.85                      | 0.85 – 1.05                                    | 1.05 – 1.25                         | >1.25                                                                                           |

Tableau 7 : Les cinq niveaux des six variables de la classification côtière fait par l'USGS au Golfe de Mexique [source : Thieler and Hammar-Klose (2000a)].

Le niveau de risque associé avec la géomorphologie a été décidé à partir d'une base de connaissance et d'observations dans le domaine littoral, mais les divisions demeurent subjectives. Pour les autres paramètres, les niveaux sont choisis par l'analyse des données pour trouver les extrêmes et choisir un classement. Le

processus est subjectif et les classements choisis pour la côte est et du Golfe de Mexique sont différents des classements de la côte ouest des Etats-Unis, notamment parce qu'il y a plus de variabilité sur la côte ouest, et pour cette raison, il était nécessaire d'étendre le classement original. Par exemple, pour les vagues, Tableau 7 démontre que les vagues de hauteurs de 1.3m représentent un risque maximal (niveau 5) au Golfe de Mexique, mais la même hauteur des vagues à la côte ouest est attribué un niveau 2. Bien que ce classement soit subjectif, il permet l'identification des zones vulnérables relatives pour la gestion.

D'une manière générale, la variation du CVI le long de la côte du Golfe du Mexique (Figure 41) présente en général une augmentation de niveau de la vulnérabilité à l'ouest de Nouvelle Orléans à cause de la hauteur des vagues, l'élévation du niveau marin, et un petit peu moins, la pente de côte (Thieler and Hammar-Klose, 2000a). Utilisant le CVI avec que des caractéristiques physiques, la zone côtière des Etats-Unis entre Nouvelle Orléans et la frontière avec le Mexique est très sensible à l'élévation du niveau marin futur.



Figure 41: La vulnérabilité de la zone côtière du golfe de Mexique, estimée avec un CVI [source : Thieler and Hammar-Klose (2000)].

#### 4.4.4. Les indicateurs Socio-économiques

La définition de la vulnérabilité comprend aussi des indicateurs des facteurs socio-économiques, et Boruff et al. (2005) ont étendu le CVI de l'USGS pour incorporer ses facteurs. Ils ont considéré une liste de 39 données socio-économiques disponibles, puis ont fait une analyse en composantes principales pour sélectionner les 10 variables qui expliquent plus de 82% de la variabilité des profils socio-économiques entre tous

les comtés : la pauvreté, l'âge moyenne, la concentration de développement, les immigrants, la dichotomie urbain-rural, la race et le sexe, le déclin démographique, l'ethnicité et de l'agriculture, la dépendance des employés de l'infrastructure, et le revenu moyen. Cette analyse permet de réduire le nombre de variables à considérer dans l'indicateur final. Ils gardent la méthode de calculer le CVI [de Gornitz et al. (1997)], et ils créent un CSoVI (Coastal Social Vulnerability Index) dans la même manière avec ces 10 facteurs, avant de combiner les deux pour avoir une PVI (Place Vulnerability Index) qui résume la vulnérabilité totale d'un site (Figure 42).

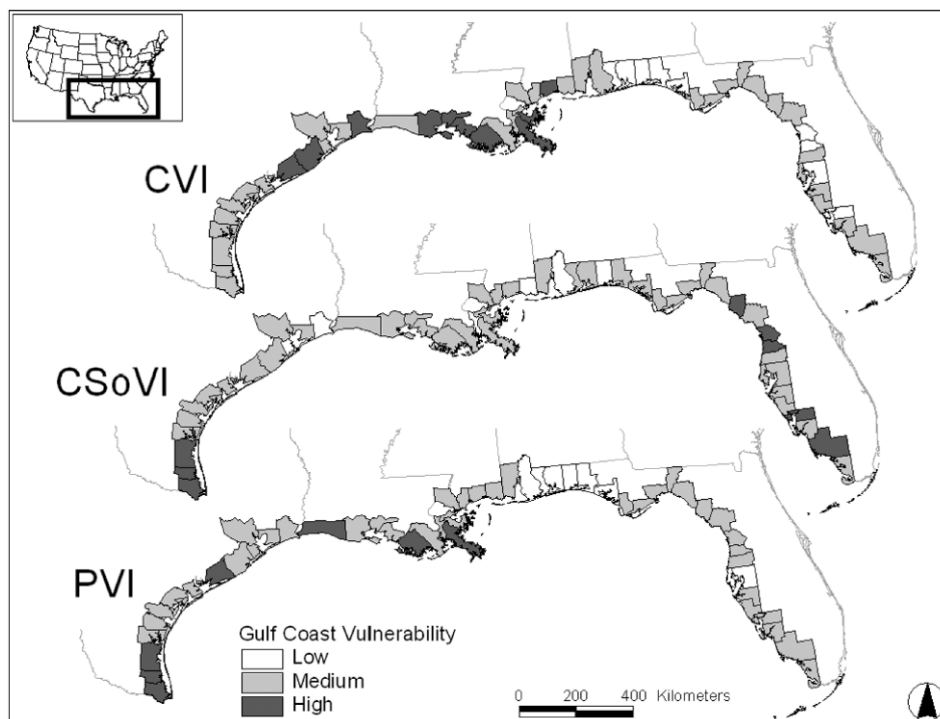


Figure 42: Le CVI (vulnérabilité physique), le CSoVI (vulnérabilité socio-économique), et la somme des deux, le PVI (vulnérabilité entière) estimé pour le Golfe du Mexique [source : Boruff et al. (2005)].

#### 4.5. CONCLUSION

Le Golfe du Mexique est un exemple d'une région confrontée beaucoup d'érosion aux géomorphologies diverses dans la zone côtière. Une assez grande base de données a contribué à une multitude des études pour observer les changements, calculer les taux d'érosion ou accrétion, et attribuer les causes des changements.

Cet exemple du Golfe du Mexique met en évidence un certain nombre de difficultés :

- l'attribution des pertes de terres demeure basée sur une expertise locale, agrégée à une échelle nationale ;

- la nécessité d'avoir des observations des changements côtiers aux échelles locales pour estimer les facteurs importants ;
- l'incapacité de distinguer les forçages importants causant les changements dans une manière quantitative, en particulier, l'incapacité d'identifier les effets de l'élévation du niveau de la mer ; et
- donc l'extrapolation des tendances historiques pour estimer les pertes de terres à l'avenir et l'utilisation des méthodes qualitatives, comme le CVI, pour l'estimation des zones sensibles.

## 5. Conclusion

Ce rapport constitue une revue des diverses études concernant l'estimation de l'évolution de long terme (pluri-décennale) des zones côtières, en termes de mouvements du trait de côte. Son but est d'identifier les causes de changements, mais aussi de mettre en évidence quelques méthodes existantes pour distinguer les effets des forçages principaux.

Le chapitre 2 a identifié trois grandes catégories de géomorphologies et décrit les facteurs principaux qui causent l'évolution de ces environnements aux diverses échelles temporelles et spatiales. Les facteurs et forçages importants, et les méthodes utilisées pour estimer l'évolution pluri-décennale ont été présentés et détaillés pour chaque type géomorphologique. L'état des connaissances de l'évolution longue terme du trait de côte est limité par un manque de données à ces échelles de temps et par la complexité des interactions des forçages côtiers, qui empêche la quantification des changements lié à un forçage individuel. Enfin, il n'existe pas de modèles pour estimer l'évolution long terme de la zone côtière, en particulier à cause des difficultés de tenir compte de tous les forçages et de faire les prédictions aux échelles temporelles longues termes. Par conséquent, une variété des méthodologies limitées sont appliqués pour estimer l'évolution long terme de la zone côtière : (1) l'application des formules empiriques qui tiennent compte d'un nombre limité de forçages (e.g. la loi de Bruun); (2) l'extrapolation des tendances historiques ; et (3) des combinaisons des formules empiriques et des tendances historiques.

Le chapitre 3 présente d'autres méthodologies pour estimer l'impact potentiel du changement climatique futur à partir d'analyses de la vulnérabilité de la zone côtière aux aléas érosion et submersion. Ces méthodes ont besoin de données ou de la connaissance de forçages principaux pour estimer l'impact à l'évolution de la zone côtière, et les résultats sont l'identification des zones sensibles à cause des forçages diverses (dépendant des données disponibles). L'avantage de ces méthodes est la capacité de faire des évaluations aux grandes emprises spatiales, mais l'inconvénient est que les résultats sont qualitatifs avec l'identification des zones potentiellement impactées, sans quantification du recul ou des pertes de terres. Dans le cadre du projet CECILE, ce type de méthodologie est une première étape à appliquer aux grandes échelles pour identifier les zones sensibles et faire une analyse plus détaillée.

Ensuite, le chapitre 4 a montré comment peuvent être appliquées ces méthodes diverses au « training site » de CECILE, avec une revue des études faites dans cette région pour observer les changements long terme et attribuer les changements aux forçages les plus importants. Au Golfe de Mexique, les géomorphologies les plus dynamiques sont les îles barrières, les plages, le delta de Mississippi, et les zones humides. Les analyses utilisant les cartes historiques, les photographies aériennes, les satellites, et les données lidar ont montré les pertes de terres dans le delta et les zones humides, l'érosion des îles barrières, et de taux variée d'érosion et accrétion des

plages. Dans tous les cas, des causes des tendances globales des zones basses sont liées aux forçages anthropiques divers : les pertes de terre principalement à cause de la subsidence due à l'extraction des hydrocarbures, l'érosion des îles barrières à cause des réductions du bilan sédimentaire avec le dragage des chenaux de navigation, et les changements des plages partiellement dus à la pression anthropique, les rechargements, et la construction des ouvrages de protection, mais aussi partiellement dus à l'érosion pendant les ouragans. Alors que le taux de l'élévation du niveau marin est prononcé dans cette région en raison de la subsidence et l'élévation absolue du niveau marin, une conclusion importante de toute la recherche menée, est que les effets des forçages anthropiques sont plus observables que les effets du changement climatique.

Dans les décennies et siècles qui viennent, les impacts du changement climatique pourraient avoir de plus en plus d'influence à l'évolution du trait de côte globalement, avec une accélération de l'élévation du niveau marin et l'effet sur les forçages. Ce rapport met en évidence la difficulté de prévoir les impacts de l'élévation du niveau marin. Il recommande notamment de mettre en œuvre des approches par évaluation de la vulnérabilité physique des zones côtières, mais aussi de mener des observations à des échelles pluri-décennales du littoral afin de mieux comprendre quelles situations sont les plus favorables à un retrait ou une accrétion du trait de côte.

## 6. Bibliographie

Barras, J., S. Beville, D. Britsch, S. Hartley, S. Hawes, J. Johnston, P. Kemp, Q. Kinler, A. Martucci, J. Porthouse, D. Reed, K. Roy, and J. Suhayda, 2004 : Historical and Projected Coastal Louisiana Land Changes : 1978-2050. U.S. Geological Survey Open-File Report 03-334 (Revised January 2004), 45p.

Barras, J.A., J.C. Bernier, and R.A. Morton, 2008 : Land Area Change in Coastal Louisiana : A Multidecadal Perspective (from 1956 to 2006). U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3019, scale 1:250,000, 14 p. pamphlet.

Benumof, B.T. and G.B. Griggs, 1999 : The Dependence of Seacliff Erosion Rates on Cliff Material Properties and Physical Processes: San Diego County, California. *Shore & Beach*, 67, 29-41.

Benumof, B.T., Storlazzi, C.D., Seymour, R.J., and Griggs, G.B. 2000, The relationship between incident wave energy and seacliff erosion rates: San Diego County, California: *J. Coast. Res.*, v. 16, n. 4, p. 1162-1178.

Bird, E.C.F., 1985 : Coastline Changes. A Global Review, J. Wiley & Sons, Chichester, England, 219 p.

Boruff, B.J., C. Emrich, and S.L. Cutter, 2005 : Erosion Hazard Vulnerability of US Coastal Counties. *J. Coast. Res.*, 21(5), 932-942.

Bray, M.J. and J.M. Hooke, 1997 : Prediction of Soft-Cliff Retreat with Accelerating Sea-Level Rise. *J. Coast. Res.*, 13(2), 453-467.

Bruneau N., P. Bonneton, R. Pedreros, F. Dumas and D. Idier, 2007 : A New Morphodynamic Modelling Platform: Application to Characteristic Sandy systems of the Aquitanian Coast, France. *Journal of Coastal Research*, SI 5e0 (Proceedings of the 9th International Coastal Symposium), 932-936, Gold Coast, Australia, ISSN 0749.0208.

Bruun, P. 1962 : Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal Waterways and Harbours Division*, 88(1-3), 117-130.

Cahoon, D.R., 1997 : Global Warming, Sea-level Rise, and Coastal Marsh Survival. USGS FS-091-97.

Carter, R.W.G. and J.D. Orford, 1984 : Coarse Clastic Barrier Beaches : A Discussion of the Distinctive Dynamic and Morphosedimentary Characteristics. *Mar. Geol.*, 60, 377-389.

Carter, R.W.G., 1995 : Coastal environments : an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. Academic Press, London, 617 p.

Carter, C.H. and D.E. Guy, 1988 : Coastal Erosion : Processes, Timing, and Magnitudes at the Bluff Toe. *Mar. Geol.*, 84, 1-17.

Clark, R.R., 1990 : Coastal land loss in Florida. AAPG Bulletin, Gulf Coast Association of Geological Societies and Gulf Coast Section of SEPM meeting, Lafayette, LA (USA), 17-19 Oct 1990, 74 :9.

Coelho, C., R. Silva, F.V. Gomes, and F.T. Pinto, 2006 : A Vulnerability Analysis Approach for the Portuguese West Coast. *Transactions of the Wessex Institute*, 12p., DOI: 10.2495/RISK060241.

Coleman, J.M., O.K. Huh, D.H. Braud, Jr. and H.H. Roberts, 2005: Major World Delta Variability and Wetland Loss. *Gulf Coast Association of Geological Societies (GCAGS) Transactions*, 55, 102-131.

Cooper, J.A.G. and O.H. Pilkey, 2004. Sea-level rise and shoreline retreat : time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43, 157-171.

Cooper, J.A.G. and S. McLaughlin, 2008 : Contemporary Multidisciplinary Approaches to Coastal Classification and Environmental Risk Analysis. *J Coast Res*, 14 (2), 512-524.

Cowell, P.J., B.G. Thom, R.A. Jones, C.H. Everts, and D. Simanovic, 2006: Management of Uncertainty in Predicting Climate-Change Impacts on Beaches. *J. Coast. Res.*, 22(1), 232-245.

Cutter, S.L., B.J. Boruff, and W.L. Shirley, 2003: Social Vulnerability to Environmental Hazards. *Social Sci. Quarterly*, 84(2), 242-261.

Daniels, R. C., V. M. Gornitz, A. J. Mehta, Lee Say-Chong, and R. M. Cushman, 1992: Adapting to sea-level rise in the U.S. Southeast: The influence of built infrastructure and biophysical factors on the inundation of coastal areas. Oak Ridge, Tennessee: Environmental Science Division, U.S. Department of Energy, ORNL/CDIAC-54. 268. p.

Davies, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphology*, 8, Mortensen Sonderheft, pp. 127-142.

Day, J.W., D. Pont, P.F. Hensel, and C. Ibañez, 1995 : Impacts of Sea-Level Rise on Deltas in the Gulf of Mexico and the Mediterranean : The Importance of Pulsing Events to Sustainability. *Estuaries*, 18(4), 636-647.

De Pippo, T., C. Donadio, M. Pennetta, C. Petrosino, F. Terlizzi, and A. Valente, 2008 : Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy. *Geomorphology*, 97, 451-466.

Dean, R. G., 1973 : Heuristic models of sand transport in the surf zone, paper presented at Conference on Engineering Dynamics in the Surf Zone, Inst. of Eng., Sydney, N. S. W., Australia.

- Dean, R.G., 1991 : Equilibrium Beach Profiles : Characteristics and Applications. *J. Coast. Res.* , 7(1), 53-84.
- Del Río, L. and F.J. Gracia, 2009 : Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. *Geomorphology*, 112, 82-95.
- Diez, P.G., G.M.E. Perillo, and M.C. Piccolo, 2007 : Vulnerability to Sea-Level Rise on the Coast of the Buenos Aires Province. *J. Coast. Res.*, 32(1), 119-126.
- Dominguez, L., G. Anfuso, and F.J. Gracia, 2005 : Vulnerability assessment of a retreating coast in SW Spain. *Environ. Geol.*, 47, 1037-1044, DOI : 10.1007/s00254-005-1235-0.
- Doukakis, E., 2005 : Coastal Red Spots Along the Western Thermaikos Gulf. *Proceedings of the 9th International Conference on Environmental Science and Technology*, Rhodes Island, Greece : 1-3 September 2005.
- Ellison, J.C., 1993 : Mangrove Retreat with Rising Sea-level, Bermuda. *Estuarine, Coastal, and Shelf Science*, 37, 75-87.
- Ericson, J.P., C.J. Vörösmarty, S.L. Dingman, L.G. Ward, and M. Meybeck, 2006 : Effective sea-level rise and deltas : Causes of change and human dimension implications. *Glob. and Planetary Change*, 50, 63-82.
- European Environment Agency, 2006 : Vulnerability and adaptation to climate change in Europe, EEA Technical Report, Luxembourg, 79 pp.
- EUROSION, 2004 : Living with coastal erosion in Europe : Sediment and Space for Sustainability. Part III – Methodology for assessing regional indicators, 42p.
- Fairbank, H. and J. Jakeways, 2006. Mapping coastal risk in a changing climate. A training pack. Isle of Wight Center for Coastal Environment.
- Finkl, C.W., 2004 : Coastal Classification : Systematic Approaches to Consider in the Development of a Comprehensive Scheme, *J. Coast. Res.*, 20(1), 166-213.
- Forbes, D.L., J.D. Orford, R.W.G. Carter, J. Shaw, and S.C. Jennings (1995): Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts. *Maine Geology*, 126, 63-85.
- Gagliano, S.M., Kemp, E.B., Wicker, K.M., Wiltenmuth, K., and Sabate. R.W., 2003 : Neo-tectonic framework of southeast Louisiana and applications to coastal restoration: Transactions – Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 53, p. 262-272.
- García-Mora, M.R., J.B. Gallego-Fernández, A.T. Williams, and F. García-Novo, 2001 : A Coastal Dune Vulnerability Classification. A Case Study of the SW Iberian Peninsula. *J. Coast. Res.*, 17(4), 802-811.

Gibbons, S. J. A., and R. J. Nicholls, 2006 : Island abandonment and sea-level rise : An historical analog from the Chesapeake Bay, USA. *Glob. Environ. Chang.*, 16, 40-43.

GIEC, 1991. The Seven Steps to the Vulnerability Assessment of Coastal Areas to Sea-Level Rise – A Common Methodology, Intergovernmental Panel on Climate Change, Response Strategies Working Group, 20 September 1991, Revision No. 1, 27p + 3 appendices.

Gornitz, V.M., R.C. Daniels, T.W. White, and K.R. Birdwell, 1994 : The Development of a Coastal Risk Assessment Database : Vulnerability to Sea-Level Rise in the U.S. Southeast. *J. Coast. Res.*, 12, 327-338.

Gornitz, V.M., T.M. Beaty, and R.C. Daniels, 1997 : A Coastal Hazards Data Base for the U.S. West Coast, Oak Ridge National Laboratory, 150p, doi : 10.3334/CDIAC/ssr.ndp043c.

Griggs, G.B., 1994 : California's Coastal Hazards, *J. Coast. Res., Special Issue*, 12, 1-15.

Hall, M.J., and O.H. Pilkey, 1991 : Effects of hard Stabilization on Dry Beach Width for New Jersey. *J. Coast. Res.*, 7, 771-785.

Hansom, J.D., 2001 : Coastal sensitivity to environmental change : a view from the beach. *Catena*, 42, 291-305.

Hanson, H., and N.C. Kraus, 1989: GENESIS: Generalized model for simulating shoreline change, Report 1: Technical Reference. Tech. Rep. CERC-89-19, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, MS.

Hapke, C.J., Reid, D., Richmond, B.M., Ruggiero, P., and List, J., 2006, National assessment of shoreline change: Part 3: Historical shoreline changes and associated coastal land loss along the sandy shorelines of the California coast: U.S. Geological Survey Open-file Report 2006-1219.

Heinz Center, 2002 : Human Links to Coastal Disasters. Washington, D.C. : Heinz Center, 156p.

Hesp, P., 2002 : Foredunes and blowouts : initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245-268.

Hinkel, J. and R.J.T. Klein, 2009 : Integrating knowledge to assess coastal vulnerability to sea-level rise : The development of the DIVA tool. *Global Env. Change*, 19, 384-395.

Holman, R.A., 1986 : Extreme Value Statistics for Wave Run-up on a Natural Beach. *Coast. Eng.*, 9, 527-544.

Hughes, R.G. and O.A.L. Paramor, 2004 : On the loss of saltmarshes in south-east England and methods for their restoration. *J. Applied Ecology*, 41, 440-448.

- Inman, D.L. and P.M. Masters, 1991. Coastal sediment transport concepts and mechanisms. State of the Coast Report, San Diego Region, Coast of California Storm and Tidal Waves Study. U.S. Army Corps of Engineers, Los Angeles District, chap. 5.
- Jackson, D.W.T., J.A.G. Cooper, and L. del Rio, 2005 : Geological control of beach morphodynamic state. *Mar. Geol.*, 216, 297-314.
- Kirby, 2000 : Practical implications of tidal flat shape. *Continental Shelf Research*, 20, 1061-1077.
- Khoshravan, H., 2007 : Beach sediments, morphodynamics, and risk assessment, Caspian Sea, Iran. *Quaternary International*, 167-168, 35-39, doi : [10.1016/j.quaint.2007.02.014](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.02.014).
- Knowles, S.C. and Rosati, J.D., 1989. Geomorphic and Coastal Process Analysis for Ship Channel Planning at Ship Island, Mississippi. U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Technical Report CERC-89-1, 69p.
- Komar, P.D., 1998 : Beach Processes and Sedimentation, 2nd edn. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall.
- Komar, P.D., 2010 : Shoreline Evolution and Management of Hawke's Bay, New Zealand : Tectonics, Coastal Processes, and Human Impacts. *J. Coast. Res.*, 26(1), 143-156.
- Kriebel, D.L. and R.G. Dean, 1985 : Numerical Simulation of Time-Dependent Beach and Dune Erosion. *Coast. Eng.*, 9, 221-245.
- Kriebel, D.L. and R.G. Dean, 1993 : Convolution Method for Time-Dependent Beach-Profile Response. *J. Waterway, Port, Coast. Ocean Eng.*, 119(2), 204-226.
- Larson, M. and N.C. Kraus, 1989 : SBEACH : Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change : Report 1, Empirical Foundation and Model Development. Technical Report CERC-89-9, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, MS.
- Lee, E.M., 2008 : Coastal cliff behavior : Observations on the relationship between beach levels and recession rates. *Geomorphology*, 101, 558-571.
- Lee, E.M., J.W. Hall, and I.C. Meadowcroft, 2001 : Coastal cliff recession : the use of probabilistic prediction methods. *Geomorphology*, 40, 253-269.
- Lesser, G.R., J.A. Roelvink, J.A.T.M. van Kester, and G.S. Stelling, 2004 : Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coast. Eng.*, 51, 883-915.
- List, J.H., A.H. Sallenger, M.E. Hansen, and B.E. Jaffe, 1997. Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion: testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands. *Marine Geology*, 140, 347-365.

Longuet-Higgins, M.S., 1970a: Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 1. *J. Geophys. Res.*, 75(33), 6778-6789.

Longuet-Higgins, M.S., 1970b: Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 2. *J. Geophys. Res.*, 75(33), 6790-6801.

Masselink, G. and A.D. Short, 1993: The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. *J. Coast. Res.*, 9(3), 785-800.

McCarthy, J.J., O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken, and K.S. White, Eds., 2001: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

McFadden, L., R.J. Nicholls, A. Vafeidis, and R.S.J. Tol, 2007: A Methodology for Modeling Coastal Space for Global Assessment. *J. Coast. Res.*, 23(4), 911-920.

McGranahan, G., D. Balk, and B. Anderson, 2007: The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environment & Urbanization*, 19(1), 17-37.

McLaughlin, S., J. McKenna, and J.A.G. Cooper, 2002 : Socio Economic data in coastal vulnerability indices: constraints and opportunities. *J. Coast. Res.*, 36, 487-497.

Miller, J.K. and R.G. Dean, 2007a : Shoreline variability via empirical orthogonal function analysis: Part I temporal and spatial characteristics. *Coast Eng.*, 54, 111-131.

Miller, J.K. and R.G. Dean, 2007b : Shoreline variability via empirical orthogonal function analysis: Part II relationship to nearshore conditions. *Coast Eng.*, 54, 133-150.

Mimura, N., 1999: Vulnerability of island countries in the South Pacific to sea level rise and climate change. *Clim. Res.*, 12, 137-143.

Miner, M.D., M.A. Kulp, D.M. FitzGerald, J.G. Flocks, and H.D. Weathers, 2009: Delta lobe degradation and hurricane impacts governing large-scale coastal behaviour, South-central Louisiana, USA. *Geo-Mar Lett.*, 29, 441-453, DOI:10.1007/s00367-009-0156-4.

Miselis, J.L. and J.E. McNinch, 2006: Calculating shoreline erosion potential using nearshore stratigraphy and sediment volume: Outer Banks, North Carolina. *J. Geophys. Res.*, 111 (F02019), doi:10.1029/2005JF000389.

Morris, J.T., P.V. Sundareshwar, C.T. Nietch, B. Kjerfve, DR Cahoon. 2002. Responses of coastal wetlands to rising sea level. *Ecology* 83:2869-2877.

Morton, R.A., J.C. Gibeaut, and J.G. Paine, 1995: Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. *Mar. Geol.*, 126, 161-179.

Morton, R.A., 2003: An Overview of Coastal Land Loss: With Emphasis on the Southeastern United States. U.S. Geological Survey Open-file Report 03-337, 28p.

Morton, Robert A., Miller, Tara L., and Moore, Laura J., 2004: National assessment of shoreline change: Part 1: Historical shoreline changes and associated coastal land loss along the U.S. Gulf of Mexico: U.S. Geological Survey Open-file Report 2004-1043, 45p.

Morton, R.A., J.C. Bernier, J.A. Barras, and N.F. Ferina, 2005 : Rapid Subsidence and Historical Wetland Loss in the Mississippi Delta Plain: Likely Causes and Future Implications. U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1216, 124p.

Morton, R.A., 2007: Historical Changes in the Mississippi-Alabama Barrier Islands and the Roles of Extreme Storms, Sea Level, and Human Activities. U.S. Geological Survey Open-file Report 2007-1161, 42p.

Murty, T.S., R.A. Flather, and R.F. Henry, 1986: The Storm Surge Problem in the Bay of Bengal. *Prog. Oceanog.*, 16, 195-233.

NASA Earth Observatory, <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=37753>, viewed 09/06/2010.

NASA Earth Observatory, <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=5910>, viewed 11/06/2010.

National Research Council, 1987 : Geologic Mapping in the U.S. Geological Survey: Washington, D.C.: National Academy Press, 22 p.

Nicholls, R.J., 2002 : Rising Sea Levels : Potential Impacts and Responses. *Global Env. Change*, 17, 83-107.

Nicholls, R.J. and J.A. Lowe, 2006 : Climate Stabilisation and Impacts of Sea-Level Rise. In, Schellnhuber, Hans Joachim, Cramer, Wolfgang, Nakicenovic, Nebojsa, Wigley, Tom and Yohe, Gary (eds.) *Avoiding Dangerous Climate Change*. Cambridge, UK, Cambridge University Press, 195-202.

Nicholls, R.J., F.M.J. Hoozemans, and M. Marchand, 1999 : Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise : regional and global analyses. *Global Env. Change*, 9, S69-S87.

Nicholls, R.J., P.P. Wong, V.R. Burkett, J.O. Codignotto, J.E. Hay, R.F. McLean, S. Ragoonaden and C.D. Woodroffe, 2007: Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 315-356.

Nielsen, P., 1992 : Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport. Advanced Series on Ocean Engineering, Vol. 4. Singapore : World Scientific, 95-130.

Nilsson, C., C.A. Reidy, M. Dynesius, and C. Revenga, 2005 : Fragmentation and Flow Regulation of the World's Large River Systems. *Science*, 308, 405-408, DOI : 10.1126 /science.1107887.

Owens, E.H., 1994 : *Canadian Coastal Environments, Shoreline Processes, and Oil Spill Cleanup*. Ottawa, Ontario: Environment Canada, Environmental Emergency Branch, Report EPS 3/SP/5, 328p.

Paskoff, R.P., 2004 : Potential Implications of Sea-Level Rise for France. *J. Coast. Res.*, 20(2), 424-434.

Penland, S. and K. Ramsey, 1990: Relative sea level rise in Louisiana and the Gulf of Mexico: 1908-1988. *J Coastal Res*, 6, 323-342.

Pethick, J., 2001: Coastal management and sea-level rise. *Catena*, 42, 307-322.

Pierre, G. and P. Lahousse, 2006: The role of groundwater in cliff instability: an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Earth Surf. Process. Landforms*, 31, 31-45.

Pilkey, O.H. and T.W. Davis, 1987 : An analysis of coastal recession models: North Carolina coast. In: Nummedal D, Pilkey OH, Howard JD (eds) Sea-level fluctuation and coastal evolution. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 41, Tulsa, Oklahoma, 59–68.

Pilkey, O. H., R. S. Young, D. M. Bush, A. H., Jr. Sallenger, R. Morton, C. Fletcher, E. R. Thieler, P. Howd, and C. Galvin (2000), Comment on "Sea level rise shown to drive coastal erosion" by Stephen P. Leatherman, Keqi Zhang, and Bruce C. Douglas, *Eos Trans. AGU*, 81(38), 436.

Pilkey, O.H. and J.A.G. Cooper, 2004: Society and Sea Level Rise. *Science*, 303, 1781-1782.

Plaziat, J.-C., and P.G.E.F. Augustinus, 2004: Evolution of progradation/erosion along the French Guiana mangrove coast: a comparison of mapped shorelines since the 18<sup>th</sup> century with Holocene data. *Mar. Geol.*, 208, 127-143.

Reed, J.M., L.S. Mills, J.B. Dunning Jr., E.S. Menges, K.S. McKelvey, R. Frye, S.R. Beissinger, M.-C. Anstett, and P. Miller, 2002: Emerging Issues in Population Viability Analysis. *Conservation Biology*, 16(1), 7-19.

Roelvink, D., A. Reniers, A. van Dongeren, J. van Thiel de Vries, R. McCall, and J. Lescinski, 2009: Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coast. Eng.*, 56, 1133-1152.

Rogers, K., N. Saintilan, and H. Heijnis, 2005: Mangrove Encroachment of Salt Marsh in Western Port Bay, Victoria: The Role of Sedimentation, Subsidence, and Sea Level Rise. *Estuaries*, 28(4), 551-559.

Romieu, E. and C. Vinchon, 2009. Evaluation de la vulnérabilité en zone côtière : état de l'art et analyse critique. Rapport final. BRGM/RP-57389-FR. Juillet 2009. 188 pages, 31 figures, 44 tableaux, 4 annexes.

Rosati, J.D. and N.C. Kraus, 1999: Sediment Budget Analysis System (SBAS). US Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Technical Note IV-20, 14p.

Ross, M.S., J.F. Meeder, J.P. Sah, P.L. Ruiz, and G.J. Telesnicki, 2000: The Southeast Saline Everglades revisited: 50 years of coastal vegetation change. *J. Vegetation Science*, 11, 101-112.

Ruggiero, P., P.D. Komar, W.G. McDougal, J.J. Marra, and R.A. Beach, 2001: Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Property Backing Beaches. *J. Coast. Res.*, 17(2), 407-419.

Sallenger, A.H., Jr, Penland, S., Williams, S.J., and Suter, J.R., 1987 : Louisiana barrier island erosion study: *Coastal Sediments '87*, American Society of Civil Engineers, 1503-1516.

Sallenger, A.H., 2000 : Storm Impact Scale for Barrier Islands. *J. Coast. Res.*, 16(3), 890-895.

Sallenger, A.H., W. Krabill, J. Brock, R. Swift, S. Manizade, and H. Stockdon, 2002 : Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño. *Mar. Geol.*, 187, 279-297.

Scavia, D., J.C. Field, D.F. Boesch, R.W. Buddemeier, V. Burkett, D.R. Cayan, M. Fogarty, M.A. Harwell, R.W. Howarth, C. Mason, D.J. Reed, T.C. Royer, A.H. Sallenger, and J.G. Titus, 2002 : Climate Change Impacts on U.S. Coastal and Marine Ecosystems. *Estuaries*, 25(2), 149-164.

Shaw, J., R.B. Taylor, S. Solomon, H.A. Christian, and D.L. Forbes, 1998 : Potential Impacts of Global Sea-Level Rise on Canadian Coasts. *The Canadian Geographer*, 42(4), 365-379.

Sheppard, C., D.J. Dixon, M. Gourlay, A. Sheppard, and R. Payet, 2005 : Coral mortality increases wave energy reaching shores protected by reef flats : Examples from the Seychelles. *Estuarine Coastal and Shelf Science*. 64, 223-234.

Sherman, D.J., 1991 : Gravel Beaches. *National Geograph. Res. and Explor.*, 7(4), 442-452.

Shore Protection Manual, 1984 : 4th ed., 2 Vol., U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1,088 p.

Smith, E., 1990 : Regimes Contributory to Progressive Loss of Alabama Coastal Shoreline and Wetlands. AAPG Bulletin, Gulf Coast Association of Geological Societies and Gulf Coast Section of SEPM meeting, Lafayette, LA (USA), 17-19 Oct 1990, 74:9, doi : 10.1306/20B2329B-170D-11D7-8645000102C1865D.

Snoussi, M., T. Ouchani, A. Khouakhi, and I. Niang-Diop, 2009 : Impacts of sea-level rise on the Moroccan coastal zone : Quantifying coastal erosion and flooding in Tangier Bay. *Geomorphology*, 107, 32-40.

Spalding, M.D., C. Ravilious, and E.P. Green, 2001 : World Atlas of Coral Reefs. Prepared at the UNEP World Conservation Monitoring Centre. University of California Press, Berkeley, USA.

Stive, M.J.F., S.G.J. Aarninkhof, L. Hamm, H. Hanson, M. Larson, K.M. Wijnberg, R.J. Nicholls, M. Capobianco, 2002 : Variability of shore and shoreline evolution, *Coast. Eng.*, 47, 211-235.

Stockdon, H.F., R.A. Holman, P.A. Howd, and A.H. Sallenger, 2006 : Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coast. Eng.*, 53, 573-588.

Sunamura T., 1983 : Processes of sea cliff and platform erosion. In Komar P. D. (Ed.) : *C.R.C. Handbook of Coastal Process and Erosion*. C.R.C. Press, Boca Raton, 233-265.

Sunamura T., 1992 : *Geomorphology of Rocky Coasts*. J. Wiley and Sons, Chichester, 302 p.

Szlafsztein, C. and H. Sterr, 2007 : A GIS-based vulnerability assessment of coastal natural hazards, stata of Pará, Brazil. *J. Coast. Conserv.*, 11, 53-66, DOI : 10.1007/s11852\_007-0003-6.

Thieler, E.R., and E.S. Hammar-Klose, 1999. National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise : Preliminary Results for the U.S. Atlantic Coast. U.S. Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts.

Thieler, E.R., and E.S. Hammar-Klose, 2000a. National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise : Preliminary Results for the U.S. Gulf of Mexico Coast. U.S. Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts.

Thieler, E.R., and E.S. Hammar-Klose, 2000b. National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise : Preliminary Results for the U.S. Pacific Coast. U.S. Geological Survey, Woods Hole, Massachusetts.

Thieler, E.R., O.H. Pilkey, R.S. Young, D.M. Bush, and F. Chai, 2000 : The Use of Mathematical Models to Predict Beach Behavior for U.S. Coastal Engineering : A Critical Review. *J. Coast. Res.*, 16(1), 48-70.

Titus, J.G. and C. Richman, 2000: Maps of Lands Vulnerable to Sea Level Rise: Modeled Elevations Along the US Atlantic and Gulf Coasts. *Climate Research*, 18(3), 205-228.

Torresan, S., A. Critto, M.D. Valle, N. Harvey, and A. Marcomini, 2008 : Assessing coastal vulnerability to climate change : comparing segmentation at global and regional scales. *Sustain. Sci.*, 3, 45-65, DOI : 10.1007/s11625-008-0045-1.

Trenhaile, A.S., 2002 : Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, 48, 7-22.

United States Department of the Interior Geological Survey, 1970 : *The National Atlas of the United States of America*. Washington, D.C.

USACE, 1984 : USACE, Shore Protection Manual, Department of the Army, U.S. Corps of Engineers, Washington, DC 20314.

USGS Pacific Coral Reefs Website, <http://www.usgs.gov/newsroom/article.asp?ID=2078&from=rss>, viewed 12/05/2010.

Vellinga, P. and S.P. Leatherman, 1989 : Sea Level Rise, Consequences, and Policies. *Climatic Change*, 15, 175-189.

Vinchon C., Idier D., Garcin M., Balouin Y., Mallet C., Aubié S., Closset L. with the collaboration of Oliveros C., Pedreros R. and Lenôtre N. (2006) - Response of the Coastline to Climate Change. Specific Report for the RESPONSE Project LIFE–Environment programm: Evolution of coastal risk (erosion and marine flooding) on the Aquitaine and Languedoc-Roussillon pilot regions. Final report. BRGM/RP-54718-FR. 153 p., 27 figs, 19 tables, 9 app., 1 CD-ROM.

Vinchon, C., S. Aubie, Y. Balouin, L. Closset, M. Garcin, D. Idier, and C. Mallet, 2009 : Anticipate response of climate change on coastal risks at regional scale in Aquitaine and Languedoc Roussillon (France). *Ocean & Coastal Management*, 52, 47-56.

Walkden, M.J.A. and J.W. Hall, 2005 : A predictive Mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores. *Coast. Eng.*, 52, 535-563.

Whitehouse, R., P. Balson, S. Blott, H. Burningham, N. Cooper, J. French, G. Guthrie, S. Hanson, A. Houghton, D. Leggett, R. Nicholls, K. Pye, M. Walkden, 2008 : Characterisation and prediction of large scale, long-term change of coastal geomorphological behaviors : Inception Report. Environmental Agency, 156p.

Wijnberg, K.M., 2002 : Environmental controls on decadal morphologic behavior of the Holland coast. *Mar. Geol.*, 189, 227-247.

Winant, C.D., D.L. Inman, and C.E. Nordstrom, 1975 : Description of Seasonal Beach Changes Using Empirical Eigenfunctions. *J. Geophys. Res.*, 80(15), 1979-1986.

Woodroffe, C.D., 2008 : Reef-island topography and the vulnerability of atolls to sea-level rise. *Glob. and Planetary Change*, 62, 77-96.

Wright, L.D. and A.D. Short, 1984 : Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches : A Synthesis. *Mar. Geol.*, 56, 93-118.

Wright, L.D., A.D. Short, and M.O. Green, 1985 : Short-term Changes in the Morphodynamic States of Beaches and Surf Zones : An Empirical Predictive Model. *Mar. Geol.*, 62, 339-364.

Wright, L.D., J.D. Boon, S.C. Kim, and J.H. List, 1991 : Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Mar. Geol.*, 96, 19-51.

Wu, S.Y., B. Yarnal, and A. Fisher, 2002 : Vulnerability of coastal communities to sea-level rise : a case study of Cape May County, New Jersey, USA. *Climate Research*, 22(3), 255-270.

Young, A.P. and S.A. Ashford, 2006a : Application of Airborne LIDAR for Seacliff Volumetric Change and Beach-Sediment Budget Contributions. *J. Coast. Res.*, 22(2), 307-318.

Young, A.P. and S.A. Ashford, 2006b : Performance Evaluation of Seacliff Control Methods. *Shore & Beach*, 74(4), 16-24.

Young, A.P., R.T. Guza, R.E. Flick, W.C. O'Reilly, and R. Gutierrez, 2009 : Rain, waves, and short-term evolution of composite seacliffs in southern California. *Mar. Geol.*, 267, 1-7.

Zhang, K., B.C. Douglas, and S.P. Leatherman, 2004 : Global Warming and Coastal Erosion, *Climatic Change*, 64, 41-58.



**Centre scientifique et technique  
Service Risques**

3, avenue Claude-Guillemin  
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34