HAL
open science

Les conséquences de l'élévation du niveau marin pour le recul du trait de côte

Gonéri Le Cozannet

To cite this version:

Gonéri Le Cozannet. Les conséquences de l'élévation du niveau marin pour le recul du trait de côte. Sciences de la Terre. Université Paris 1 Pantheon-Sorbonne, 2016. Français. NNT : . tel-01486766

HAL Id: tel-01486766

https://brgm.hal.science/tel-01486766

Submitted on 10 Mar 2017

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

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

Université Paris I Panthéon Sorbonne - Laboratoire de Géographie Physique - BRGM

École Doctorale de Géographie de Paris

Thèse de doctorat

Discipline : Géographie

présentée par

Gonéri Le Cozannet

Les conséquences de l'élévation du niveau marin pour le recul du trait de côte

---

dirigée par Franck Lavigne

Soutenue le 2 décembre 2016 devant le jury composé de :

M. Stéphane Costa	Université de Caen	président
Mme Anny Cazenave	CNES	rapporteur
Mme Virginie Duvat	Université de La Rochelle	rapporteur
M. Paul Durand	Université de Paris 1	rapporteur
M. Stéphane Abadie	Université de Pau	examinateur
M. Franck Lavigne	Université de Paris 1	directeur

Laboratoire de Géographie Physique
(UMR 8591)
1, place Aristide Briand
92195 Meudon Cedex

École doctorale de Géographie de Paris
(ED 434)
191 rue Saint Jacques
75005 Paris

BRGM - Direction : Risques et Prévention
3 avenue Claude Guillemin
45060 Orléans Cedex

Remerciements

Je remercie Franck Lavigne de m'avoir encadré et accompagné tout au long de ce projet de thèse. En m'ouvrant les portes du Laboratoire de Géographie Physique, il m'a permis également de rencontrer et de travailler ou d'initier des collaborations avec Yves-François Thomas, Delphine Granchet, Paolo Pirazzoli, Lydie Goeldner et Sylvestre Da Sylva. Que ce soit pour les risques volcaniques, les conséquences de l'élévation marin, ou la vulnérabilité des îles, nos échanges sont très riches. Ils nous ont permis d'aboutir à une publication sur la question de la subsidence côtière à Dakar (Sénégal), et se poursuivent grâce au projet Storisk piloté par Virginie Duvat.

Je remercie également Anny Cazenave, Manuel Garcin, Marissa Yates, Déborah Idier, Guy Wöppelmann, Daniel Raucoules, Benoit Meyssignac, Rodrigo Pedreros, John Douglas ainsi que tous mes coauteurs et collègues du BRGM, du CNRS et d'autres instituts. Cette thèse a été rendue possible grâce à leurs connaissances et leurs conseils.

Je remercie le BRGM et notamment Carlos Oliveros, Jean-Luc Foucher et Gilles Grandjean pour leur appui à ce projet "personnel et professionnel".

Enfin, je remercie ma famille et mes amis pour leur patience et leurs encouragements. En premier lieu, merci à Armelle pour la constance de son soutien à ce projet, à Danièle Le Cozannet pour ses relectures attentives et à Arthur et Clothilde pour leurs conseils avisés !

Résumé

Les conséquences de l'élévation du niveau marin pour le recul du trait de côte

Résumé

Dans quelle mesure les variations du niveau marin actuelles agissent-elles sur la mobilité du trait de côte ? Cette question est difficile en raison du caractère lacunaire des jeux de données côtières disponibles. Cette thèse montre tout d'abord qu'il est possible d'évaluer l'élévation relative du niveau de la mer en combinant l'interférométrie radar satellitaire l'analyse de données géodésiques ponctuelles telles que le GPS. Elle examine ensuite le cas de littoraux ayant fait l'expérience d'une élévation du niveau de la mer sensiblement différente de la moyenne globale lors des 50 dernières années. Dans le cas d'atolls de Polynésie Française, les données disponibles montrent le rôle majeur des vagues saisonnières et cycloniques pour contrôler l'évolution du trait de côte. Dans certains secteurs, les effets des vagues sont suspectés se combiner avec l'élévation du niveau de la mer pour favoriser l'érosion de secteurs abrités. Dans le cas de la base de données côtière européenne Eurosion, environ 17 000 observations côtières sont disponibles et peuvent être analysées par une méthode d'exploration de données basée sur les réseaux Bayésiens. Une partie de la variabilité spatiale de l'évolution du trait de côte s'explique par le fait que les littoraux de Fennoscandie sont majoritairement en accrétion, alors qu'ils sont affectés par une baisse du niveau de la mer liée au rebond post-glaciaire. D'une manière générale, ces résultats suggèrent qu'il est encore trop tôt pour observer des effets érosifs évidents de l'élévation du niveau de la mer d'origine climatique. Une analyse probabiliste de l'équation du bilan sédimentaire côtier montre que si cette équation est vérifiée, les effets de l'élévation du niveau de la mer deviendront perceptibles à partir de la seconde moitié du XXIème siècle si les objectifs de réduction des gaz à effet de serre ne sont pas atteints. Finalement, cette thèse ouvre un champ de recherches dans le domaine des mathématiques appliquées pour l'étude des conséquences du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer dans les zones côtières.

Mots-clefs

Niveau de la mer, évolution du trait de côte, observations, détection, modelisation.

The consequences of sea level rise for shoreline changes

Abstract

To which extent does present day sea-level rise affect shoreline changes? This question remains largely open due to the lack of knowledge and data regarding coastal hydrosedimentary processes and relative sea-level changes (i.e., including vertical ground motions). This PhD Thesis first addresses the question of measuring relative sea-level changes using a combination of geodetic data, including satellite-radar interferometry and permanent GPS stations. Then, it examines the case of coasts that experienced sea-level changes significantly different from the global average over the last 50 years. In the case of atoll islands of French Polynesia, the available data illustrate the major role of southern, trade and cyclonic waves in controlling shoreline changes. For some sheltered coasts, waves are suspected to combine with sea-level rise to favour shoreline retreat. In the case of the European coastal database Eurosion, about 17 000 coastal observations are available and have been analysed using a Bayesian network. Here, part of the spatial variability of shoreline changes can be explained by the fact that Fennoscandian coasts are not only accreting, but also uplifting due to the post-glacial rebound. Overall, these results suggest that it is still too early to observe obvious effects of climate-induced sea-level rise. A probabilistic analysis of the coastal sedimentary equation shows that under common assumptions on hydrosedimentary processes, sea-level rise impacts for beaches should become observable during the second half of the 21st century, if the efforts to maintain climate warming bellow the 2°C threshold fail. Finally, this PhD thesis offers opportunities for stimulating future research in the field of mathematics applied to the question of climate change and sea-level rise impacts to coastal zones.

Keywords

Sea-level rise, shoreline changes, observations, detection, modelling.

Avant propos

J'ai découvert la question de l'élévation du niveau de la mer en 2008, à travers la lecture de thèse d'Alix Lombard dirigée par Anny Cazenave. J'ai été immédiatement fasciné par la diversité des thématiques auxquelles ce sujet de recherche fait appel : géodésie, climat, glaciologie, mathématiques appliquées... Les résultats de la recherche sur l'élévation du niveau de la mer ont ainsi nourri mon travail de recherche au BRGM, qui s'intéresse en premier lieu à l'observation et la modélisation des *conséquences* de l'élévation du niveau de la mer.

Il m'a semblé que la Géographie Physique était la seule discipline dans laquelle toutes ces thématiques pouvaient être abordées. C'est la raison pour laquelle j'ai sollicité Franck Lavigne et Yves-François Thomas afin de réaliser une thèse au Laboratoire de Géographie Physique, sur la question des conséquences actuelles de l'élévation du niveau de la mer pour l'évolution du trait de côte.

Pourquoi choisir le sujet de l'évolution du trait de côte ? De fait, il est bien établi qu'une conséquence inévitable de l'élévation du niveau de la mer est de favoriser les submersions marines lors de tempêtes. En revanche, les conséquences pour l'évolution du trait de côte étaient — et restent encore aujourd'hui — beaucoup plus incertaines. A mesure que paraissent de nouvelles études sur le devenir des calottes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland, il devient de plus en plus évident qu'un recul majeur du trait de côte induit par l'élévation du niveau de la mer est possible. Pourtant, dans la situation actuelle, il semble au contraire que ce sont d'autres processus dominent (exemple : effets des vagues et des courants sur la mobilité de sédiments côtiers, extractions de sable ou rechargement de plages). Une transition entre ces deux situations s'opérera donc un jour. Mais serons nous capables de l'observer ? Et pour commencer, de quelles méthodes et de quelles données disposons nous pour déceler une signature de l'élévation du niveau de la mer dans nos observations ? Ce sont ces questions qui ont motivé la recherche présentée dans ce manuscrit.

Ainsi, cette thèse est fondée sur plusieurs études, examinant toujours la même problématique : dans quelle mesure les effets de l'élévation du niveau de la mer récente pour l'évolution du trait de côte sont-ils déjà observables ?

Sommaire

Sommaire 9

Introduction 11

Partie I État des connaissances 13

Chapitre 1 — L'élévation du niveau de la mer et ses conséquences pour le recul du trait de côte 17

Chapitre 2 — Méthodes pour évaluer le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte 35

Partie II Méthodes, outils et données 57

Chapitre 3 — Mesure du niveau marin relatif à la côte : apports de l'interférométrie radar satellitaire 61

Chapitre 4 — Analyse d'une base de données côtière : méthodes et données européennes 91

Partie III Résultats 121

Chapitre 5 — Analyse qualitative d'observations en Polynésie Française 125

Chapitre 6 — Application de la méthode des signatures spatiales à la base de données européenne Eurosion 143

Chapitre 7 — Approche analytique dans le cas des plages sableuses 165

Partie IV Interprétation et perspectives 191

Chapitre 8 — Interprétation des résultats obtenus 195

Chapitre 9 — Perspectives d'applications en dehors des domaines étudiés dans cette thèse 201

Conclusion 207

Introduction

Depuis la fin du XIXème siècle, le niveau marin global s'est élevé de 20 cm environ (Church et White, 2011). Auparavant, au moins au cours des deux précédents millénaires, on estime qu'il était resté relativement stable (Lambeck et al., 2010). Il est désormais bien établi que cette élévation du niveau de la mer est une conséquence du changement climatique (Cazenave et Llovel, 2010) : d'une part, le réchauffement des océans cause une dilatation thermique des masses d'eau ; d'autre part, la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires apporte un volume d'eau supplémentaire dans les océans. Les mesures marégraphiques et d'altimétrie satellitaires indiquent que la hausse du niveau de la mer s'est accélérée au cours du XXème siècle (Church et White, 2006), atteignant 3,3 mm/an aujourd'hui, il est pratiquement certain que cette accélération se poursuivra au cours du XXIème siècle (Church et al., 2013a).

L'élévation du niveau de la mer est une préoccupation majeure pour les zones côtières. L'une de ses conséquence est déjà observée aujourd'hui : il s'agit de l'augmentation des niveaux marins extrêmes dans la plupart des ports équipés de marégraphes dans le monde (Woodworth et al., 2011). Au cours des prochaines décennies, l'élévation du niveau marin causera inévitablement une augmentation de la fréquence et de l'intensité des submersions marines lors de tempêtes pour de très nombreuses zones basses (Nicholls et Cazenave, 2010). Enfin, il est admis que l'élévation du niveau marin favorise le recul du trait de côte (voir Bruun, 1962, dans le cas des plages sableuses). Sur ce point précis, cependant, les évidences observationnelles d'un lien de causalité direct font actuellement défaut.

Ce point ne doit pas nous surprendre, car de très nombreux processus sont impliqués dans le recul du trait de côte. En effet, si l'élévation du niveau de la mer peut causer la submersion passive de littoraux lorsqu'aucun changement morphologique n'a lieu, des processus érosifs sont impliqués le plus souvent : perte de matériaux solides (galets, sable, vase) ou abrasion des falaises littorales. Ainsi, mettre en évidence un lien entre l'élévation du niveau de la mer et le recul du trait de côte revient à isoler l'une des composantes d'un signal bruité. Une question importante est de savoir si cette composante peut déjà être observée aujourd'hui, et, si ce n'est pas le cas, à quelle échéance les effets de l'élévation du niveau de la mer pour le recul du trait de côte deviendront perceptibles. Ce point précis est l'objet de cette thèse. Ainsi, nous nous posons la question suivante : *dans quelle mesure les effets de l'élévation du niveau de la mer récente pour l'évolution du trait de côte sont-ils déjà observables ?*

Première partie

État des connaissances

Cette première partie examine l'état des connaissances concernant l'élévation du niveau de la mer et ses conséquences pour le littoral. Elle procède en deux temps :

- dans le chapitre 1, nous examinons essentiellement les *résultats* des études antérieures,
- dans le chapitre 2, nous analysons quelles *méthodes* sont disponibles pour évaluer le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte.

Chapitre 1

L'élévation du niveau de la mer et ses conséquences pour le recul du trait de côte

Ce premier chapitre a pour objectifs de résumer l'état des connaissances sur l'élévation du niveau de la mer et ses conséquences pour la mobilité du trait de côte. Aussi, les trois premières sections de ce chapitre présentent une synthèse :

- des variations actuelles et passées du niveau de la mer, de leurs causes et de leur variabilité spatiale et temporelle (section 1.1)
- de la mobilité du trait de côte contemporaine aux échelles de temps décennales et pluri-décennales, et de leurs causes (section 1.2)
- du rôle joué par les variations du niveau marin dans la mobilité du trait de côte actuellement observée (section 1.3)

Une fois ce contexte général précisé, la dernière section de ce chapitre énonce les questions de recherche examinées dans cette thèse.

1.1 Motivation : l'élévation du niveau de la mer

1.1.1 Les variations du niveau marin global

Le niveau de la mer est actuellement mesuré par les marégraphes, et, depuis 1992, par les satellites altimétriques (Figure 1.1). Ces mesures nous indiquent que le niveau marin global s'est élevé à une vitesse de 1,7 mm/an au cours du XXème siècle (Church et White, 2011), et de 3,3 mm/an depuis 1992 (Cazenave et al., 2014). Elles nous indiquent également que l'élévation du niveau de la mer s'est accélérée au cours du XXème siècle (Church et White, 2006), atteignant +20 cm par rapport à la référence de la fin du XIXème siècle (Church et White, 2011).

Dans quelle mesure cette élévation du niveau de la mer est-elle exceptionnelle ? Pour les périodes précédant celles couvertes par les mesures marégraphiques ou altimétriques, différentes sources d'information permettent de reconstituer les niveaux marins passés selon les échelles de temps et d'intérêt. Selon les échelles de temps considérées, ces informations peuvent reposer sur des preuves directes d'un ancien niveau marin local : recherche d'encoches marines (ex : Evelpidou et al., 2012), études d'anciens sites archéologiques (ex :

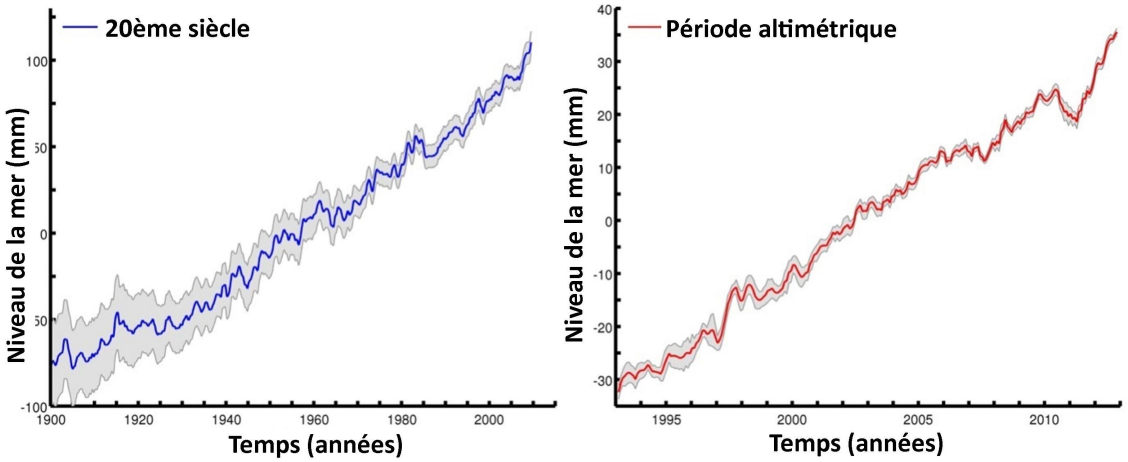

Figure 1.1 – Mesures de l'élévation du niveau de la mer au cours du XXème siècle et depuis 1992 (Source : Cazenave et al., 2015).

Stanley et Toscano, 2009), de marqueurs d'anciens niveaux marins (ex : Pirazzoli et Montaggioni, 1988), de la stratigraphie des marais maritimes (ex : Kemp et al., 2011), des récifs coraliens (ex : Bard et al., 1996). Elles peuvent également être déduites de la concentration des isotopes $^{16}O/^{18}O$ dans les foraminifères marins [1]. Enfin, des modélisations des niveaux marins passés sont également publiées (Exemple : Grinsted et al., 2010).

Ces différents marqueurs des anciens niveaux marins indiquent que le niveau global de la mer (niveau eustatique) a beaucoup varié dans le passé. Ainsi, par exemple, le niveau marin était situé 130 m en dessous du niveau actuel lors du dernier maximum glaciaire il y a 21 000 ans (Lambeck et al., 2010). Il était au contraire 5 à 10 m au dessus du niveau marin actuel lors du dernier interglaciaire il y a environ 120 000 ans (Masson-Delmotte et al., 2013). Les causes de ces variations du niveau marin diffèrent selon les périodes considérées :

- pour des échelles de temps allant de quelques millions d'années à plusieurs centaines de millions d'années, les processus géodynamiques dominent ; il s'agit principalement de processus de géodynamique interne [2] (déformation des bassins océaniques, liés à la formation des dorsales océaniques et à la tectonique des plaques), mais des processus de géodynamique externe [3] peuvent aussi jouer un rôle ; en effet, à ces échelles de temps, la sédimentation peut causer des variations du niveau marin allant jusqu'à plusieurs dizaines de mètres (Miller et al., 2005) ;
- pour des échelles de temps de quelques dizaines à centaines de milliers d'années, les irrégularités orbitales de la terre (cycles de Milankovich) causent l'accumulation de glaces continentales dans l'hémisphère nord ou leur fonte, faisant varier le niveau des mers de quelques dizaines à une centaine de mètres (Masson-Delmotte et al., 2013) ; ces effets ont été dominants au cours des deux derniers millions d'années ;
- enfin, pour des échelles de temps plus courtes (quelques centaines à milliers d'années),

1. Lors des glaciations, le volume total d'eau de mer se réduit. Or, les calottes de glace sont pauvres en isotopes ^{18}O. La proportion d'^{18}O est donc plus forte pour les foraminifères des périodes de niveau marins bas (glaciations) que pour ceux des niveaux marins hauts (interglaciaires). D'autres facteurs interviennent (température de l'eau, hydrologie régionale), mais ces isotopes permettent de reconstituer un niveau marin global au cours du quaternaire (GIEC, 2013 : Masson-Delmotte et al., 2013).
2. Processus internes de la planète et leurs conséquences en surface.
3. Ensemble des processus causés par l'hydrosphère et l'atmosphère (érosion, sédimentation).

la crue ou la fonte des glaciers de montagne, la dilatation ou la contraction thermique des océans, et, dans une moindre mesure, l'accumulation d'eau dans des réservoirs naturels ou artificiels peuvent devenir des processus non négligeables des variations du niveau eustatique (Church et al., 2013a).

Depuis 34 millions d'années, les glaces s'accumulent sur le continent Antarctique, induisant une baisse du niveau de la mer. Depuis 14 millions d'années, cette calotte représente à elle seule l'équivalent de 70 m de niveau marin global environ [4]. Une grande partie des variations du niveau de la mer au cours des cycles glaciaires/interglaciaires du Quaternaire est due aux calottes de l'hémisphère nord, et notamment aux inlandsis laurentidien et de la Cordillière en Amérique du Nord, de Fennoscandie en Europe, et du Groenland.

Finalement, depuis le dernier maximum glaciaire, trois périodes peuvent être distinguées (GIEC, 2013 : Masson-Delmotte et al., 2013 ; Figure 1.2) :

- de -21 000 à -6 000, le niveau marin s'élève rapidement. Son taux atteint plusieurs centimètres par an pendant des périodes de débâcle rapide des calottes polaires nord-américaines et/ou antarctique ; ces épisodes de remontée du niveau marin très rapides ont bien évidemment causé des retraits importants du trait de côte ;
- de -6 000 au XIXème siècle, le niveau de la mer serait resté relativement stable dans une fourchette de ±25 cm (Lambeck et al., 2010) ;
- enfin, depuis le XXème siècle, le niveau marin s'est élevé d'environ 20 cm selon les mesures marégraphiques disponibles (Wöppelmann et al., 2009; Church et White, 2011; Jevrejeva et al., 2014b; Hay et al., 2015).

Cette brève revue permet de comparer les vitesses d'élévation du niveau marin actuellement observées à celles de périodes particulières du passé géologique récent. Le taux actuel de quelques millimètres par an demeure ainsi d'un ordre de grandeur inférieur à ce qui a été observé après la dernière glaciation (Figure 1.2). En revanche, en l'état des connaissances actuelles, il est très supérieur aux variations des derniers 2 000 ans. Pour finir, l'élévation du niveau de la mer s'est accélérée au cours du XXème siècle.

1.1.2 Causes et variabilité de l'élévation du niveau marin actuelle

L'élévation du niveau marin observée depuis la fin du XIXème est, pour une large part, une conséquence du réchauffement climatique d'origine anthropogénique (Slangen et al., 2014b; Dangendorf et al., 2015) d'une part, l'océan se réchauffe et se dilate ; d'autre part le réchauffement climatique cause une fonte accélérée des glaciers de montagne, tandis que la perte de masse des calottes Antarctique et Groenlandaise s'amorce. Par ailleurs, les variations des stocks d'eau continentales jouent également un rôle.

Les outils d'observation et de modélisation actuels permettent de décomposer les variations du niveau marin en plusieurs composantes, correspondant à chacun des mécanismes contributeur (Table 1.1 ; Cazenave et Llovel, 2010 ; GIEC, 2013 : Church et al., 2013a). Au cours du XXème siècle, l'expansion thermique de l'océan et la fonte des glaciers ont été les deux principaux contributeurs à la hausse du niveau de la mer (Church et al., 2013a). Depuis les années 1990, la perte de masse des calottes du Groenland et de l'Antarctique s'accélère, et leur part dans le bilan global augmente. Certes, des incertitudes affectent à la

4. Cette valeur qui a pu fluctuer de quelques dizaines de mètres au cours du temps (par exemple lors des périodes chaudes du Pliocène), et a peut-être joué un rôle lors de l'épisode de remontée rapide du niveau de la mer MWP-1A (Meltwater pulse 1A, il y a 14 600 ans ; Masson-Delmotte et al., 2013 ; voir figure 1.2)

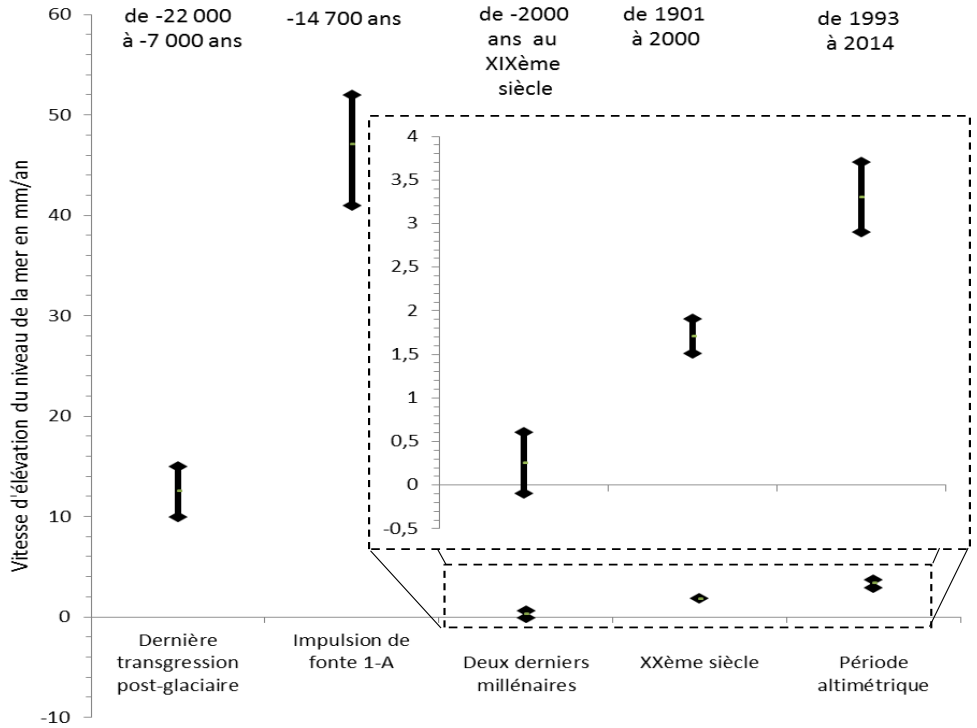

Figure 1.2 – Comparaison des vitesses d'élévation du niveau de la mer à différentes périodes de temps (D'après : GIEC, 2013 : Masson-Delmotte et al., 2013)

fois la mesure des variations du niveau marin et les quantifications des différentes contributions (Ablain et al., 2014, 2016). Cependant, le bon accord entre ces deux évaluations indépendantes suggère que la cause de l'élévation du niveau marin est bien le réchauffement climatique, ce qui ne peut être confirmé que par des études d'attribution (Slangen et al., 2014b; Dangendorf et al., 2015). De plus en plus de données étant disponibles pour procéder à ces évaluations, l'accord est d'autant meilleur que la période considérée est récente.

Hausse niveau de la mer (mm/an)	1901-1990	1971-2010	1993-2010
Expansion thermique (modélisé)	0,37	0,96	1,49
Glaciers de montagne (modélisé)	0,63	0,62	0,78
Calotte Groenlandaise (observé)	-	-	0,33
Calotte Antarctique (observé)	-	-	0,27
Eaux continentales (observé)	-0,11	0,12	0,38
Glaciers du Groenland (modélisé)	0,07	-	-
Somme	0,96	1,7	3,25
Observations [5]	1,5	2	$3,2 \pm 0,4$

Table 1.1 – Contributions des principaux processus causant l'élévation du niveau marin global pour différentes périodes de temps, et comparaison aux observations disponibles (Source : GIEC, 2013 : Church et al., 2013a)

Le paragraphe précédent examine les variations du niveau de la mer dans un référentiel

géocentrique. Cette grandeur est souvent qualifiée de "niveau marin absolu". Pour l'étude des conséquences côtières de l'élévation du niveau marin, il est nécessaire de disposer d'une mesure locale, dans un référentiel terrestre, équivalente à ce que pourrait mesurer un marégraphe. Cette mesure est souvent appelée "niveau de la mer relatif" dans la littérature scientifique.

L'élévation relative du niveau de la mer peut s'écarter significativement de la moyenne globale (Stammer et al., 2013, Figure 1.3). Les disparités régionales sont dues en premier lieu au réchauffement non homogène des couches de surface de l'océan. Cependant, d'autres processus jouent également un rôle, telles que les variations de salinité de l'océan et les déformations de la terre solide. Concernant ce dernier phénomène, l'effet actuellement le plus évident est l'ajustement isostatique global ("rebond post-glaciaire"), qui est la réponse de la terre solide aux redistributions de masses de la dernière glaciation (Figure 1.4). Ses effets sont tout particulièrement visibles le long des côtes de Scandinavie et de l'est des États-Unis (Baie de Chesapeake), qui sont affectés respectivement par des soulèvements (surrection) et des affaissements (subsidence) à l'échelle régionale. Les pertes de masses actuelles des calottes polaires induisent également des déformations de la terre solide et du champ de gravité, mais ces effets sont aujourd'hui d'un ordre de grandeur inférieurs à ceux décrits ci-avant. Notons que le rebond post-glaciaire a un effet négligeable sur le niveau de la mer absolu mesuré par altimétrie.

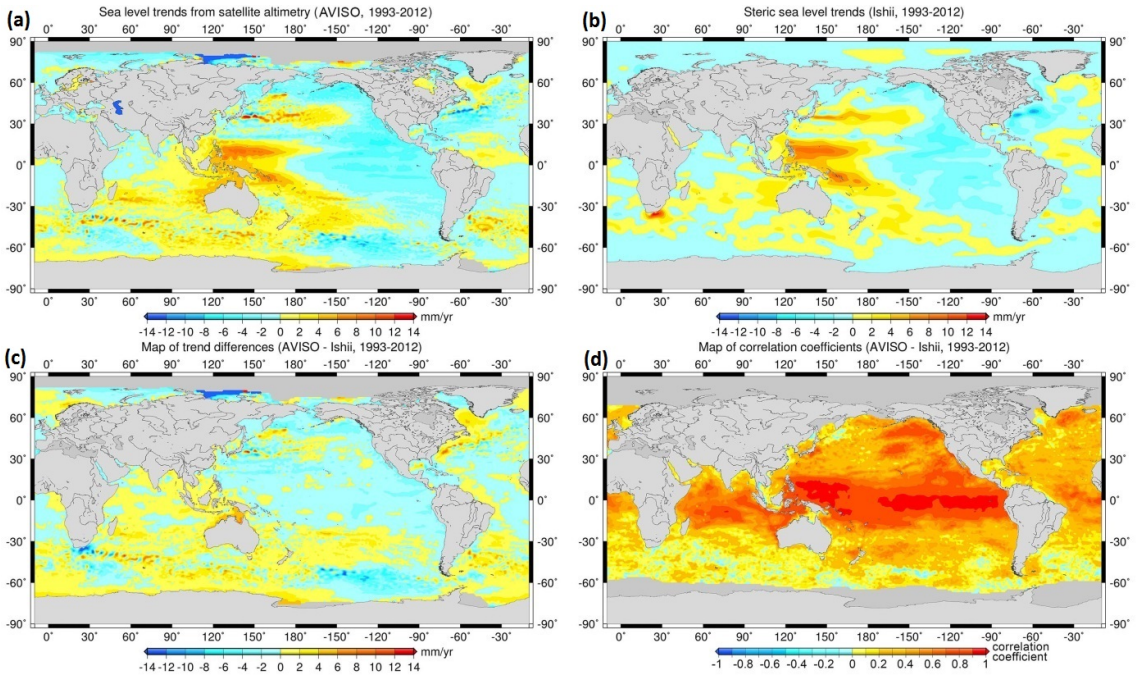

Figure 1.3 – Variabilité régionale de l'élévation du niveau marin : (a) variabilité régionale de l'élévation du niveau marin mesurée par l'altimétrie entre 1992 et 2012 ; (b) variabilité régionale de l'élévation du niveau marin induite par les effets stériques ; (c) résidus et (d) corrélation entre les cartes (a) et (b) ; pour les cartes (a) et (b), la moyenne globale a été retirée (Données AVISO et Ishii et Kimoto, 2009 ; Source : LEGOS, Cazenave et Le Cozannet, 2014).

La Figure 1.4 présente les effets du GIA pour le niveau marin relatif (dans un référentiel terrestre), tel qu'il serait mesuré par un marégraphe ($S(t, \omega)$, avec t une date d'intérêt et ω des coordonnées sphériques, latitude et longitude). Deux autres grandeurs mesurables

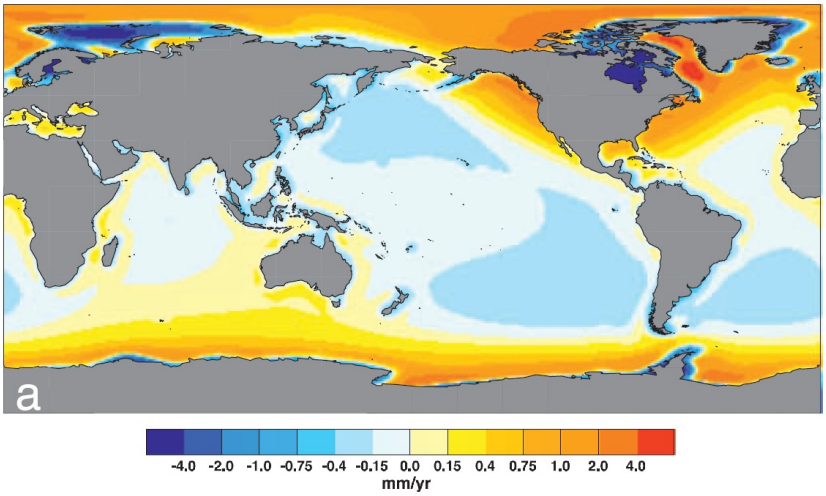

Figure 1.4 – Impacts de l'ajustement isostatique global (GIA) pour la mesure du niveau marin relatif (tel qu'il serait mesuré par un marégraphe ; source : Tamisiea, 2011).

dans un référentiel géocentrique peuvent être présentées (Tamisiea, 2011; Spada, 2016) : (1) les effets du GIA sur le niveau marin absolu, tel qu'il serait mesuré par un satellite altimétrique ($N(t,\omega)$) ; (2) les effets du GIA sur la déformation de la croute, tels qu'ils seraient mesurés par un GPS ($U(t,\omega)$). L'équation du niveau de la mer ("Sea-Level equation") relie simplement ces différents effets (Tamisiea, 2011; Spada, 2016) : $S(t,\omega) = N(t,\omega) - U(t,\omega)$. Notons que si la Figure 1.4 présente ces effets pour la réponse de la terre solide à la dernière déglaciation, la réponse de la terre solide à la déglaciation actuelle aura également des effets importants sur la variabilité régionale de l'élévation du niveau de la mer au cours du XXIème siècle (Slangen et al., 2014a; Kopp et al., 2014).

Les variations du niveau marin relativement à la côte peuvent être affectées par des mouvements du sol d'origine anthropique (extractions d'eaux souterraines, d'hydrocarbures...) ou naturelle (tectonique, volcanisme, autres mouvements de terrain). Dans certains cas, de tels effets peuvent être immédiatement identifiés dans certaines séries temporelles de GPS permanents, tels que ceux assemblés dans la base de données SONEL (www.sonel.org ; Wöppelmann et al., 2007).

Pour résumer, l'élévation du niveau de la mer relativement à la côte peut être vue comme la somme de trois termes :

- une composante globale correspondant à l'élévation du niveau marin moyen, principalement causée par le réchauffement de l'océan, la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires,
- une composante régionale causée par le réchauffement hétérogène de la surface de l'océan, les variations de salinité et les déformations du sol et du géoïde en réponse aux redistributions de masses passées et actuelles,
- une composante locale correspondant aux mouvements verticaux de surface, lorsqu'ils existent.

Les causes des variations sont illustrées dans la figure 1.5.

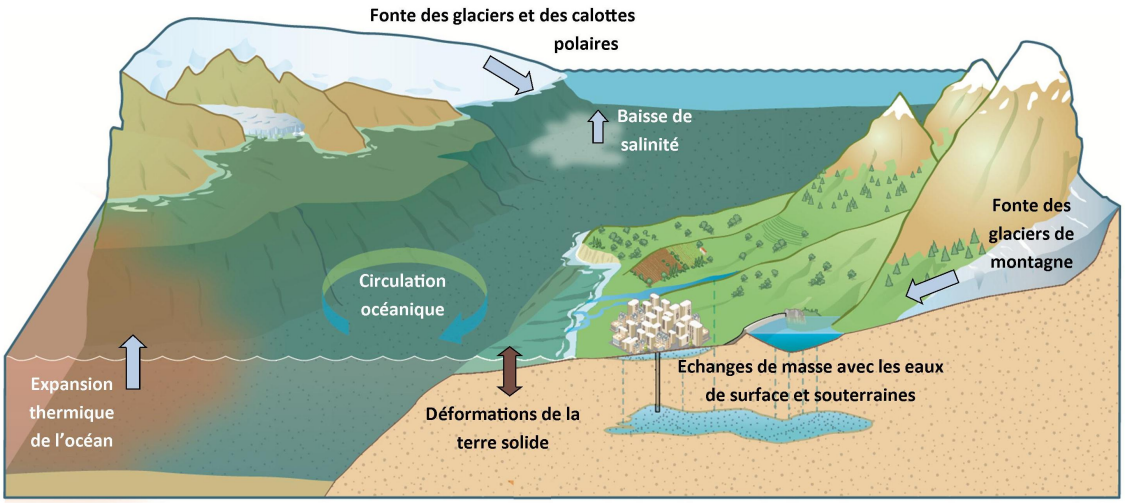

Figure 1.5 – Causes des variations du niveau marin relatives (Source : adapté d'après Cazenave et Le Cozannet (2014)).

1.1.3 Implications pour le littoral

Avec l'amplification attendue du réchauffement climatique au XXIème siècle, il est attendu que l'élévation du niveau de la mer se poursuive en s'accélérant. Ce phénomène apparait particulièrement préoccupant pour de nombreuses zones basses littorales densément peuplées et exposées aux aléas recul du trait de côte, submersion marine ou intrusion salines (McGranahan et al., 2007).

Dans de nombreux cas, l'effet le plus immédiat de l'élévation du niveau marin sera une aggravation des submersions marines (Nicholls et Cazenave, 2010). Cette assertion est étayée par de récentes analyses de la base de données marégraphiques du PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) et des données des satellites altimétriques : dans la plupart des cas, les niveaux marins extrêmes ont augmenté dans les même proportions que l'élévation du niveau marin moyen (Menéndez et Woodworth, 2010; Woodworth et al., 2011; Woodworth et Menéndez, 2015). Ainsi, l'un des facteurs à l'origine des submersions marines est bien affecté par l'élévation du niveau marin actuelle.

Cependant, d'autres facteurs interviennent dans la genèse de ces événements de submersion marine. Les hauteurs d'eau à la côte et la propagation à l'intérieur des terres dépend notamment de la topographie de la zone littorale et de la bathymétrie en eaux peu profondes (Stockdon et al., 2006; Bilskie et al., 2014; Le Roy et al., 2015). Or, même en l'absence d'interventions humaines, celles-ci se modifient à différentes échelles de temps, y compris décennales et multi-décennales. Par ailleurs, il est possible que les pentes des plages et les dunes littorales soient déjà partiellement affectées par l'élévation du niveau de la mer (Stive, 2004).

Ainsi, nous nous situons dans un contexte de fort couplage des processus menant à la submersion marine d'une part, et à l'érosion du littoral d'autre part. Or, à l'échelle de quelques dizaines d'années, les résultats obtenus par modélisation de l'évolution morphodynamique du littoral demeurent généralement très incertains. Dans ce contexte, il paraît très difficile d'espérer identifier sans ambiguïté un effet de l'élévation du niveau de la mer sur les submersions marines : en effet, si la bathymétrie côtière évolue, la hauteur d'eau à la côte lors d'événements extrêmes sera modifiée [6]. Que ce soit pour mieux connaître les

6. Par exemple, avec des pentes de plages modifiées, le wave-setup (une élévation du niveau moyen de

submersions marines futures ou l'évolution du trait de côte sur le long terme (quelques dizaines d'années), il est donc nécessaire de connaître les modes de variabilité des transports sédimentaires côtiers, ou, tout au moins, de leur manifestation la plus facilement observable : l'évolution du trait de côte. Ces arguments motivent le fait que parmi tous les aléas affectés par l'élévation du niveau marin, nous ayons choisi l'érosion littorale et la mobilité du trait de côte. Dans les sections suivantes, nous examinons l'état des connaissances concernant la mobilité du trait de côte et le rôle joué par l'élévation du niveau marin actuel dans ce processus.

1.2 Mobilité du trait de côte et érosion côtière

1.2.1 Définitions et processus en jeu

L'avancée ou le recul du trait de côte peuvent être la conséquence de deux processus différents (Bird, 1985) :

- l'émergence ou la submersion permanente de littoraux bas
- l'accrétion ou l'érosion côtière

Le premier processus est la conséquence d'une variation du niveau marin sans ajustement morphologique de la côte. Ainsi, des zones plates et basses peuvent ainsi être submergées si elles sont soumises à un affaissement du sol (subsidence) suffisamment rapide pour que la sédimentation ne puisse compenser ses effets. Ce phénomène est par exemple décrit pour les marais du delta du Mississipi (List et al., 1997). Au contraire, des îlots peuvent émerger dans un contexte général de surrection (soulèvement du sol). Ceci est observé par exemple dans l'Archipel Finlandais, dans une région affectée par un rebond post-glaciaire.

L'accrétion et l'érosion impliquent un transport de sédiments, et donc un ajustement de la morphologie du trait de côte. Plusieurs définitions du terme "érosion" (et de son antonyme, "accrétion") coexistent :

- l'érosion en tant que processus : il s'agit alors de désigner un processus physique impliquant un transport de matériaux. Dans un contexte de côtes formées de sédiments cohésifs ou non-cohésifs, il s'agit d'une redistribution de sédiments, due aux vagues et aux courants, aux effets des interventions humaines, ou encore à des processus biologiques (exemples : Bird, 1996; Stive et al., 2002; Idier et al., 2013; Anthony, 2015; Almar et al., 2015; Anthony et al., 2016; Aouiche et al., 2016). Dans un contexte de falaises, il peut-être induit par des éboulements ou une abrasion induits par l'action de la mer, de l'eau souterraine ou des cycles gel-dégel (exemples : Emery et Kuhn, 1982; Letortu et al., 2015; Genna et al., 2005; Regard et al., 2012).
- l'érosion en tant que mesure quantitative : il s'agit alors le plus souvent de désigner un volume ou une masse de sédiments prélevés dans la zone littorale.

Dans la suite de cette thèse, sauf mention contraire, nous nous référons à la première définition dans laquelle l'érosion désigne un processus physique. La figure 1.6 illustre la variété des mécanismes à qui en sont à l'origine.

En pratique, quantifier une perte de volumes de sédiments nécessite des données de bathymétrie qui sont rarement disponibles. Pour cette raison — mais aussi pour répondre

l'eau induite par le déferlement des vagues) pourra changer considérablement. Les submersions marines seront ainsi largement modifiées.

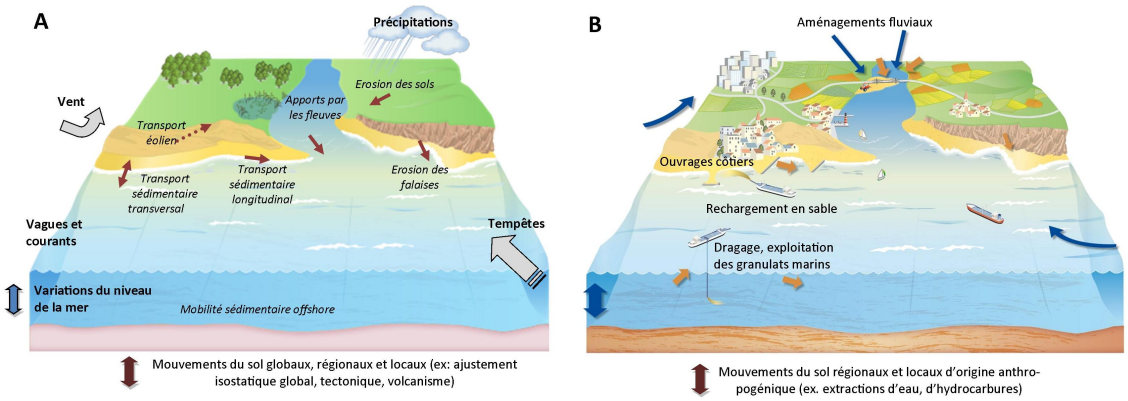

Figure 1.6 – Processus naturels (A) et anthropogéniques (B) impliqués dans la mobilité sédimentaire en zones côtières (modifié d'après Cazenave et Le Cozannet, 2014).

aux questionnements des gestionnaires de la zone littorale — de nombreuses études s'intéressent à la mobilité du trait de côte. Le trait de côte peut correspondre à un grand nombre de marqueurs : limite de végétation permanente, haut ou pied de falaise ou de dune, laisse des plus hautes mers pour une marée de coefficient 120, sous conditions atmosphériques normales (définition française), ou tout autre marqueur approprié (Boak et Turner, 2005). Il est important de remarquer qu'il peut y avoir érosion sans mobilité du trait de côte, et, réciproquement, mobilité du trait de côte sans que les processus d'érosion ou de sédimentation ne soient les principaux facteurs en cause. Un exemple illustrant le premier cas pourrait être un trait de côte qui serait maintenu artificiellement par des enrochements, l'érosion se manifestant alors par des pertes de sédiments sur la plage sous-marine. Le second cas peut correspondre à des cas de submersion permanente, dans le cas par exemple d'une élévation du niveau marin très rapide.

1.2.2 Que sait-on de l'évolution du trait de côte actuel ?

L'évolution du trait de côte des dernières décennies est connue grâce à des observations in-situ et l'analyse d'images aériennes ou satellites. Pour obtenir un état des lieux régional ou global, il est donc nécessaire de réunir et d'agréger des données locales. Ainsi, au cours des années 1970/1980, une étude réalisée sous les auspices de l'Union Géographique Internationale a rassemblé des données d'évolution du trait de côte disponibles pour l'ensemble des littoraux mondiaux (Bird, 1985). Cette étude a conclut qu'une grande majorité (70%) des plages seraient actuellement en érosion, alors que seulement 10% seraient en accrétion. Elle souligne également que de nombreuses falaises, marais et deltas sont actuellement en érosion.

La découverte que de nombreuses plages sont en érosion de par le monde est un résultat majeur de l'étude de Bird (1985). Il est donc important de préciser que cette découverte se fonde sur les données qui sont parvenues à la commission côtière de l'Union Géographique Internationale. Aussi, le niveau de détail dans la description des phénomènes est inégal selon les secteurs et les pays. Il y a donc davantage un faisceau d'indications que les plages sont en érosion plutôt qu'un résultat fondé sur une étude systématique et exhaustive des côtes mondiales.

Depuis cette étude, de nombreuses observations de l'évolution du trait de côte ont été menées à travers le monde. Pourtant, dans de nombreuses régions, la connaissance demeure partielle. Aussi, aucune évaluation consolidée a l'échelle globale n'a été publiée

depuis l'étude de Bird (1985). En revanche, des études ont été menées à l'échelle de pays ou de continents (Quelennec et al., 1998; Thieler et Hammar-Klose, 1999; Eurosion, 2004). Ces études fournissent des informations quantifiées de l'évolution du trait de côte ainsi que de la géomorphologie côtière. Par exemple, la figure 1.7 montre l'étendue et un exemple de contenu de la base de données européenne Eurosion.

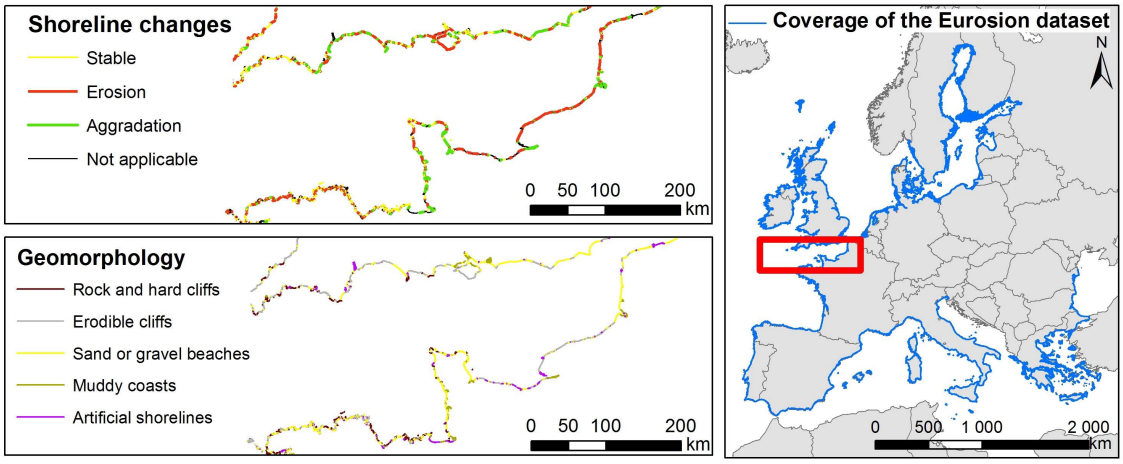

Figure 1.7 – Couverture et exemple de contenu de la base de données Eurosion (Données : Eurosion ; d'après Cazenave et Le Cozannet (2014))

Les bases de données côtières existantes montrent qu'il y a une très grande variabilité dans la mobilité du trait de côte. Par exemple, la base de données Eurosion montre qu'environ 30% des plages européennes étaient en érosion dans les années 1990, alors que 60% des marais sont en accrétion. Même si l'on exclut les côtes de Scandinavie qui sont affectées par le rebond post-glaciaire, la base de données Eurosion indique que seulement 40% des plages sont en érosion. Ce chiffre est significativement inférieur au résultat obtenu à l'échelle globale dans l'étude de Bird (1985).

1.3 Le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte

Les côtes mondiales sont ainsi affectées par deux phénomènes : l'élévation du niveau de la mer d'une part ; un recul du trait de côte de nombreux littoraux dans le monde d'autre part. Si la section 1.2.2 s'interroge sur l'ampleur du second phénomène, on peut se demander pourquoi les processus d'accumulation qui ont généré ces formes géomorphologiques ne sont plus autant à l'œuvre aujourd'hui. L'érosion des côtes est-elle la conséquence de l'élévation du niveau de la mer comme le suggèrent Vellinga et Leatherman (1989) ? Ou bien est-elle due à une multitude de causes s'exerçant à l'échelle locale (Bird, 1985) ? Plusieurs études et synthèses ont tenté de répondre cette question. Nous examinons tout d'abord comment cette question est traitée dans les derniers rapports du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat). Nous procédons ensuite à une revue des résultats d'études ayant utilisé des observations côtières, avant d'examiner les résultats d'une approche analytique appliquée aux plages sableuses.

1.3.1 Synthèses du GIEC

Les rapports du GIEC tiennent une place particulière dans la bibliographie : tout d'abord, il s'agit de synthèses d'études publiées. Il ne faut donc pas s'attendre à ce que les conclusions du GIEC diffèrent de celles des études revues ci-dessous (section 1.3.2). Par ailleurs, alors que l'analyse des observations et de la détection et l'attribution du changement climatique lui-même est une question qui a été abordée très tôt dans les rapports du GIEC, ces mêmes thèmes apparaissent plus tardivement pour ce qui concerne ses impacts côtiers (Figure 1.8). Auparavant, les rapports concernant le côtier se focalisaient davantage sur la question des impacts potentiels (Brown et al., 2014).

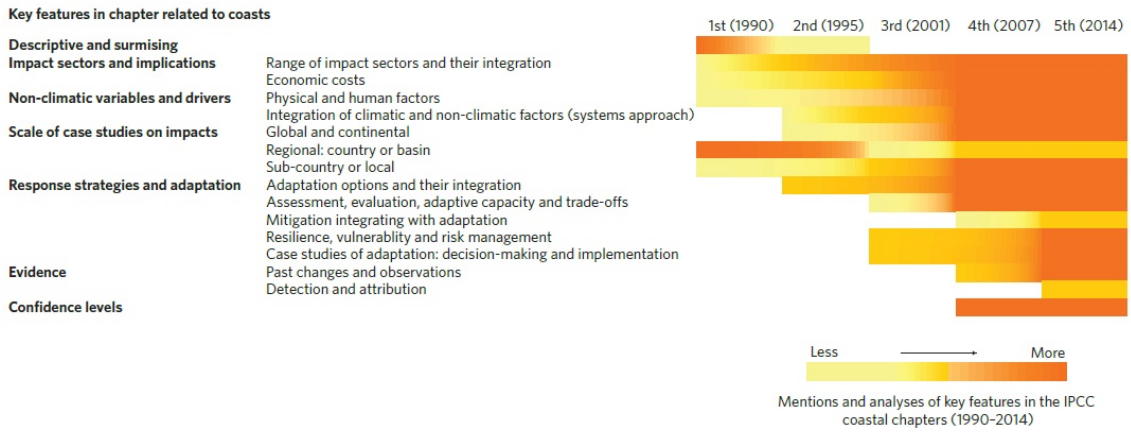

Figure 1.8 – Evolution de la sémantique utilisée dans les chapitres du GIEC consacrés aux impacts côtiers entre 1990 et 2014 (Source : Brown et al., 2014).

La question de l'observation d'impacts du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer sur le littoral est traitée dans plusieurs chapitres du 5ème rapport d'évaluation du GIEC (Groupe de travail n°2) :

- le chapitre sur les systèmes côtiers (GIEC, 2014 : Wong et al., 2014) : ce chapitre rappelle le constat de Bird (1985) pour ce qui concerne l'érosion des côtes dans le monde ; puis il indique que "*les tentatives de relier les taux d'élévation du niveau de la mer à l'ampleur de l'érosion des plages ont connu un certain succès, bien que le signal induit par l'élévation du niveau de la mer soit souvent faible devant les effets d'autres processus côtiers*" [7] ;
- le chapitre sur l'attribution et la détection des conséquences du changement climatique (GIEC, 2014 : Cramer et al., 2014) : ce chapitre conclut que "*en raison de la nature fragmentaire de l'information disponible et des nombreux facteurs naturels et anthropogéniques contribuant à l'érosion côtière, la confiance dans la détection*

7. Wong et al. (2014) écrivent : "Statistically linking sea level rise to observed magnitudes of beach erosion has had some success, although the coastal sea level change signal is often small when compared to other processes (Leatherman et al., 2000b,a; Sallenger et al., 2000; Zhang et al., 2004)". Les quatre références citées correspondent à : (1) une étude examinant les relations entre élévation du niveau de la mer et l'érosion des plages sur la côte est des Etats-Unis (Leatherman et al., 2000b) ; (2) une communication contestant la méthode utilisée dans cette étude (Sallenger et al., 2000) ; (3) la réponse des auteurs à ces critiques (Leatherman et al., 2000a), mais aussi à celles d'une autre communication critiquant les résultats (Pilkey et al., 2000) ; (4) enfin une analyse plus détaillée portant sur le même site (Zhang et al., 2004). Ces études sont examinées dans le chapitre 2.

d'une contribution du changement climatique aux changements du trait de côte observés demeure limitée, à l'exception de des régions polaires (Mars et Houseknecht, 2007; Forbes, 2011)" [8] ; ces changements observés dans les régions polaires sont cependant à relier non pas à l'élévation du niveau de la mer, mais à l'élévation des températures qui cause une fonte du permafrost, et limite la protection que les glaces de mer pouvaient apporter à la côte.

– La plupart des rapports régionaux ne présentent pas d'évidences observées des impacts du niveau de la mer pour le recul du trait de côte ; le rapport régional sur les petites îles fait exception en examinant la question des atolls, concluant, comme Webb et Kench (2010), qu'il n'y a pas d'évidences d'un impact de l'élévation du niveau de la mer pour leur érosion (GIEC, 2014 : Nurse et al., 2014) ; finalement, la plupart des autres chapitres régionaux privilégient l'examen des conséquences futures de l'élévation du niveau de la mer.

Les conclusions des rapports du GIEC sont donc en accord avec celles des études mentionnées dans les sections précédentes. Pour l'heure, deux conséquences du changement climatiques sont avérées : d'une part, l'analyse des données marégraphiques mondiales du PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) indique que les niveaux d'eau extrêmes ont augmenté dans les même proportions que l'élévation du niveau de la mer moyenne observée (Menéndez et Woodworth, 2010; Woodworth et al., 2011) ; d'autre part, plusieurs rapports régionaux du GIEC mentionnent que les côtes de Sibérie et d'Alaska subissent une érosion due au fait que ces côtes sont désormais moins protégées par des glaces de mer (GIEC, 2014 : Hijioka et al., 2014).

Pour ce qui concerne l'érosion des plages, les conclusions du GIEC peuvent être résumées par la figure 1.9 : cette figure exprime une confiance haute dans le fait que les plages sont actuellement en érosion (suivant ainsi Bird (1985)), mais ne l'attribuent pas en premier lieu au changement climatique. Plusieurs rapports rejoignent Bird (1985) pour alerter sur le manque de données côtières permettant d'appuyer cette assertion (GIEC, 2014 : Cramer et al., 2014; Magrin et al., 2014). Cette difficulté n'est en réalité pas spécifique à la question des impacts côtiers de l'élévation du niveau de la mer. Le chapitre 18 sur l'attribution et la détection d'impacts du changement climatique conclut que quelque soit le domaine considéré, les "*données environnementales [disponibles] demeurent insuffisantes pour observer les impacts du changement climatique*" [9] (GIEC, 2014 : Cramer et al., 2014). Ceci constitue une motivation supplémentaire pour cette thèse.

1.3.2 Analyse d'observations côtières

Disposant pour la première fois d'un état des lieux sur l'érosion des côtes dans le monde, Bird (1985) examina si cette érosion pouvait être reliée à l'élévation du niveau marin. Devant la multiplicité des situations rencontrées, il conclut que de le phénomène global d'érosion des côtes ne pouvait avoir une cause unique et était davantage la conséquence de nombreux processus physiques et anthropiques.

Depuis l'étude de Bird (1985), d'autres auteurs ont procédé à l'analyse d'observations de sites côtiers plus ou moins vastes. Leurs conclusions mettent en évidence des situations

8. "Owing to the fragmentary nature, of the information available, and to the multiple natural and anthropogenic stressors contributing to coastal erosion, confidence in detection of a climate change contribution to observed shoreline changes is very low, with the exception of polar regions (Mars et Houseknecht, 2007; Forbes, 2011)".

9. "Globally, environmental data are still insufficient for monitoring the impacts of climate change"

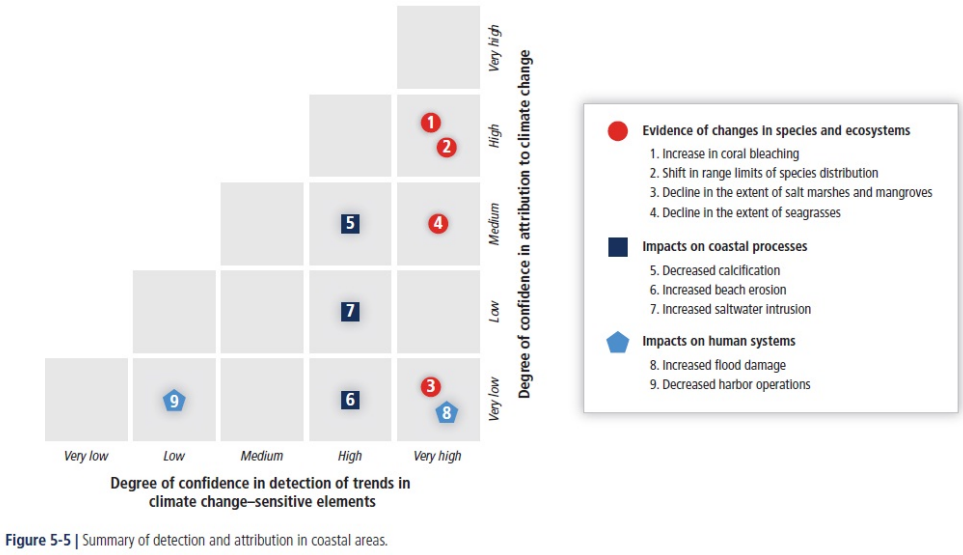

Figure 1.9 – Attribution et détection d'impacts du changement climatique dans les zones côtières (Source : GIEC, 2014 : Wong et al., 2014)

assez diverses, que l'on peut classer en deux catégories :

- **mise en évidence de phénomènes de submersion permanentes** : plusieurs études ont relevé que pour des sites où l'élévation du niveau de la mer a été très rapide, des zones côtières basses peuvent être submergées ; de tels cas ont été relevés par Uehara et al. (2010) sur certaines sections du delta du Chao-Phraya (Thailande), affecté par des subsidences très rapides (plusieurs centimètres par an) induites par des extractions d'eaux souterraines (Phien-Wej et al., 2006) ; le même constat est fait par Paris et al. (2009) pour des zones basses du sud-ouest de Sumatra ayant subi une subsidence co-sismique d'au moins un mètre pendant le séisme de 2004, ou bien par Kakroodi et al. (2013) dans le cas de la mer Caspienne qui a subi une élévation du niveau de la mer de 3m entre 1977 et 2001 ; cependant, même dans des cas de variations du niveau marin très rapides, des exceptions sont relevées : par exemple, Kakroodi et al. (2013) montrent le cas particulier d'un delta dont le trait de côte a avancé sur la mer malgré l'élévation du niveau de la mer très rapide ;
- **recherche de liens entre régimes d'érosion des littoraux et élévation du niveau de la mer** : dans les cas où l'élévation du niveau de la mer est plus proche de la moyenne globale, les analyses d'observations des processus sédimentaires côtiers ont donné des résultats contrastés : certaines études suggèrent qu'un lien existe comme par exemple sur la côte-est des Etats-Unis (Leatherman et al., 2000b; Zhang et al., 2004; Gutierrez et al., 2011) ou bien à Hawaii (Romine et al., 2013) ; d'autres mettent en évidence que des processus locaux dominent et suggèrent que pour cette raison, l'impact de l'élévation du niveau de la mer ne peut être observé (Webb et Kench, 2010; Ford, 2013).

Ainsi, pour ce qui concerne le cas de côtes exposées à des élévations du niveau de la mer proches de la moyenne globale, les résultats des analyses d'observations sont contrastés. Plusieurs hypothèses peuvent être formulées pour expliquer ces désaccords. Ils peuvent refléter :

– des méthodes plus ou moins adaptées à l'analyse du rôle du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte,
– une grande variabilité des effets de l'élévation du niveau de la mer selon le contexte local,
– un manque de représentativité des études menées.

Pour vérifier ou infirmer ces hypothèses, il est nécessaire de procéder à un examen approfondi des méthodes utilisées pour analyser des observations côtières afin d'y déceler un effet éventuel de l'élévation du niveau de la mer. C'est l'objet du chapitre 2 de cette thèse.

1.3.3 Approche analytique

Cette section examine le problème de l'érosion des littoraux sableux dans un cadre très général (c'est à dire sans se référer à un site particulier) en se basant sur une approche analytique. Ici, l'approche analytique consiste à séparer les différentes contributions de chaque processus responsable du transport de sédiments côtiers et à tenter de les quantifier. Cette démarche a été essentiellement celle de Stive (2004).

Selon la vitesse d'élévation du niveau de la mer et de la dynamique sédimentaire, nous pouvons distinguer 5 modes différents (Figure 1.10) : la submersion permanente, l'émergence, l'érosion, l'accrétion ou la stabilité. Si nous nous plaçons dans le cas de variations du niveau de la mer relativement modérées telles qu'observées actuellement, nous pouvons faire l'hypothèse que les modes dominants seront l'érosion, l'accrétion ou la stabilité. Dans cette section, nous reprenons la démarche de Stive (2004) pour examiner dans quelle mesure une approche analytique nous renseigne sur l'observabilité des phénomènes d'érosion du littoral induits par l'élévation du niveau marin.

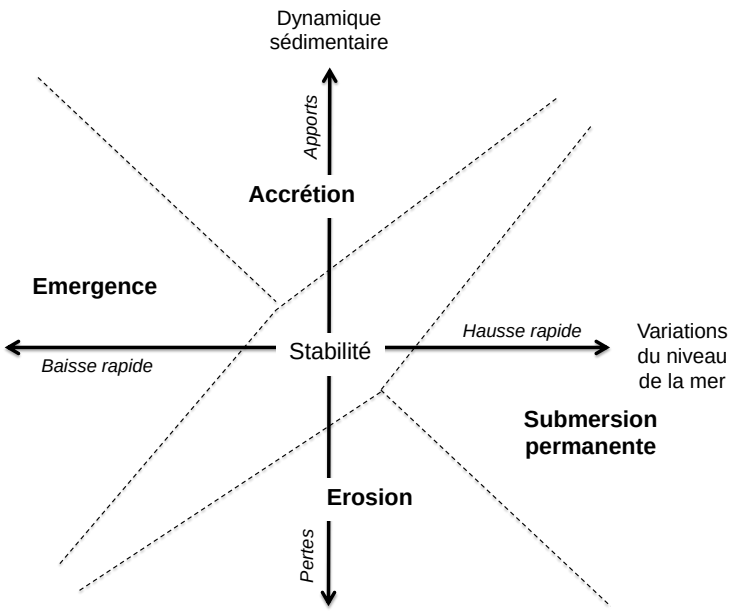

Figure 1.10 – Différentes évolutions possibles du trait de côte selon l'élévation du niveau de la mer et la dynamique sédimentaire (Modifié d'après Bird, 1985).

Actuellement, le modèle le plus utilisé pour prédire l'érosion du trait de côte induite par l'élévation du niveau marin demeure la loi de Bruun (Bruun, 1962), qui ne s'applique

qu'aux plages. Ce modèle fait l'hypothèse qu'à mesure que le niveau marin s'élève, le profil d'une plage demeure inchangé jusqu'à une certaine profondeur, appelée profondeur de fermeture. Selon ce modèle de Bruun, un certain volume de sédiments est nécessaire pour que la plage sous-marine maintienne son profil inchangé jusqu'à la profondeur de fermeture. Ces sédiments seraient principalement prélevés sur la partie terrestre et intertidale du profil de la plage, induisant un recul du trait de côte ΔT 10 à 50 fois supérieur à la valeur de l'élévation du niveau marin $\Delta\xi$. Le recul du trait de côte peut ainsi être évalué par la formule :

$$\Delta T = \frac{\Delta\xi}{tan(\beta)} \tag{1.1}$$

où β est la pente de la plage entre sa profondeur de fermeture et son point le plus haut. Cette même formule peut s'écrire, avec les grandeurs indiquées dans la figure 1.11 :

$$R = S\frac{L}{B+h} \tag{1.2}$$

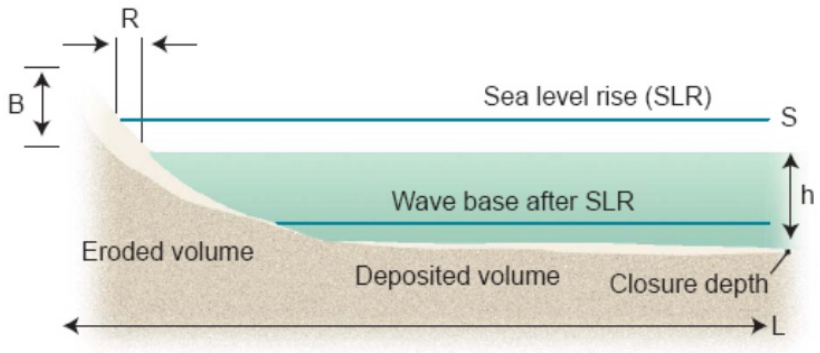

Figure 1.11 – Illustration du principe de Bruun (Source : Cooper et Pilkey, 2004b).

Les conditions d'applicabilité de cette loi sont assez restrictives : elle ne s'applique théoriquement qu'à des plages pour lesquelles aucun apport ou perte de sédiments n'intervient parallèlement ou perpendiculairement à la côte. Ceci exclut donc théoriquement les côtes soumises à des régimes de vagues obliques (qui induiraient des gradients de transport sédimentaire longitudinaux), mais aussi celles pour lesquelles des pertes sont induites par les processus d'overwash ou éolien. Dans ces conditions, la loi de Bruun ne s'appliquerait que pour très peu de sites naturels.

Cooper et Pilkey (2004b) ont procédé à une revue détaillée des difficultés posées par la loi de Bruun. Ils notent en particulier que :

- le concept de profil de plage en quasi-équilibre peut-être questionné : on peut supposer au contraire que la géologie, l'héritage géomorphologique et la succession des tempêtes jouent un rôle majeur dans le profil de la zone littorale active, ce qui se traduit par des profils qui peuvent évoluer dans le temps ;
- l'hypothèse d'existence d'une profondeur de fermeture bien définie, et au-delà de laquelle les sédiments ne pourraient plus être déplacés est mise en défaut par des études de modélisation ; celles-ci mettent en évidence que l'action combinée des vagues et des courants peut mettre en mouvement des sables plus ou moins grossiers à des profondeurs excédant largement 10 ou 20 m ;
- la loi de Bruun ne s'applique pour des profils de plage pour lesquels la disponibilité en sable est infinie.

– enfin, toutes les études qui ont tenté de valider la loi de Bruun contiennent des approximations qui mettent en doute leurs conclusions : les études en bassin posent des problèmes de transfert d'échelles, et nous examinons dans le chapitre 2 celles qui sont fondées sur l'observation de sites naturels.

Cependant, la loi de Bruun continue a être utilisée faute d'alternatives aisément applicable (Cooper et Pilkey, 2004b). Dans les utilisations récentes, il a donc fallu étendre ses conditions d'applicabilité, en sommant le processus de Bruun aux effets des autres processus sédimentaires côtiers longitudinaux et transversaux (Cowell et al., 2003). Cette approche suppose que l'on fasse l'hypothèse suivante : le profil de plage doit être invariant aux échelles de temps interannuelles à pluridécénales, entre le haut de dune et la profondeur de fermeture, que l'on suppose également pouvoir être définie sans ambiguïté (Stive, 2004). Dans ce cas, les conditions d'application de la loi de Bruun deviennent beaucoup moins restrictives, et les autres effets (gradients de transport longitudinaux, contributions d'autres processus perpendiculaires à la côte) peuvent être simplement ajoutés aux équations 1.1 ou 1.2 pour évaluer les bilans sédimentaires dans la zone active du littoral.

Dans ces conditions, quelles seraient les conditions d'observabilité d'un effet du niveau de la mer ? Stive (2004) remarque que si on fait l'hypothèse d'une profondeur de fermeture de 10 m, la formulation de Bruun conduit à des reculs de 0.5 à 1 m/an (5 à 10 $m^3/(m.an)$). Dans la direction perpendiculaire à la côte, les autres processus contribuant aux pertes et aux gains de sédiments sont les processus éoliens et les apports de sédiments offshore vers la côte. Or, les données assemblées par Stive (2004) en Australie et aux Pays-Bas montrent que ces processus induisent des transports de sédiments du même ordre de grandeur que l'élévation du niveau de la mer. Stive (2004) poursuit en constatant que les processus de transport longitudinaux domineront alors largement pour des côtes soumises à des régimes de vagues énergétiques, alors qu'ils seront du même ordre de grandeur ou inférieurs pour des côtes soumises à des vagues peu énergétiques. Ainsi, si on admet la loi de Bruun, les effets du niveau marin seraient d'une manière générale peu observables dans les conditions actuelles de variations du niveau marin. D'autre part, ils seraient davantage observables pour des zones soumises à des vagues peu énergétiques.

L'approche analytique proposée par Stive (2004) est particulièrement intéressante car elle propose un système cohérent et d'application très large. Ses conclusions sont par ailleurs cohérentes avec l'analyse d'observations de Bird (1985) (voir section précédente). En particulier, elle explique pourquoi l'effet de Bruun est si difficile à valider (ou à invalider) aujourd'hui. La principale difficulté de l'approche de Stive (2004) est liée aux questions concernant l'applicabilité de la loi de Bruun et des hypothèses sous-jacentes. Notons cependant que la reconstruction de la loi de Bruun à partir des équations de conservation des volumes de sédiment proposée par Stive (2004) permet d'écarter une partie des objections formulées par Cooper et Pilkey (2004b). En particulier la restriction à des sites côtier non affectés à des transports sédimentaires longitudinaux ne s'applique plus ici.

Plusieurs auteurs ont proposés des modèles alternatifs, qu'il serait possible de substituer à la loi de Bruun (Davidson-Arnott, 2005; Brunel et Sabatier, 2009; Ranasinghe et al., 2012). Aujourd'hui, ces modèles demeurent peu utilisés, ou ont une formulation analytique identique à la loi de Bruun. Ainsi, dans l'état actuel des connaissances, la seule approche analytique appliquée dans un contexte très général repose sur la loi de Bruun, et donc sur des hypothèses actuellement mises en doute.

1.4 Problématique et questions de recherche

Ce premier chapitre a soulevé plusieurs questions de recherche, qui peuvent être regroupées de la manière suivante :

1. Questions relatives au cadre méthodologique permettant d'identifier un lien entre variations du niveau marin et évolution du trait de côte (chapitre 2 de cette thèse) :
   - Comment procéder pour identifier un rôle des variations du niveau marin dans l'évolution du trait de côte ? Quelles confiance accorder aux méthodes disponibles ? Sur quelles hypothèses reposent-elles ? Quels sont les besoins en termes de collecte de données ? Cette première série de questions est traitée dans le chapitre 2.
2. Questions relatives aux méthodes émergentes et aux sources de données pour détecter un effet de l'élévation du niveau de la mer dans les observations de l'évolution du trait de côte (partie II de cette thèse) :
   - Comment évaluer l'élévation du niveau de la mer à la côte ? Quelles méthodes sont disponibles ? Peut-on proposer des méthodes pour estimer les mouvements verticaux du sol avec le même niveau de précision que ceux atteints par la mesure de l'élévation du niveau de la mer ? Ces questions sont abordées dans le chapitre 3.
   - Quelle confiance peut-on accorder aux bases de données côtières assemblées pour réaliser des statistiques aux échelles nationales et supranationales (Exemple : Eurosion, 2004) ? Comment analyser ce grand nombre d'observations côtières, trop volumineux pour être assimilées par une seule personne ? Ces questions sont abordées dans le chapitre 4.
3. Questions relatives aux résultats que l'on peut espérer obtenir en appliquant le cadre méthodologique du chapitre 2 aux données côtières disponibles (partie III de cette thèse) :
   - Quelles observations peut-on réaliser en considérant des régions pour lesquelles l'élévation du niveau de la mer s'est écarté sensiblement de la moyenne globale pendant plusieurs décennies ? Ce cas se présente notamment en Polynésie Française. Nous procédons à une analyse de données côtières de cette région dans le chapitre 5.
   - Que peut-on apprendre des bases de données côtières européennes ? Comment faire la part entre des évolutions correspondant à des phénomènes physiques, et d'autres correspondant à d'inévitables lacunes de la base de données ? Quel rôle joue l'élévation du niveau marin selon ces bases de données ? Nous procédons à cette analyse dans le chapitre 6.
   - Peut-on aujourd'hui adapter une méthode analytique pour déterminer vers quelle période de temps l'effet de Bruun deviendrait observable ? Quelles sont les sources d'incertitudes limitant la détermination de ce point de basculement ? Cette question est étudiée dans le chapitre 7.
4. Questions relatives à l'interprétation des résultats et aux perspectives de recherches (partie IV de cette thèse) :
   - Dans quelle mesure ces résultats contribuent-ils à éclairer les controverses sur le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte ?

– Les méthodes développées dans cette thèse sont-elles applicables dans d'autres domaines, pour l'étude des impacts du changement climatique ?

Ces perspectives sont examinées dans les chapitres 8 et 9.

Chapitre 2

Méthodes pour évaluer le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte

Le premier chapitre de cette thèse a rappelé que les causes, l'ampleur et la variabilité régionale de l'élévation du niveau marin sont relativement bien connues aux échelles spatiales globales et régionales. Elle a également mis en évidence qu'en revanche, il n'y a actuellement pas de consensus concernant les conséquences de cette élévation du niveau de la mer sur le recul du trait de côte : certains auteurs suggèrent que de faibles taux d'élévation du niveau de la mer peuvent induire de l'érosion (exemple : Zhang et al., 2004) ; d'autres études prétendent que les effets de variations décennales à pluri-décennales de l'élévation du niveau de la mer ne peuvent être détectés (exemple : Webb et Kench, 2010). Afin d'apprécier la portée de chacune de ces études, cette section examine les méthodes utilisées pour évaluer les effets de l'élévation séculaire du niveau de la mer sur l'érosion des côtes.

Comment procéder pour évaluer le rôle actuel de l'élévation du niveau de la mer dans l'érosion du littoral ? Pour répondre à cette question, ce chapitre procède à une revue de la littérature scientifique existante sur ce sujet. Notre grille de lecture des études existantes est analogue à celle suivie par Hegerl et Zwiers (2011) dans le domaine de la détection et de l'attribution du changement climatique. Ainsi, nous examinons tout d'abord les études procédant par comparaison d'observations de l'évolution du trait de côte à un modèle côtier (section 2.1), puis celles reposant uniquement sur l'analyse d'observations du trait de côte et de l'élévation du niveau de la mer (section 2.2). Nous concluons ce chapitre par un examen des limites communes à toutes ces méthodes (section 2.3).

Ce chapitre de thèse est fondé sur une recherche personnelle, effectuée pour l'essentiel entre 2012 et 2014. L'idée de procéder à une revue détaillée des études ayant examiné les liens entre évolution du trait de côte et variations du niveau de la mer revient à Anny Cazenave (réunion du projet CECILE de l'été 2012). Ce travail a bénéficié de nombreux échanges avec Manuel Garcin, Marissa Yates, Déborah Idier, Benoit Meyssignac, Anny Cazenave et Franck Lavigne, et d'apports importants, notamment sur les aspect dynamique du trait de côte, reconstruction des niveaux marins passés et effets des événements extrêmes.

2.1 Méthodes fondées sur l'analyse d'observations uniquement

Une première série d'études ont tenté d'apprécier le rôle joué par l'élévation du niveau de la mer en utilisant uniquement des observations. Ces études reposent sur la recherche de similitudes entre l'évolution du trait de côte d'une part et de l'élévation du niveau de la mer d'autre part. Plus précisément, ces méthodes examinent la variabilité spatiale de chacun de ces processus (sous-section 2.1.1), ou leur dynamiques temporelles (sous-section 2.1.2)

2.1.1 Méthode des signatures spatiales

2.1.1.1 Principe général

Cette section examine les études qui ont recherché des relations entre la variabilité spatiale des changements du trait de côte et de l'élévation du niveau de la mer (Table 2.1). Ces études utilisent le fait que des sites côtiers de caractéristiques similaires peuvent être affectés par des vitesses d'élévation du niveau marin différentes. Comme cela a été évoqué au chapitre 1, ce phénomène peut être induit par différents processus : d'une part, l'élévation du niveau de la mer n'est pas uniforme à l'échelle du globe (Tamisiea et Mitrovica, 2011; Meyssignac et Cazenave, 2012; Stammer et al., 2013) ; d'autre part, le niveau de la mer relatif (tel qu'il serait mesuré par un marégraphe) peut également varier localement puisqu'il intègre d'éventuels mouvements verticaux du sol (Wöppelmann et al., 2009; Wöppelmann et Marcos, 2012; Ostanciaux et al., 2012; Santamaria-Gomez et al., 2012). Ces différents processus peuvent accentuer ou modérer l'élévation du niveau marin d'origine climatique, offrant la perspective de comparer comment des sites similaires répondent à des taux d'élévation du niveau marin différents. Ce type d'approche est appelé *méthode des signatures spatiales* dans la suite de ce manuscrit.

L'idée de mettre en oeuvre cette approche n'est pas nouvelle. Elle avait déjà été évoquée par Bird (1985), à l'issue de l'étude globale de la mobilité du trait de côte mentionnée dans le chapitre 1. Depuis cette première application de la méthode des signatures spatiales, plusieurs études ont suivi (Table 2.1). Différentes approches ont été utilisées selon le nombre de sites côtiers et la complexité des mécanismes hydro-sédimentaires considérés. Nous procédons ci-dessous à une revue détaillée de ces approches.

2.1.1.2 Revue des études fondées sur la méthode des signatures spatiales

Analyse qualitative d'observations

L'approche la plus courante pour identifier les causes les plus importantes de la mobilité du trait de côte consiste à analyser qualitativement des observations côtières (Webb et Kench, 2010; Shearman et al., 2013; Romine et al., 2013). Ceci implique d'estimer l'importance relative des différents processus physiques naturels et anthropogéniques affectant les cellules sédimentaires considérées, ainsi que les systèmes côtiers et bassins versants adjacents. En pratique, ce protocole n'est pas toujours applicable dans la mesure où les données n'indiquent pas nécessairement pourquoi le trait de côte s'est modifié ou est resté stable. Aussi, cette première approche est adaptée lorsque les causes de changement sont relativement aisées à identifier.

Ainsi, Shearman et al. (2013) ont comparé les reculs du trait de côte dans cinq deltas d'Asie du sud-est : Gange et Brahmapoutre (Inde/Bangladesh) ; Kikori et Purari

Site	Type de côte	Référence	Approche	Source de données de trait de côte	Source de données de niveau marin	Conclusion sur le rôle du niveau de la mer
Côte est des États-Unis	Plages	Zhang et al. (2004) ; Leatherman et al. (2000b)	Analyse statistique d'une grande base de données côtières et intercomparaison de sites similaires	Base de données de traits de côte (XIXème et XXème siècles)	Nombreux marégraphes (>25)	L'élévation du niveau de la mer est responsable de l'érosion des plages sur le long terme
Pacifique occidental équatorial	4 atolls plus ou moins anthropisés	Webb et Kench (2010)	Observation et analyse qualitative des causes de mobilité du trait de côte	Pertes et gains de terres sur des périodes de 19 à 61 ans (données de télédétection)	Marégraphes et reconstructions de Church et al. (2004)	Les îles coralliennes exposées à l'élévation du niveau de la mer actuellement observé ne s'érodent pas systématiquement
Asie du sud-est	5 deltas	Shearman et al. (2013)	Observation et analyse qualitative des causes de mobilité du trait de côte	Pertes et gains de terres sur des périodes de 20 à 35 ans (données de télédétection)	Altimétrie spatiale ; recherche de potentielles subsidences anthropogénique	L'élévation du niveau de la mer est une cause possible du recul du trait de côte de deux deltas de Papouasie-Nouvelle-Guinée
Hawaï	Plages de deux îles (Maui et Oahu)	Romine et al. (2013)	Observation et analyse qualitative des causes de mobilité du trait de côte	Base de données côtière, extension des travaux de Fletcher et al. (2012)	Marégraphes	Les vitesses d'élévation du niveau marin relatives plus rapides à Maui sont la cause la plus vraisemblable de l'érosion accrue des plages de cette île
Côte est des État-Unis	Tous types de côtes : falaises, marais, plages	Gutierrez et al. (2011)	Analyse statistique d'un large jeu de données	Base de données de traits de côte (XXème siècle) assemblée par Thieler et Hammar-Klose (1999)	Interpolation de taux d'élévation du niveau de la mer mesurés par des marégraphes	Les variations du niveau de la mer sont la variable statistique la plus importante pour expliquer la variabilité spatiale des mouvements du trait de côte
Analyse globale	Tous types de côtes	Bird (1985)	Collecte d'observations et analyse qualitative des causes de mobilité du trait de côte	Données de mobilités du trait de côte sur des périodes variables (jusqu'à plusieurs décennies)	Marégraphes et analyse du contexte géologique local à régional	De nombreuses côtes sont en érosion, mais les causes sont multiples

Table 2.1 – Liste d'études fondées sur la recherche de similitudes entre la variabilité spatiale des changements du trait de côte et l'élévation du niveau de la mer (méthodes des signatures spatiales)

(Papouasie-Nouvelle-Guinée) ; Irrawaddy (Birmanie) ; Mekong (Vietnam) ; Fly (Papouasie-Nouvelle-Guinée). Leur analyse met en évidence qu'entre la fin des années 1980 et la fin des années 2000, les estuaires du Gange et Brahmapoutre, du Fly, du Kikori et du Purari sont en érosion, alors que ceux du Mekong et l'Irrawaddy sont en accrétion. Dans le delta du Gange et Brahmapoutre, les effets de l'activité humaine ont conduit à une réduction des apports sédimentaires et sont une cause vraisemblable du recul du trait de côte. En revanche, la situation est très différente pour les estuaires de Papouasie-Nouvelle-Guinée.

Dans leurs cas, ni les activités humaines, ni d'autres processus (ex : subsidence du sol) ne semblent pouvoir expliquer le recul observé. Shearman et al. (2013) observent alors que de tous les estuaires considérés, les deltas Papous sont aussi exposés à l'élévation du niveau marin la plus rapide depuis 1993. Faute de pouvoir identifier un autre processus responsable, l'élévation du niveau de la mer apparaît alors comme une cause possible du recul des deltas du Fly, du Kikori et du Purari. Shearman et al. (2013) insistent sur le besoin de collecter et d'analyser davantage de données sur l'évolution des deltas.

Romine et al. (2013) adoptent une démarche similaire pour examiner le cas de plages de deux îles de l'archipel de Hawaï : Maui et Oahu (Figure 2.1). Ces deux îles sont affectées par des taux d'élévation du niveau de la mer différents. Selon Moore (1970), ceci s'explique principalement par des déformations de la lithosphère causées par le poids des édifices volcanique le plus massif (Mauna Loa et Kilauea à Hawaï), la subsidence étant plus importante à mesure que l'on s'approche de cette île. Ainsi, l'élévation du niveau marin est ainsi plus rapide de 65% à Maui (2.32 ± 0.53 mm/an) qu'à Oahu (1.50 ± 0.25 mm/an). Or, 78% des plages de Maui sont en érosion contre 52% seulement à Oahu. Les deux îles sont exposées aux mêmes conditions hydrodynamiques et aucun autre paramètre (apports sédimentaires terrestres) ne permettrait d'expliquer cette différence. Aussi, Romine et al. (2013) concluent que l'élévation plus rapide du niveau marin est bien la cause la plus vraisemblable de la plus forte prévalence de l'érosion des côtes à Maui. Ils concluent également que cette érosion des plages induite par l'élévation du niveau de la mer est bien de deux ordres de grandeur plus rapide que le processus qui l'a généré, comme prévu par la loi de Bruun.

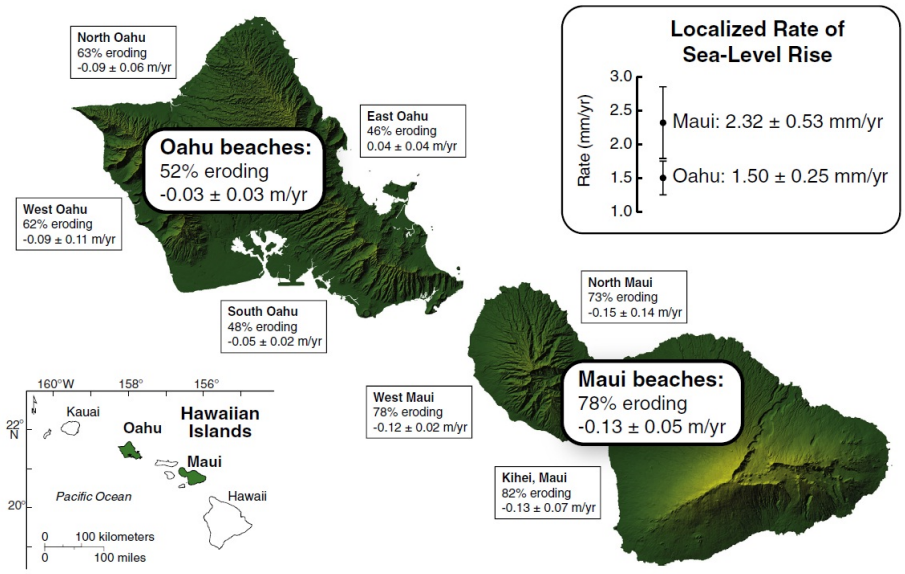

Figure 2.1 – Synthèse des observations de mobilité du trait de côte et de variations du niveau marin à Maui et Oahu (Hawaï) (Source : Romine et al., 2013)

Ces deux exemples mettent en évidence une difficulté majeure de l'approche consistant à analyser qualitativement des observations : tant que le nombre de sites considérés reste faible, le rôle de l'élévation du niveau de la mer ne peut être démontré qu'en l'absence d'évidences que d'autres processus ont pu causer le recul du trait de côte. Or, le nombre de sites pour lesquels l'approche peut être appliquée est limité en raison du manque de données côtières et d'élévation du niveau marin.

A cette difficulté s'ajoute le fait que toutes les études n'aboutissent pas à la même

conclusion (Webb et Kench, 2010).

Analyse statistique d'un grand nombre d'observations

Ainsi, lorsque le nombre de sites côtiers considéré est limité, il est difficile de mettre en évidence un lien entre vitesse d'élévation du niveau de la mer et recul du trait de côte. De même, il est tout aussi ardu que de démontrer rigoureusement que d'autres processus dominent. Pour contourner cette difficulté et s'assurer que les relations trouvées ne sont pas le fruit du hasard mais bien la manifestation d'un mécanisme physique, plusieurs auteurs ont proposé de considérer un nombre important de sites (Bird, 1985; Leatherman et al., 2000b; Zhang et al., 2004). Dans ce cas, l'analyse qualitative seule ne permet plus d'analyser l'ensemble des données disponibles en raison du trop grand nombre de paramètres à considérer. Aussi, plusieurs outils statistiques ont été utilisés pour extraire une information de bases de données côtières volumineuses.

Leatherman et al. (2000b) et Zhang et al. (2004) [1] ont ainsi recherché des corrélations entre les variations relatives du niveau de la mer et les vitesses de recul de plages sableuses de la côte est des État-Unis. Le long de ce littoral, l'élévation relative du niveau de la mer n'est pas homogène (Figure 2.2). Or, dans cette même région, des données de trait de côtes remontant au milieu du XIXème siècle sont disponibles. Zhang et al. (2004) ont tout d'abord sélectionné les plages peu affectées par les activités humaines. Ils ont ensuite constitué des sous-ensembles homogènes de plages soumises à des transports sédimentaires longitudinaux similaires, et ont enfin comparé, pour chacun de ces sous-ensembles, le recul prédit par la loi de Bruun (Bruun, 1962) avec les observations. Les deux grandeurs étant effectivement corrélées, Zhang et al. (2004) ont interprété leurs résultats à la foi comme une validation de la loi de Bruun et comme la preuve d'un rôle de l'élévation du niveau de la mer dans l'érosion des plages sableuses de la côte est des État-Unis sur le long terme (i.e., ici : un siècle et demi).

Gutierrez et al. (2011) ont proposé une approche probabiliste pour mettre en évidence les liens statistiques existants entre la mobilité du trait de côte et ses facteurs explicatifs potentiels. Cette approche consiste à modéliser les relations entre les différentes variables du système considéré par un réseau bayésien (Aguilera et al., 2011), en procédant de la manière suivante :

- tout d'abord, il s'agit de construire un graphe représentant les liens potentiels entre les différentes variables du système considéré (Figure 2.3).
- les données côtières peuvent alors être utilisées pour calculer les probabilités conditionnelles reliant les variables entre elles. Cette étape consiste par exemple à calculer la probabilité empirique qu'un segment du trait de côte soit en érosion, sachant qu'il s'agit d'une plage soumise à des vagues énergétiques, à un régime de marées macro-tidal et à une élévation du niveau marin de 2 mm/an.
- les liens entre les différentes variables peuvent alors être examinés en comparant des prédictions fondées uniquement sur les paramètres du réseau bayésien d'une part, et les observations d'autre part.
- Gutierrez et al. (2011) utilisent finalement des scores de performance des prédictions des réseaux bayésiens comme indicateur de l'importance relative de chacune des

1. Comme cela a été rappelé dans le chapitre 1, les deux études examinent en réalité le même site (la côte est des Etats-Unis) et utilisent approximativement la même approche. Dans la suite, nous faisons principalement référence à Zhang et al. (2004), qui détaille davantage l'approche et les données utilisées, sauf lorsque nous citons un aspect uniquement fourni par Leatherman et al. (2000b)

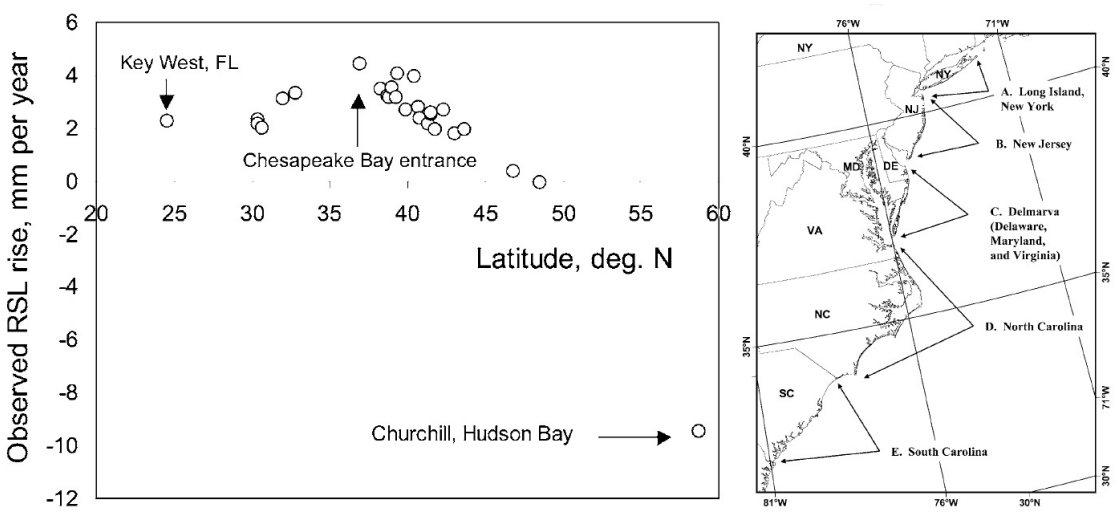

Figure 2.2 – Observations des taux d'élévation du niveau de la mer relativement à la côte est des États-Unis (gauche) et localisation des secteurs étudiées par Zhang et al. (2004) (droite) (Source : Zhang et al., 2004)

variables du système.

Appliquée sur le même site de la côte est des Etats-Unis, cette approche met à nouveau en évidence une cohérence spatiale entre les variations relatives du niveau de la mer et celles du trait de côte. Cependant, contrairement à l'approche de Zhang et al. (2004), Gutierrez et al. (2011) ne procèdent à aucune pré-sélection des sites selon leurs caractéristiques géomorphologiques avant d'effectuer l'analyse.

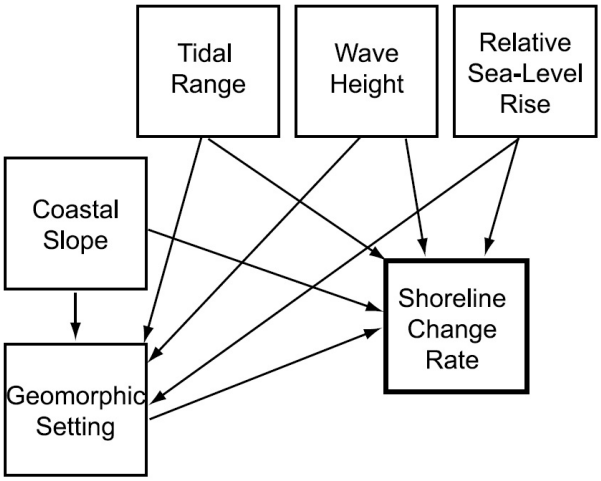

Figure 2.3 – Graphe élaboré par Gutierrez et al. (2011) pour représenter les liens de causalités entre les variables de la base de données côtières de la côte est des États-Unis assemblée par Thieler et Hammar-Klose (1999) (Source : Gutierrez et al., 2011)

2.1.1.3 Limite de la méthode des signatures spatiales et portée des résultats obtenus

Ainsi, un large spectre de méthodes a été utilisé pour examiner les similitudes entre la variabilité spatiale de l'élévation du niveau de la mer et celles de la mobilité du trait de côte. Toutes ces approches comportent des limites. Nous discutons plus loin de celles liées aux données côtières et d'élévation du niveau marin (section 2.3). Dans le cas des méthodes fondées sur une analyse qualitative des observations, la critique la plus évidente porte sur le caractère partiellement subjectif de l'analyse. Les approches fondées sur des outils statistiques permettent d'extraire une information synthétique d'une base de données très volumineuse. Elles comportent cependant, tout autant que les approches qualitatives, une large part subjectivité. Celle-ci s'est simplement déplacée de l'analyse des causes de la mobilité du trait de côte vers les étapes de constitution de la base de données côtière (modèle de données) et du graphe explicatif du système côtier (modèle probabiliste).

La portée des résultats obtenus doit être relativisée en raison du nombre restreint d'études publiées. La table 2.1 montre qu'en réalité, très peu d'études ont examiné la question du rôle de l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte selon la méthode des signatures spatiales. En outre, le fait que plusieurs méthodes statistiques avancées aient toutes été appliquées sur le même site n'est pas le fruit du hasard : il traduit simplement le fait qu'il existe peu de sites côtiers pour lesquelles des bases de données d'une telle richesse existent. Ainsi, toute généralisation des résultats obtenus semble prématurée.

2.1.2 Méthode des dynamiques temporelles

2.1.2.1 Principe général

Le principe de la méthode des dynamiques temporelles est d'examiner si des similitudes peuvent être trouvées entre la dynamique temporelle de la mobilité du trait de côte et de ses facteurs explicatifs. Cette approche s'applique lorsqu'un changement de l'évolution du trait de côte est observé (exemples : accélération des rythmes de recul du trait de côte, passage d'un régime d'érosion à un régime d'accrétion, etc.). Il s'agit alors d'examiner si le changement observé est consécutif à la modification de l'un des facteurs explicatifs de la mobilité du trait de côte. Par exemple, si des accélérations de l'érosion et de l'élévation du niveau de la mer sont observées simultanément, et si aucun autre facteur explicatif ne s'est modifié dans le même temps, l'accélération du recul du trait de côte sera attribuée à l'élévation du niveau de la mer.

2.1.2.2 Revue des études fondées sur la méthode des dynamiques temporelles

Plusieurs études ont suivi la méthode des dynamiques temporelles pour examiner le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans les changements du trait de côte observés (table 2.2). Ainsi, Singh (1997) a suggéré que l'accélération de l'érosion des plages de Trinidad et Tobago pouvait être induite par une subsidence du sol accrue, induite par des extractions d'hydrocarbures. Dans cette étude, les données de recul de plage recouvrent une période de 10 ans. L'accélération de la subsidence y est mise en évidence par des témoignages d'habitants.

Morton et al. (2005) et Morton (2007, 2008) ont utilisé la même approche pour identifier les causes principales du recul de marais maritimes et de plages sableuses des îles barrières en Louisiane, Alabama et dans le Mississipi (côte nord du golfe du Mexique). Leur analyse met en évidence qu'alors que les marais maritimes considérés étaient plutôt en accrétion au milieu du XXème siècle, les pertes de surface deviennent prépondérantes après 1970.

Site	Type de côte	Référence	Source de données de trait de côte	Source de données de niveau marin	Conclusion sur le rôle du niveau de la mer
Iles Marshall, Pacifique occidental	1 atoll peu anthropisé	Ford (2013)	Jusqu'à 8 positions du trait de côte sur 67 ans (télédétection)	Marégraphes de 2 atolls situés à environ 270km	On observe un basculement récent vers l'érosion. Ceci pourrait être du à l'élévation du niveau de la mer, à la variabilité naturelle de la mobilité du trait de côte ou a un problème d'échantillonnage
Trinidad et Tobago, mer des Caraïbes	Plages	Singh (1997)	Profils de plages sur une décennie, complétés par des évaluations du recul sur des points de repère et par des interviews	Marégraphes ; évidences d'une contribution significative de la subsidence	Les plages s'érodent relativement rapidement et l'érosion s'accélère. L'élévation relative du niveau de la mer est une cause vraisemblable.
Guyane française	Mangroves sur des bancs vaseux mobiles	Gratiot et al. (2008)	Jusqu'à 39 positions du trait de côte sur 20 ans obtenus par télédétection	Marégraphes et reconstruction du cycle de 18.6 ans	Les périodes d'érosion et d'accrétion correspondent aux cycles de 18.6 ans de la marée
Louisiane (États-Unis)	Plages sableuses des îles barrières	Morton (2007, 2008)	4 à 5 traits de côte sur une période de 150 ans	Marégraphes ; discussion d'une possible subsidence	Aucune observation de mouvements verticaux du sol ne permet d'expliquer l'accélération observée du recul du trait de côte.
Louisiane (États-Unis)	5 marais maritimes	Morton et al. (2005)	Images de télédétection sur une période de 48 ans	Indices géomorphologiques	La dynamique de la submersion permanente est consistante spatialement et temporellement avec les mouvements verticaux du sol

Table 2.2 – Liste d'études fondées sur la recherche de similitudes entre les dynamiques temporelle des changements du trait de côte et de l'élévation du niveau de la mer (méthodes des dynamiques temporelles)

Ce changement s'opère alors que les extractions d'hydrocarbures et d'eaux souterraines atteignent leur maximum (Figure 2.4). Les deux processus sont non seulement simultanés, mais également corrélés spatialement : les lieux d'extraction correspondent aux zones les plus concernées par la submersion permanente de marais maritimes. Morton et al. (2005) concluent ainsi que l'accélération de la subsidence induite par les extractions d'eau et d'hydrocarbures est la cause principale de la submersion permanente des marais maritimes.

Pour ce qui concerne les plages sableuses des îles barrières, en revanche, aucune relation ne peut être mise en évidence avec l'élévation du niveau de la mer. En effet, alors que les processus érosifs s'amplifient au cours du XXème siècle, l'élévation du niveau de la mer n'est pas accentuée par des déformations verticales du sol sur ce site. Certes, à partir de 1995, la succession des événements extrêmes peut expliquer partiellement une accélération du recul des plages. Cependant le processus le mieux corrélé temporellement avec la dynamique d'évolution du trait de côte est ici la réduction des apports sédimentaires, due à une intensification de l'activité de dragage (Morton, 2007, 2008). Ainsi, dans le cas des îles barrières, une activité anthropogénique semble responsable de l'accentuation de l'érosion de la côte.

L'approche des dynamiques temporelles a également été appliquée aux traits de côte de Guyane Française (Gratiot et al., 2008) et à l'atoll de Wotje dans les îles Marshall (Pacifique occidental, Ford, 2013). Gratiot et al. (2008) ont identifié un lien entre l'extension maximale de la mangrove sur les bancs vaseux littoraux de Guyane et les cycles de marée de 18.6 ans. Ils suggérent que si des modifications des niveaux marins de quelques

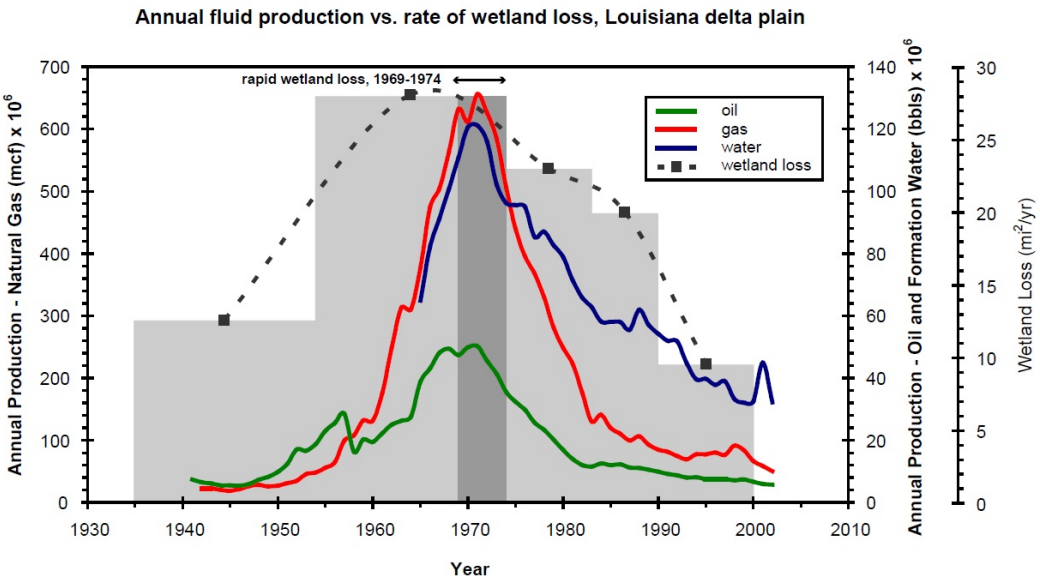

Figure 2.4 – Historique (1) des extractions d'hydrocarbures et d'eaux souterraines en Louisiane du Sud (2) des changements de surface des marais maritimes par submersion ou émergence (Source : Morton et al., 2005)

centimètres peuvent avoir des effets observables aussi importants sur ces milieux, c'est vraisemblablement en raison des faibles pentes qui les caractérise. La seconde étude a mis en évidence un basculement récent des îlots de Wotje vers un régime d'érosion, alors que l'accrétion ou la stabilité prédominaient auparavant. Cependant, ce basculement peut être expliqué de diverses manières (Ford, 2013) :

- il peut traduire un ajustement du trait de côte à de nouvelles conditions de forçage (élévation du niveau de la mer, régimes de vagues, etc.).
- il peut être une manifestation de la variabilité pluri-décennale de la mobilité du trait de côte, peut-être en lien avec la variabilité climatique (El-Niño/la Niña, etc.).
- enfin, il pourrait n'être que la partie observable d'une variabilité des mouvements du trait de côte à plus haute fréquence (Figure 2.5).

De fait, si les traits de côte de Wotje recouvrent une période de 65 ans, seulement deux jeux de données ont été acquis avant les années 2000 (1945 et 1976). Il est donc possible que seulement une partie de la variabilité naturelle de la mobilité du trait de côte n'ait été observée. Pour toutes ces raisons, Ford (2013) ne conclut pas quant à la cause du basculement vers un régime d'érosion suggéré par les observations.

2.1.2.3 Limites de la méthode des dynamiques temporelles et portée des résultats obtenus

Pour appliquer la méthode des dynamiques temporelles, il est nécessaire d'étudier un site pour lequel des ruptures ont été observées dans les forçages du systèmes côtier. Ici, il s'agit en particulier d'examiner des sites pour lesquels l'élévation du niveau de la mer n'est pas linéaire. Dans l'état des connaissances actuelles, peu d'observations permettent une présélection de tels sites.

Par ailleurs, notre revue des applications existantes de la méthode des dynamiques temporelles met en évidence les difficultés de la phase d'analyse des données. Même si elle

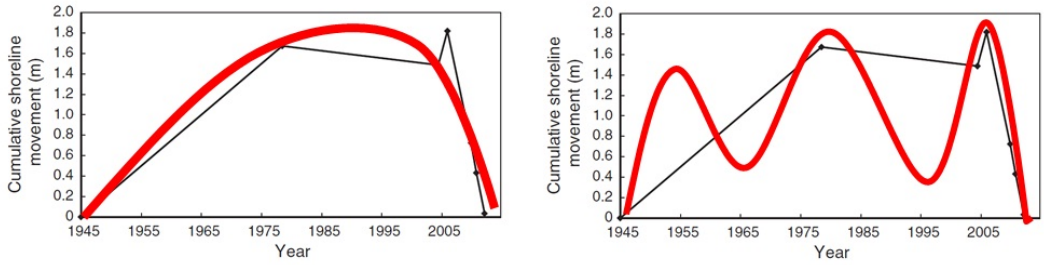

Figure 2.5 – Déplacement moyen du trait de côte entre 1945 et 2012 sur l'atoll de Wotje, calculée sur les segments du trait de côte pour lesquels l'intégralité des traits de côtes historiques sont disponibles (Adapté de Ford, 2013)

demeure qualitative, l'analyse nécessite la disponibilité de jeux de données importants. Dans le cas des études de Morton (2007, 2008) et Morton et al. (2005), plusieurs traits de côte couvrant des périodes de 50 à 150 ans sont analysés conjointement avec l'historique des événements extrêmes, des variations du niveau marin, des activités de dragage de sédiments sous-marins et d'extractions des ressources du sous-sol. Il est évident qu'une situation aussi favorable au regard de la disponibilité de données côtières demeure exceptionnelle. Ainsi, de telles analyses ne peuvent être réalisées que dans de très rare situations.

Dans les études examinées ci-dessus, la phase d'analyse des données côtière demeure qualitative. Aussi, tout comme pour les applications de la méthode des signatures spatiales, la subjectivité de l'analyse demeure une limite importante de l'approche. Par ailleurs, la méthode des dynamiques temporelle repose sur une hypothèse forte : il faut en effet supposer que le trait de côte s'ajuste presque simultanément aux nouvelles conditions crées par un changement de rythme de l'élévation du niveau de la mer. Si cette hypothèse est réaliste pour des cas d'accélération de l'élévation du niveau marin relativement rapides (Singh, 1997; Morton et al., 2005; Paris et al., 2009; Uehara et al., 2010), il peut tout autant s'écouler un certain temps entre le moment où la dynamique de l'élévation du niveau de la mer s'infléchit et la période pendant laquelle le trait de côte s'ajuste aux nouvelles conditions. Un tel décalage dans la réponse du trait de côte a été observé par Ballu et al. (2011) après un tremblement de terre engendrant une subsidence d'environ 1m dans une île des Torres Islands (Vanuatu) [2].

A ces limites s'ajoutent comme précédemment la disponibilité aléatoire de données côtières et de niveau marin à des résolutions spatiale et temporelle suffisamment fines, mais recouvrant également des périodes longues (plusieurs décennies) (c.f. section 2.3). De fait, Ford (2013) montre combien conclure est malaisé, même dans un cas relativement favorable au regard de la disponibilité des données (Figure 2.5). Enfin, des questions demeurent quant-à la mesure du niveau marin à la côte (Section 2.3).

Dans ce contexte, il n'est guère surprenant de constater à nouveau que très peu d'études ont examiné les conséquences de l'élévation du niveau de la mer en utilisant la méthode des dynamiques temporelles. Les études disponibles donnent néanmoins des preuves obser-

2. Paris et al. (2009) observent également *"qu'un an après le tsunami de Banda Aceh en Indonésie (26 décembre 2004), la zone côtière est toujours dans une phase d'ajustement à cet événement"*. Ils montrent que bien que ce tsunami se soit accompagné d'une subsidence de 1 à 2 m dans certains secteurs, la réponse du système est beaucoup plus complexe qu'un simple ajustement à l'élévation du niveau de la mer. Dans ce cas, des processus de transferts solides continentaux sont également impliqués. Paris et al. (2009) relèvent également que le recul du trait de côte très rapide observé après cet événement est aussi à considérer dans le contexte de la destruction brutale de barrières naturelles et anthropogéniques qui protégeaient le littoral auparavant.

vationnelles que des régimes de submersion permanentes peuvent se mettre en place pour peu que l'élévation du niveau marin soit suffisamment rapide. Elles présentent également un intérêt méthodologique pour les observatoires côtiers opérationnels cherchant à évaluer l'impact actuel du changement climatique.

2.2 Méthodes fondées sur la comparaison entre des observations et un modèle

2.2.1 Principes

Une seconde famille d'études utilise un modèle côtier et compare son résultat à des observations du recul du trait de côte. L'objectif de ces études fondées sur des modèles est d'isoler la contribution de l'élévation du niveau de la mer de celle des autres facteurs causant l'évolution du trait de côte. Dans un cas très général, quelque soit le type de géomorphologie côtière considérée, ceci peut s'écrire :

$$\Delta S = f_\xi(\Delta\xi) + f_\phi(\phi, \Delta\phi) \tag{2.1}$$

où ΔS (respectivement $\Delta\xi$) est le changement du trait de côte (respectivement : de niveau de la mer) observé pour une période de temps donnée, ϕ sont les autres facteurs causant la mobilité du trait de côte, et f_ξ (respectivement f_ϕ) sont des fonctions évaluant le recul du trait de côte pour un changement de niveau de la mer donné (respectivement, pour une combinaison de facteurs ϕ donnés, et éventuellement des changements de ces facteurs $\Delta\phi$ [3].

La morphodynamique côtière résultant de processus non-linéaires, il n'y a aucune raison à priori pour que la contribution de l'élévation du niveau de la mer (c'est à dire le terme $f_\xi(\Delta\xi)$) puisse s'exprimer sous une forme littérale. Cependant, même dans ce cas, s'il demeure possible de calculer de manière numérique $\Delta S = f_{\xi,\phi}(\Delta\xi, \phi, \Delta\phi)$, le terme $f_\xi(\Delta\xi)$ de l'équation 2.1 peut être évalué de manière indirecte en effectuant plusieurs calculs de $f_{\xi,\phi}$: les uns en prenant en compte l'élévation du niveau de la mer, les autres sans prendre en compte ce processus. Cette approche est utilisée classiquement dans les études d'attribution et de détection du changement climatique (Hegerl et Zwiers, 2011).

2.2.2 Choix d'un modèle de morphodynamique côtière

La question clé dans l'application des méthodes fondées sur des données est le choix du modèle auquel les observations sont comparées (fonctions $f_{\xi,\phi}$ ou f_ϕ). Actuellement, aucun modèle côtier n'a la capacité de modéliser tous les processus hydrosédimentaires impliqués dans l'évolution morphodynamique des littoraux (Hanson et al., 2003). Au contraire, il existe de nombreux outils dédiés à la modélisation d'un ou plusieurs processus particuliers à des échelles spatiales et temporelles spécifiques. (De Vriend et al., 1993; Amoudry et Souza, 2011). Ces outils sont de complexité variables : modèles idéalisés, décrivant un processus particulier à des échelles spatiales et temporelles données (Ashton et al., 2011; Ranasinghe et al., 2012, 2013) ; modèles maillés tels que Delft3D (Lesser et al., 2004), représentant les processus hydrodynamiques et de transport sédimentaire sur une grille de résolution plus ou moins fine, modèles auto-organisés se focalisant sur le couplage entre

3. La fonction f_ϕ dépend bien à priori à la foi de ϕ et de $\Delta\phi$: par exemple, un climat de vagues moyen peut générer un transport longitudinal dont les gradients causeront l'érosion ou l'accrétion d'un segment du trait de côte, mais un changement de ce climat de vagues (par exemple une baisse des hauteurs significatives ou des changements d'orientation) pourront modifier ces gradients de transport longitudinal et donc l'érosion ou l'accrétion (Charles et al., 2012).

Site	**Type de côte**	**Étude**	**Modèle utilisé pour évaluer l'effet de l'élévation du niveau de la mer**	**Source de données de trait de côte**	**Source de données de niveau marin**	**Conclusion sur le rôle du niveau de la mer**
New-Jersey, États-Unis	Plages et défenses côtières	Allen (1981)	Loi de Bruun	4 à 15 images aériennes couvrant 25 ans	Marégraphes	L'élévation du niveau de la mer cause 1 à 3 % de l'érosion observée
Caroline du Nord, États-Unis	Plages sur îles barrières	Inman et Dolan (1989)	Loi de Bruun	Base de données de traits de côte recouvrant 42 ans	Marégraphes	L'élévation du niveau de la mer cause 21% de l'érosion observée
Côte est des États-Unis	Plages	Zhang et al. (2004)	Loi de Bruun	Base de données côtière (XIXème et XXème siècles)	Marégraphes	Accord relatif entre la loi de Bruun et l'érosion observée
eThekwini, Afrique du Sud	Plages	Corbella et Stretch (2012)	Loi de Bruun	4 à 18 profils de plage recouvrant 20 à 37 ans	Marégraphes	L'élévation du niveau de la mer cause une part importante de l'érosion observée
Skallingen, Danemark	Plages sur une flèche sableuse	Aagaard et Sørensen (2013)	Loi de Bruun	Base de données de traits de côte couvrant 40 ans (données complémentaires remontant au XIXème siècle)	Marégraphe	Rôle mineur de l'élévation du niveau de la mer dans l'érosion côtière observée
Côte basque espagnole	Habitats intertidaux et supratidaux	Chust et al. (2009)	Submersion passive	Télédétection des changements d'habitats et de traits de côte sur 50 ans	Marégraphes	Les effets de l'élévation du niveau de la mer sont moindres que ceux des activités humaines
Provence, France	Plages de poche	Brunel et Sabatier (2007, 2009)	Submersion passive	4 campagnes aériennes et *in situ* sur 103 ans	Marégraphes	L'élévation du niveau de la mer cause 60% de l'érosion observée
Camargue, France	Plages	Brunel et Sabatier (2009)	Submersion passive	4 campagnes aériennes et *in situ* sur 103 ans	Marégraphes	L'élévation du niveau de la mer cause 10% de l'érosion observée
Suffolk, Angleterre	Falaises très friables	Brooks et Spencer (2012)	Plusieurs modèles d'érosion des falaises	4 traits de côte sur 125 ans (cartes, données aériennes et in-situ)	Marégraphes	L'élévation du niveau de la mer cause une part importante de l'érosion observée

Table 2.3 – Liste d'études fondées sur la recherche de similitudes entre la variabilité spatiale des changements du trait de côte et l'élévation du niveau de la mer (méthodes des signatures spatiales)

les différents processus impliqués (Coco et Murray, 2007), ou enfin des combinaisons de ces approches.

Revenons à notre revue des travaux ayant tenté d'identifier un rôle de l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte. La table 2.3 montre que la plupart des études fondées sur des modèles ont eu recours :

– soit à un modèle de *submersion passive*, qui suppose que la topographie fine des

zones intertidales et supratidales est restée inchangée au cours de la période d'étude et représente la submersion permanente de zones basses, situées en-deçà d'une cote de référence représentant un niveau marin actuel, (Brunel et Sabatier, 2007, 2009; Chust et al., 2009).

– soit à un modèle morphodynamique simple, décrivant une réponse idéalisée du littoral à l'élévation du niveau de la mer (Allen, 1981; Inman et Dolan, 1989; Zhang et al., 2004; Corbella et Stretch, 2012; Aagaard et Sørensen, 2013; Brooks et Spencer, 2012).

Hormis une étude consacrée aux falaises friables de la côte du Suffolk, (Brooks et Spencer, 2012), toutes les études utilisant un modèle morphodynamique idéalisé ont eu recours à la loi de Bruun (Bruun, 1962) (voir section 1.3.3 page 30). Cette loi relie le recul du trait de côte à l'élévation du niveau de la mer et à la pente de la plage sous-marine de la manière suivante :

$$f_\xi(\Delta\xi) = \Delta\xi / tan(\beta) \tag{2.2}$$

La section 1.3.3 a rappelé que la validation de cette loi posaient des difficultés (Cooper et Pilkey, 2004b). Peut-on alors utiliser la loi de Bruun à des fins d'évaluer le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte ? Avant même d'examiner des données réelles, on peut anticiper le type de résultats qui sera obtenu : classiquement, la pente des plages sous-marines est de quelques degrés, tandis que l'élévation du niveau marin est de quelques millimètres par an selon les sites. Les équations 2.2 et 2.1 montrent ainsi que dès que le trait de côte recule ou avance de plus d'un mètre par an, $f_\xi(\Delta\xi)$ prendra des valeurs très inférieures à $f_{\xi,\phi}(\phi, \Delta\phi)$ (contribution des facteurs autres que l'élévation du niveau de la mer à la mobilité du trait de côte) (Stive, 2004). A l'inverse, les seuls sites où la contribution de l'élévation du niveau de la mer à l'érosion côtière pourra apparaître significative sont ceux pour lesquels on observe des modifications très modérées du trait de côte. Or, un certain nombre de sites souvent considérés à priori très vulnérables à l'élévation du niveau de la mer (ex : plages sableuses basses) peuvent avoir des dynamiques d'évolution très rapides, alors que d'autres sites considérés plus résilients (ex : plages comprenant une grande diversité de granulométries ; sables, galets) peuvent demeurer stables. Ce résultat paradoxal (mais prévisible) pose la question de la pertinence de la loi de Bruun dans le contexte traité ici.

2.2.3 Revue des études fondées sur des modèles

Deux types d'approches ont été utilisés pour surmonter les difficultés mentionnées au paragraphe précédent : deux études ont procédé à la fois à l'analyse de l'impact de l'élévation du niveau de la mer sur l'érosion observée et à un exercice de validation de la fonction f_ξ (Zhang et al., 2004; Brooks et Spencer, 2012). Ces études ont procédé en trois temps : tout d'abord, elles ont caractérisé le contexte géomorphologique des sites considérés ; ensuite, elles ont examiné l'applicabilité des modèles idéalisés considérés dans ce contexte particulier ; enfin, elles ont interprété les résultats à la fois pour valider le modèle idéalisé et conclure quant-au rôle de l'élévation du niveau de la mer dans l'érosion observée. La figure 2.6 semble mettre en évidence une telle relation, bien que les choix effectués lors de la présélection et de l'agrégation de sites ont pu conduire, selon Sallenger et al. (2000), à fausser l'interprétation [4]. Dans ces approches, le point clé de la démonstration est l'analyse

4. L'exemple de l'étude de Zhang et al. (2004), qui peut être classé à la foi comme méthode fondée sur des observations et comme méthode fondée sur des modèles, a été décrit page 39 et n'est donc pas repris en détail ici.

des autres facteurs causant de l'érosion côtière. Notons que ces deux études concluent à un rôle significatif de l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte.

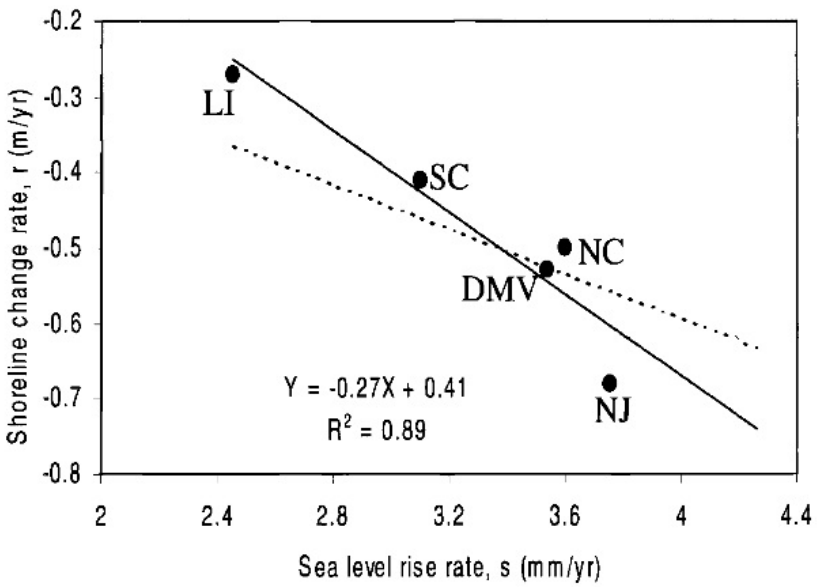

Figure 2.6 – Figure montrant une corrélation entre le taux d'élévation du niveau marin et le recul du trait de côte sur la côte est des États-Unis (Source : Leatherman et al., 2000b)

La seconde approche utilisée pour surmonter les difficultés mentionnées au paragraphe 2.2.2 a consisté à estimer le volume de sédiments transporté par chaque processus contributeur, et à tenter de fermer le budget sédimentaire. Il s'agit alors, pour une cellule sédimentaire donnée, de quantifier les pertes et les gains de sédiments induits par différents processus : transport sédimentaires vers des systèmes adjacents (ex : plages situées à l'aval du transport longitudinal, dunes côtières, domaine offshore, passes), événements extrêmes, activités humaines (ex : rechargements de sable, effet de défenses côtières, dragage). Dans les études de la table 2.3, cette partition du budget sédimentaire a été estimée de trois manières différentes :

- soit en quantifiant la contribution de chacun des processus contributeurs (Allen, 1981; Inman et Dolan, 1989; Aagaard et Sørensen, 2013),
- soit via une analyse semi-quantitative du budget sédimentaire : Corbella et Stretch (2012) ont ainsi examiné les corrélations entre les variabilités spatiales ou temporelles de la mobilité du trait de côte et celles de chacun des facteurs contributeurs,
- soit par une analyse qualitative du contexte géomorphologique local (Brunel et Sabatier, 2007).

Pour les études ayant quantifié la contribution de chacun des processus (1er cas), il est alors possible de valider les résultats en comparant la somme des contributions au bilan sédimentaire avec les pertes ou les gains estimés à partir des mesures de recul du trait de côte (Allen, 1981; Aagaard et Sørensen, 2013). Par exemple, Aagaard et Sørensen (2013) considèrent que $f_{\xi,\phi}$ dans l'équation 2.1 est la somme des termes suivants :

- pertes et gains induits par les gradients de transport longitudinal,
- échanges cross-shore induits par la mobilité des barres sous-marines et les mécanismes éolien (Aagaard et al., 2004) ; ces derniers peuvent transporter le sable de la partie haute de la zone intertidale vers la dune à marée basse,

– apports externes anthropogéniques, dus au rechargement en sable de la zone,

– effets induits par l'élévation de la mer, estimés par la loi de Bruun.

L'équation 1 devient alors :

$$\Delta S = f_\xi(\Delta\xi) + f_\phi(\phi, \Delta\phi) = \Delta\xi/tan(\beta) + f_{longshore} + f_{cross-shore} + f_{external} \quad (2.3)$$

Sur la flèche sableuse de Skallingen (Danemark), Aagaard et Sørensen (2013) obtiennent un bon accord entre les deux estimations indépendantes de ΔS. Du fait que cette flèche sableuse évolue rapidement, les effets de l'élévation du niveau de la mer, tels que calculés par la loi de Bruun, restent négligeables devant les autres termes de l'équation 2.3 (voir section 2.2.2). Néanmoins, sur ce site, il a été possible de clore le budget sédimentaire.

2.2.4 Limites et portée des résultats obtenus

Toutes les études fondées sur des modèles reposent sur une hypothèse implicite : les incertitudes du modèle doivent demeurer d'un ordre de grandeur inférieures à la contribution de l'élévation de niveau de la mer dans le recul du trait de côte. Cette condition très forte implique que les modèles considérés doivent être à la fois justes (faibles biais) et précis (peu de dispersion dans les résultats). Sauf dans des cas très particuliers, les modèles utilisés par les études de la table 2.3 ne satisfont pas à ces conditions : les cas d'application du modèle de submersion passive se limitent donc aux secteurs dans lesquels aucun processus morpho-dynamique n'intervient, et les modèles morphodynamiques existants ne sont ni assez justes ni suffisamment précis pour atteindre les précisions requises. Ce dernier constat est évident dans le cas de la loi de Bruun qui est la plus utilisée dans les études de la table 2.3. Cette loi prédit des reculs de l'ordre de quelques dizaines de cm par an pour les élévations du niveau de la mer d'origine climatique actuellement observées (section 2.2.2). Pour que la loi de Bruun soit applicable ici, il serait donc nécessaire que les incertitudes dans ses prédictions se limitent à quelques millimètres par an. Les résultats variables des exercices de validation de la loi de Bruun (Mimura et Nobuoka, 1999; List et al., 1997) montrent que ces niveaux de précision ne peuvent pas être atteints (section 1.3.3).

L'approche consistant à fermer le budget sédimentaire est à priori une amélioration utile de la méthode. Cependant, elle nécessite d'avoir recours à d'autres types de modèles morphodynamiques ($f_{\phi,\Delta\phi}$ dans l'équation 2.1), qui ont eux-même des incertitudes assez importantes. C'est le cas en particulier des modèles de transport longitudinal Cooper et Pilkey (2004a). Aussi, les cas où le budget sédimentaire peut effectivement être fermé constituent davantage une tentative de validation des modèles utilisés dans le contexte géomorphologique local particulier qu'une quantification de la contribution de chacun des processus. On peut noter également que le budget sédimentaire ne peut pas toujours être fermé : ainsi, Inman et Dolan (1989) identifient deux secteurs pour lesquels la mesure de recul du trait de côte et la somme des effets de chaque processus contributeur ne coïncident pas. Inman et Dolan (1989) attribuent ces résidus à des apports de sédiments de secteurs offshore. Ces interrogations sur les incertitudes des modèles disponibles sont la limite majeure des études fondées sur l'utilisation de modèles [5].

Jusqu'à quel point peut-on espérer voir la précision et la justesse des modèles morphodynamiques s'améliorer ? De fait, de nombreux progrès ont été faits dans le domaine de la

5. Selon les cas, ces incertitudes peuvent être acceptables dans des exercices consistant à constituer des scénarios futurs de recul du trait de côte. Ici, il s'agit bien d'examiner l'applicabilité de ces modèles pour examiner la contribution de l'élévation du niveau de la mer au recul du trait de côte observé.

modélisation des processus morphodynamiques à moyen terme (de l'ordre de quelques décennies), (Amoudry et Souza, 2011; Kaergaard et Fredsoe, 2013), tout comme pour mieux prendre en compte l'élévation du niveau de la mer (Stive et Wang, 2003; Ranasinghe et al., 2012, 2013). Cependant, les besoins en précisions et justesse sont tels qu'il est douteux qu'ils puissent être atteints un jour. En effet, on peut noter que les erreurs des modèles hydrodynamiques sont amplifiées par les formules de transport sédimentaire des modèles morphodynamiques. Par exemple, les formules de transport sédimentaire de Soulsby-van Rijn (Soulsby, 1997) ou de Bailard (Bailard, 1981) sont utilisés fréquemment en modélisation 2DH. Silva et al. (2009) ont montré, en procédant à une intercomparaison de résultats de modèles, que les résultats pouvaient être très différents selon la formule utilisée. Ceci montre qu'il n'y a pas de perspective immédiate que des approches fondées sur les modèles bénéficient d'outils permettant d'atteindre les niveaux de précision et de justesse requis.

2.3 Limites en termes de données

Quelque soit la méthode utilisée, les études examinant le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans l'érosion du trait de côte observée rencontrent deux difficultés :

- la collecte de données relatives à l'érosion du trait de côte
- l'estimation des variations du niveau marin au niveau de la côte

De fait, les cas pour lesquels les données de trait de côte et de niveau marin sont disponibles sur plus d'un siècle comme le long de la côte est des États-Unis (Zhang et al., 2004; Gutierrez et al., 2011) demeurent une exception. Cette partie examine les difficultés communes rencontrées par les études listées dans les tables 2.1, 2.2 et 2.3. Ces difficultés concerneraient tous les sites d'étude potentiels et sont donc généralisables.

2.3.1 Données d'évolution du trait de côte

Les études listées dans les tables 2.1, 2.2 et 2.3 ne représentent qu'une infime partie des littoraux dans le monde (Figure 2.7). Pourtant, à la date d'écriture de cette thèse, elles représentent l'essentiel des études publiées ayant explicitement traité la question du rôle de l'élévation du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte (recherche d'évidence de l'impact de l'élévation du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte). La raison est simple : pour la plupart des sites considérés, peu de données côtières sont disponibles. Ceci est tout particulièrement vrai pour des régions considérées comme particulièrement vulnérables à l'élévation du niveau de la mer telles que les atolls du Pacifique (Mimura, 1999), comme rappelé par Ford (2012) et Webb et Kench (2010). Devant ce constat, Bird (1985) souligne le besoin de collecter et publier davantage de données côtières.

Parmi les études revues dans les tables 2.1, 2.2 et 2.3, certaines font explicitement mention de ces difficultés. Pour Ford (2013), cette limite a des conséquences majeures puisqu'elle l'empêche de conclure quant à la dynamique pluri-décennale du trait de côte et ses causes (voir section 2.1.2.2 page 43). D'autres études y font référence implicitement en mentionnant l'hétérogénéité des données sources ayant permis de reconstituer la position du trait de côte (cartes anciennes, mesures in-situ, images aériennes anciennes ou satellite), pour lesquelles les marqueurs de trait de côte (Boak et Turner, 2005) et les incertitudes de positionnement ne sont pas les même. Lorsque le trait de côte est suffisamment mobile, Shearman et al. (2013) montrent que des traitements semi-automatiques d'images satellites permettent de traiter des zones très vastes de manière homogènes, ce qui permet

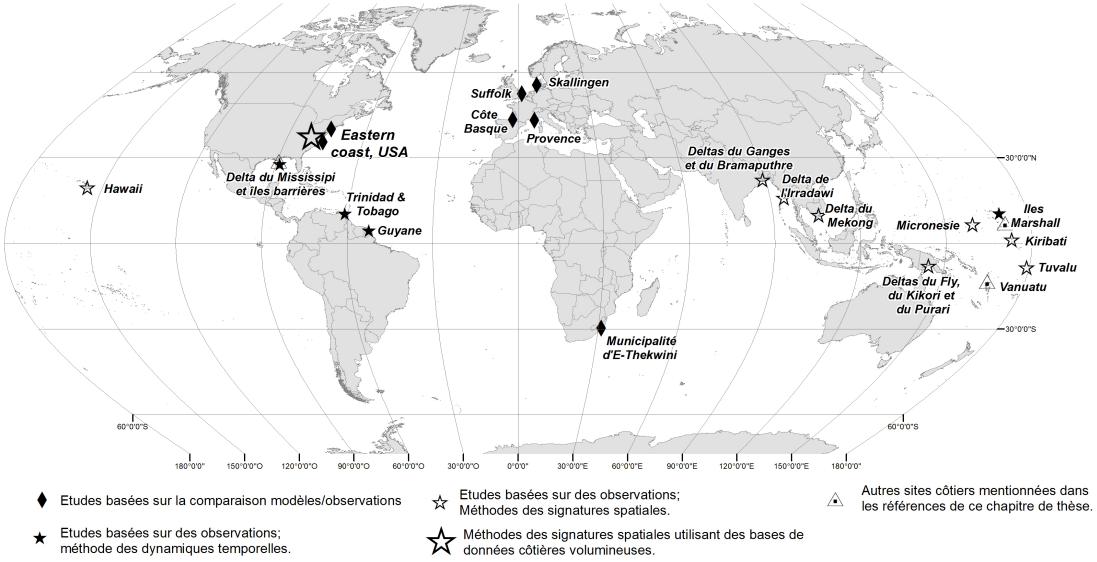

Figure 2.7 – Localisation des études de détection et d'attribution examinées dans les tables 2.1, 2.2 et 2.3.

d'effectuer des comparaisons cohérentes. Cependant, Bird (1985) observe que la plupart des mouvements du trait de côte qu'il a recensés sont en pratique assez faibles (moins de 1 m/an). Dans ce cas, il est nécessaire d'utiliser des données de très haute résolution, plus couteuses, disponibles depuis une décennie seulement, et pour lesquelles l'extraction semi-automatique des marqueurs du trait de côte est moins évident. Ainsi, dans le cas général où les données de trait de côte sont relativement modérées, il n'est pas très simple d'atteindre les niveaux de précision et de justesse requis (Crowell et al., 1991).

Une difficulté supplémentaire concerne les approches utilisant des bases de données déjà constituées telles que celles de Thieler et Hammar-Klose (1999). De telles bases de données sont élaborées à partir de données collectées localement, qui sont ensuite interprétées et agrégées à une ou plusieurs échelles spatiales. Par exemple, la base de données Eurosion (www.eurosion.org) a fait l'objet d'au moins deux étapes d'agrégation : au niveau national et au niveau européen. Ceci pose la question de leur homogénéité.

Finalement, une grande partie des difficultés soulevées dans cette section sont liées à la question des échelles spatiales et temporelle. Le sujet traité (l'évolution du trait de côte et le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans cette évolution) requiert l'utilisation de données à des échelles spatiales et temporelles bien définies (Stive et al., 2002), dont les critères descriptifs clés sont ici leurs résolutions et emprises. Ainsi, toutes les études utilisent des données aux résolutions spatiales des processus hydrosédimentaires côtiers [6]. Elles considèrent également des emprises temporelles de plusieurs décennies, dépassant le siècle dans plusieurs cas. La résolution temporelle est variable selon les données historiques disponibles, mais varie de 2 à une vingtaine de traits de côte considérés pour des périodes de temps allant de quelques décennies à plus d'un siècle. Ceci n'est pas nécessairement suffisant pour identifier clairement le rôle d'événements extrêmes particuliers. Enfin, les besoins en termes d'emprise spatiales sont variables selon la méthode utilisée : l'approche des signatures spatiales requiert de considérer un nombre de sites comparables important,

6. C'est le cas en particulier de celles qui traitent des emprises spatiales large comme les études de Zhang et al. (2004) ou de Gutierrez et al. (2011). Zhang et al. (2004) étudient des plages. Gutierrez et al. (2011) découpent le littoral en segments de 100m

ce qui n'est souvent possible qu'en considérant des emprises larges. Ceci n'est pas forcément nécessaire pour les approches fondées sur des modèles ou celle des dynamiques temporelles. Cette lecture par les échelles spatiales et de temps permet de bien identifier l'origine des difficultés rencontrées par les études traitant de la question du rôle de l'élévation du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte.

2.3.2 Données de niveau marin à la côte

Une seconde limitation importante est le manque de données concernant les variations de niveau marin côtières. Pour l'estimer, la plupart des études revues dans ce chapitre ont utilisé des données marégraphiques (avant dernière colonne des tables 2.1, 2.2 et 2.3). Ces marégraphes sont situés à plus ou moins grande distance des sites côtiers considérés : dans l'étude de Zhang et al. (2004), les sites les plus éloignés des marégraphes n'en sont pas distants de plus de 200 km, et les observations de niveau de la mer sont très denses pour certaines zones (ex : nord de la baie de Chesapeake, voir Figure 2.2). Pour l'étude de Webb et Kench (2010), en revanche, deux atolls (Mokil et Pingelalp) sont à environ 500 km du marégraphe le plus proche (Figure 2.8). Aussi, l'étude fait également référence à la reconstruction de niveau de la mer de Church et al. (2004) pour conclure que le niveau marin s'est bien élevé dans la zone considérée, d'au moins 2 mm/an au cours du dernier siècle [7]. Cependant, dans tous ces cas d'étude, on ne peut pas exclure que les sites d'étude soient affectés de mouvements verticaux du sol différents de ceux du marégraphe.

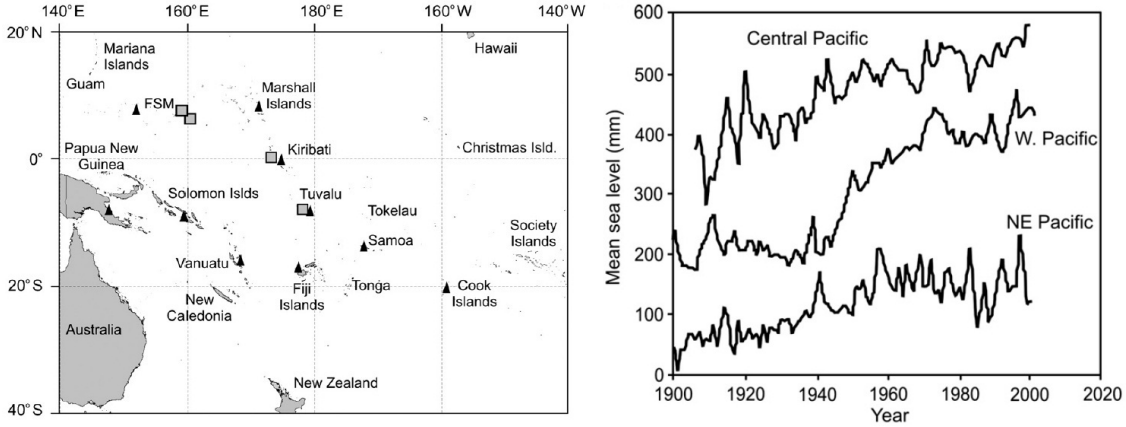

Figure 2.8 – Données de niveau de la mer utilisées par Webb et Kench (2010) ; à gauche : localisation des sites étudiés (carrés) et données marégraphiques auxquelles l'étude fait référence (triangles) ; à droite : données de reconstruction de Church et al. (2004) utilisées (Source : Webb et Kench, 2010)

Dans le cas général, les études qui ont pour objectif d'examiner le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans les mouvements du trait de côte doivent faire face à la difficulté de séparer les différentes composantes de l'élévation du niveau de la mer par rapport à chaque site côtier considéré. Ceci implique donc d'évaluer les mouvements du sol le long de la côte. Pour cela, plusieurs techniques peuvent être utilisées (Table 2.4) : données de marégraphes, de reconstruction de niveau de la mer, modèles de GIA, campagnes de nivellement (Lenôtre et al., 1999), réseaux de GPS permanents (www.sonel.org), marqueurs de paléorivages

7. En réalité, les données présentées et les reconstructions les plus récentes montrent que l'élévation du niveau de la mer y est bien plus importante (de l'ordre de 4 mm/an) sur la période 1950-2000 (Becker et al., 2012).

(ex : Pirazzoli et Montaggioni, 1988) ou de changements récents de niveaux marins (ex : Evelpidou et al., 2012), cartes géologiques, observations stratigraphiques (ex : Dawson et al., 2012), données d'interférométrie radar satellitaires (ex : Brooks et al., 2007). Toutes ces données permettent d'évaluer des changements de niveau de la mer à des échelles de temps différentes (c.f. par exemple Kooi et al., 1998) et deviennent de plus en plus accessibles. Leur utilisation dans le contexte de l'étude considérée mérite d'être examinée.

2.3.3 Disponibilité d'autres données côtières

Une dernière difficulté concerne la disponibilité de données côtières (autres que relatives au niveau de la mer), et qui jouent un rôle dans la dynamique du trait de côte. Ces données comprennent :

- l'historique des tempêtes et leurs caractéristiques et les déplacements de sédiments associés,
- le climat de vagues et de houles, induisant des transports de sédiments longitudinaux,
- les effets des actions humaines directes (telles que les rechargements en sable, la mise en place de structures de défenses côtières), et indirectes, telles que les actions sur les basins versants, amenant par exemple à des réductions des apports sédimentaires,
- d'autres processus, dont le rôle est difficile à quantifier et qui sont souvent considérés négligeables : apports de sédiments continentaux via les rivières, transport éolien (Bagnold, 1941), processus d'origine biologique, les processus conduisant à des transports de sédiments cross-shore (examinés néanmoins par Inman et Dolan, 1989).

Les besoins ne sont pas les même selon les approches : si une description qualitative de l'importance relative de ces processus peut être suffisante dans le cas d'analyses fondées sur les signatures spatiales (voir par exemple Gutierrez et al., 2011, et la figure 2.3), les analyses fondées sur les dynamiques temporelles et surtout celles fondées sur les modèles nécessitent des quantifications plus ou moins précises de chacun de ces processus.

A quelques exceptions près, les études revues parviennent finalement à réunir les données côtières nécessaires à leur analyse. Il est évident que leur disponibilité varie d'un site à l'autre, et que ceci conditionne la faisabilité d'une analyse du rôle de l'élévation du niveau de la mer dans l'érosion côtière.

Méthode	**Example d'utilisation parmi les études des tables 2.1, 2.2 et 2.3**	**Composante des variations du niveau marin relatives évaluées**	**Échelle de temps pour lesquelles la méthode est pertinente**	**Limitations principales et échelles spatiales considérées**
		Méthodes fondées sur des mesures géodésiques		
Données marégraphiques	Nombreuses études (ex. Brunel et Sabatier, 2007, etc.)	Variations du niveau marin relatif au niveau du marégraphe	Jusqu'à 300 ans à Brest (données discontinues)	Donnée ne renseignant à priori que sur les variations du niveau marin au niveau du marégraphe
Interpolation de données marégraphiques	Zhang et al. (2004); Gutierrez et al. (2011)	Variations du niveau marin relatif le long de la côte	Jusqu'à environ un siècle	Erreurs statistiques d'interpolation ; hypothèse qu'aucun mouvement du sol plus local n'affecte la côte
Altimétrie satellitaire	(Shearman et al., 2013)	Composante climatique de l'élévation du niveau de la mer	Depuis 1993	Si utilisé seul, il est supposé qu'aucun mouvement local n'affecte la zone d'intérêt
GPS permanent	None	Mouvements verticaux du sol (locaux, régionaux e globaux)	Depuis les années 90	Donnée ne renseignant à priori que sur les mouvements du sol au niveau du GPS
Données de nivellement (Lenôtre et al., 1996, 1999)	Aucune	Mouvements verticaux différentiels du sol (par rapport à une référence)	Variable selon les campagnes effectuées (quelques décennies à un siècle)	Disponibilité des données ; Uniquement adapté pour des mouvements verticaux évoluant à de faibles fréquences spatialement
Interférométrie radar satellitaire (InSAR)	Aucune	Mouvements différentiels du sol	Depuis 1992	Disponibilité des données ; Applicabilité de la technique InSAR
		Méthodes fondées sur la modélisations		
Modèles d'ajustement isostatique global (GIA)	Aucune	GIA	Années à milliers d'années	Quelques désaccords entre modèles de GIA (Jevrejeva et al., 2014b)
Reconstructions de niveau marin	Webb et Kench (2010)	Composante climatique des variations de niveau marin	60 ans et plus	Quelques désaccords entre les reconstructions
		Méthodes fondées sur des observations		
Traces d'anciens niveaux marins	Aucune	Variations du niveau marin relatif sur le point observé	Niveaux marins cumulés entre l'instant d'observation et actuellement	Dépend des sites (présence de marqueurs) ; nécessite de faire des hypothèses sur la représentativité spatiale des observations collectées
Analyse des vitesses de sédimentation à partir de forages (ex : Stanley, 1990)	Aucune	Niveau marin relatif sur le site d'intérêt	Plusieurs centaines d'années et plus	Dépend des sites et de l'historique de la sédimentation ; nécessite de faire des hypothèses sur la représentativité spatiale des observations collectées
Sites archéologiques (ex : Stanley et Toscano, 2009)	Aucune	Niveau marin relatif sur le site d'intérêt	Plusieurs centaines d'années et plus	Dépend des sites (présence de sites archéologiques) ; nécessite de faire des hypothèses sur la représentativité spatiale des observations collectées

Table 2.4 – Méthodes et données pour évaluer différentes composantes des variations du niveau de la mer à la côte.

2.4 Conclusions et implications pour cette thèse

Cette revue des études ayant examiné le rôle de l'élévation de la mer dans la mobilité du trait de côte nous a permis d'identifier deux types d'approches :

- les méthodes fondées sur les observations uniquement, qui examinent si des similitudes peuvent être trouvées entre la variabilité spatiale ou la dynamique temporelle de la mobilité du trait de côte et les variations du niveau de la mer.
- les méthodes fondées sur la comparaison entre modèles et observations, qui comparent les observations de la mobilité du trait de côte aux résultats d'un modèle prédisant le recul du trait de côte en réponse à une élévation du niveau de la mer donnée.

Certaines des études examinées dans ce chapitre tentent de tirer des enseignements généraux de leurs observations locales. Par exemple, Zhang et al. (2004) affirment que l'élévation du niveau marin a été une raison majeure du recul du trait de côte depuis que le niveau de la mer a recommencé à s'élever au milieu du XIXème siècle. D'autres soutiennent au contraire que les mécanismes locaux dominent la plupart du temps (Webb et Kench, 2010). Le même argument de la faible représentativité des sites considérés peut être utilisé pour réfuter l'une ou l'autre des assertions. En réalité, les analyses menées ne sont simplement pas assez nombreuses pour conclure. Ceci motive le travail mené dans le cadre de plusieurs projets de recherche, et en particulier, celui de cette thèse.

Chacune de ces méthodes a des limites qui lui sont spécifiques : les méthodes fondées sur les observations comprennent nécessairement une part de subjectivité ; celles qui analysent les dynamiques temporelles supposent que les ruptures dans les rythmes des variations du niveau marin et la réponse du trait de côte sont simultanées ; les méthodes fondées sur des modèles se heurtent aux incertitudes de ces modèles. Elles ont également des limitations communes : manque de données de trait de côte, d'informations sur les variations du niveau marin à la côte. En outre, leur faisabilité dépend de la disponibilité d'autres données côtières (ex : sur les vagues, les événements extrêmes ou les activités humaines).

Quoiqu'il en soit, la grille de lecture proposée dans ce chapitre offre un cadre méthodologique suffisamment englobant pour couvrir l'ensemble des études publiées à ce jour. Dans sa structure générale, ce cadre présente des similitudes avec les méthodes de détection et d'attribution du changement climatique (Hegerl et Zwiers, 2011). C'est donc bien l'une des approches proposées qu'il s'agira d'appliquer dans cette thèse.

Aujourd'hui, l'approche recommandées pour l'attribution et la détection du changement climatique est d'utiliser des modèles de climat (Hegerl et Zwiers, 2011). Etant donné les incertitudes des modèles d'évolution du trait de côte actuels (c.f. le paragraphe 2.2.2), il serait délicat de faire une recommandation similaire dans le cas des impacts de l'élévation du niveau de la mer sur le recul du trait de côte. Aussi, cette thèse applique plus particulièrement les approches des signatures spatiales.

2.5 Résumé du chapitre 2

Problématique

Quelles méthodes permettent d'évaluer le rôle des variations du niveau marin dans la mobilité du trait de côte aux échelles de temps pluri-décennales ?

Méthode

Ce chapitre effectue une revue des études antérieures.

Résultats principaux

Les méthodes peuvent être classées en deux groupes :

- des méthodes uniquement fondées sur les observations, qui examinent s'il existe des similitudes entre les changements de niveau marin et du trait de côte, en analysant leurs variabilités spatiales ou leurs dynamiques temporelles.
- des méthodes fondées sur la comparaison d'observations du trait de côte à un modèle côtier représentant les effets de l'élévation de la mer

Ces méthodes s'appliquent quelque soit le type géomorphologique côtier considéré.
Les résultats obtenus par les études considérées ne permettent pas aujourd'hui de conclure quant au rôle joué par l'élévation du niveau de la mer dans la crise érosive globale des littoraux identifiée par Bird (1985).

Discussions et implications pour cette thèse

Chaque méthode comporte des limites spécifiques, mais leur application pose des difficultés communes dues au manque d'informations relatives :

- aux variations du niveau marin relatives à la côte,
- aux autres processus côtiers,
- à la mobilité du trait de côte,

Pour surmonter ces difficultés, il est nécessaire de développer de nouvelles méthodes et d'acquérir de nouvelles données. Le chapitre 3 examine la question de la mesure des variations du niveau marin relatif, tandis que le chapitre 4 examine la question des données côtières et des méthodes permettant de les exploiter, dans le cas de d'une large base de données côtière européenne (Eurosion, 2004).
Les méthodes fondées sur des modèles comportent des limites importantes. Les conditions d'application de la méthode fondée sur l'analyse des dynamiques temporelles sont très restrictives. Aussi, cette thèse s'oriente vers des méthodes fondées sur l'analyse des similitudes spatiales.

Deuxième partie

Méthodes, outils et données

Cette seconde partie examine les méthodes, outils et données à notre disposition pour répondre aux questions posées dans cette thèse, et, *in fine*, contribuer à l'étude du rôle de l'élévation contemporaine du niveau de la mer dans le recul du trait de côte. Elle se divise en deux chapitres, qui examinent deux limites importantes des méthodes revues dans le chapitre 2 : la mesure des mouvements verticaux du sol en zones côtières et l'analyse des bases de données côtières existantes. Ainsi, cette partie procède comme suit :

- le chapitre 3 étudie les perspectives d'évaluer les variations du niveau de la mer relatives à la côte, en combinant plusieurs techniques de géodésie : GPS permanents, marégraphes, interférométrie radar satellitaire ; l'essentiel de notre travail de recherche consiste ici à identifier le potentiel et les limites de l'interférométrie radar pour quantifier les variations du niveau de la mer avec des niveaux de précisions comparables à ceux obtenus par un marégraphe ;
- enfin, le chapitre 4 examine comment des bases de données côtières contenant plusieurs milliers de sites côtiers peuvent être exploitées pour étudier les causes de la mobilité du trait de côte ; ce chapitre s'appuie particulièrement sur le cas de la base de données européenne côtière européenne *Eurosion*, dont nous présentons le contenu.

Chapitre 3

Mesure du niveau marin relatif à la côte : apports de l'interférométrie radar satellitaire

Le chapitre précédent a mis en évidence que dans toutes les études ayant examiné les conséquences de l'élévation du niveau de la mer pour l'érosion côtière, il a été nécessaire de faire des hypothèses sur les variations du niveau marin relativement à la côte. Ce troisième chapitre examine l'applicabilité d'une méthode de géodésie spatiale pour en évaluer la composante la plus méconnue : les déformations locales du sol. Ainsi, dans ce chapitre, nous présentons successivement :

- les principes généraux de l'interférométrie radar satellitaire et son utilité dans le contexte de l'étude des variations du niveau marin à la côte (section 3.1)
- trois cas d'application, complémentaires du point de vue de l'analyse des données et des caractéristiques des sites : Manille (section 3.2.1), Alexandrie (section 3.2.2), et Dakar (section 3.2.3)
- le potentiel et les limites de la technique pour améliorer les évaluations de variations de niveau marin à la côte (section 3.3).

Ces études ont été réalisées dans le cadre des projets "CECILE" (soutenu par l'Agence Nationale de la Recherche ; coordinateur scientifique : Anny Cazenave) et "EVARISTE" (soutenu par le BRGM). La réalisation de ces travaux a été rendue possible grâce à l'existence de la base de données SONEL (www.sonel.org), à la collaboration avec l'université de La Rochelle (en particulier Guy Wöppelmann) et de l'équipe de télédétection du BRGM (Daniel Raucoules et Marcello de Michele).

La plus grande partie de ce chapitre a consisté à développer des méthodes pour examiner les différentes contributions des variations du niveau de la mer à Manille (Philippines ; section 3.2.1), Dakar (Sénégal ; section 3.2.3) et Alexandrie (Egypte ; section 3.2.2). Ma contribution personnelle à ces trois études a été :

- de contribuer à la conception de l'étude, avec Guy Wöppelmann et Daniel Raucoules ;
- de procéder au traitement interférométrique (contribution pour Alexandrie, principal intervenant pour Dakar) ;
- de réaliser des cartes et de figures et de contribuer à l'interprétation pour les trois sites ;

– d'étudier l'impact d'un biais affectant la mesure à Alexandrie ;
– de contribuer à la rédaction d'un article de rang A et d'un article de conférence en tant qu'auteur principal(Le Cozannet et al., 2014, 2015a), et de deux articles en tant que co-auteur : Wöppelmann et al. (2013) et Raucoules et al. (2013b).

De manière plus marginale, je fais référence dans ce même chapitre, pour les aspects méthodologiques, à l'exercice d'intercomparaison de techniques PSI (PSIC-4) (Raucoules et al., 2009). Ce projet avait été soutenu par l'Agence Spatiale Européenne et bénéficiait d'un cofinancement du BRGM. Cette étude avait été conçue et coordonnée par Daniel Raucoules et Marcello de Michele. Elle avait impliqué une douzaines de personnes, uniquement pour la partie validation/intercomparaison. Ma contribution à cette étude avait consisté à calculer et comparer les vitesses de déplacement verticales de nivellement et PS (Voir les figures 9, 10 et 11 de l'article Raucoules et al., 2009). Ces données avaient été préalablement interpolées spatialement et temporellement. En effet, ni les dates d'acquisition de nivellement et d'images SAR, ni les emplacements exacts des points PS ne coïncident à priori. Il s'agissait de l'un des critères d'évaluation des méthodes PS, l'étude PSIC-4 en comportant plusieurs. Cette étude a été particulièrement utile pour bien comprendre la valeur ajoutée du traitement PSI et élaborer une technique de traitement interférométrique adaptée au cas des zones côtières.

Pour cette partie de la thèse, j'ai utilisé les outils informatiques suivants : le logiciel GAMMA de GAMMA-RS, installé sur la station de calcul dédiée à l'InSAR du BRGM ; le logiciel ENVI pour le traitement des modèles numériques de terrain et le post-traitement des résultats interférométriques ; Matlab et R pour l'analyse des résultats ; ArcGIS pour la réalisation des cartes présentant les résultats.

Concernant l'interprétation des résultats sur le site de Dakar, nous avons également utilisé des cartes géologiques réalisées par le BRGM, mises à disposition par Pierre Nehlig et réinterprétées par Manuel Garcin. Enfin, l'encadrement au LGP (Franck Lavigne, Sylvestre da Sylva) m'a permis d'intégrer dans l'interprétation des considérations relatives à la dynamique urbaine de Dakar, mais aussi de formuler une hypothèse pour expliquer l'absence de mouvements du sol dans une zone où des pompages d'eaux souterraines ont été réalisés.

3.1 L'interférométrie radar satellitaire dans le contexte de l'étude du niveau de la mer

3.1.1 Motivation

Dans le chapitre 1, nous avons rappelé que les variations moyennes du niveau marin à la côte résultent de la contribution de plusieurs termes (Stammer et al., 2013) :

– l'élévation du niveau marin global, de 1,7 mm/an au XXème siècle, et de 3,3 mm/an depuis 1992 (Cazenave et al., 2014),
– les variations régionales du niveau marin, liées principalement au réchauffement hétérogène de l'océan, aux effets des variations de salinité (Meyssignac et Cazenave, 2012), mais aussi aux déformations de la terre solide ; ces déformations sont induites par plusieurs phénomènes : la réponse visco-élastique de la croûte terrestre à la dernière déglaciation, la réponse élastique aux pertes actuelles des calottes groenlandaise et antarctique, et les effets gravitationnels associés aux redistributions de masses (Tamisiea et Mitrovica, 2011),

– enfin, des déformations locales du sol relativement à la côte considérée : celles-ci se superposent aux déformations globales et peuvent être induites par des phénomènes naturels (tectonique, volcanisme, affaissements) ou anthropogéniques (en particulier des extractions d'eau souterraine ou d'hydrocarbures).

De tous les processus cités ci-dessus, les seuls qui ne peuvent pas être modélisés sont les mouvements verticaux locaux du sol. Pour quantifier la contribution de ces processus aux variations du niveau marin relatif local, il est donc nécessaire d'avoir recours à des observations.

Les données marégraphiques donnent directement la somme de toutes les composantes des variations du niveau marin relativement à la côte. Cependant, cette mesure n'est à priori représentative que du site où est effectuée la mesure. Aussi, pour de nombreux sites littoraux, la contribution d'éventuels mouvements verticaux de surface aux variations du niveau de la mer est tout particulièrement mal connue.

Pour traiter cette question des mouvements verticaux de surface côtiers locaux, les études antérieures ont eu principalement recours à deux types de données géodésiques :

– des données de nivellement (Lenôtre et al., 1999) : en comparant des dénivelés issus de deux campagnes différentes, il est possible d'évaluer les mouvements verticaux du sol avec une précision qui peut être inférieure au millimètre par an ; si seulement deux campagnes sont disponibles, ces données ne donnent cependant pas d'information sur une éventuelle non-linéarité des mouvements ; par ailleurs, des mouvements plus locaux, qui ne seraient pas sur les traces des données de nivellements, ne peuvent pas être exclus.

– des données issues de GPS permanent (Wöppelmann et al., 2009; Santamaria-Gomez et al., 2012) : ces données peuvent être continues dans le temps et atteindre des précisions inférieures au millimètre par an. En revanche, elles mesurent les mouvements du sol au niveau de l'instrument lui même (mesure ponctuelle). Des mouvements verticaux différentiels entre le GPS permanent et un site d'intérêt ne peuvent être exclus.

Plus récemment, Brooks et al. (2007) ont eu recours à une technique de géodésie spatiale, l'interférométrie radar satellitaire (InSAR), pour évaluer les variations du niveau marin relatif à Los-Angeles (USA). Cette technique permet d'obtenir des champs de vitesse de mouvements du sol dans la ligne de visée de l'instrument. Elle permet également, lorsque suffisamment d'images sont disponibles, de détecter des non-linéarités dans les mouvements du sol.

Ce chapitre examine dans quelle mesure l'InSAR peut être utilisé pour évaluer la composante la plus méconnue du niveau marin relatif à la côte : les déformations verticales du sol. La suite de cette section présente succinctement les méthodes InSAR disponibles et les applications potentielles pour l'étude de l'élévation du niveau de la mer relatif et global. Les sections 3.2.1, 3.2.2 et 3.2.3 présentent trois cas d'études complémentaires du point de vue de la nature des mouvements du sol et de la stratégie de traitement interférométrique choisie et de la précision atteinte. La section 3.3 examine le potentiel et les limites de la technique dans le contexte de l'étude des déformations du sol en zones côtières.

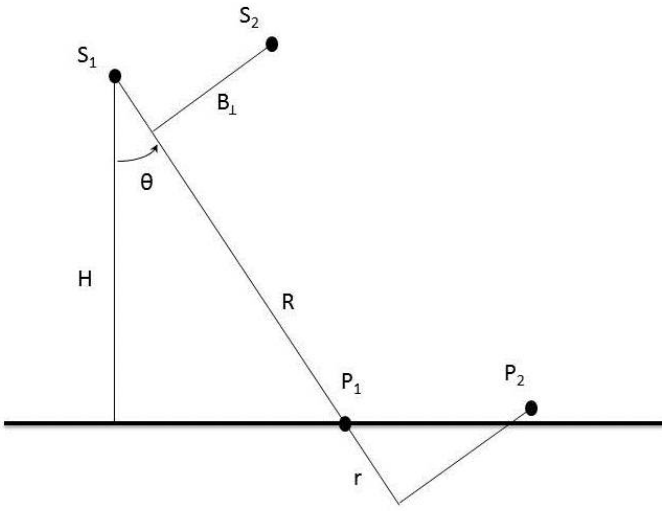

Figure 3.1 – Paramètres géométriques utilisés en interférométrie radar satellitaire. $B_\perp$ représente la composante perpendiculaire de l'écart orbital entre deux passages du satellite (positions S_1 et S_2). R représente le chemin optique entre le capteur et le sol. θ est l'angle de visée du satellite. P_1 et P_2 représentent deux positions d'un même point. L'analyse de la phase du signal vise ainsi à mesurer la projection du déplacement de ce point sur la ligne de visée du satellite (r).

3.1.2 Méthodes d'interférométrie radar satellitaire (InSAR)

3.1.2.1 Principe général

Le radar à synthèse d'ouverture, (SAR pour Synthetic Aperture Radar) est un instrument de télédétection active : le signal émis par le radar est partiellement rétro-diffusé vers l'instrument. La technique d'interférométrie radar utilise la phase du signal, qui est fonction du chemin optique du signal. Ainsi, en tout point de l'image radar, la phase (en radians) obtenue vaut :

$$\Phi \simeq \frac{4\pi}{\lambda} R[2\pi] \tag{3.1}$$

où λ est la longueur d'onde et R est le chemin optique du signal.

Si deux scènes sont acquises pour la même zone, il est possible d'estimer les déformations de surface en calculant la différence entre les phases de deux points se correspondant sur les images préalablement recalées. En effet, la différence entre les phases de deux points homologues sur les deux images préalablement recalées s'écrit alors :

$$\Delta\Phi \simeq \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R[2\pi] \tag{3.2}$$

Dans cette équation, ΔR contient non seulement une information sur la déformation du sol entre les dates correspondant aux deux acquisitions, mais aussi sur la topographie du fait des différences entre les géométries d'acquisition des deux images, les deux images étant acquises à deux dates différentes.

Finalement, en utilisant les paramètres géométriques de la figure 3.1 et en notant ϕ la différence de phase ($\Delta\Phi$ dans les équations précédentes) pour alléger l'écriture, on montre que la différence de phase s'écrit comme la somme de plusieurs contributions (Massonnet

et Feigl, 1998) :

$$\phi = \phi_{topo} + \phi_{def} + \phi_{tp} + \phi_{atm} + \phi_{orbite} + \phi_{bruit}[2\pi] \tag{3.3}$$

où :

- ϕ_{tp} est le terme de terre plate, induits par deux phénomènes : d'une part, les orbites du satellite ne sont pas strictement parallèles à leurs projections sur la surface du géoïde ; d'autre part, la courbure de la terre introduit un écart au modèle simplifié de la Figure 3.1 ;
- ϕ_{atm} correspond à la contribution de l'atmosphère aux différences de chemin optique entre les deux acquisitions ; en effet, on considère qu'entre les deux aquisitions, l'état de l'atmosphère a beaucoup changé ;
- ϕ_{orbite} correspond aux erreurs sur la modélisation de l'orbite,
- ϕ_{bruit} est principalement dû à la perte de cohérence interférométrique entre les deux acquisitions, c'est à dire à la modification des propriétés radiométriques des objets au sol.

Le traitement interférométrique consiste donc à calculer des interférogrammes et à extraire les composantes d'intérêt de l'équation 3.3, notamment :

$$\phi_{def} = 2\pi \frac{\delta r}{\lambda} \tag{3.4}$$

et

$$\phi_{topo} = 2\pi \frac{hB_{\perp}}{\lambda R sin\theta} \tag{3.5}$$

Pour une mesure de la déformation de surface, on cherchera donc à retirer la composante topographique. Ceci peut être fait en utilisant un modèle numérique d'élévation pré-existant ainsi que l'information orbitale associée aux images. Un interferogramme corrigé de topographie est appelé interférogramme différentiel.

Les incertitudes de la mesure InSAR sont principalement liées à la perte de cohérence entre deux acquisitions, aux effets atmosphériques et à des erreurs résiduelles sur le calcul de composantes de la phase (topographie du terrain, orbite du satellite). De plus, s'agissant d'une mesure effectuée à partir de la phase d'un signal électromagnétique, la différence de chemins optiques est mesurée modulo 2π. La phase du traitement consistant à lever cette ambiguïté s'appelle le "déroulement d'interférogrammes" (Goldstein et al., 1988). Selon les caractéristiques spatiales ou temporelles des déformations de surface, il n'est pas toujours possible de reconstituer les mouvements de surface. Ce cas est rencontré lorsque les mouvements sont trop rapides compte tenu de la résolution temporelle des acquisitions SAR, ou bien lorsque les déformations ont un gradient trop important par rapport à la résolution spatiale. De très nombreuses études détaillent les principes et la mise en œuvre de cette technique (exemple : Ferretti et al., 2007a).

3.1.2.2 Détermination de déformations de surface à partir de plus de 2 scènes

Depuis les premières démonstrations de faisabilité de l'utilisation de l'InSAR pour la mesure des déformations de surface (exemple : Massonnet et Rabaute, 1993) deux types d'approches ont été développées pour réduire la principale source d'incertitude affectant

la précision de la mesure en milieu urbain : les effets atmosphériques. Dans les deux cas, le principe est d'utiliser plus de deux images SAR pour moyenner et réduire les impacts des effets atmosphériques, en utilisant le fait que ceux-ci sont corrélés spatialement, mais pas temporellement. Ces deux types d'approches sont les suivants :

- empilement d'interférogrammes déroulés (stacking d'interférogrammes) : il s'agit d'estimer des champs de vitesse des déformations de surface en utilisant plusieurs interférogrammes déroulés, pour lesquels des déformations du sol ont été estimées à partir des phases connues modulo 2π (Usai, 2003; Le Mouélic et al., 2005; Pepe et al., 2005).
- méthode des réflecteurs persistants (Persistent Scatterrers Interferometry, ou PSI) : cette méthode est fondée sur l'analyse de pixels particuliers (nommés PS, Persistent Scatterers), pour lesquels le signal est remarquablement rétro-diffusé par un objet aux propriétés géométriques et radiométriques adéquates (Ferretti et al., 2001; Wegmüller et al., 2004). La méthode PSI procède de manière itérative pour isoler les composantes atmosphériques des différences de phases et l'altitude du point PS. Cette méthode requiert un nombre d'acquisitions SAR importantes (typiquement 40-50 ou davantage). Elle présente cependant un intérêt supplémentaire : elle permet d'obtenir une série temporelle de déformation du sol pour chaque PS. Dans de bonnes conditions, les précisions atteintes peuvent par ailleurs être inférieures au millimètre par an.

3.1.2.3 Précision et justesse de la mesure

De nombreuses études ont montré que les techniques InSAR permettent — dans de bonnes conditions — d'observer des mouvements du sol allant de moins de 1 mm/an à quelques centimètres par an, pourvu que la zone ne soit pas trop végétalisée ou affectée par des changements qui viendraient modifier les propriétés radiométriques du sol (Ferretti et al., 2007b; Raucoules et al., 2009). Ces deux références décrivent des contextes de validation très différents : Ferretti et al. (2007b) ont disposé deux dispositifs rétroréfléchissants (corners reflectors, c.f. Ferretti et al., 2007b) à quelques dizaines de mètres de distance l'un de l'autre, afin de rétrodiffuser le signal radar vers le satellite et disposaient de mesures GPS pour améliorer la justesse et la précision de la mesure InSAR. Dans ce cas idéal de validation, les erreurs (écart type) étaient de 0,58 mm/an. Raucoules et al. (2009) décrivent une expérience en aveugle, dans laquelle aucune information n'est mise à disposition des équipes en charge du traitement interférométrique. Dans ce second cas, les erreurs étaient beaucoup plus importantes.

Dans le cadre de cette thèse, nous apprécions la qualité de la mesure en termes de justesse et de précision . Une mesure juste ne présente pas de biais tandis qu'une mesure précise est peu dispersée. Dans ce chapitre, toutes les incertitudes mentionnées correspondent à la précision à un écart-type [1].

Pour évaluer la justesse de la mesure, il est nécessaire de disposer de mesures complémentaires telles que des données de nivellement (Raucoules et al., 2009). Dans les sites d'intérêt pour la mesure de l'élévation du niveau marin, nous pouvons bénéficier du fait qu'un certain nombre d'instruments de géodésie sont en place et permettent d'évaluer

1. Ce critère peut être insuffisant pour garantir qu'un désaccord a été identifié entre des mesures indépendantes. Par exemple, si l'on suppose que les erreurs suivent une loi gaussienne, la mesure a un tiers de chances d'être en dehors de la barre d'incertitudes.

les déformations du sol soit directement (stations Doris [2] ou GPS permanents), soit indirectement, en effectuant la différence entre les tendances altimétriques et de marégraphie (Cazenave et al., 1999). Si on fait l'hypothèse que les déformations de surface sont linéaires, les incertitudes associées aux mesures GPS et Doris peuvent être inférieures au mm/an. Pour la différence entre altimétrie et marégraphie, en revanche, les incertitudes sont généralement supérieures car la précision de la mesure altimétrique régionale est actuellement estimée à 1 ou 2 mm/an (Ablain et al., 2014).

Pour caractériser la précision de la mesure, une première approche consiste à évaluer la dispersion de la mesure InSAR ou PSI dans une zone supposée homogène (par exemple dans un rayon de 200 m autour d'un point d'intérêt) : dans ce cas, la mesure de l'erreur intègre à la fois les bruits de mesure et la variabilité des mouvements de surface dans la zone considérée. Cette mesure de la précision dépend cependant des différents filtrages effectués au cours du traitement InSAR, ou bien des critères de sélection pour les candidats dans le cas de la méthode PSI. Ainsi, cette manière d'évaluer la précision peut être affectée par la stratégie de traitement choisie, qui dépendra elle-même de la nature et de l'extension spatiale de la déformation de surface que l'on s'attend à observer.

Par ailleurs, il existe un autre moyen d'estimer la précision de résultats d'empilements d'interférogrammes. En effet, la principale source d'erreurs est due aux fluctuations atmosphériques. Une fois que les interférogrammes présentant les effets atmosphériques les plus évidents ont été retirés par inspection visuelle (Le Mouélic et al., 2005), les fluctuations résiduelles sont de l'ordre de $D = 1$ cm pour un seul interférogramme et à l'échelle d'une ville. L'erreur sur la mesure de la vitesse de déformation de surface est alors de l'ordre de $D/(\Delta t\sqrt{N})$, où N est le nombre d'interférogrammes indépendants et Δt la période de temps moyenne séparant deux scènes des interférogrammes utilisés pour l'empilement.

Pour résumer, il existe plusieurs moyens de caractériser la précision de la mesure InSAR. Ici, les mouvements de surface recherchés sont à priori inférieurs à l'ordre de grandeur de l'élévation du niveau marin global, donc millimétriques (c.f. par exemple les mouvements différentiels utilisés par Zhang et al., 2004 sur la côte est des Etats-Unis). Ceci nous place à la limite des différentes techniques géodésiques utilisées, et en particulier de l'InSAR. Il est donc important d'accorder une attention aux précisions atteintes.

3.1.3 Applications de l'InSAR à l'étude de l'élévation du niveau de la mer

Dans le contexte de l'élévation du niveau de la mer, l'application la plus évidente de l'InSAR est de mesurer la composante du niveau marin relatif correspondant à d'éventuels mouvements locaux du sol (subsidence ou surrection) (Brooks et al., 2007; Bock et al., 2012).

Une seconde application, plus inattendue, est relative à l'étude du niveau marin global pour le XXème siècle : avant 1992 et les premiers satellites d'altimétrie spatiale dédiés à la mesure de la surface océanique, seuls les marégraphes ont mesuré les variations du niveau marin. Or, ces marégraphes sont mal répartis dans le monde, avec une bonne couverture en Europe et aux Etats-Unis, mais des mesures beaucoup plus éparses ailleurs (Figure 3.2). Pour estimer un niveau marin global, il est primordial de disposer de données marégraphiques qui ne sont pas affectées par des mouvements de surface — ou tout au moins de connaître ces déformations de surface. Or seules les déformations induites par le

2. Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite.

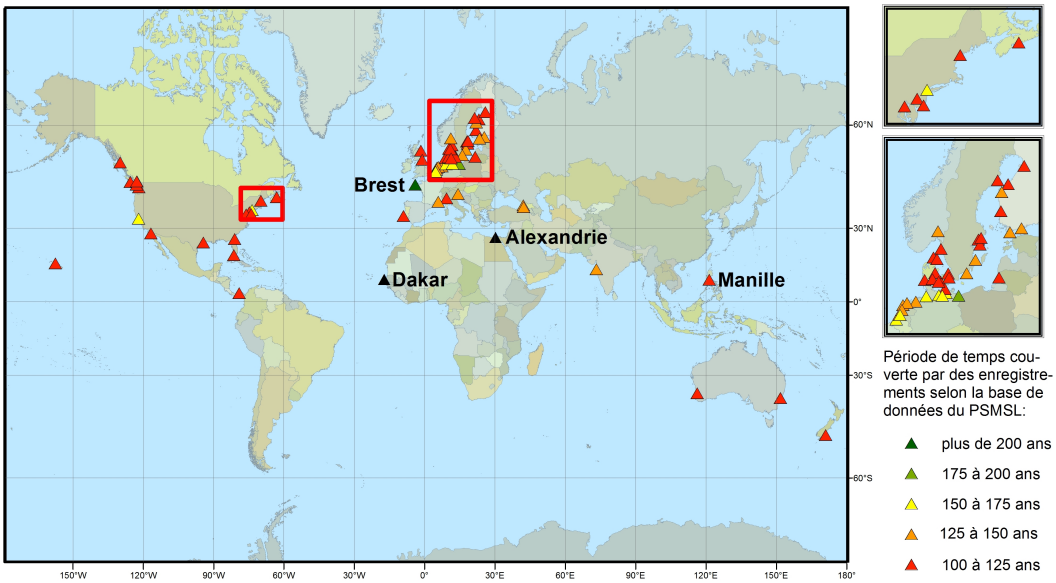

Figure 3.2 – Marégraphes de la base de données du PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) couvrant une période de plus de 100 ans et ayant au moins 70% de données validées. Données : PSMSL, sélectionnées par G. Wöppelmann ; figure réalisée sous ArcGIS.

GIA [3] peuvent être modélisées. Pour répondre à ce besoin d'observations géodésiques non loin des marégraphes, des données de GPS permanents sont assemblées dans la base de données SONEL [4] (www.sonel.org). Sous l'hypothèse que les mouvements du sol sont et restent linéaires sur une durée excédant largement la durée des mesures GPS, la donnée GPS peut être utilisée pour corriger la donnée marégraphique des mouvements du sol (Wöppelmann et Marcos, 2015). Cependant, les GPS sont rarement situés exactement à l'emplacement du marégraphe, de sorte que des mouvements différentiels entre le GPS et le marégraphe ne peuvent être exclus. L'interférométrie radar pourrait permettre de faire le lien entre les deux mesures [5]. Pour cette seconde application, il s'agira à nouveau d'atteindre des niveaux de précision supérieurs à ceux de l'élévation du niveau marin constaté actuellement, soit moins d'un millimètre par an.

Une troisième application de l'InSAR est relative à la mesure de l'élévation du niveau de la mer par les satellites altimétriques. La mesure des altimètres embarqués sur les satellites est affectée par des dérives, qui sont corrigées en utilisant des données de marégraphes. En utilisant l'information de déformation du sol issue des GPS collocalisés aux marégraphes, Watson et al. (2015) ont recalculé les biais induits par ce phénomène et ont trouvé une élévation du niveau de la mer global de $2,6 \pm 0,4$ mm/an entre 1993 et 2014. Ici, il serait possible de revisiter cette question en sélectionnant des marégraphes pour lesquels on peut caractériser par InSAR l'absence de déformations différentielles entre le marégraphe et le GPS.

Dans la suite de ce chapitre, nous examinons l'applicabilité et les limites de l'interférométrie radar satellitaire pour détecter des mouvements verticaux du sol en zone côtière. L'enjeu est ici d'examiner s'il est possible d'atteindre des niveaux de précision et de justesse suffisants pour séparer les variations du niveau de la mer en contributions élémentaires. Les

3. Global Isostatic Adjustment.
4. Système d'Observation des Eaux Littorales.
5. Ce point précis est détaillé dans l'introduction de l'article Wöppelmann et al. (2013)

traitements présentés ont été effectués au BRGM à l'aide de la chaine interférométrique GAMMA/IPTA (de GAMMA-RS).

3.2 Mesure des déformations de surfaces par InSAR et PSI sur trois sites côtiers

Trois cas d'étude ont été sélectionnés pour illustrer les phénomènes de déformation du sol en zones côtières : Manille (Philippines ; section 3.2.1), Dakar (Sénégal ; section 3.2.3) et Alexandrie (Egypte ; section 3.2.2). Dans les trois cas, des données géodésiques complémentaires (GPS permanents, station Doris, marégraphes) permettent d'évaluer la précision et la justesse atteintes. De plus, les trois sites d'étude présentent un intérêt pour l'évaluation du niveau de la mer au XXème siècle, du fait de l'existence d'enregistrements marégraphiques longs. Ainsi, la caractérisation du contexte de déformations du sol actuel (depuis 1993 ou 2002) peut conduire à formuler des recommandations pour l'utilisation de ces marégraphes pour estimer l'élévation du niveau marin global au XXème siècle. Enfin, nous nous concentrons ici sur l'étude de sites essentiellement urbains, pour deux raisons : tout d'abord, les différentes techniques d'interférométrie radar peuvent atteindre de meilleures précisions en milieu urbain. De plus, seuls des sites urbains disposent d'instruments géodésiques *in situ* complémentaires, permettant une analyse du contexte des déformations du sol.

3.2.1 Cas de déformations du sol rapides et non-linéaires : Manille (Philippines)

3.2.1.1 Contexte et motivation

Plusieurs auteurs avaient suspecté l'existence d'une subsidence affectant le marégraphe de Manille (Wöppelmann et al., 2007; Santamaria-Gomez et al., 2012). En effet, pour ce site, la vitesse d'élévation du niveau marin relative mesurée par le marégraphe passe de $1,5 \pm 0,3$ mm/an entre 1900 et 1960 à $15,4 \pm 0,4$ mm/an après 1960[6] (Figure 3.3). Par ailleurs, la cause probable de telles subsidences est bien identifiée : les extractions d'eau souterraines se sont accrues d'un facteur 5 depuis les années 1970 dans l'aire métropolitaine de Manille (Clemente et al., 2001).

3.2.1.2 Méthodes et analyse des résultats

Les données radar disponibles des satellites ERS et Envisat couvrent une période de 1993 à 2010. L'empilement des interférogrammes met immédiatement en évidence des mouvements du sol très importants (Figure 3.4). Dans certaines zones, notamment au nord, les vitesses de déformation du sol dans la ligne de visée du satellite (inclinée de 23° par rapport à la verticale) atteignent une dizaine de centimètres par an ou davantage. C'est le cas par exemple à Valenzuella et Meycauayan (13 cm/an) ou au nord-ouest de Guiguinto (9 cm/an) (noter que dans la figure 3.4, la palette de couleurs est saturée à 6,7 cm/an pour des raisons de lisibilité).

6. Pour toutes les tendances linéaires que nous avons calculées et sauf mention contraire, nous donnons simplement l'écart-type de l'estimation de la pente de la droite de régression pour caractériser les incertitudes sur la tendance linéaire. Ces estimations peuvent différer des incertitudes calculées dans d'autres études (ici en particulier Santamaria-Gomez et al., 2012). Dans certains cas, l'écart peut être dû à d'autres approches pour caractériser les incertitudes (exemple : prise en compte de l'autocorrélation des moyennes annuelles), qui conduisent généralement à des barres d'incertitudes plus importantes.

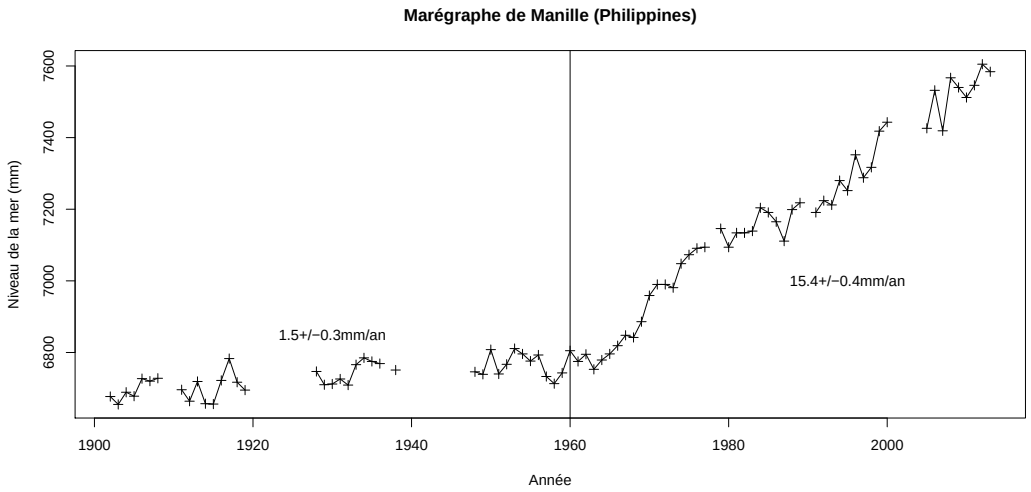

Figure 3.3 – Moyennes annuelles des mesures marégraphiques à Manille. Données : National Mapping and Resource Information Authority of the Philippines, distribuées par le PSMSL ; Figure et calculs des tendances réalisés sous R.

En comparant les cartes des vitesses de déformations de surface de 1993-1998 (Figure 3.4) avec les périodes postérieures (Figure 3.5), nous constatons que les déformations du sol sont plus ou moins rapides et n'affectent pas toujours les mêmes zones. Ceci traduit vraisemblablement le fait que les extractions d'eaux souterraines et les volumes extraits varient considérablement dans le temps et selon les sites.

3.2.1.3 Cohérence des différentes mesures géodésiques

Nous avons vérifié la cohérence des mesures InSAR avec celles d'autres instruments géodésiques présents à Manille (www.sonel.org). Le site de Manille comprend plusieurs instruments de géodésie, et la précision de la mesure InSAR est estimé à moins d'1 mm/an pour l'empilement d'interférogrammes Envisat, et à environ 4 mm/an pour l'empilement d'interférogrammes ERS. Ainsi, pour la période 2003/2010, la station Doris et le GPS PIMO ont suivi des surrections de $3,52 \pm 0,28$ mm/an et $2,67 \pm 0,58$ mm/an respectivement. Cet écart est dans la marge d'erreur des mesures de déformation de surface par InSAR. Par ailleurs, la subsidence du sol au niveau du marégraphe est estimée par différence entre l'altimétrie et la marégraphie à $10,1 \pm 2$ mm/an [7]. Or, selon la mesure InSAR, le marégraphe subit une subsidence de $10,7 \pm 2,1$ mm/an par rapport au GPS PIMO [8].

Ainsi, aux barres d'erreurs près, les différentes mesures géodésiques disponibles sont cohérentes entre-elles à Manille. Il est important de constater que cette conclusion n'est ici possible que pour une raison : l'élévation du niveau marin d'origine climatique a été bien plus rapide que la moyenne globale sur la période de validation 2003-2010 (5 à 6 mm/an). Sans cela, il ne serait pas possible d'isoler la contribution de l'élévation du niveau de la mer d'origine climatique des bruits de mesure. Ceci est dû en particulier aux limites de précision de la mesure altimétique (Ablain et al., 2014).

7. Une valeur statistique de la précision de la mesure de $\pm 0,6$ mm/an a été donnée dans Raucoules et al. (2013b). Ici, nous avons indiqué une mesure de l'incertitude de ± 2 mm/an qui prend en compte le fait que l'erreur à 1-sigma sur les tendances régionales de l'altimétrie sont d'au-moins 1 à 2 mm/an.

8. La barre d'erreurs est ici fondée sur la somme des variances sur des fenêtres de 200 m

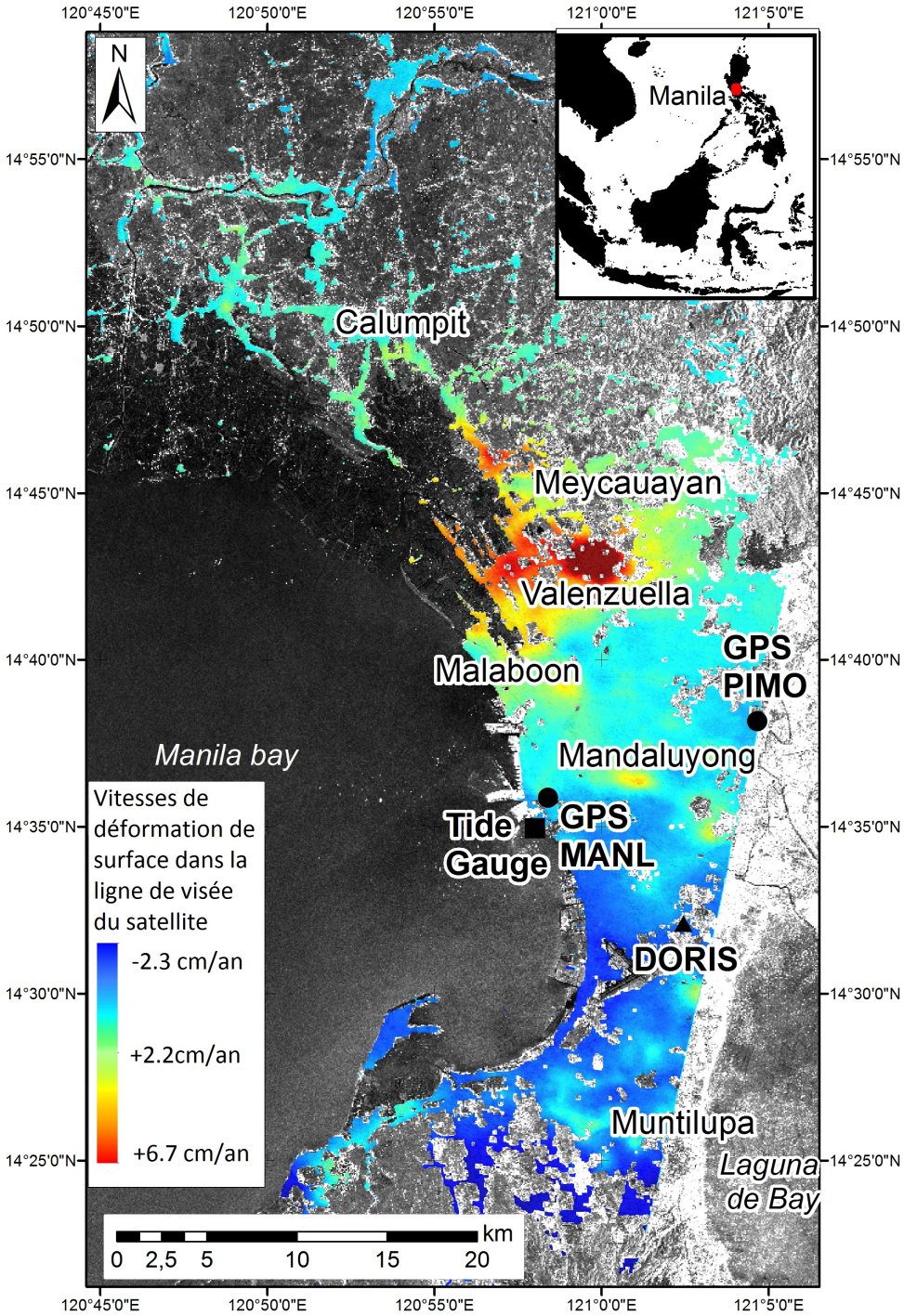

Figure 3.4 – Vitesse des déformations de surface dans la ligne de visée du satellite à Manille (Philippines), pour la période 1993-1998. Les valeurs négatives correspondent à des déplacements en direction du capteur, c'est à dire à des surrections. Données : ERS 1/2 (ESA) ; Traitements réalisés sous GAMMA par Daniel Raucoules ; Figure réalisée sous ArcGIS. D'après : Raucoules et al., 2013b.

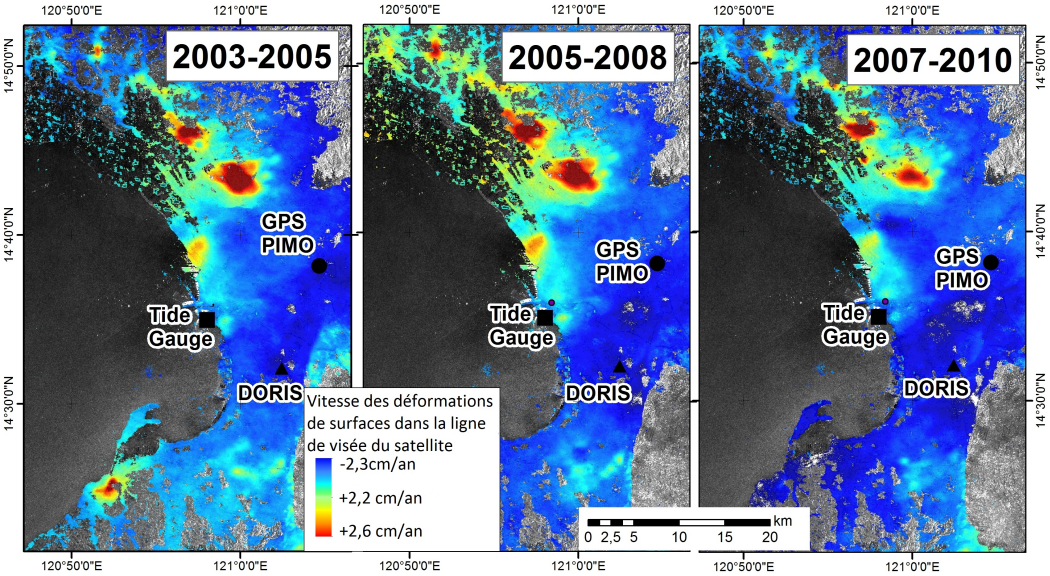

Figure 3.5 – Vitesse des déformations de surface dans la ligne de visée du satellite à Manille (Philippines), pour les périodes 2003-2005, 2005-2008 et 2007-2010. Les valeurs négatives correspondent à des déplacements en direction du capteur, c'est à dire à des surrections. Données : ERS 1/2 (ESA) ; Traitements réalisés sous GAMMA par Daniel Raucoules ; Figure réalisée sous ArcGIS. D'après : Raucoules et al., 2013b.

3.2.1.4 Implications

L'exemple de Manille permet de vérifier un cas qui était attendu : en milieu urbain, lorsque les déformations verticales de surface varient de plusieurs millimètres à plusieurs centimètres par an, ils peuvent être caractérisés par une simple application de l'approche par empilement d'interférogrames.

Lors d'applications de la méthode des signatures spatiales (voir chapitre 2) de nombreuses études ont eu recours à des données marégraphiques ponctuelles interpolées le long de la côte. Le cas de Manille rappelle que lorsque des extractions d'eaux souterraines sont pratiquées, elles peuvent induire des subsidences très rapides. Ces subsidences du sol induisent des remontées du niveau marin relatif dont l'ampleur peut dépasser très largement l'élévation du niveau de la mer d'origine climatique [9] (Brooks et al., 2007). D'une manière générale, il serait donc utile de considérer l'utilisation de données géodésiques complémentaires telles que l'InSAR lorsque de tels mouvements du sol sont suspectés.

3.2.2 Cas de déformations lentes : Alexandrie (Égypte)

3.2.2.1 Motivation et contexte

Depuis une dizaine d'années, plusieurs études ont tenté d'estimer la vulnérabilité des grandes villes côtières à l'élévation du niveau de la mer (exemple : Hanson et al., 2011).

9. De tels effets ont été constatés dans plusieurs villes du sud-ouest asiatique telles que Bangkok, Jakarta ou Shanghaï. Dans ce dernier cas, la ville a été affectée par une subsidence atteignant 1,8m en moyenne entre 1921 et 1965. Depuis, les rechargements artificiels des aquifères ont toutefois permis de modérer ces phénomènes dans la ville (Wang et al., 2012). Pour les villes affectées par de tels phénomènes anthropogéniques il est donc difficile d'estimer les vitesses de déformations du sol hors de la période d'observations.

Dans ces études, la subsidence côtière a été prise en compte comme un facteur aggravant de l'élévation du niveau marin. Comme il n'existe pas aujourd'hui de données sur les mouvements verticaux du sol dans le monde, Hanson et al. (2011) ont estimé qu'en première approximation, toutes les villes situées dans des grands deltas sont affectées par des subsidences qui peuvent être de l'ordre du centimètre par an. C'est le cas d'Alexandrie (Égypte), qui devient ainsi, selon les critères de Hanson et al. (2011), la 11ème grande ville côtière dont la population serait la plus exposée aux risques de submersions marines vers 2070, compte tenu de l'élévation du niveau de la mer et de la dynamique démographique.

Le résultat semble très dépendant de l'hypothèse d'existence d'une subsidence côtière à Alexandrie. Or, Wöppelmann et Marcos (2012) ne trouvent pas de subsidence supérieure à 1 mm/an en considérant les données GPS et marégraphiques d'Alexandrie. Nous avons donc dans ce cas une hypothèse fondée sur des considérations de géologie, qui n'est pas vérifiée par des mesures géodésiques ponctuelles. Pour mieux comprendre le contexte de déformation du sol à Alexandrie, nous utilisons l'InSAR, et plus particulièrement la technique PSI pour identifier d'éventuels mouvements du sol de faible ampleur à Alexandrie.

3.2.2.2 Méthode et résultats

Le champ de vitesses de déformation du sol obtenu par le traitement de 49 images Envisat est présenté dans la Figure 3.2.2. Au préalable, un traitement par empilement d'interférogrammes a permis de vérifier que dans l'ensemble, la ville n'était pas affectée par des subsidences importantes. Plus précisément, 78% des vitesses de déformation des PS est comprise dans l'intervalle [-1,4 mm/an ; +0,7 mm/an]. La seule zone affectée par une subsidence centimétrique est le rivage nord du lac Mariout (partie hachurée dans la Figure 3.2.2).

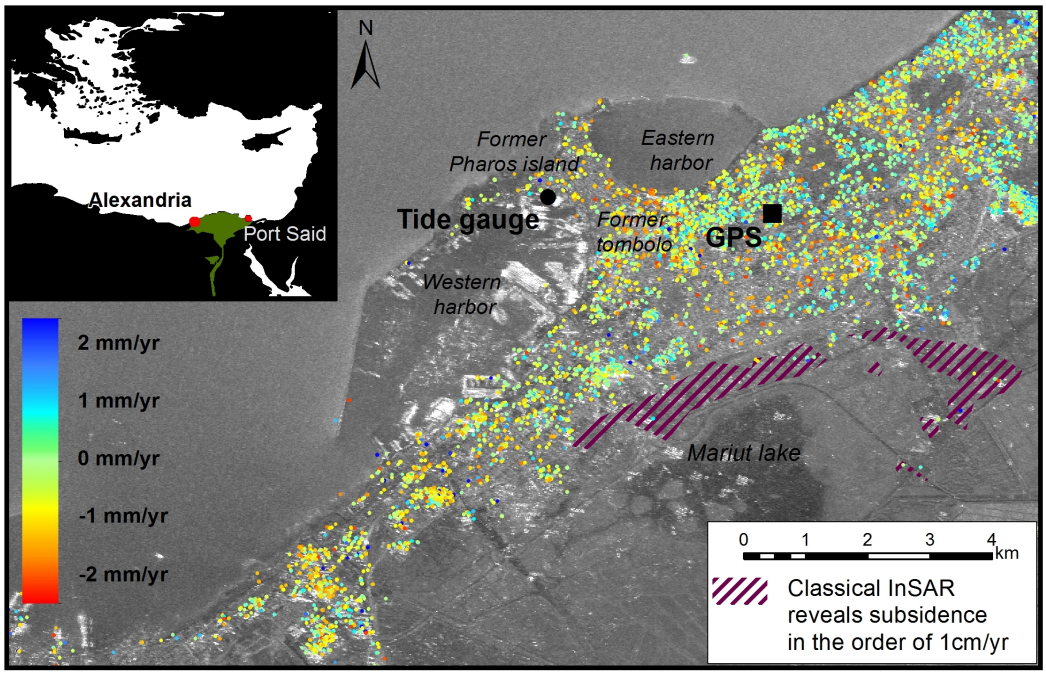

Figure 3.6 – Résultat de l'étude d'interférométrie radar à Alexandrie (Égypte). Données : ERS 1/2 (ESA) ; Traitements réalisés sous GAMMA par Marcello de Michele (traitement du MNT et PSI), et par moi-même (Focalisation et coregistration des images SAR) ; Figure réalisée sous ArcGIS. D'après : Wöppelmann et al., 2013.

Les données suggèrent toutefois qu'une zone urbaine située entre les deux ports d'Alexandrie est affectée par une subsidence de l'ordre de $1 \pm 0,8$ mm/an. Pour visualiser plus commodément cette subsidence, nous interpolons les vitesses mesurées en chaque PS (Figure 3.7). Dans cette figure, les points noirs indiquent la position des points PS. Ainsi, compte tenu des faibles valeurs de déformations de surfaces observées, plus le nombre de PS est important dans une zone donnée, plus la confiance dans la valeur donnée par l'interpolation est élevée. Cette figure montre que la partie la plus proche de l'ancien port est affectée par une subsidence excédant 1 mm/an. Cette valeur est supérieure au seuil de détection théorique de la méthode PS (Raucoules et al., 2009).

3.2.2.3 Interprétation

Des informations complémentaires nous permettent de proposer une interprétation de cette déformation de surface. Plutarque (110) mentionne la présence d'un tombolo sableux entre l'ancienne île de Pharos et le continent lorsqu'Alexandre le Grand prit la décision de fonder la ville (voir également Marriner et al., 2008, pour une description de l'évolution géomorphologique et anthropogénique du site d'Alexandrie). Nos données suggèrent qu'une partie de cet ancien tombolo est aujourd'hui toujours affectée par une subsidence de faible ampleur (estimée en moyenne à $-1 \pm 0,8$ mm/an. Au contraire, les valeurs de déformations trouvées sur les grès pléistocène du continent demeurent en deçà du seuil de détection de la méthode PS (hormis pour quelques zones situées vers le lac Mariout) (Figure 3.8). Une explication possible est donnée par Stanley (1990) : seules les zones dans lesquelles les dépôts sédimentaires holocène sont aujourd'hui très épais sont sujets à des processus de subsidence. Or, très peu de sédiments holocène se sont déposés sur la partie urbaine d'Alexandrie.

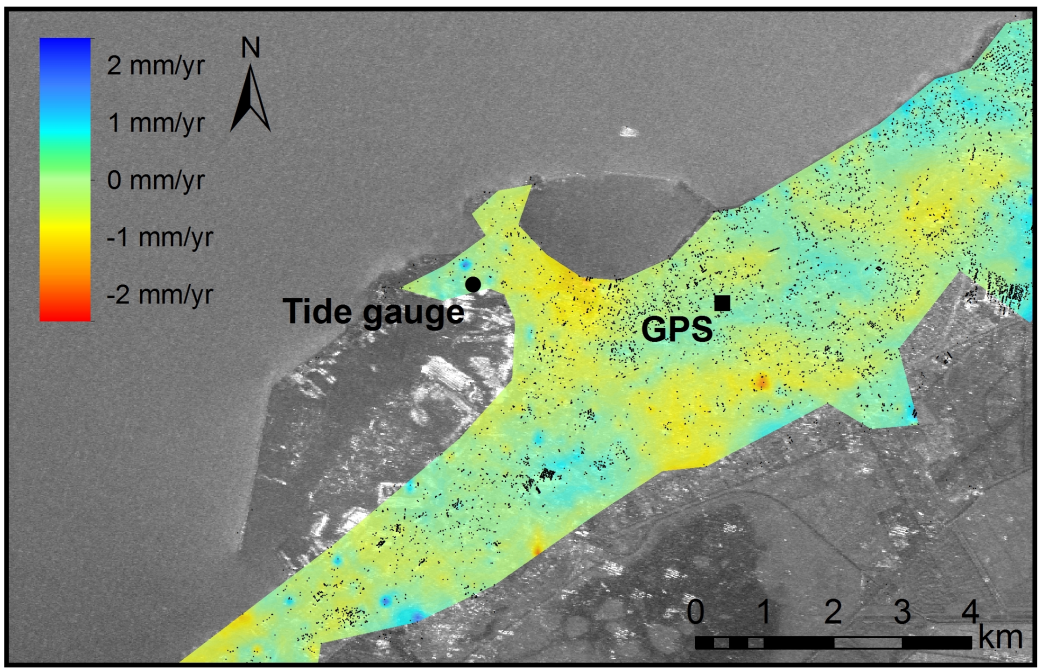

Figure 3.7 – Interpolation des données des champ de vitesse PS pour la partie urbanisée de la ville d'Alexandrie. Figure réalisée sous ArcGIS.

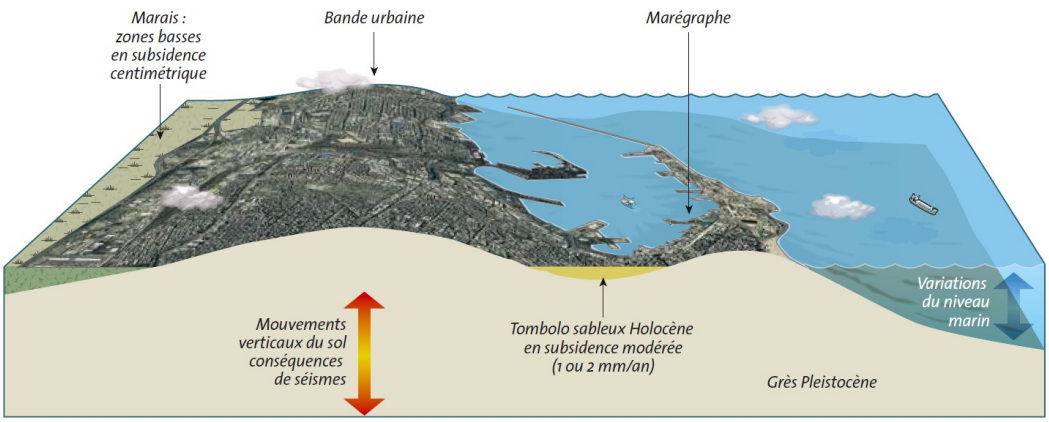

Figure 3.8 – Interprétation des mouvements observés par InSAR à Alexandrie. Dessin colorisé par Chromatiques Editions ; D'après Raucoules et al., 2013a.

3.2.2.4 Biais affectant la mesure : plan résiduel

La Figure 3.9 présente la mesure de subsidence à la côte. Pour obtenir ces tendances, nous avons découpé le littoral de la ville d'Alexandrie en segments de 288 m, puis moyenné les vitesses de déformation de surface des PS dans un rayon de 500 m autour de chaque segment. Peut-on utiliser cette information pour calculer une variation du niveau marin relativement à la côte ? Brooks et al. (2007) présentent une telle figure pour la ville de Los-Angeles. Pour cela, il faut s'assurer de la représentativité des valeurs de déformation de surface. Dans notre cas, le faible écart type des tendances linéaires suggère que les valeurs obtenues sont bien représentatives d'une zone d'au moins 500 m autour de chaque segment du littoral (Figure 3.9). En revanche, les valeurs moyennes des vitesses semblent affectées par une dérive : la surrection est plus fréquente au nord-ouest, alors que le sud-ouest semble plutôt dominé par la subsidence. Cela pourrait refléter la réalité du contexte de déformation du sol. Cependant, il est beaucoup plus vraisemblable qu'il s'agisse d'un bais résiduel issu du traitement interférométrique. L'examen des champs de vitesses obtenus à une plus grande emprise confirme cette seconde hypothèse (Figure 3.10).

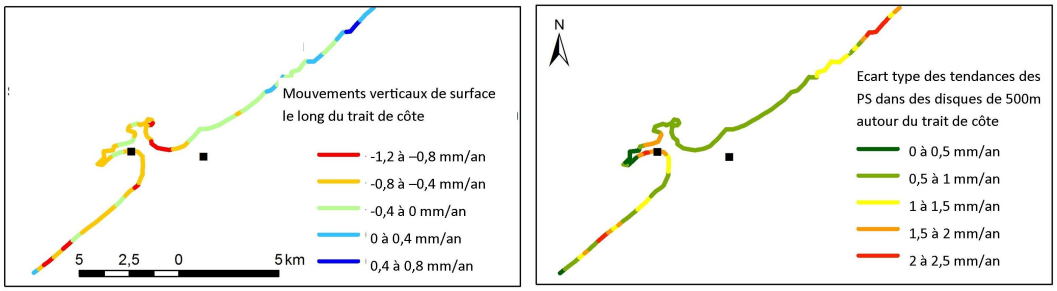

Figure 3.9 – Subsidence côtière à Alexandrie et écart type des tendances des PS. Ces valeurs sont estimées en considérant un disque de rayon 500 m autour de chaque segment du trait de côte. Figure réalisée sous ArcGIS, d'après Le Cozannet et al., 2012.

De tels biais constituent l'une des limitations des techniques InSAR. Lors du traitement interférométrique, les erreurs résiduelles sur le calcul des orbites ou des effets atmosphériques se traduisent par la superposition d'un plan aux champs de vitesses obtenus. Pour

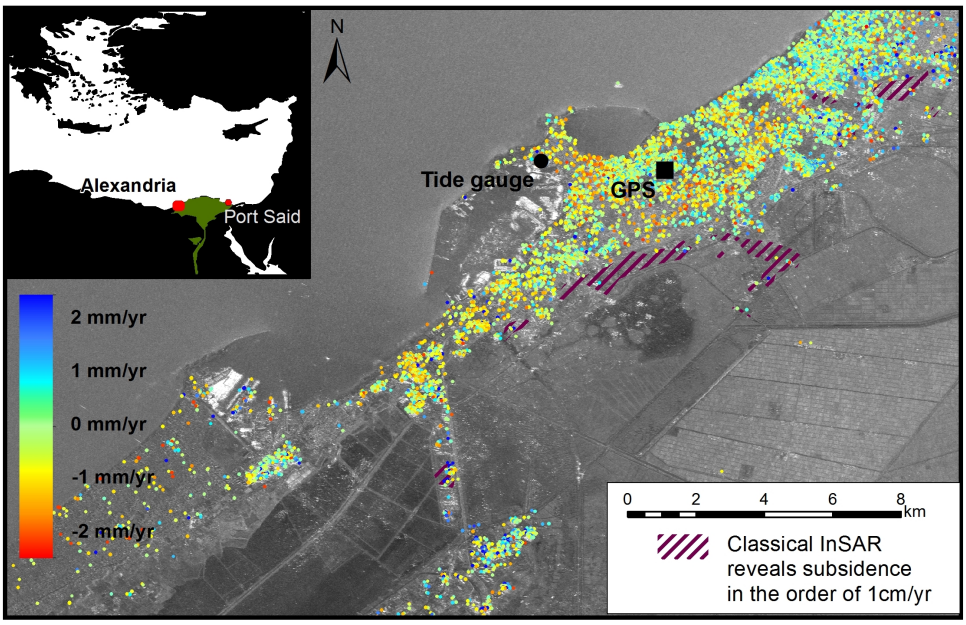

Figure 3.10 – Résultats du traitement PSI à Alexandrie. Cette figure suggère l'existence d'un plan résiduel : la subsidence (respectivement : la surrection) est plus fréquente au sud-ouest (respectivement : au nord-ouest). Figure réalisée sous ArcGIS, d'après : Wöppelmann et al., 2013.

contourner cette difficulté, une approche classique consiste à utiliser au moins trois GPS permanents non alignés (Bock et al., 2012). A Alexandrie, seul un GPS permanent est disponible. C'est en ce point qu'a été choisi le point de référence supposé stable lors du traitement interférométrique. Pour évaluer ce plan résiduel, nous devons faire des hypothèses supplémentaires.

Nous faisons l'hypothèse que les formations de grès pléistocène ne sont pas affectés par des mouvements verticaux. Cette hypothèse est suggérée notamment par les données GPS. Les grès forment un cordon parallèle à la côte, entourés de part et d'autre par la mer et le lac Mariout. Nous extrayons les vitesses de déformations de surfaces le long de deux transects situés sur ces formations, aujourd'hui urbanisés. Les vitesses sont calculées en moyennant sur des disques de 200 m de rayon. Nous examinons ensuite le plan résiduel, supposé en première approximation n'affecter que la direction sud-ouest / nord-est (Figure 3.11). Sous ces hypothèses, nous estimons que la pente du plan résiduel dans la direction sud-ouest / nord-est est de 0,04 à 0,05 mm/(km.an). Les valeurs obtenues pour les deux transects sont très similaires (Figure 3.11, deux figures du bas).

Le plan résiduel altère-t-il également les mesures dans la direction nord-ouest / sud-est ? Avec les mesures disponibles actuellement, il n'est pas possible de le démontrer. Cependant, si c'était le cas, les conséquences pour nos résultats seraient très modérées. En effet, d'une part, la largeur de notre zone d'étude dans cette direction est de 2 à 4 km seulement ; d'autre part, aucune dérive évidente des vitesses des PS n'est observée dans cette direction. Ainsi, en l'absence de données géodésiques supplémentaires, notre estimation du plan résiduel semble offrir une explication cohérente des observations disponibles (PSI, GPS permanent, information géologique). Nous procédons plus loin à une validation de la mesure.

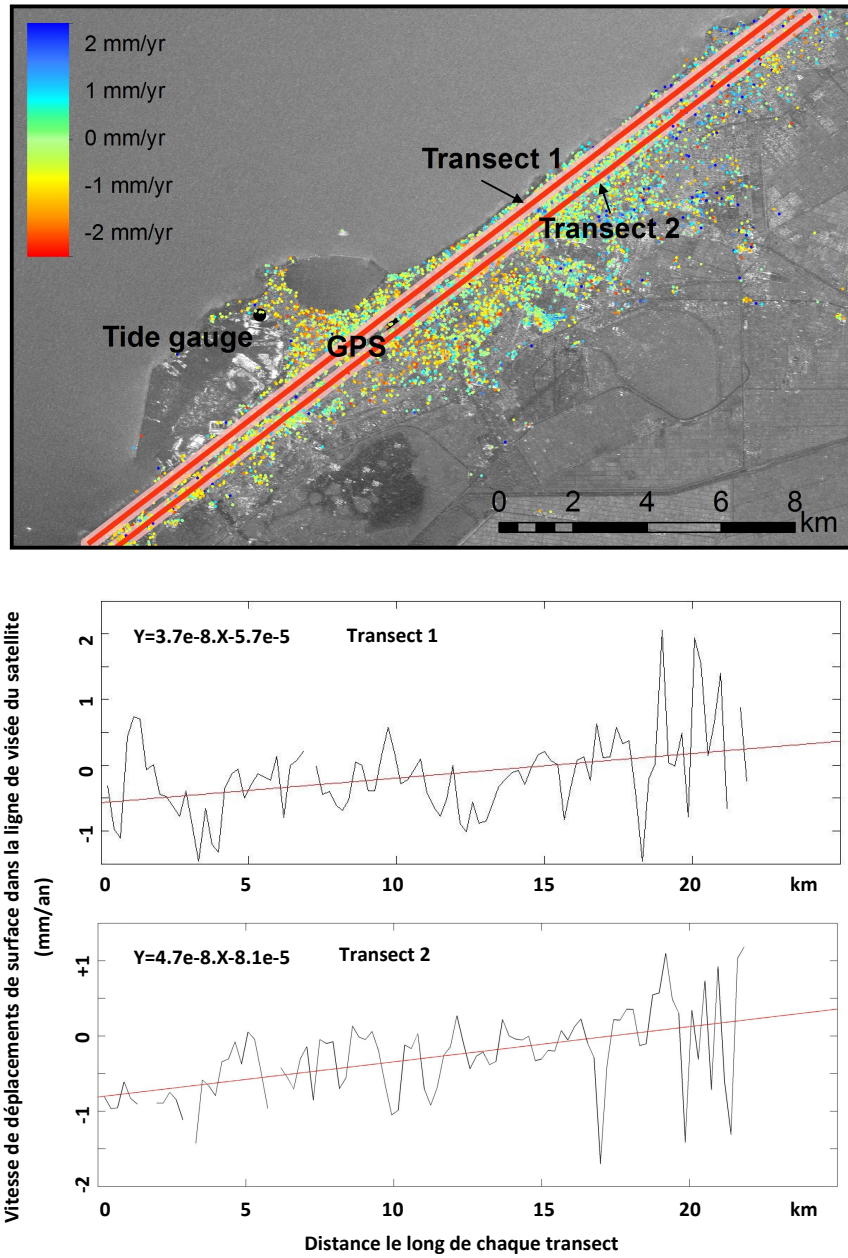

Figure 3.11 – Estimation de la pente du plan résiduel le long de transects dans la direction sud-ouest / nord-est à Alexandrie. Figure réalisée sous ArcGIS et Matlab.

3.2.2.5 Comparaison des mesures géodésiques disponibles

Deux instruments sont disponibles à Alexandrie pour évaluer des mouvements verticaux ponctuels : un GPS et un marégraphe. Selon la dernière solution de l'Université de La

Rochelle pour les champs de vitesses des GPS permanents référencés dans SONEL, le GPS permanent d'Alexandrie serait stable, avec une vitesse estimée à $0,05 \pm 0,29$ mm/an (Santamaria-Gomez et al., 2012). Par ailleurs, Wöppelmann et Marcos (2012) donnent une valeur de $0,40 \pm 0,23$ mm/an pour la subsidence du marégraphe (voir Figure 3.12). L'amélioration de la précision de la mesure est obtenue en appliquant une variante avancée de la méthode consistant à effectuer la différence entre mesures altimétriques et marégraphiques Kuo et al. (2004).

Si nous faisons l'hypothèse que les PS sont représentatifs de mouvements du sol dans leur voisinage, nous constatons la cohérence obtenue entre les deux estimations indépendantes des mouvements du sol au niveau du marégraphe. En effet, l'estimation résultant de l'utilisation combinée des données PSI et du GPS permanent donnent une subsidence de $0,6 \pm 0,3$ mm/an, alors que celle fondée sur la différence entre altimétrie et marégraphie est de $0,40 \pm 0,23$ mm/an. Dans ce contexte, on peut remarquer que le biais dû au plan résiduel dans la direction nord-est / sud-ouest contribuerait à réduire cet écart de $0,1$ mm/an. Cependant, on ne peut pas exclure qu'une composante nord-ouest / sud-est de ce même plan n'apporte une contribution similaire.

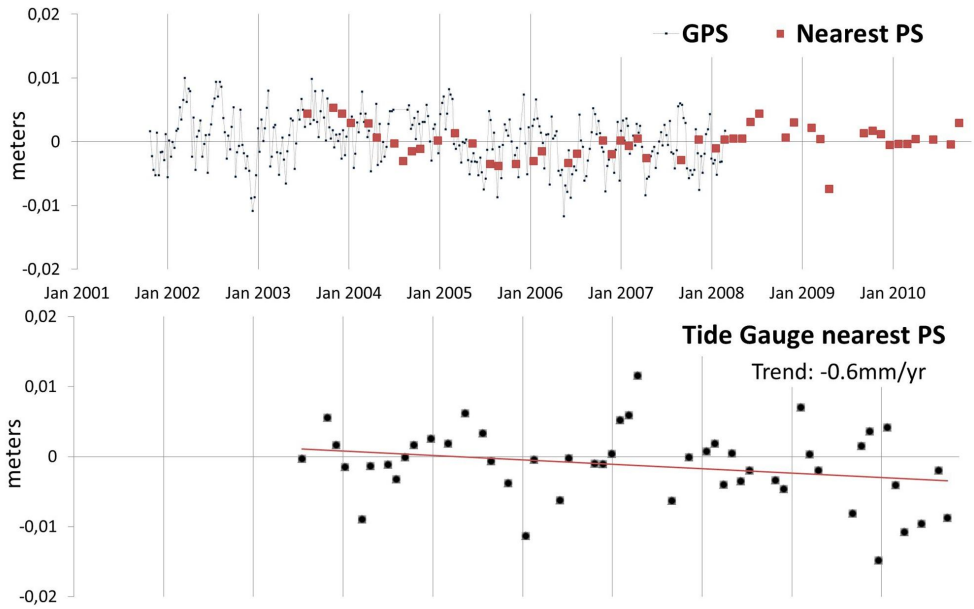

Figure 3.12 – Séries temporelles : (1) en haut : du GPS permanent et du point PS le plus proche du GPS ; (2) en bas : du point PS le plus proche du marégraphe. Toutes les vitesses sont dans la ligne de visée du satellite. Données : ESA / SONEL / Centre d'Etudes Alexandrines ; Figure réalisée sous Excel, adaptée de Wöppelmann et al., 2013.

Dans tous les cas, nous obtenons à nouveau un très bon accord entre les différentes mesures géodésiques disponibles. Contrairement au cas de Manille, les variations du niveau marin sont proches de la moyenne globale à Alexandrie. Cependant, une précision supérieure a pu être obtenue grâce à l'application de la technique PSI d'une part, mais aussi et surtout grâce à l'application de la technique de Kuo et al. (2004) par Wöppelmann et Marcos (2012) pour la mesure des mouvements verticaux au niveau du marégraphe. Notons que cette technique ne peut être appliquée partout et qu'elle est plutôt adaptée aux bassins semi-fermés comme la Méditerranée. En effet, sans possibilité d'application de la méthode de Kuo et al. (2004), la mesure altimétrique a une précision de l'ordre de 1 à 2 mm/an régionalement. Cette précision est insuffisante pour séparer des signaux (mou-

vements verticaux du sol, élévation du niveau de la mer d'origine climatique) qui sont de l'ordre de quelques millimètres par an.

3.2.2.6 Implications

Finalement, en utilisant la donnée marégraphique disponible, les données PSI et nos hypothèses sur le plan résiduel, il semble possible de reconstituer un niveau marin relatif à la côte. Dans le cas général, cet exemple montre l'utilité de disposer d'au moins 3 GPS permanents non alignés dans les zones urbaines pour lesquelles on souhaite une mesure précise des variations du niveau de la mer relativement à la côte.

Les valeurs trouvées pour la subsidence sur la bande côtière d'Alexandrie sont faibles (de l'ordre de 1 mm/an). Cependant, elles ne sont pas négligeables devant la remontée du niveau de la mer actuelle. A nouveau, ce type de contribution aux variations du niveau de la mer relatif ne peut pas être pris en compte par les études revues dans le chapitre 2, lorsque ces mesures reposent sur l'utilisation de marégraphes.

Cet exemple a une implication importante pour cette thèse : en effet, nous faisons le constat à Alexandrie que les techniques les plus avancées de géodésie ne parviennent que difficilement à reconstituer les variations du niveau de la mer le long de la côte avec des précisions meilleures que 1 mm/an. Ceci nous amène à considérer avec précautions les possibilités d'utiliser un seul marégraphe pour estimer des vitesses d'élévation du niveau de la mer dans toute une région (voir chapitre 2).

D'autres implications de cet exemple sortent du contexte de cette thèse : D'une part, nous faisons le constat que si l'on prend en compte le fait qu'Alexandrie subit des mouvement verticaux du sol de faible ampleur, la population exposée en 2070 passe de 4 375 000 à 4 075 000 et les biens économiques exposés passent de 563 à 530 milliards de dollars (Wöppelmann et al., 2013). Ceci montre l'importance de bien caractériser la subsidence côtière pour estimer précisément l'exposition aux aléas côtiers futurs [10]. D'autre part, le marégraphe d'Alexandrie fournit la série temporelle la plus longue sur le sud-est de la Méditerranée. Savoir que cette série temporelle est peu affectée par les mouvements du sol est donc utile pour mieux connaître les variations du niveau marin en Méditerranée orientale.

3.2.3 Cas de faibles déformations avec peu d'images SAR disponibles : Dakar (Sénégal)

Le site de Dakar apparaît intéressant du point de vue de l'étude du niveau marin global : d'une part, il se situe dans une zone peu couverte par les observations marégraphiques (Afrique de l'ouest) ; d'autre part, la série temporelle comprend des enregistrements remontant au XIXème siècle (Wöppelmann et al., 2008). La géologie de Dakar est complexe : la ville est construite sur des sédiments récents et des roches volcaniques. Des extractions d'eaux souterraines ont eu lieu dans le passé et se poursuivent aujourd'hui dans le nord de la ville. Enfin, plusieurs estimations issues de différentes mesures ponctuelles ont été

10. Un examen de la littérature permet de vérifier que les valeurs de subsidence retenues par Hanson et al. (2011) pour Alexandrie s'appuient sur l'étude de Ericson et al. (2006). Cette étude utilisait des données de géologie et d'occupation du sol pour caractériser la subsidence dans de nombreux grands deltas dans le monde. En utilisant cette approche, Ericson et al. (2006) retrouvaient les valeurs de subsidence de Stanley (1990) dans l'est du delta du Nil. Un facteur non pris en compte dans l'étude de Ericson et al. (2006) était l'épaisseur des sédiments récents du delta, très grande à l'est, faible à l'ouest.

publiées (GPS, station Doris, marégraphes). Elles suggèrent soit une stabilité, soit une surrection du site de l'ordre de 1 à 2 mm/an (Ostanciaux et al., 2012). Ceci laisse soupçonner l'existence de mouvements verticaux du sol d'ampleur potentiellement modérée, peut être de quelques millimètres par an. Malheureusement, peu de données SAR sont disponibles à Alexandrie, ce qui rend plus complexe une étude InSAR. Dans cette section, nous étudions donc à travers le cas de Dakar, le cas d'une ville côtière affectée par des mouvements verticaux du sol potentiellement faible, et pour lesquels peu de données SAR sont disponibles.

3.2.3.1 Méthodes adoptées pour le cas de Dakar

Seules 25 images ERS et 10 images Envisat sont utilisables pour le traitement interférométrique sur le site de Dakar. Ceci est lié au nombre limité d'images SAR disponibles dans les archives de l'agence spatiale européenne sur ce site. Aussi, la seule méthode applicable est le traitement par empilement d'interférogrammes. Dans de telles conditions, la précision de la mesure de vitesse de déformation de surface n'atteindrait qu'un à deux millimètres par an. Pour maximiser la précision de la mesure, nous avons ajusté la méthode de traitement interférométrique. Dans un premier temps, nous avons procédé de manière classique :

- au traitement des images SAR et sélectionné les interférogrammes dont la baseline perpendiculaire n'excédait pas 500 m,
- à l'examen visuel des interférogrammes, afin d'exclure ceux présentant des effets atmosphériques évidents dans la zone d'intérêt (centre-ville de Dakar), suivant la procédure utilisée par Le Mouélic et al. (2005),
- à l'empilement des interférogrammes de chacun des jeux de données SAR ERS et Envisat ;

La Figure 3.13 montre le nombre d'images disponibles (carrés) et d'interférogrammes cohérents (vecteurs) obtenus, après cette phase de sélection. En procédant ainsi, la précision atteinte est de l'ordre de 1 à 2 mm/an pour chacun des empilements d'interférogrammes ERS et Envisat. Cette précision est insuffisante pour caractériser avec précision les différentes composantes de l'élévation du niveau marin à la côte.

L'idée générale de l'approche adoptée pour maximiser la précision est la suivante : il s'agit d'utiliser l'information issue des interférogrammes ERS et Envisat pour calculer une tendance linéaire des vitesses de déformation de surface sur une période de 20 ans. La réalisation d'interférogrammes entre une image ERS et une image Envisat est techniquement faisable dans des cas très spécifiques, mais extrêmement complexe car les deux satellites ont des fréquences sensiblement différentes dans la bande C. Cependant, la procédure d'empilement d'interférogrammes s'applique à des interférogrammes déroulés, c'est à dire à un tableau de nombres réels. Aussi, une seule condition est nécessaire pour empiler des interférogrammes issus de jeux de données hétérogènes (ERS et Envisat) : il faut que les mailles de ce tableau correspondent aux mêmes emplacements géographiques. Pour cela, nous rééchantillonnons les données ERS par rapport à l'image SAR maîtresse du jeu de données Envisat (image aquise le 23/20/2003) [11]. L'application de cette procédure nous permet d'obtenir un seul champ de vitesses de déformations de surfaces entre 1993 et 2010, et d'améliorer la précision, en atteignant une valeur théorique inférieure à 1 mm/an.

L'InSAR permet de calculer des déformations du sol par rapport à un point de référence supposé stable. Nous choisissons pour point de référence le GPS permanent DAKA-GPS

11. Cette astuce qui est très peu utilisée à notre connaissance, nous a été proposée par Daniel Raucoules.

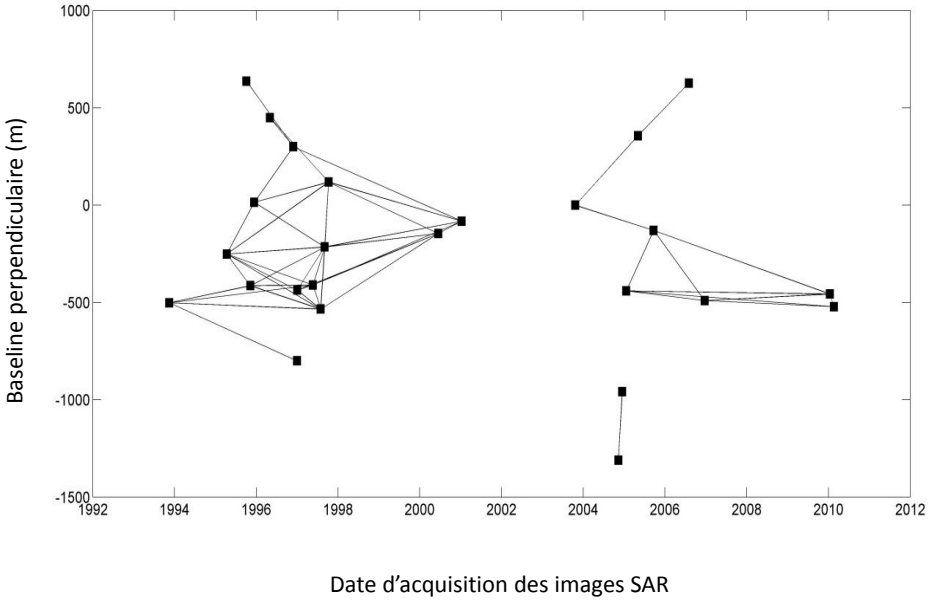

Figure 3.13 – Diagramme baseline / date d'acquisition indiquant les images SAR exploitables pour le traitement interférométrique. Les traits indiquent les interférogrammes cohérents utilisés pour le traitement par empilement d'interférogrammes. L'origine de l'axe des ordonnées fait référence à l'image SAR acquise le 23 octobre 2003. Figure réalisée sous Matlab.

référencé dans la base de données SONEL. Ce GPS a effectué les enregistrements les plus longs de la ville de Dakar (entre 2002 et 2007). La série temporelle présente des discontinuités à partir de juillet 2004, mais tous les déplacements verticaux enregistrés sont bornés par l'intervalle [-1,+1 mm/an], à l'exception de ceux du mois de mai 2006, pendant lequel une surrection de 2 mm aurait été observée. Bien que le GPS soit implanté dans une zone d'aléa moyen pour le retrait-gonflement des argiles, il paraît peu probable que cette surrection, si elle correspond bien à un mouvement du sol, soit liée à ce phénomène, car le printemps 2006 a été très sec. L'instrument est également situé en dehors de toute influence d'une extraction d'eau souterraine connue. Nous faisons l'hypothèse que l'événement de 2006 correspond à un problème instrumental et que le site de ce GPS est stable, et peut donc servir de référence pour l'empilement d'interférogrammes.

3.2.3.2 Mesure des déformations de surface à Dakar

Les résultats montrent qu'aucun mouvement de surface important n'affecte la ville de Dakar entre 1993 et 2010 (Figure 3.14). En calculant les moyennes et les écart types des champs de vitesses obtenus pour des zones dont la cohérence est supérieure à 0,6, nous estimons les taux de déformations moyens à $0,032 \pm 0,32$ rad/an ($0,14 \pm 0,52$ mm/an) dans la ligne de visée du radar. Ceci montre que la plus grande partie de la ville est stable par rapport au GPS DAKA. Les interférogrammes ERS et Envisat/ASAR montrent que cette conclusion est également valide pour les sous-périodes 1993-2001 et 2003-2010 (Figure 3.15). De plus, la cohérence moyenne des interférogrammes empilés est un indicateur

de la confiance que l'on peut conférer à la mesure de déformation de surface en tout point (Figure 3.16).

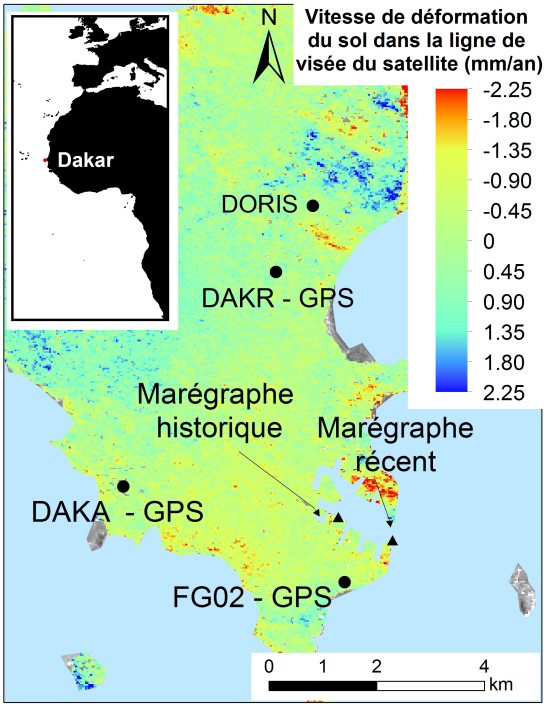

Figure 3.14 – Vitesses de déformations de surface dans la ligne de visée du radar entre 1993 et 2010. Données : ESA (ERS1, ERS2 et Envisat) ; Traitements réalisés sous GAMMA ; Figure réalisée sous ArcGIS ; d'après Le Cozannet et al., 2015a.

Dans ce contexte de stabilité générale, nous identifions toutefois une subsidence dans la partie nord du port de Dakar. Cette subsidence est non-linéaire dans le temps : alors que la zone est stable entre 1993 et 2001, la subsidence atteint $0,97 \pm 0,26$ rad/an ($4,70 \pm 1,3$ mm/an) entre 2001 et 2010 dans la ligne de visée du satellite. La confiance dans cette mesure est bonne car ces vitesses de déformation de surface sont très supérieures au seuil de détection de la méthode, et parce que la cohérence moyenne de cette zone est de l'ordre de 0,7 à 0,8 [12].

Aucune autre zone en subsidence ou en surrection ne peut être mise en évidence dans les zones cohérentes. Ainsi, à l'exception du port, des mouvements du sol supérieurs à ± 1 mm/an peuvent être exclus dans la zone d'étude et les variations du niveau marin apparaissent homogènes à l'échelle de la ville. Ainsi, nous pouvons déjà faire le constat que dans la limite de la précision de la méthode, les déformations de surface n'affectent pas le marégraphe historique et les GPS permanents existants.

12. Dans le port de Dakar — tout comme dans beaucoup de ports — les zones sur lesquelles sont entreposés des containers sont incohérentes, car ils sont déplacés entre deux acquisitions SAR. Les objets rétrodiffusant le signal radar ne sont donc pas les mêmes d'une image à l'autre. En revanche, les zones pourvues de bâtiments sont plus cohérentes, de sorte que les déformations de surface peuvent être mesurées. A Dakar, la zone cohérente en subsidence correspond au port pétrolier.

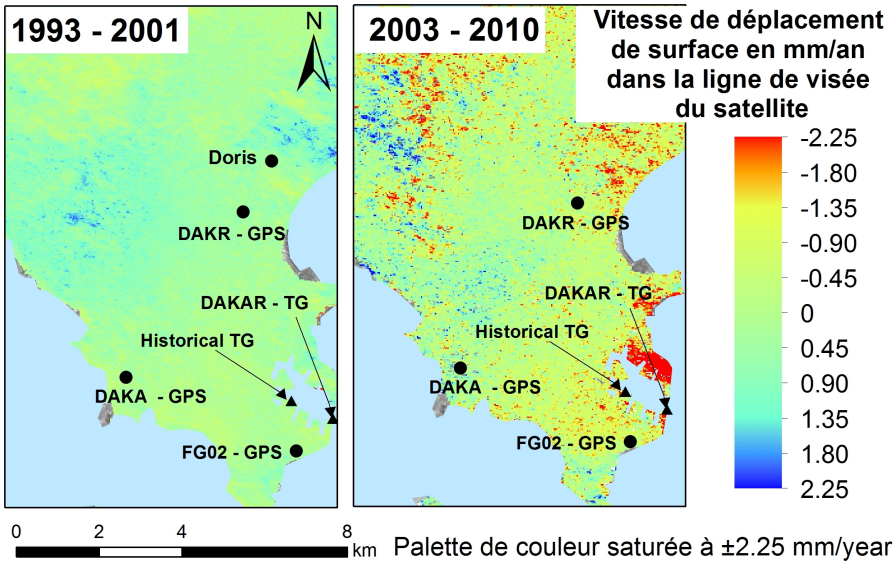

Figure 3.15 – Vitesses des déformations de surface dans la ligne de visée du satellite entre 1993 et 2001 d'une part (données : ESA ; ERS1 et ERS2), et entre 2003 et 2010 d'autre part (données : Envisat). Les valeurs négatives indiquent un déplacement vers le capteur (surrection). La palette de couleurs est saturée à ses bornes supérieures et inférieures afin de permettre d'apprécier la stabilité générale de la zone. Traitements réalisés sous GAMMA ; Figure réalisée sous ArcGIS.

3.2.3.3 Interprétation

La stabilité générale de Dakar n'était pas évidente à priori. La pointe de Dakar est située partiellement sur un socle volcanique, et partiellement sur des sables éoliens et marins. Dans ces derniers, des extractions d'eaux souterraines ont été pratiquées ou le sont encore. Toute une série de scénarios de déformations de surface peut être imaginée pour ce type de sites. La stabilité de Dakar illustre la difficulté d'estimer des mouvements verticaux du sol locaux uniquement à partir de critères géologiques ou d'occupation du sol (Voir par exemple Ericson et al., 2006). Nous pouvons formuler les hypothèses suivantes pour expliquer nos observations :

- la stabilité des zones sableuses, et notamment de celles où ont été pratiquées des extractions d'eau souterraines, pourrait s'expliquer par des prélèvements modérés et par le remplissage de la nappe par infiltration des eaux superficielles,
- la subsidence du port est vraisemblablement due aux travaux en cours pour étendre la partie nord du port, et à un tassement modéré des matériaux de remblais sur lesquels reposent le port, qui a été gagné sur la mer.

3.2.3.4 Cohérence des mesures géodésiques disponibles

Dans le cas de Dakar, un certain nombre d'instruments ont été installés : une station Doris (Soudarin et al., 1999), plusieurs GPS permanents (Santamaria-Gomez et al., 2012) et plusieurs marégraphes (Wöppelmann et al., 2008). Pour tous ces instruments, on obtient des déformations du sol comprises entre 0 et 2 mm/an. Selon nos résultats, tous les instruments devraient subir plus ou moins le même mouvement relatif, à l'exception du marégraphe le plus récent installé par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration),

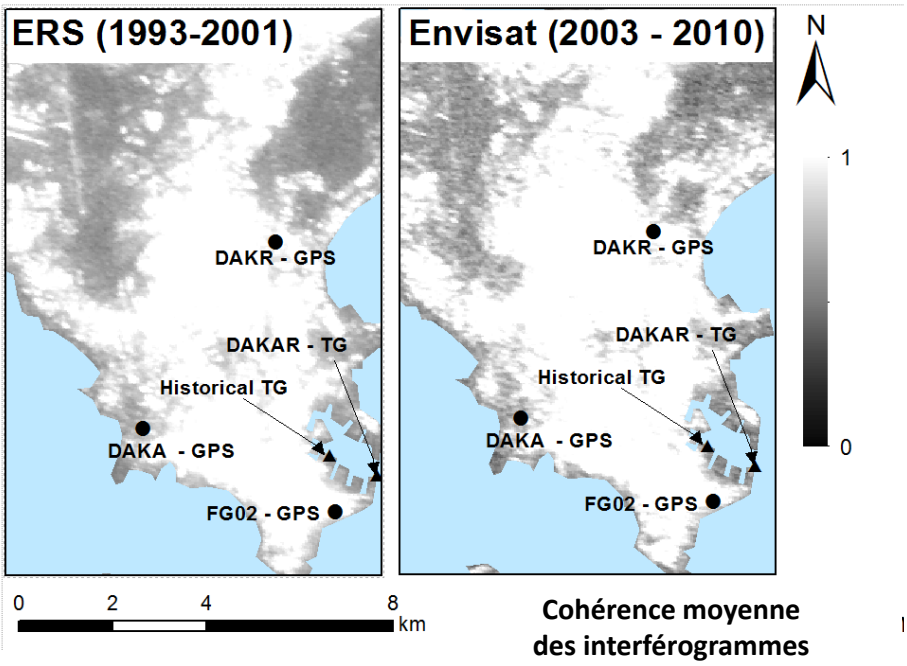

Figure 3.16 – Cohérence moyenne des interférogrammes ERS et Envisat. L'extension de la zone cohérente correspond aux zones urbanisées pour la période considérée. Ainsi, avec l'extension urbaine, les interférogrammes Envisat sont plus cohérents que les interférogrammes ERS. Données : ESA ; Traitements réalisés sous GAMMA ; Figure réalisée sous ArcGIS.

qui est peut-être affecté par la subsidence du port et acquiert des données depuis 1992. En réalité, si l'on tient compte des barres d'erreurs produites dans ces différentes études, il n'y a pas de contradiction entre les études : toutes les mesures sont cohérentes à 1 ou 2 mm/an près, ce qui est dans la limite des erreurs des différentes méthodes géodésiques. Cependant, comme Dakar est dotée d'une série marégraphique très longue, il y aurait un intérêt à acquérir davantage de données *in situ* et spatiales à l'avenir pour caractériser d'éventuels mouvements de surface de très faible amplitude dans le centre ville de Dakar (vitesses inférieures au mm/an).

3.2.3.5 Implications

Finalement, dans le cas de Dakar, nous constatons à nouveau qu'une connaissance à priori du contexte géologique est insuffisante pour caractériser les mouvements du sol. Dans les études examinant les liens entre érosion et niveau de la mer (c.f. chapitre 2), il serait bien entendu peu réaliste de recommander l'utilisation systématique de données SAR des satellites ERS et Envisat. En effet, d'une part les images ne sont pas acquises partout, d'autre part, certaines zones végétalisées seraient difficiles à traiter, et, enfin, les traitements représentent un investissement important. Cependant, lorsque de telles données sont disponibles, leur utilisation permettrait de mieux apprécier d'éventuelles différences entre l'élévation du niveau de la mer au niveau d'un marégraphe et au niveau de sites côtiers d'intérêt.

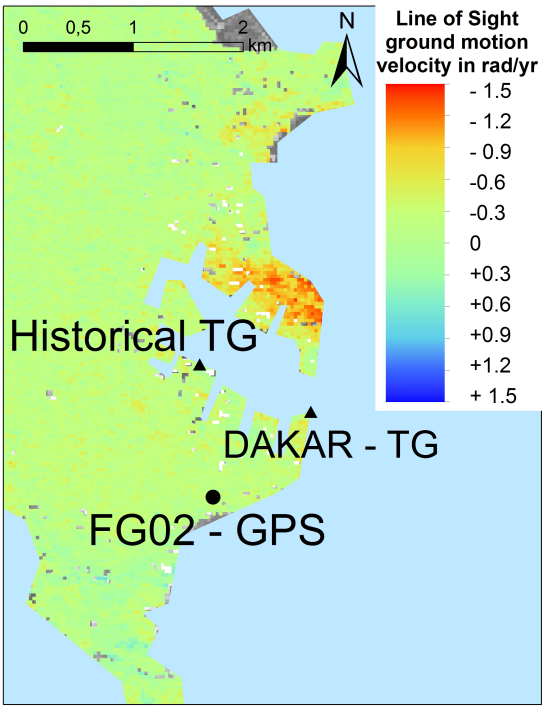

Figure 3.17 – Déformations de surface sur la zone du port de Dakar pour la période 2003-2010. Données : ESA ; Traitements réalisés sous GAMMA ; Figure réalisée sous ArcGIS.

3.3 Potentiel et limites de l'InSAR pour la mesure des variations du niveau marin relativement à la côte

D'une manière générale, comme cela était attendu, la technique InSAR apparaît adaptée à la mesure de déformations de surface en zones côtières et permet d'atteindre des niveaux de précision comparables à ceux d'autres instruments géodésiques existants. Cependant, un certain nombre de difficultés et de limites doivent être mentionnées. Nous concluons également par des recommandations qui permettraient d'améliorer la précision de la mesure [13].

3.3.1 Difficultés de traitement spécifique aux sites côtiers

Ces trois cas d'études nous ont permis d'identifier des difficultés systématiques de différents ordres qui sont détaillées ci-dessous.

3.3.1.1 Traitement InSAR pour des sites côtiers présentant peu de reliefs

L'une des étapes délicates du traitement interférométrique est la préparation du modèle numérique de terrain. Le modèle numérique de terrain est utilisé dans les traitements pour estimer et retirer un terme de la phase du signal, celui dû à la topographie locale.

13. Raucoules et al. (2009) formulent également des formulations qui s'appliquent aux études PSI en général.

Il est ainsi nécessaire dans cette étape de générer une matrice de transformation entre la géométrie du radar (range et azimuth) vers un système de coordonnées projetées.

Dans le cadre de la procédure implémentée dans l'outil GAMMA, cette étape est réalisée en créant une image radar synthétique à partir du modèle numérique de terrain et en examinant le degré de corrélation avec une image "maîtresse" sélectionnée préalablement. Cette corrélation est d'autant plus aisée à obtenir que le relief est important et le signal est correctement rétrodiffusé. Or, nos sites étant des sites côtiers vulnérables à l'élévation du niveau de la mer, une grande partie de l'image est située en mer, et de plus, la partie terrestre présente peu de relief. Si cette difficulté peut être aisément surmontée par des utilisateurs habitués de l'InSAR, il demeure délicat pour un utilisateur occasionnel de faire les choix adéquats permettant de trouver les paramètres d'une transformation entre la géométrie radar et le système de coordonnées projetées, en particulier avec une précision sub-pixellique nécessaire au traitement. Nous avons rencontré notamment ces difficultés lors des traitements à Dakar, et, dans une moindre mesure à Alexandrie. Ces difficultés, ajoutées au niveau d'exigence en termes de précision de la mesure, suggèrent qu'en l'état actuel des outils de traitement disponibles, ce type d'application de l'InSAR demeure relativement délicat à mener.

3.3.1.2 Exigences en termes de précision

D'une manière générale, beaucoup d'études utilisent systématiquement la technique PSI, quels que soient les mouvements verticaux de surface de la zone considérée. Or, cette technique fait des hypothèses sur la linéarité de la déformation. Lors de l'exercice d'intercomparaison de techniques PSI PSIC-4 (Raucoules et al., 2009), de nombreuses équipes n'avaient ainsi pas pu identifier un mouvement non linéaire mais centimétrique d'origine minière à Gardanne (Bouches du Rhone). Dès lors, l'approche générale en deux temps que nous avons adoptée peut être recommandée :

- dans un premier temps, l'empilement d'interférogrammes est bien adapté pour détecter des mouvements de surface de l'ordre de quelques millimètres par an à quelques centimètres par an, de préférence en milieu urbain ; ce sont des cas pour lesquels, la plupart du temps, les mouvements du sol locaux seront la contribution la plus importante aux variations du niveau marin relatif à la côte ;
- dans un deuxième temps, l'approche PSI permet d'atteindre des précisions supérieures lorsque les approches par empilement d'interférogrammes ne suggèrent pas l'existence de déformations du sol importantes, qu'un niveau de précision submillimétrique doit être atteint, et que suffisamment d'images SAR sont disponibles.

L'approche proposée consiste donc finalement à ne chercher un niveau de précision élevé que lorsque c'est nécessaire, c'est à dire lorsque le site considéré est affecté par des déformations modérées.

Pourquoi adopter cette approche ? Une difficulté récurrente des traitement interférométrique est le déroulement de phase. Le déroulement de la phase est l'étape du traitement InSAR (ou PSI) au cours de laquelle une estimation réelle de la déformation de surface (ou de sa vitesse) est estimée à partir des mesures modulo 2π. Si des points PS étaient affectés par ce phénomène dans les résultats d'Alexandrie, seules deux causes possibles pourraient être invoquées :

- l'existence d'une déformation de surface affectant plusieurs pixels de l'image SAR (pixels de 28 m pour Envisat et ERS) ; cependant, dans ce cas, ces vitesses auraient

été observées dans le champ de vitesses produit par l'empilement d'interférogrammes et/ou par les PS voisins ;

– ou bien l'existence d'une déformation de surface affectant uniquement l'objet correspondant au PS sur les images SAR, ou bien son voisinage immédiat ; dans ce cas, cependant, le PS ne peut pas être considéré comme représentatif d'une zone suffisamment importante pour être pris en compte dans l'estimation des variations du niveau marin relativement à la côte.

Dans la mesure où une grande partie des traitements des images SAR est commune pour les deux approches (coregistration, MNT, etc), l'approche prudente proposée ci-dessus ne génère pas nécessairement un surcroît de travail important.

3.3.1.3 Raccord aux observations géodésiques ponctuelle : le problème des derniers mètres

La mesure des déformations de surface par InSAR n'est pas nécessairement représentative de tous les objets situés dans un pixel. En particulier, pour la technique PSI, elle ne se réfère qu'à un objet particulier, qui a des propriétés radiométriques et géométriques telles qu'il rétrodiffuse particulièrement bien le signal radar. Ainsi, lors de la vérification de la cohérence des mesures des différents instruments géodésiques, nous faisons l'hypothèse que le voisinage de chaque instrument est soumis à des déformations de surfaces uniformes. Cependant, on ne peut exclure le cas dans lequel un marégraphe ou un GPS serait affecté d'un mouvement vertical très local. Lorsqu'elles sont disponibles, des mesures de nivellement pourraient venir lever cette source d'incertitude qui concerne une zone trop petite pour être étudiée par l'application de la technique InSAR.

3.3.2 Perspectives pour améliorer la précision de la mesure

D'une manière générale, nous concluons que l'InSAR a la capacité de générer des champs de vitesse de déformation des sols à des niveaux de précision comparables à ceux des autres instruments géodésiques disponibles. La technique est donc particulièrement appropriée pour mesurer comment les déformations verticales de surfaces contribuent aux variations du niveau marin relatif.

En contexte non-urbain, il serait nécessaire de recourir : (1) soit à la technique PSI, (2) soit à des images SAR dans des bandes de longueurs d'onde supérieures [14].

Il serait possible d'améliorer encore la précision en prenant les mesures suivantes sur les sites revêtant un intérêt particulier :

– assurer l'acquisition régulière d'images SAR sur les sites d'intérêt, afin de permettre le traitement PSI dans les cas où des mesures d'une précision submillimétrique sont requises,

– mettre à disposition des séries temporelles suffisamment longues (au moins 5 ans) d'au moins trois GPS permanents, afin de permettre la correction d'éventuels plans résiduels ;

14. Les images SAR sont toutes dans le domaine des micro-ondes, mais ne sont pas toutes dans la même longueur d'onde. Les instruments embarqués dans Envisat et ERS opèrent en bande C, c'est à dire d'une longueur d'onde de 5,6 cm environ. D'autres instruments opèrent en bande X (3 cm) ou en bande L (23 cm). Les ondes en bande X et C sont davantage rétrodiffusées par la couche supérieure de la végétation alors que les ondes en bande L, plus pénétrantes, peuvent acquérir dans certains cas une information provenant de la surface du sol en zones végétalisées, qui resterait inaccessible pour les plus courtes longueurs d'onde.

– enfin, toujours dans les cas où une précision submillimétrique est désirée, il serait utile d'installer des dispositifs rétroréfléchissants (corners reflectors, c.f. Ferretti et al., 2007b) dans le voisinage immédiat des instruments géodésiques *in situ* considérés ; ces dispositifs sont des plaques métalliques disposées de telle manière qu'elles réfléchissent les signaux radars. Ces cibles apparaissent ainsi comme un point brillant sur les images SAR et permettent une mesure très précise des déformations. Elles sont par ailleurs bien matérialisées au sol, ce qui permet de rapporter les mesures aux instruments considérés, alors que la localisation précise de PS est en général difficile en milieu urbain du fait du nombre important de candidats (cheminées, coins de maisons, etc.).

3.4 Conclusions et implications pour cette thèse

Ce chapitre de thèse a examiné des données géodésiques *in situ* et spatiales à travers les trois exemples de villes côtières : Alexandrie (Egypte), Manille (Philippines) et Dakar (Sénégal). Les trois cas d'études sont complémentaires en termes de nature des mouvements du sol et disponibilité de données. L'exemple de Manille montre que des mouvements verticaux du sol excédant 1 cm/an sont possibles, en particulier pour des sites affectés par des pompages d'eaux souterraines. L'exemple de Dakar montre qu'il est difficile de faire des hypothèses concernant l'existence de mouvements verticaux du sol de l'ordre de quelques mm/an uniquement à partir de la connaissance du contexte géologique local. Ainsi, malgré une géologie complexe, la ville de Dakar subit peu de mouvements verticaux du sol. Enfin, l'exemple d'Alexandrie illustre les difficultés d'obtenir des précisions en-deçà d'un seuil de 1 mm/an, même dans un contexte favorable au regard de la disponibilité de données géodésiques spatiales et *in situ*.

Ces résultats ont des conséquences importantes pour l'étude des variations du niveau marin passé (Wöppelmann et al., 2013; Wöppelmann et Marcos, 2015). Dans cette thèse, nous nous intéressons aux implications pour les études ayant examiné les relations entre la mobilité du trait de côte et les variations du niveau de la mer (Chapitre 2). En effet, ces études reposent souvent sur l'hypothèse qu'aucun mouvement du sol différentiel n'existe entre un marégraphe de référence et les sites côtiers d'intérêt. Ce chapitre de thèse nous permet de définir un seuil en-deçà duquel cette hypothèse ne peut plus être formulée. Ce seuil est de l'ordre de 1 mm/an environ. Nous le reprenons dans les chapitres ultérieurs de cette thèse, notamment dans le chapitre 6.

3.5 Résumé du chapitre 3

Problématique

Les études visant à évaluer les relations entre variations du niveau marin et érosion côtière font souvent l'hypothèse que les variations du niveau marin mesuré en un point (typiquement : un marégraphe) est représentatif de toute une région. Implicitement, il est fait l'hypothèse qu'aucune déformation verticale de surface ne vient modérer ou amplifier les variations du niveau marin. Comment mesurer ces déformations de surface ?

Méthode

Après une brève revue des méthodes disponibles, nous examinons le potentiel et les limites de l'interférométrie radar satellitaire pour caractériser les déformations verticales de surface en zone côtière. Il s'agit ici de caractériser des mouvements inférieurs à ceux de l'élévation du niveau de la mer, soit de l'ordre du millimètre par an. Cette exigence de précision est à la limite de la capacité théorique de l'InSAR et du PSI.

Résultats principaux

Nous examinons les résultats obtenus dans trois sites côtiers : Dakar, Alexandrie et Manille. Dans les trois cas, l'utilisation de l'InSAR permet d'estimer les déformations du sol, mais aussi de vérifier la cohérence des différents instruments de mesure disponibles. Les niveaux de précision atteignent le millimètre par an ou mieux.

Discussions et implications pour cette thèse

Les trois cas d'étude mettent en évidence que :

- des déformations du sol du même ordre de grandeur ou très supérieures à l'élévation du niveau marin peuvent exister à quelques centaines de mètres d'un point de mesure (marégraphe, GPS permanent...),
- si la connaissance du contexte géologique permet souvent de proposer des explications a posteriori, il n'est généralement pas possible d'imaginer quelles déformations ont lieu sans observations.

Ainsi, nous avons la confirmation que de très nombreuses études du chapitre 2 font bien une hypothèse assez forte lorsqu'elles utilisent une mesure marégraphique ponctuelle pour caractériser les déformations du sol dans toute une région. Aujourd'hui, il ne serait pas envisageable de couvrir l'ensemble du littoral par des mesures de déformations fondées sur l'InSAR. En revanche il est possible d'utiliser des résultats antérieurs lorsqu'ils existent, ou, à défaut, de discuter l'existence de mouvements du sol à l'aide de données plus ponctuelles — telles que les GPS permanents ou le nivellement.

Chapitre 4

Analyse d'une base de données côtière : méthodes et données européennes

Les bases de données côtières telles qu'Eurosion (Eurosion, 2004) contiennent un grand nombre d'observations. Ces observations demeurent actuellement peu utilisées en recherche. Pourtant, la revue du chapitre 2 a montré qu'elles peuvent être exploitées pour évaluer le rôle joué par les variations du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte. De fait, le nombre très important d'observations (plus de 50 000 sites côtiers pour Eurosion) pose deux questions importantes :

- quelle confiance accorder à cette base de données, qui a été interprétée, agrégée à de multiples échelles spatiales par de nombreux chercheurs et ingénieurs ?
- comment analyser un volume aussi important de données ?

Dans ce chapitre, nous examinons ces deux questions en étudiant successivement :

- la contenu et les limites de la base de données Eurosion (section 4.1),
- le potentiel et les limites de méthodes d'analyse de bases de données ayant recours à des réseaux Bayésiens (section 4.2).

Le travail présenté dans ce chapitre de thèse s'inscrit dans la continuité de projets de recherche du BRGM. L'analyse de la base de données Eurosion a été mon premier travail de recherche dans l'unité "Risques Côtiers" du BRGM. Ceci a conduit à la mise en place d'une base de données SIG de référence pour nos études sur les impacts du changement climatique (Exemple de valorisations : Le Cozannet et al., 2013a,b).

La méthode des réseaux Bayésiens de Gutierrez et al. (2011) a été remarquée par Marissa Yates. Elle consiste à identifier et exploiter les liens statistiques existants entre les différentes variables d'une base de données. Les similitudes entre les bases de données côtières de la côte est des Etats-Unis (Thieler et Hammar-Klose, 1999) et d'Europe (Eurosion, 2004) conduisent naturellement à adapter cette méthode des réseaux Bayésiens à la base de données Eurosion. Ceci nous a amené à la publication d'une première étude portant sur la base de données Eurosion (Yates et Le Cozannet, 2012), dans laquelle les traitements sur les réseaux Bayésiens ont été réalisés par Marissa Yates. Par la suite, Thomas Bulteau et moi-même avons examiné en détail les limites de cette approche (Bulteau

et al., 2015). Cette seconde étude a porté sur le cas de la base de données côtières assemblée par le BRGM à La Réunion (De La Torre, 2004).

Aujourd'hui, la base de données Eurosion reste peu utilisée en recherche, alors que les études citées ci-dessus n'ont exploité qu'une partie du potentiel de ces données. Ce chapitre de thèse a pour objectif d'analyser dans le détail le potentiel et des limites de ces données Eurosion, ainsi que les possibilités offertes par méthode des réseaux Bayésiens pour en extraire une information pertinente. Il constitue un préalable indispensable, d'une part à de nouvelles utilisations de cette base de données Eurosion en recherche, d'autre part au chapitre 6, dans lequel nous procédons à une analyse des signatures spatiales de l'évolution du trait de côte et de l'élévation du niveau de la mer de la base de données Eurosion. Ce chapitre est donc le fruit d'un travail personnel effectués pendant l'été et l'automne 2015.

4.0.1 Motivation

Pour informer les différentes parties prenantes dans la gestion de la zone côtière, de nombreux observatoires côtiers ont vu le jour (Howarth et Palmer, 2011; Jeanson et al., 2014b; Bulteau et al., 2011; Suanez et al., 2012). Ces observatoires rassemblent une quantité croissante de données, qui devient de plus en plus complexes à gérer, notamment du fait du nombre important de personnes impliquées dans l'acquisition, la sauvegarde et la gestion de ces données.

Si la question de l'intégrité des données côtières se pose déjà à l'échelle régionale, un deuxième niveau de complexité intervient lorsque l'on s'intéresse aux bases de données côtières agrégées (Quelennec et al., 1998; Thieler et Hammar-Klose, 1999; Eurosion, 2004; Vafeidis et al., 2008). En effet, pour élaborer ces jeux de données, il est nécessaire de simplifier les données disponibles afin de représenter l'information de manière homogène, par exemple sur l'ensemble du littoral Européen. Autrement dit, élaborer de telles bases de données géographiques implique de choisir un modèle de données commun, alors que les bases de données initiales sont nécessairement très différentes (Figure 4.1). Cela rend possible :

- une perte d'information si le modèle de données ne permet pas de décrire chaque site côtier particulier de manière aussi précise qu'il serait nécessaire.
- l'apparition d'erreurs si le modèle de données peut laisser la place à différentes interprétations de la part des opérateurs intervenant dans le processus d'intégration des données.

Avant de procéder à l'exploration statistique d'une base de données (par exemple à l'aide de réseaux Bayésiens), il est nécessaire de bien identifier les limites du jeu de données étudié. C'est l'objet de la section suivante.

4.1 Analyse du contenu de la base de données côtières Eurosion

Cette section examine le contenu de la base de données Eurosion. Elle vise à déterminer le potentiel et les limites de cette base de données pour l'étude des causes de l'évolution du trait de côte en Europe. Nous nous demandons en particulier dans quelle mesure ces données peuvent être utilisées pour chercher à observer un rôle de l'élévation du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte.

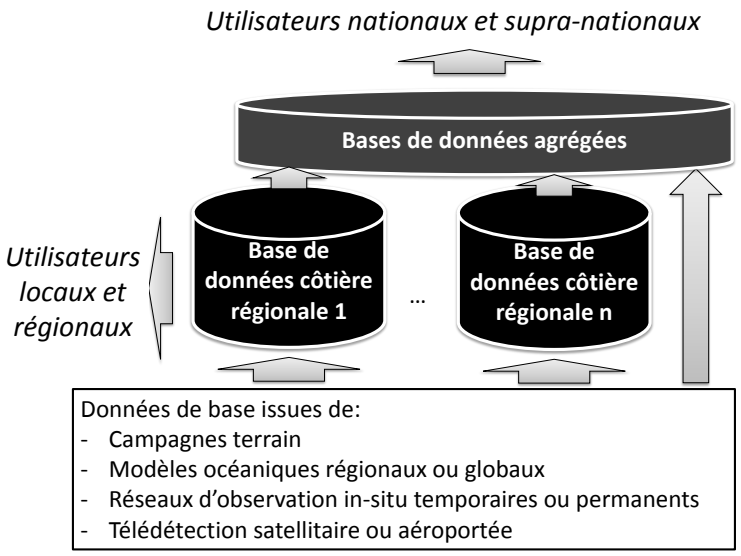

Figure 4.1 – Traitements de données successifs lors de la mise en place de bases de données côtières.

4.1.1 Présentation de la base de données Eurosion

La seule base de données actuellement disponible à l'échelle européenne est la base de données Eurosion (www.eurosion.org ; Eurosion, 2004). Cette base de données est une évolution de *Corine Erosion Côtière* (Quelennec et al., 1998). Le trait de côte européen y est représenté sous la forme d'un linéaire de 130 000 km environ. Ce chiffre est obtenu en incluant les côtes non renseignées ou non étudiées lors du projet Eurosion (Table 4.1). Le trait de côte Eurosion est découpé en environ 50 000 sites, considérés relativement homogènes sur le plan géomorphologique et hydrosédimentaire. Cette base de données comprend notamment les données suivantes :

- climats de vagues et données de marnage : cette information est issue de la base de données ARGOSS, qui présente l'intérêt d'être homogène le long de toutes les côtes européennes, permettant ainsi des classifications ;
- géomorphologie et géologie côtière et données concernant l'évolution du trait de côte : ces données ont été obtenues en effectuant une enquête auprès des différents services en charge du suivi de l'évolution du trait de côte des pays européens.
- données de niveau marin : cette information résulte de la digitalisation de la carte de Douglas et al. (2000), qui donne une estimation des variations relatives de l'élévation du niveau de la mer pour toute l'Europe ; elle est complétée par des données plus précises sur la mer du Nord.

Avant que ces informations n'aient été intégrées dans la base de données Eurosion, elles ont été harmonisées et vérifiées. Cela pose naturellement la question de leur intégrité : les jeux de données que nous utilisons ont-ils subi des altération volontaires ou involontaires qui limiteraient leur pertinence pour l'étude des causes de la mobilité du trait de côte ?

Les zones non renseignées comprennent des littoraux situés hors du territoire de l'Union Européenne (littoral de Russie : région de Kaliningrad et de Saint-Petersburg) et de Turquie, mais aussi des côtes de pays membres. Dans ce dernier cas, il s'agit principalement

Origine de l'information	Pas d'information	Corine Erosion Côtière	Eurosion
Nombre de sites	16 923	3 321	31 075
Pourcentage	*33%*	*6%*	*61%*
Linéaire côtier	29 100 km	6 300 km	95 900 km
Pourcentage	*22%*	*5%*	*73%*

Table 4.1 – Mise à jour de l'information portée sur le trait de côte Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014))

de littoraux situés à Chypre, dans les Açores, à Madère, dans les îles Féroé, les îles Anglo-Normandes, en Bulgarie, Roumanie. A cela s'ajoute de très nombreuses petites îles en Suède, Finlande et Estonie, d'une longueur typiquement inférieure à 2 km et de nombreux estuaires et fonds de baies, notamment en Grande Bretagne et en Irlande. La localisation de ces secteurs non étudiés est indiquée sur la Figure 4.2.

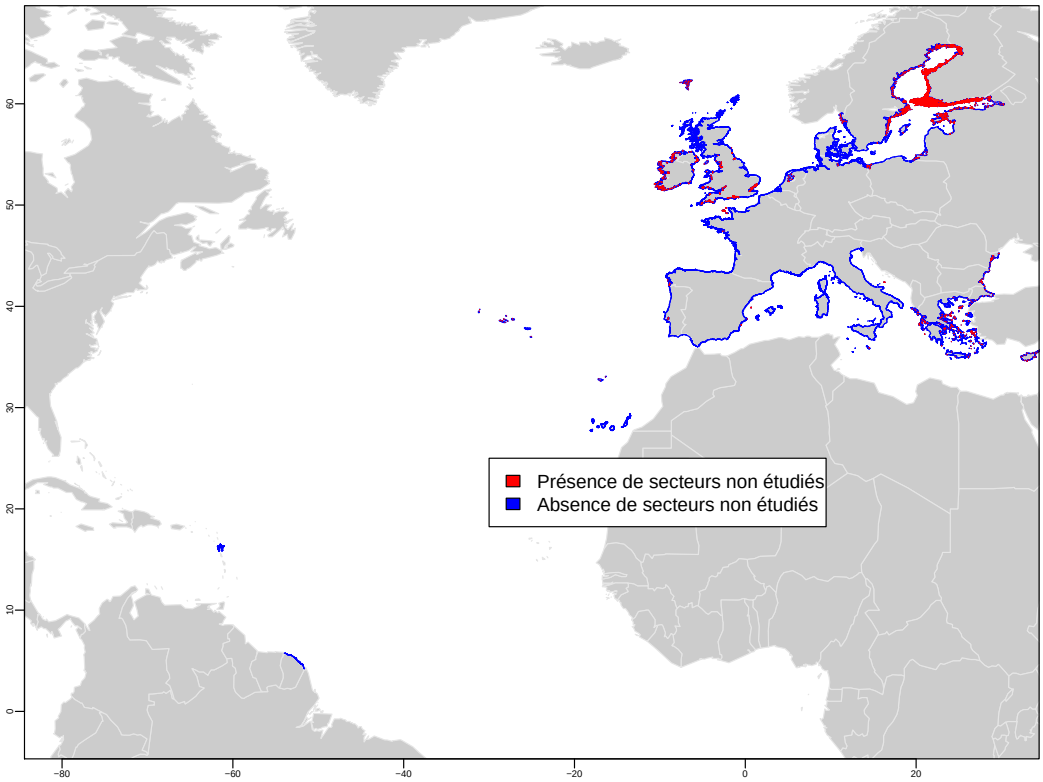

Figure 4.2 – Localisation des secteurs non étudiés dans la base de données Eurosion (Données : Eurosion ; Figure réalisée sous R). Ces secteurs représentent 29 100 km des 130 000 km du trait de côte Eurosion.

La Table 4.1 montre que la base de données Eurosion a été mise à jour pour environ 61% des sites (73% du linéaire côtier) [1]. Seuls 6% des sites, représentant 5% du linéaire côtier, n'ont pas été mis à jour depuis l'étude *Corine Erosion Côtière*. Ainsi, au delà du fait

1. Toutes les statistiques présentées ont été calculées en important la base de données Eurosion sous R (R Core Team, 2014). On note que dans la version de la base de données Eurosion dont nous disposons, 419 sites (représentant environ 2 000 km de côtes) sont dupliqués. Il s'agit de littoraux situés dans les Açores, la Guadeloupe, la Guyane, et, de manière très marginale, en Grèce. Ils ne sont importés qu'une

que plusieurs pays entrés dans l'Union Européenne ont été ajoutés à la base de données, des différences significatives existent entre les deux bases de données Eurosion et *Corine Erosion Côtière*. La base de données Eurosion est donc une mise à jour importante.

La base de données Eurosion a souvent été utilisée pour réaliser des cartographies régionales des risques, ou bien pour compléter des informations plus locales, afin de qualifier la variabilité spatiale de la vulnérabilité de quelques centaines de kilomètres trait de côte (exemples : Vinchon et al., 2009; Le Cozannet et al., 2013b). De fait, on peut noter que ce n'est pas pour ce type d'application régionale que l'utilisation d'une base de données à l'échelle Européenne élaborée suivant un protocole bien structuré revêt le plus d'intérêt à priori. Au contraire, la base de données peut être très utile pour informer sur la situation vis-à-vis de l'érosion à l'échelle nationale ou européenne, ou enfin, ce que nous proposons ci-dessous, pour examiner les liens existants entre différentes variables explicatives de l'évolution du trait de côte, y compris l'élévation du niveau de la mer.

Dans les sous-sections suivantes, nous détaillons le contenu de la base de données Eurosion en termes de géomorphologie, géologie et forçages marins. Nous présentons plus précisément la part de la base de données que nous utilisons dans cette thèse. Il s'agit des 17 000 segments isolés par Yates et Le Cozannet (2012), pour lesquels :

- aucun effet anthropique direct n'est renseigné
- tous les champs de données sont renseignés

Ce choix résulte directement de la revue bibliographique du chapitre 2 : pour espérer déceler un rôle de l'élévation du niveau marin dans l'évolution du trait de côte, il est nécessaire de considérer des sites peu affectés par les activités humaines. En effet, celles-ci ont des effets tels sur la mobilité du trait de côte qu'elles masqueraient tout effet de l'élévation du niveau marin.

4.1.2 Examen détaillé du contenu de la base de données Eurosion

4.1.2.1 Données de géomorphologie

La base de données Eurosion comprend une description de la géomorphologie de chaque segment du trait de côte. Ce champ repose essentiellement sur la précédente base de données *Corine Erosion Côtière*. Pour l'essentiel, les nouvelles données intégrées décrivent la géomorphologie littorale des pays devenus membres de l'Union Européenne après 1995. Dans certains cas, des évolutions de géomorphologie apparaissent : il s'agit notamment de l'artificialisation de rivages ou de la construction d'infrastructures portuaires. Par ailleurs, l'information sur la géomorphologie est renseignée pour 101 000 km de trait de côte : 17 000 des 51 000 segments littoraux n'ont donc pas de géomorphologie renseignée. Il s'agit essentiellement des sites non renseignés dans la base de données (Table 4.1).

En pratique, 20 types géomorphologiques côtiers sont utilisés pour décrire chacun des 50 000 segments littoraux (Table 4.2). Nous pouvons regrouper ces segments en quatre grandes familles :

- les plages : elles correspondent aux classes suivantes de la base de données Eurosion : plages de poche ou développées ; flèches sableuses, barrières ou tombolos de

seule fois sous R et ne sont pas comptés dans les statistiques présentées ci-après.

sédiments fins non cohésifs ; plages de sable sur platier rocheux, plages de granulométries diverses ou inconnues ;

- les falaises de roches tendres : il s'agit de falaises ou de conglomérats susceptibles d'être érodés ; on observe généralement la présence de sables, galets ou blocs rocheux sur l'estran ;
- les falaises de roches dures : il s'agit de côtes rocheuses peu susceptibles d'être érodées, pouvant comporter quelques plages de poches (d'une longueur inférieure à 200 m) ou un platier rocheux.
- les rivages limono-vaseux : secteurs littoraux de sédiments cohésifs (vase).
- les rivages artificialisés : zones portuaires, quais, plages artificielles, digues, remblais, littoraux, etc.

A ceci s'ajoutent les segments ne comportant pas de données géomorphologiques, et une ligne virtuelle fermant les estuaires.

La Figure 4.3 représente les données géomorphologiques utilisées pour cette thèse. Comme cela a été indiqué plus haut, la base de données Eurosion contient davantage d'information. Ainsi, la géomorphologie des rivages de l'Estonie y est correctement renseignée, alors que la Figure 4.3 ne présente que très peu de données. Ceci s'explique par le manque de données concernant l'évolution du trait de côte en Estonie. Aussi, de nombreux segments sont exclus de notre analyse car l'information n'est pas complète. La Figure 4.3 représente donc bien les données que nous utilisons au cours de cette thèse, et non l'ensemble de la base de données Eurosion. A ce stade de l'analyse, on peut constater, en observant cette figure, la répartition inhomogène des falaises et des rivages limono-vaseux le long des littoraux européens.

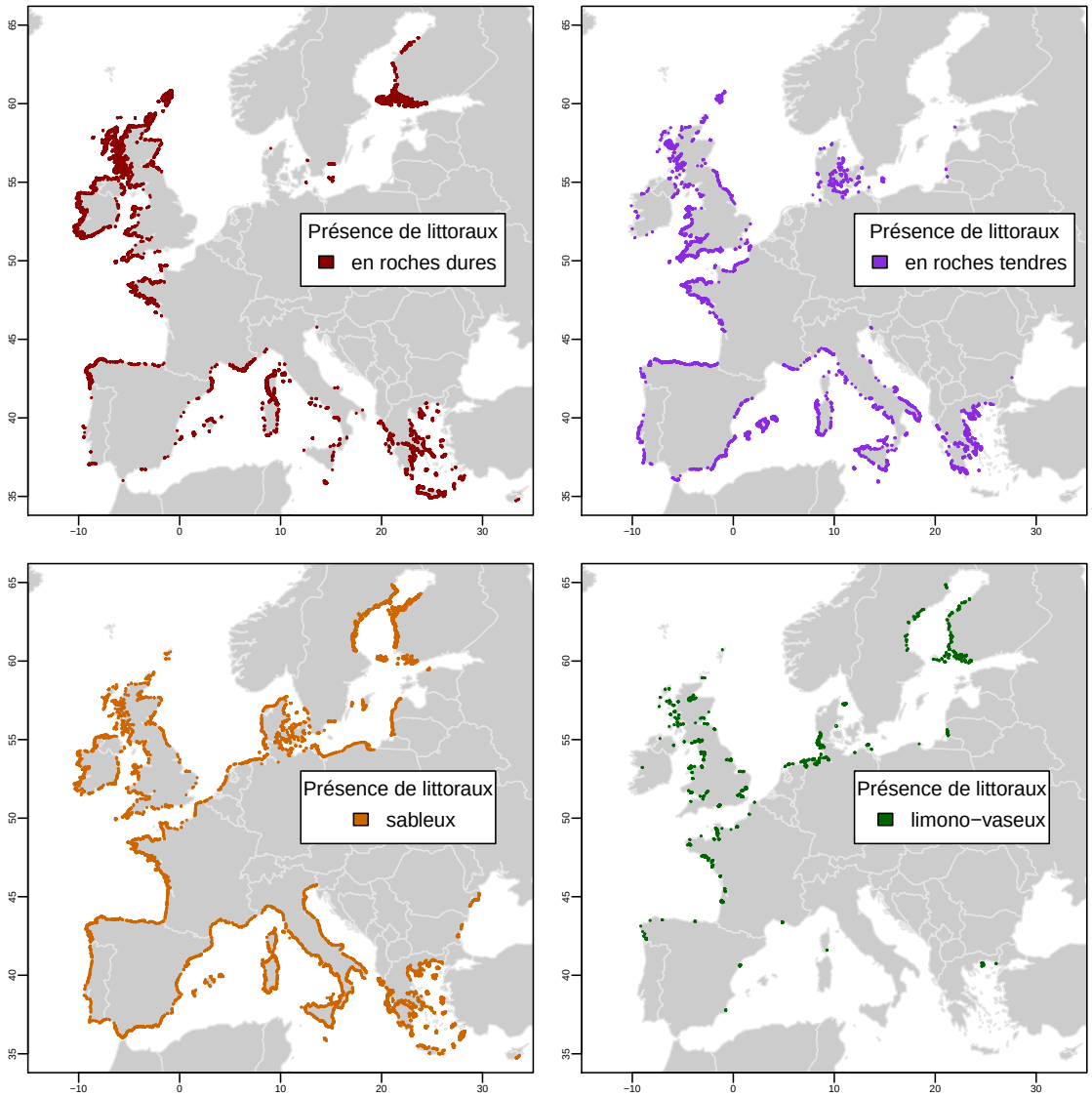

Figure 4.3 – Localisation des différents types géomorphologiques littoraux dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R).

Géomorphologie côtière et code *Eurosion*	Nombre de sites côtier	Pourcentage de sites	Linéaire côtier	Pourcentage du linéaire
Non renseignée	17 084	33,3 %	29 405 km	22,6 %
A : Falaises de roches dures	7 005	13,6 %	30 208 km	23,2 %
E : Plages développées avec estran sableux	4 825	9,4 %	12 817 km	9,8 %
AC : Côte à dominante rocheuse avec plages de poche	1 076	2,1 %	5 512 km	4,2 %
D : Plages développées avec estran constitué de galets	1 261	2,5 %	2 194 km	1,7 %
B : falaises érodables	5 035	9,8 %	11 832 km	9,1 %
N : Estrans très étroits et végétalisés [2]	1 183	2,3 %	6 037 km	4,6 %
G : Estrans constitués de sédiments limono-vaseux	1 563	3 %	5 399 km	4,1 %
J : Zones portuaires	2 070	4 %	4 190 km	3,2 %
X : Estrans meubles constitués de sédiments de granulométrie hétérogène	2 599	5,1 %	7 438 km	5,7 %
K : Plages artificielles	235	0,5 %	353 km	0,3 %
Z : Estrans constitués de sédiments de granulométrie inconnue	703	1,4 %	3 432 km	2,6 %
Y : Segment côtier artificiel ou maintenu par des structures longitudinales de protection côtière (quai, digue, perré [3]...) sans présence d'estrans de plage aérienne	766	1,5 %	1 975 km	1,5 %
H : embouchures (ligne virtuelle)	736	1,4 %	404 km	0,3 %
F : Cordons littoraux, flèches, tombolos et autres structures sédimentaires de sédiments non cohésifs	1 378	2,7 %	2 496 km	1,9 %
C : Plages de poche	2 904	5,7 %	5 411 km	4,2 %
L : Remblais littoraux pour construction avec apport de rocher, de terre, etc.	222	0,4 %	330 km	0,3 %
P : Estrans meubles avec platier rocheux sur estran intertidal	617	1,2 %	780 km	0,6 %
S : Estrans meubles constitués de sédiments issus de rejets miniers	46	0,1 %	59 km	0 %
R : Estrans meubles avec beach rock [4] sur estran intertidal	11	0 %	34 km	0 %

Table 4.2 – Géomorphologie des littoraux européens selon la base de données Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014))

4.1.2.2 Données d'évolutions du trait de côte

La base de données Eurosion comporte deux champs pour décrire l'évolution du trait de côte de chaque segment :

- un champ issu de la base de données *Corine Erosion Côtière*, donnant un état représentatif des années 1980 ou de la fin des années 1970,
- un champ renseigné lors du projet Eurosion, et correspondant à un état représentatif de la décennie 1990-2000 lorsqu'il a été mis à jour (voir Tableau 4.1).

Une grande partie des secteurs littoraux dont l'évolution n'est pas renseignée se situe sur les rivages baltes, finlandais, suédois, grecs (îles de la mer Egée), et des régions ultrapériphériques [5]. Dans les autres pays, les secteurs dont l'évolution n'est pas renseignée sont généralement situés dans des estuaires (notamment en Grande Bretagne, Irlande et Pays-Bas) ou sont plus localisés (cas notamment de la France, de l'Italie et de l'Espagne).

Les champs de la variable évolution du trait de côte peuvent prendre 10 valeurs différentes (Tableau 4.3), qui peuvent être regroupées en quatre grandes catégories :

- secteurs non renseignés : ceci correspond aux cas de secteurs pour lesquels aucune information n'est disponible, ne rentrant pas dans le cadre de l'étude Eurosion (voir tableau 4.1), ou bien de types de côtes pour lesquelles il n'est pas possible de décrire l'évolution du trait de côte (ex : cas des lignes virtuelles au niveau des embouchures)
- secteurs stables : il s'agit de littoraux dont l'évolution n'est pas perceptible à l'échelle humaine, ou bien évoluant peu autour d'une valeur d'équilibre,
- secteurs en érosion : il s'agit d'une part de secteurs pour lesquels l'érosion, généralisée ou localisée, est confirmée par des données ; d'autre part, de littoraux probablement en érosion, mais pour lesquels des données manquent,
- secteurs en accrétion : de la même manière, l'érosion peut être probable ou confirmée, et, dans ce second cas, généralisée à l'ensemble du segment ou bien localisée.

La Figure 4.4 représente la localisation des différents états d'évolution du trait de côte, en nous limitant aux données utilisées dans cette thèse. Cette figure montre qu'en général, le trait de côte de la plupart des pays est parsemé de secteurs stables, en érosion et en accrétion. En d'autres termes, une plage peut être stable alors que des secteurs adjacents sont en érosion ou en accrétion. Deux effets régionaux peuvent être notés cependant : d'une part, on observe une forte densité de sites en accrétion en Scandinavie et presque aucun site en érosion, ce qui semble cohérent avec le phénomène de rebond post-glaciaire qui affecte la région ; d'autre part, peu de rivages limono-vaseux ont été renseignés en Méditerranée. Par exemple, les étangs du Languedoc n'apparaissent pas dans la base de données. Il s'agit d'un choix général de la base de données Eurosion de ne pas considérer les rivages d'étangs situés en arrière de cordons sableux.

Pour 9 767 sites côtiers (représentant 21 000 km de trait de côte), l'évolution du trait de côte avait non seulement été renseignée dans la base de données *Corine Erosion Côtière*, mais a été de plus mise à jour dans la base de données *Eurosion*. Ces 9 767 sites sont bien

5. Les régions ultrapériphériques dont l'évolution du trait de côte est renseignée au moins partiellement sont la Guyane, la Guadeloupe, Madère, les Açores et les îles Canaries

Évolution du trait de côte	Nombre de sites côtiers	Sites concernés (%)	Linéaire côtier	Linéaire concerné (%)
Sites non étudiés	17 084	33,3 %	29 405 km	22,6 %
Sites hors nomenclature	3 705	7,2 %	20 594 km	15,8 %
Pas d'information	3 705	7,2 %	20 594 km	15,8 %
Stable : évolution imperceptible à l'échelle humaine	11 931	23,2 %	36 206 km	27,8 %
Généralement stable : quelques évolutions possibles autour d'une position d'équilibre ; aucune tendance d'évolution ne peut être donnée	5 074	9,9 %	8 009 km	6,1 %
Érosion probable, mais non documentée	2 051	4 %	6 713 km	5,2 %
Érosion confirmée (existence de données) et concernant une partie du segment	1 793	3,5 %	3 943 km	3 %
Érosion confirmée (existence de données), généralisée à l'ensemble du segment	2 163	4,2 %	4 450 km	3,4 %
Accrétion probable, généralisée sur l'ensemble du segment	1 227	2,4 %	5 244 km	4 %
Accrétion confirmée (existence de données), généralisée sur presque tout le segment	1 529	3 %	6 374 km	4,9 %
Accrétion confirmée (existence de données), localisée sur une partie du segment	967	1,9 %	2 465 km	1,9 %

Table 4.3 – Évolution des littoraux européens selon la base de données Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014))

répartis dans les pays européens membres de la Communauté Economique Européenne [6], à l'exception de la partie sud-ouest de la péninsule ibérique. Que peut-on espérer déduire des changements opérés entre ces deux champs d'évolution du trait de côte ? Deux explications peuvent être avancées pour expliquer les changements intervenus entre les descriptions de l'évolution du trait de côte de *Corine Erosion Côtière* (années 1980) et d'*Eurosion* (années 1990. les changements entre les deux périodes pourraient représenter :

- une évolution du milieu physique : par exemple, si l'on observe davantage d'érosion sur la période des années 1990, ceci pourrait être dû à l'effet cumulatif de l'élévation du niveau de la mer,
- une évolution dans la manière de décrire les phénomènes selon que la donnée a été assemblée pour *Corine Erosion Côtière* ou pour *Eurosion*.

Dans le premier cas, il deviendrait possible d'examiner les relations entre l'évolution temporelle de l'évolution du trait de côte, et donc, d'avoir recours aux méthodes fondées sur

6. Il s'agit des pays membres avant 1990 : Grande Bretagne, Irlande, Danemark, ex-Allemagne de l'Ouest, Pays-Bas, Belgique, France, Espagne, Portugal, Italie, Grèce

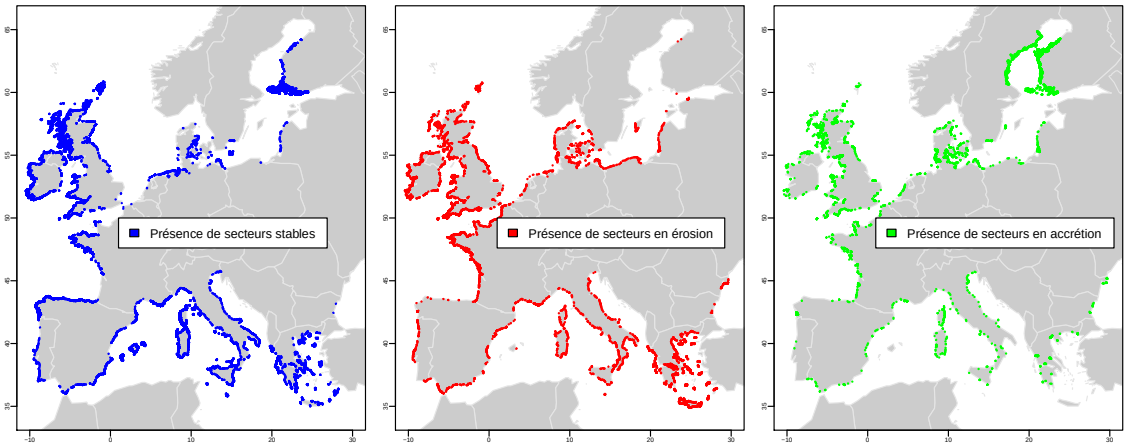

Figure 4.4 – Localisation des différentes classes d'évolution du trait de côte dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R).

l'analyse temporelle d'observations (c.f. chapitre 2). Dans le second cas, il faudrait au contraire se garder de tirer toute conclusion hâtive des transitions entre états dans la base de données *Eurosion*.

Nous avons procédé à une analyse plus détaillée des données et des entretiens avec des chercheurs ayant travaillé sur les deux bases de données. Cela nous conduit à privilégier la seconde hypothèse, selon laquelle une partie significative des évolutions ne s'explique pas par des processus physiques. Le tableau 4.4 présente la transition entre états pour les 9 767 sites côtiers pour lesquels l'évolution du trait de côte a été mise à jour dans la base de données *Eurosion*. Plusieurs observations peuvent être notées en considérant ce tableau :

- on observe de nombreuses transitions d'un état à un autre : en particulier, 1 083 sites passent de l'état "stable" à l'état "en érosion", tandis que 1 102 passent de l'état "en érosion" vers l'état "stable" ;
- 1 719 sites non renseignés dans la base de données *Corine Erosion Côtière* sont décrites dans *Eurosion*.
- de manière plus surprenante, 904 sites renseignés dans la base de données *Corine Erosion Côtière* ne le sont plus dans *Eurosion*.

Cette dernière observation nous alerte tout particulièrement, car la logique aurait été à priori de limiter le nombre de sites ne portant pas d'information.

En réalité, les entretiens avec des chercheurs ayant travaillé sur les deux bases de données nous ont suggéré des explications : d'une manière générale, davantage de données ont été utilisées pour le projet Eurosion et l'analyse a été plus approfondie. Cela a conduit à réviser l'information portée sur un certain nombre de secteurs :

- d'une part, certains secteurs indiqués en érosion (ou en accrétion) probable se sont révélés être stables : on observe effectivement que 270 en érosion probable dans *Corine Erosion Côtière* sont indiqués stables dans *Eurosion*, alors que 207 sont passés en érosion localisée ou généralisée ;

	Pas de données	Stable	Érosion	Accrétion
Pas de données	483	989	622	108
Stable	709	1 907	1 083	339
Érosion	143	1 146	1 102	365
Accrétion	52	242	183	294

Table 4.4 – Matrice de fréquence des transitions entre états de *Corine Land Cover* et d'*Eurosion*. Les colonnes représentent les états finaux (années 1990) et les lignes les états initiaux (années 1980) (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014))

- d'autre part, certains secteurs homogènes du point de vue de la géomorphologie ont été découpés plus finement dans Eurosion : par exemple, certains secteurs (notamment au Danemark ou en Irlande) ont été redécoupés pour intégrer la ligne virtuelle correspondant à l'estuaire ; ces secteurs ne peuvent donc plus porter d'information relative à l'évolution du trait de côte ;
- enfin, des conventions différentes ont été ponctuellement utilisées : par exemple, dans la base *Corine Erosion Côtière*, l'évolution du trait de côte des secteurs maintenus artificiellement a été renseignée dans de nombreux cas. Pour *Eurosion*, le choix a été fait d'indiquer que ces sites étaient "hors nomenclature", car caractériser l'évolution du littoral d'un site maintenu artificiellement est ambigu : doit-on mettre en avant les déficits sédimentaires qui ont conduit à faire le choix de maintenir le site artificiellement, ou bien faut-il considérer qu'étant maintenu, le trait de côte est désormais stabilisé ? Ce cas particulier concerne environ 600 sites. Il explique donc une grande partie des transitions de l'un des états renseignés (érosion, stabilité, accrétion) vers l'état "non renseigné" (Table 4.4).

Dans tous les cas, ces constats montrent que les évolutions entre les différents états d'évolution du trait de côte *Corine Erosion Côtière* et *Eurosion* ne peuvent pas être uniquement attribuées à des changements du milieu physique. La plus grande prudence est donc requise avant d'interpréter les transitions entre états d'évolution du trait de côte dans la base de données Eurosion. Ce point nous oriente à nouveau vers une méthode d'analyse d'un état statique (celui des années 1990), plutôt que vers une méthode qui prendrait en compte la dynamique temporelle de l'évolution du trait de côte renseignée dans la base de données. En d'autres termes, cette analyse de la donnée nous oriente davantage vers une méthode fondée sur les réseaux Bayésiens (voir le chapitre 2 et Gutierrez et al., 2011) plutôt que vers des analyses fondées, par exemple, sur des chaînes de Markov (Ostroumov et al., 2005).

4.1.2.3 Données de géologie

La base de données Eurosion contient une information sur la géologie de chacun des segments du trait de côte étudié (Eurosion, 2004). Plus précisément, cette information est une description de la lithologie (nature des roches).

Le Tableau 4.5 montre les 36 types lithologiques identifiés. Ils sont codés par une lettre et 2 chiffres, correspondant à 3 niveaux de complexités de description géologique.

Lorsque davantage d'information est disponible, un ou deux chiffres sont ajoutés pour ajouter deux niveaux de détail supplémentaires. Ainsi, la lettre (A, B) indique la cohésion

de la formation. Le code A20 indique une roche volcanique, qui peut être de la lave (A21), des dépots de cendres ou de pierres (A22), ou des formations volcano-sédimentaires (A23). Le Tableau 4.5 montre la répartition de chaque type lithologique dans la base de données.

Yates et Le Cozannet (2012) ont utilisé l'information lithologique de la base de données *Eurosion* pour caractériser la susceptibilité des roches à l'érosion. Il s'agissait alors de distinguer deux niveaux : formations érodables ou non érodables. Pour cette étude, le choix avait été fait de considérer que toutes les formations ayant un code supérieur à A34 pouvaient être érodées. En pratique, cependant, la possibilité pour un même type de lithologie d'être érodé ou non dépendra d'autres paramètres, tels que la fracturation ou l'altération (Genna et al., 2005).

Par ailleurs, l'information portant sur l'évolution du trait de côte reste une information qualitative (érosion ou non) et non quantitative (vitesse du recul du pied ou du haut de falaise, surface propice à des mouvements de terrain). Par exemple, les falaises du Suffolk étudiées par Brooks et Spencer (2012) sont classées dans la catégorie B32. Il est certain que ce type de falaises s'érode plus rapidement que des falaises de craie de Seine-Maritime. Il est même possible que de petites variations de l'élévation du niveau marin jouent un rôle dans la rapidité de ce retrait, comme suggéré par Brooks et Spencer (2012). Cependant, avec le modèle de données utilisé dans la base de données Eurosion, les falaises de Seine Maritime et du Suffolk seront toutes deux classées en "érosion", sans précision supplémentaire concernant la rapidité du phénomène. Ainsi, dans ce contexte où la variable objectif reste qualitative, la lithologie apporte peu d'information supplémentaire par rapport à la géomorphologie côtière.

Pour résumer, l'information sur la lithologie est difficile à utiliser seule car pour savoir si un type lithologique est susceptible d'être érodé ou non, il faudrait connaître également l'altération des roches. D'autre part, elle est peu utile car redondante avec la description de la géomorphologie littorale dès lors que la variable évolution du trait de côte est qualitative. Aussi, pour la suite de cette thèse (et contrairement à Yates et Le Cozannet (2012)), nous n'utilisons pas la donnée sur la lithologie.

Géologie et code *Eurosion* associé	Nb sites	% de sites	Linéaire	% du linéaire
Non renseignée	16 923	33 %	29 148 km	22,4 %
A00 Substrat	61	0,1 %	98 km	0,1 %
A10 Roches plutoniques	275	0,5 %	459 km	0,4 %
A11 Roches ultramafiques et mafiques	150	0,3 %	544 km	0,4 %
A12 Roches intermédiaires	841	1,6 %	3 155 km	2,4 %
A13 Roches granitiques	3 126	6,1 %	13 118 km	10,1 %
A20 Roches volcaniques	436	0,8 %	1 460 km	1,1 %
A21 Lave (basalte, etc.)	970	1,9 %	2 708 km	2,1 %
A22 Cendres et fragments de pierres	82	0,2 %	145 km	0,1 %
A23 Formations volcano-sédimentaires	243	0,5 %	583 km	0,4 %
A30 Roches métamorphiques	1 838	3,6 %	5 390 km	4,1 %
A31 Gneiss	1 394	2,7 %	4 081 km	3,1 %
A32 Schistes	1 495	2,9 %	4 174 km	3,2 %
A33 Marbre	73	0,1 %	137 km	0,1 %
A34 Quartzite	586	1,1 %	1 525 km	1,2 %
A40 Roches sédimentaires	2 226	4,3 %	5 223 km	4 %
A41 Grès	2 363	4,6 %	6 027 km	4,6 %
B42 Marnes et argile	911	1,8 %	2 117 km	1,6 %
B43 Calcaire	3 042	5,9 %	9 818 km	7,5 %
B44 Craie A44	246	0,5 %	822 km	0,6 %
B45 Evaporites A45	2	0 %	2 km	0 %
B46 Flysch et séries interstratifiées	494	1 %	1 334 km	1 %
B00 Formations non cohésives	270	0,5 %	384 km	0,3 %
B10 Dépôts marins	867	1,7 %	4 076 km	3,1 %
B11 Dépôts marins récents indifférenciés	3 511	6,8 %	8 445 km	6,5 %
B20 Dépôts lacustres	382	0,7 %	1 357 km	1 %
B21 Dépôts lacustres récents indifférenciés	70	0,1 %	310 km	0,2 %
B30 Dépôts continentaux	461	0,9 %	1 538 km	1,2 %
B31 Sables éoliens et dunes	1 535	3 %	3 268 km	2,5 %
B32 Dépots fluviaux (sable et graviers)	1 888	3,7 %	5 120 km	3,9 %
B33 Tourbières	66	0,1 %	98 km	0,1 %
B34 Loess et limons	930	1,8 %	1 702 km	1,3 %
B35 Moraines et dépôts glaciaires ou périglaciaires	1 858	3,6 %	9 308 km	7,1 %
B36 Sédiments non cohésifs indifférenciés	357	0,7 %	418 km	0,3 %
B37 Remblais	478	0,9 %	1 312 km	1 %
C00 Pas d'information	134	0,3 %	499 km	0,4 %
D00 Hors nomenclature	735	1,4 %	402 km	0,3 %

Table 4.5 – Synthèse de l'information lithologique dans la base de données Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R)

4.1.2.4 Données hydrodynamiques : vagues, marée, niveau de la mer

La base de données Eurosion fournit des données hydrodynamiques pour un ensemble de 237 points répartis au large des côtes Européennes. La Figure 4.5 permet de visualiser la localisation de ces points, ainsi que les valeurs données pour ce qui concerne les variations relatives de l'élévation du niveau de la mer. Outre ces données de niveau marin, les données hydrodynamiques comportent un certain nombre de paramètres statistiques de vent, de vagues et de marée.

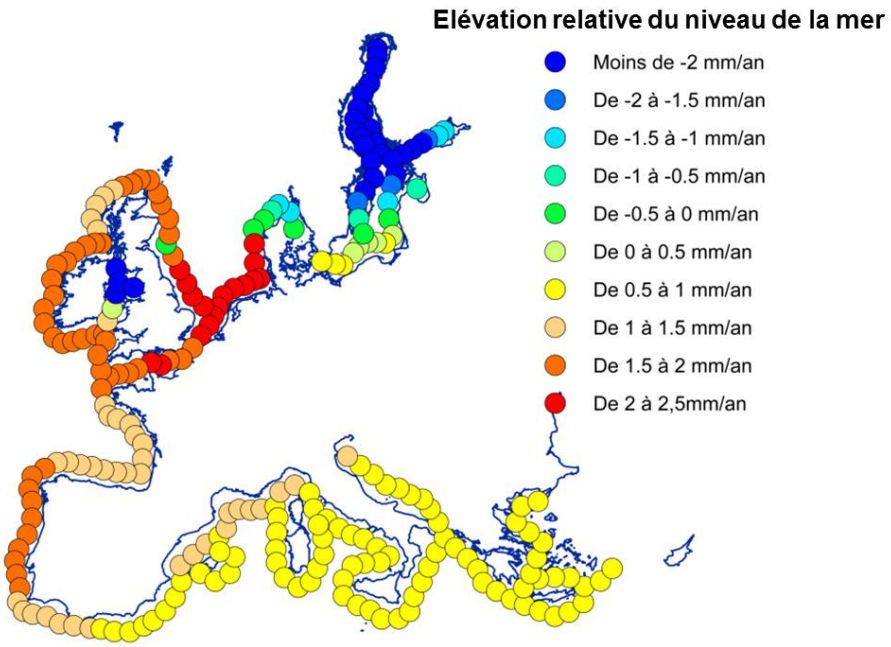

Figure 4.5 – Variabilité de l'élévation du niveau de la mer le long des côtes européennes selon les données Eurosion (2004) ; Figure réalisée sous ArcGIS.

Pour utiliser ces données, nous relions spatialement ces données hydrodynamiques avec celles portées sur le trait de côte (ex : érosion, géomorphologie). Ainsi, comme dans Yates et Le Cozannet (2012), chaque segment du trait de côte Eurosion se voit attribuer les valeurs du point hydrodynamique le plus proche.

Ce choix pose une première difficulté : en effet, compte tenu du faible nombre de points hydrodynamiques dans la base de données, aucune variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques n'apparaîtra en dessous d'une résolution d'environ 100 km. Ainsi, les secteurs abrités d'une côte exposée à des conditions de vagues énergétiques ne seront pas identifiés. En d'autres termes, la première difficulté relative aux données hydrodynamiques peut s'exprimer ainsi : contrairement aux données de géomorphologie ou d'évolution du trait de côte qui sont décrites à l'échelle locale dans la base de données Eurosion, les données hydrodynamiques ne le sont qu'à une échelle "régionale". Aucun détail ne sera détectable en deçà d'une maille d'une centaine de kilomètres.

Parmi toutes les données hydrodynamiques disponibles, nous sélectionnons la hauteur significative moyenne des vagues, le marnage et l'élévation relative du niveau marin. Nous décrivons ci-dessous ces données et examinons dans quelle mesure elles peuvent être utilisées dans le cadre de cette thèse.

La hauteur significative des vagues est un indicateur classique de l'exposition des côtes (Gornitz, 1991; Idier et al., 2013). Cet indicateur a des limites, car il ne tient pas compte du caractère modal du signal de vagues (Butel et al., 2002). Par ailleurs, comme cela a été indiqué plus haut, les données de vagues (Figure 4.6) ont été extraites d'une sortie de modèle hydrodynamique ARGOSS. Ce modèle n'est pas des plus récents (antérieur à 2001), et il est certain que l'on dispose aujourd'hui de données beaucoup plus précises, justes, et mieux résolues (Exemple pour les vagues : Ardhuin et al., 2010).

La base de données ARGOSS n'en reste pas moins une représentation quantifiée homogène et cohérente des facteurs hydrodynamiques. Or, dans les approches d'exploration de données fondées sur les réseaux Bayésiens revues dans le chapitre 2, il s'agit moins de décrire très précisément les caractéristiques de chaque site que de regrouper différents sites similaires dans des ensembles homogènes (Gutierrez et al., 2011). Pour cela, l'information que peut fournir la base de données ARGOSS est bien suffisante : elle permet d'identifier les secteurs exposés aux conditions de vagues les plus énergétiques (façades Atlantique du Portugal, de l'Espagne, de la France, de l'Irlande et d'une partie de la Grande Bretagne), et, au contraire, les secteurs les moins exposés (rivages de la Baltique, de Méditerranée ou de mer d'Irlande ; voir Figure 4.6).

Pour résumer, la base de données ARGOSS, est d'une qualité suffisante pour nos applications. De plus, elle présente l'intérêt d'être homogène le long de toutes les côtes européennes, permettant ainsi des classifications.

Les données de marnage sont également extraites de la base de données ARGOSS (Figure 4.7). De la même manière, la résolution spatiale de ces données ne serait pas suffisante pour une étude locale ou régionale. En revanche, elles permettent bien d'identifier les caractéristiques majeures de la variabilité spatiale du marnage en Europe : d'une part une faible amplitude de marée en Méditerranée et Baltique, et d'autre part de très fort marnages sur la façade Atlantique, notamment en Manche et mer d'Irlande. De la même manière que pour les vagues, ce choix de conserver les données ARGOSS pour l'analyse est compatible avec les besoins de simplification de la méthode.

Les données de variation du niveau marin de la base de données résultent de la digitalisation de la carte de Douglas et al. (2000), complétée par des données plus précises sur la mer du Nord. Pour l'essentiel, il s'agit d'une interpolation de données marégraphiques. La base de données Eurosion fournit donc une mesure des variations de l'élévation du niveau de la mer relativement à la côte, et non dans un référentiel géocentrique. La Figure 4.8 montre que le principal phénomène montré par ces données est l'ajustement isostatique global. Ainsi, en Scandinavie et dans le nord-est de la Grande-Bretagne, les données montrent une stabilité ou une baisse du niveau de la mer. Compte tenu de l'origine de la donnée, les autres phénomènes que l'on pourrait espérer observer seraient des phénomènes tectoniques régionaux et des effets de la variabilité régionale de l'élévation du niveau marin.

En réalité, le degré de confiance que l'on peut accorder à la base de données n'est pas le même selon les régions. Sur les rives de la Baltique, nous pouvons faire l'hypothèse que les mouvements verticaux du sol sont correctement intégrés dans la base de données. Pour les sites côtiers de la façade Atlantique, de la mer du Nord et des côtes méditerranéennes françaises, nous notons la faible ampleur des différences entre tendances d'élévation du niveau de la mer selon les régions. Par exemple, nous pourrions faire l'hypothèse, en considérant la Figure 4.8, que les côtes de mer du Nord sont affectées par une subsidence régionale. En réalité, l'analyse des données de GPS et de marégraphes dans cette région n'ont pas permis de mettre en évidence un tel phénomène (Wahl et al., 2013). Par ailleurs, des études des données de nivellement menées en France n'ont pas révélé de mouvements

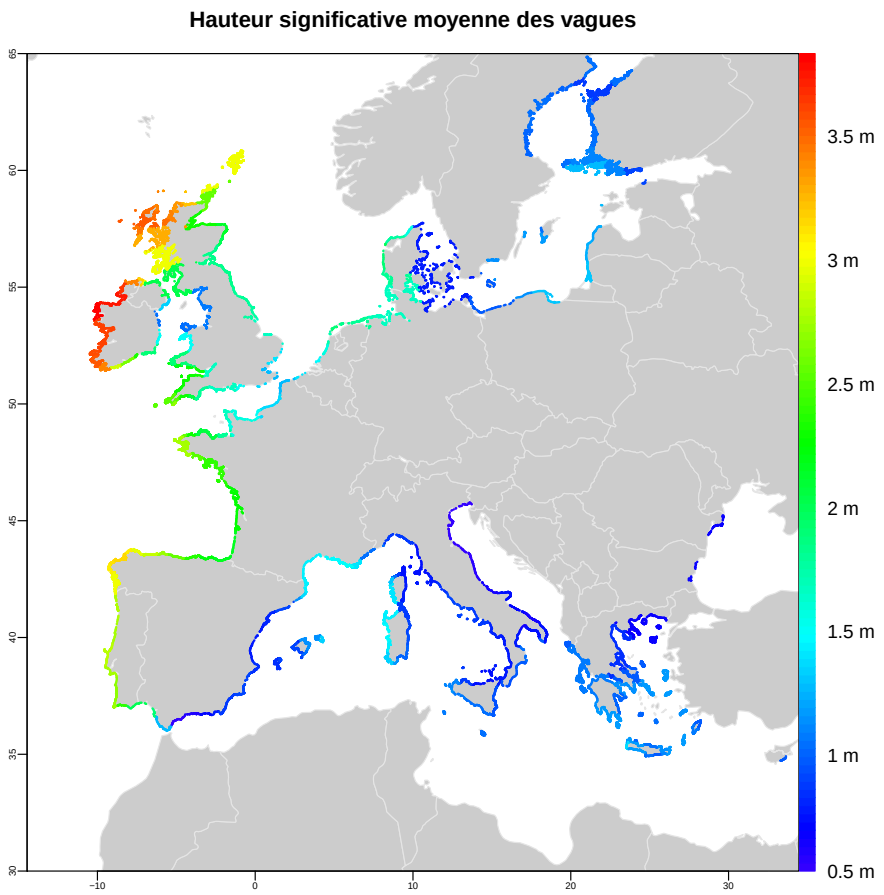

Figure 4.6 – Variabilité spatiale de la hauteur significative des vagues dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R).

régionaux au-delà de ±1 mm/an environ (Lenôtre et al., 1999). Enfin, nous avons vu dans le chapitre 3 que caractériser une tendance de l'élévation du niveau de la mer en deçà d'une précision de ±1 mm/an est aujourd'hui difficile. Ainsi, dans toutes ces régions, nous considérerons que dans l'état des connaissances actuelles, l'élévation du niveau marin est la même partout.

En Méditerranée et notamment en Italie et en Grèce, la situation est plus défavorable. Dans ces régions, les phénomènes tectoniques ne peuvent pas être pris en compte correctement dans la base de données. Ces phénomènes ne sont pas négligeables : ils peuvent excéder ±1 mm/an et sont notamment étudiés sur un certain nombre de sites marégraphiques par Wöppelmann et Marcos (2012), ou plus localement par des études InSAR (Raucoules et al., 2008; Bock et al., 2012) ou encore via l'étude des encoches marines (Evelpidou et al., 2012). Ainsi, en Méditerranée, les incertitudes sur l'élévation effective du niveau de la mer sont nettement plus importantes que sur les côtes Atlantiques.

Pour résumer, nous retenons que la donnée sur l'élévation du niveau de la mer permet d'identifier les effets de l'ajustement isostatique global en Europe du Nord (Scandinavie, nord de la Grande Bretagne). Elle fournit une approximation acceptable de l'élévation du niveau de la mer sur le reste de la façade Atlantique et de la mer du Nord. Cependant, dans ces régions, les différences entre les sites sont faibles (moins de ±1 mm/an). Ainsi, les données ne sont pas suffisamment précises pour identifier des sites pour lesquels le niveau de

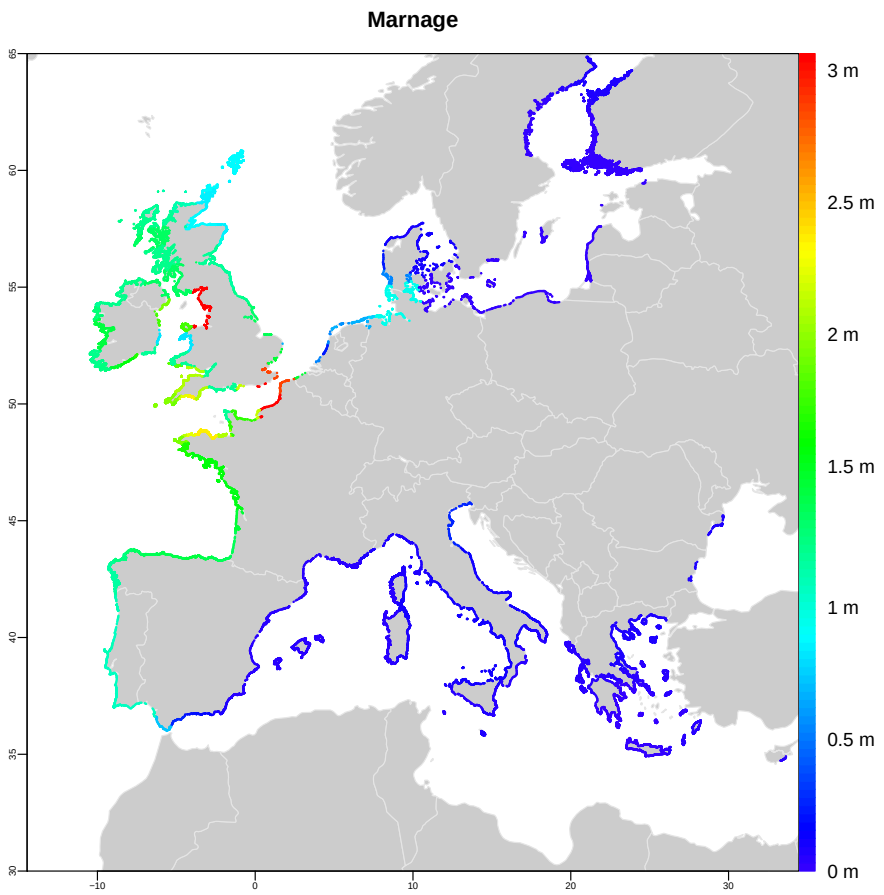

Figure 4.7 – Variabilité spatiale du marnage dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R).

la mer se serait élevé plus ou moins rapidement que la moyenne globale. Finalement, pour la zone méditerranéennes, il existe des mouvements verticaux du sol excédant ± 1 mm/an, qui viennent moduler régionalement et localement l'élévation du niveau de la mer. Cependant, la donnée sur l'élévation du niveau de la mer contenue dans la base de données Eurosion n'est pas suffisamment précise pour représenter ces différences entre sites côtiers.

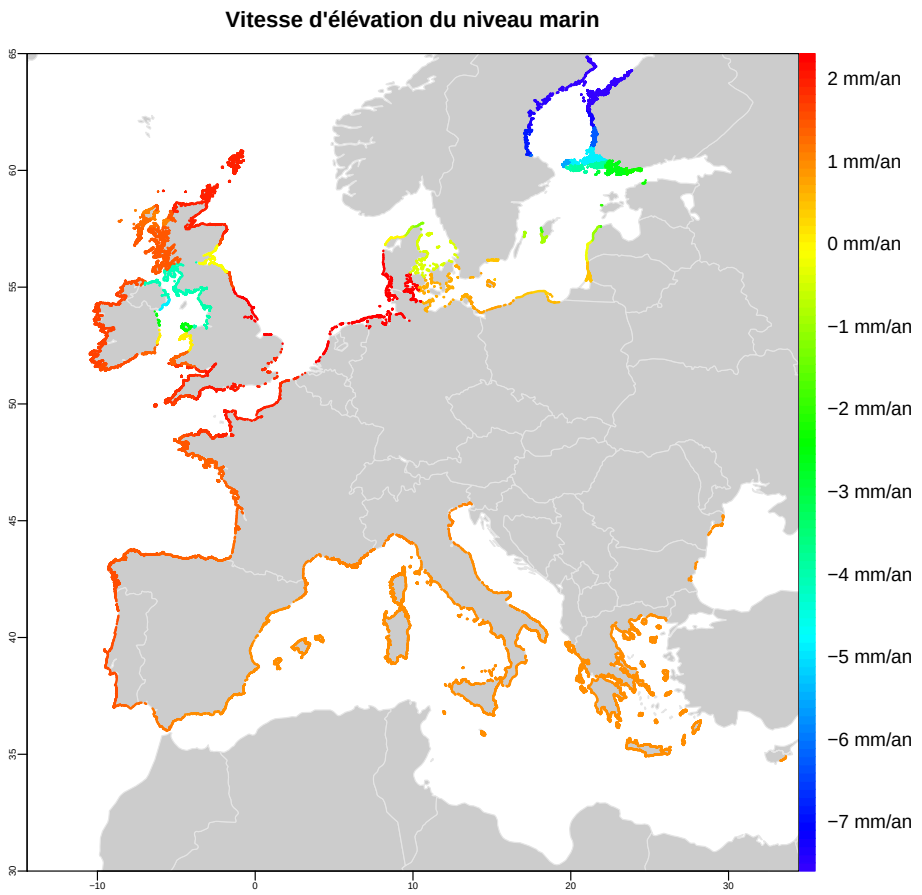

Figure 4.8 – Variabilité spatiale de l'élévation du niveau marin relative dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R).

4.1.2.5 Ouvrages de défenses côtière

La base de données Eurosion indique les sites pour lesquels des ouvrages de protection contre l'érosion ou la submersion ont été recensés. Deux champs indiquent la présence ou l'absence présumée de structures de défense côtière : L'un correspond aux données de *Corine Erosion Côtière* (années 1980) ; L'autre au projet *Eurosion* (années 1990).

Le champ indiquant la présence d'ouvrages de défense côtière se distingue du type géomorphologique correspondant aux rivages artificiels. En effet, dans le premier cas, des défenses côtières (épis, brise-lames) ont été installés pour limiter l'érosion. Dans le second cas, un examen des secteurs classés en rivage artificialisé suggère que l'intervention humaine est telle qu'aucun mouvement du trait de côte n'est plus possible.

Dans la base de données Eurosion, la mention qu'un rivage est artificialisé correspond à une situation pour laquelle on observe des défenses longitudinales (digues, quais), et, souvent, une absence de plage. L'absence de plage n'est cependant pas systématique, et un examen plus précis de la base de données suggère que différentes conventions ont été utilisées pour considérer un site comme artificialisé ou non. Par exemple, il semble que cette classe a été attribuée plus facilement en Basse-Normandie que dans d'autres secteurs.

Pour finir sur les conventions utilisées pour décrire les ouvrages côtiers, nous notons que la base de données Eurosion ne décrit pas l'évolution du trait de côte pour les 760 sites

côtiers dont la géomorphologie correspond à la classe "rivages artificiels". Le code "hors nomenclature" leur est ainsi attribué. En revanche, les secteur pour lesquels la présence d'ouvrages de défense côtière est indiquée peuvent être stables, en érosion ou en accrétion. Ceci montre la complémentarité entre le champ "présence d'ouvrages de défense côtière" et la classe géomorphologique "rivage artificialisé".

Le Tableau 4.6 montre que pour 58,7% des sites côtiers, aucun ouvrage n'a été identifié. La Figure 4.9 montre que ces ouvrages sont répartis de manière relativement homogène dans tous les pays, à l'exception des pays scandinaves et de la façade atlantique de la péninsule hispanique.

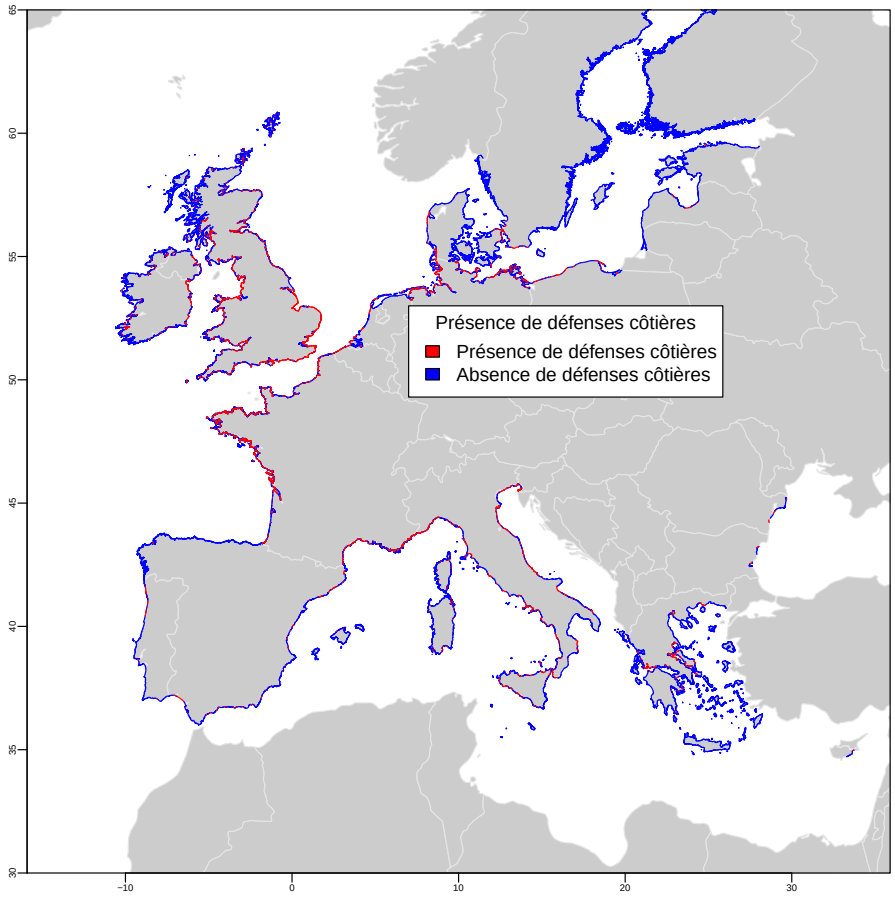

Figure 4.9 – Localisation des secteurs littoraux pour lesquels la présence d'ouvrages est renseignée dans la base de données Eurosion (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R).

Il est difficile de se prononcer quant à l'exhaustivité du recensement des ouvrages. Nous pouvons noter que la base de données Eurosion ne prétend pas avoir fait l'inventaire de tous les ouvrages. En revanche, l'indication de présence d'ouvrage dans la base de données implique bien qu'ils ont été identifiés avec certitude sur le terrain. Finalement, nous avons noté que dans des zones telles que les falaises du Pays Basque, la côte Aquitaine ou du Languedoc Roussillon, la base de données indique de manière satisfaisante la présence des plus grandes structures de défense côtière. Des études en cours de réalisation au BRGM (Brivois, communication personnelle) montrent que si l'on prend en compte toutes les infrastructures côtières (y compris, par exemple, des murets le long des plages), le taux d'artificialisation du trait de côte en France métropolitaine ne serait pas de 35% comme

indiqué dans la base de données Eurosion, mais plutôt de 70%. Pour la suite de cette thèse, nous faisons l'hypothèse que les structures côtières les plus importantes ont été identifiées, et que ce sont ces structures qui ont les effets les plus importants sur l'évolution du trait de côte.

Présence d'ouvrages	Nb sites	% sites	Linéaire	% linéaire
Pas de données	17 101	33,3 %	29 463 km	22,6 %
Pas d'ouvrages identifiés	30 138	58,7 %	93 298 km	71,6 %
Présence d'ouvrage confirmée	4 080	8 %	7 545 km	5,8 %

Table 4.6 – Indication de la présence d'ouvrages dans la base de données Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014))

Nous examinons à présent quelles modifications ont été apportées au champ "présence d'ouvrages de défense côtière" entre les deux inventaires *Corine Erosion Côtière* et *Eurosion*. Le Tableau 4.7 montre que la base de données *Eurosion* des défenses côtières dans 1 456 secteurs non protégés selon *Corine Erosion Côtière*. Il montre également que pour 829 secteurs, une présence d'ouvrages de défense était indiquée dans *Corine Erosion Côtière*, alors qu'elle ne l'est plus dans *Eurosion*.

Un examen de détail montre qu'une transition d'un état avec ouvrages vers un état sans ouvrages peut correspondre à plusieurs types de situations :

- il peut s'agir tout d'abord de changements dans la description de la géomorphologie : ainsi, des plages de la la base de données *Corine Erosion Côtière* sont classées comme secteurs artificialisés ou falaises dans la base de données *Eurosion*, suggérant la disparition de la plage au pied de la falaise ou de l'ouvrage longitudinal ; de la même manière, de nombreuses zones correspondant à la ligne d'eau de l'estuaire ont été identifiées dans *Eurosion*.
- pour d'autres secteurs, la base de données indique simplement que des ouvrages ont été retirés.

Ainsi, ces changements peuvent correspondre à des évolutions réelles du milieu, à différentes conventions entre la description du milieu lors des deux projets, ou encore à des lacunes dans l'inventaire de l'une des deux bases de données.

Présence d'ouvrages	Non (1990)	Oui (1990)
Non (1980)	6 553	1 456
Oui (1980)	829	923

Table 4.7 – Matrice de fréquence des transitions entre états de *Corine Land Cover* et d'*Eurosion* pour le champ indiquant la présence d'ouvrages de défense côtière. Les colonnes représente les états finaux (années 1990) et les lignes les états initiaux (années 1980) (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014))

Nous concluons que nous ne pouvons pas caractériser simplement l'évolution des protections côtières entre les années 1980 et 1990 à partir de la base de données Eurosion. En revanche, nous faisons l'hypothèse que les structures les plus importantes ont bien été identifiées. Nous avons vu que les évolutions de ces sites côtiers peut donner lieu à diverses interprétations. Par ailleurs, les effets des infrastructures côtières ont toutes les chances de masquer un effet de l'élévation du niveau de la mer. Aussi, nous retirons ces sites protégés

de l'analyse de la thèse. Ce faisant, nous retenons les 17 000 sites côtiers déjà isolés par Yates et Le Cozannet (2012)

4.1.3 Potentiel et limites de la base de données Eurosion en recherche côtière

Dans cette section, nous avons examiné le contenu de la base de données Eurosion. Cette analyse rappelle que :

- les transitions entre états de la base de données *Eurosion* doivent être interprétées avec précautions, car ils correspondent non seulement à des évolutions du milieu, mais aussi à différentes conventions pour décrire l'information, et enfin à une analyse plus précise lors du projet *Eurosion* que pour *Corine Erosion Côtière*.
- malgré la rigueur des procédures de vérification de ces bases de données, les informations portées par la base de données *Eurosion* sont plus ou moins fiables selon la variable considérée : ainsi, le champ décrivant la présence d'ouvrages n'est probablement pas exhaustif, et la description de l'élévation du niveau de la mer est certainement plus fiable en Scandinavie et sur la façade Atlantique qu'en Italie ou en Grèce, où des mouvements verticaux du sol importants existent ;

Nous constatons que ces limites sont bien indiquées dans les rapports Eurosion ; ceci permet de les prendre en compte dans la suite de l'analyse.

Enfin, nous constatons que malgré un examen de détail, il n'est pas possible d'assimiler l'ensemble du contenu de la base de données Eurosion. Ainsi, pour extraire une information synthétique de cette base de données, il est nécessaire d'avoir recours à des outils statistiques plus avancés. Ainsi, dans les sections suivantes, nous examinons une méthode fondée sur les réseaux Bayésiens et permettant d'analyser cette base de données.

4.2 Analyse de bases de données côtières avec des réseaux Bayésiens

Dans le chapitre 2, nous avons identifié une approche fondée sur les réseaux Bayésiens pour explorer des bases de données côtières (Hapke et Plant, 2010; Gutierrez et al., 2011). Dans cette section, nous rappelons pourquoi cette approche est utile pour détecter un effet de l'élévation du niveau de la mer sur la mobilité du trait de côte. Puis, nous introduisons la notion de réseau bayésien, en nous appuyant sur des exemples appliqués aux bases de données côtières. Enfin, nous examinons l'applicabilité de cette méthode statistique pour extraire une information synthétique de la base de données Eurosion.

4.2.1 Pourquoi avoir recours aux réseaux Bayésiens ?

Pour détecter un signal faible dans la mobilité du trait de côte qui serait induit l'élévation du niveau marin, nous cherchons à multiplier les observations. Cependant, plus le nombre d'observations est important, moins il devient aisé d'analyser qualitativement les jeux de données côtières disponibles. Il devient alors nécessaire d'avoir recours à des méthodes d'analyse de données.

Comme revu dans le chapitre 2, la première méthode que l'on peut tester dans ce cas consiste à examiner si des corrélations peuvent être identifiées entre a mobilité du trait de

côte et ses facteurs explicatifs [7]. Trois difficultés se posent alors :

- il est nécessaire de faire des hypothèses sur la relation entre les facteurs explicatifs et la mobilité du trait de côte (quelles variables ? relation linéaire, logarithmique ou autre ?), ce qui nécessite éventuellement d'effectuer de nombreux tests ;
- un certain nombre de facteurs explicatifs de la mobilité du trait de côte peuvent difficilement être exprimés de manière quantitative (exemple : apports de sédiments à la côte) ou sont exprimés de manière non numérique (exemple : caractéristiques géomorphologiques du site considéré) ;
- les corrélations liant un facteur explicatif à la variable objectif (mobilité du trait de côte) sont souvent effectuées indépendamment pour chaque variable explicative : cette approche n'est pas particulièrement adaptée pour la détection d'effets induits par l'élévation du niveau marin, puisqu'il s'agit ici vraisemblablement de détecter un signal d'un ordre de grandeur inférieur aux mouvements observés ;

Une technique permettant de lever la première difficulté est l'analyse en composantes principales. Une variante de cette approche, l'analyse factorielle de données mixtes, permet de lever la seconde difficulté car elle intègre à la fois des données qualitatives et des données quantitatives. Ces méthodes identifient des variables secondaires, combinaisons de variables primaires, qui maximisent la variance de la variable objectif. Une difficulté provient alors du fait que pour détecter un signal faible, il sera nécessaire de rechercher des combinaisons d'un nombre important de variables primaires [8].

Comme rappelé dans le chapitre 2, Gutierrez et al. (2011) ont proposé une méthode qui lève les trois difficultés mentionnées ci-dessus. Cette méthode est fondée sur la représentation du contenu d'une base de données côtières par un réseau bayésien, puis par une analyse des relations statistiques entre les différentes variables du réseau. Le principe de cette approche est détaillé dans la sous-section suivante.

4.2.2 Introduction à la modélisation d'une base de données côtières par réseaux Bayésiens

Les réseaux Bayésiens sont des modèles probabilistes permettant de représenter graphiquement et de quantifier des dépendances entre variables. La théorie des réseaux Bayésiens s'appuie donc à la fois sur des éléments de la théorie des graphes et de celle des probabilités.

Il ne s'agit pas ici de se focaliser sur le formalisme et la théorie des réseaux Bayésiens ou leurs applications dans un cas général. Pour cela, nous avons consulté et faisons référence

7. Nous avons appliqué cette approche pour examiner les causes de la mobilité de 12 estuaires en Nouvelle-Calédonie pour les 50 dernières années Garcin et al. (2013). Les résultats montrent des comportements très divers, avec une prédominance de dépôts de sédiments dans 6 estuaires, et, au contraire, des reculs ou une stabilité dans 6 autres. Les variations du niveau de la mer d'origine climatique sont homogènes autour de l'île, mais des mouvements verticaux peuvent être déduits des caractéristiques géomorphologiques des différents sites. Pourtant, aucune relation ne peut être mise en évidence entre ces mouvements relatifs supposés et l'évolution du trait de côte. Au contraire, nous avons mis en évidence une corrélation entre le pourcentage de surfaces de sols dégradés par l'activité minière dans chaque bassin versant et l'évolution du trait de côte de l'estuaire se rapportant à ces mêmes bassins versants. Les sols dégradés par les mines sont en effets très érodables et apportent une grande quantité de sédiments dans les rivières dont la fraction la plus fine est rapidement transportée jusqu'à la côte. Ainsi, un effet anthropogénique indirect est le facteur prédominant dans l'évolution des estuaires de Nouvelle-Calédonie et est la source d'impacts environnementaux et biologiques dans le lagon (Bonnet et al., 2014).

8. Les tests que Marissa Yates et moi-même avons effectués avec ces méthodes n'ont pas abouti. Bien que cet axe de recherche puisse paraître prometteur, nous pensons (1) qu'il a peu de chances d'aboutir pour la détection de signaux faibles comme ceux induits par l'élévation du niveau de la mer actuelle (2) que l'interprétation est beaucoup plus complexe que dans le cas des réseaux Bayésiens.

au livre Naïm et al. (2011) et la publication Heckerman (1997). Ces documents présentent dans le détail la théorie des réseaux Bayésiens et leurs applications. Ici, nous cherchons tout d'abord à appréhender les notions clés à travers des exemples simples, en n'introduisant le formalisme mathématique que lorsqu'il est absolument indispensable.

4.2.2.1 Aspects graphiques des réseaux Bayésiens

Intéressons-nous tout d'abord à l'aspect graphique des réseaux Bayésiens. Un exemple est présenté dans la Figure 4.10. Les nœuds du réseau désignent des variables (par exemple : "Géomorphologie", "Mobilité du trait de côte"). Les flèches désignent les liens entre ces variables. Leurs directions indiquent les liens de cause à effet.

Ainsi, dans le réseau de la Figure 4.10, on exprime que la variable "Géomorphologie" (G ci-après) est une cause de la variable "Evolution du trait de côte" (E ci-après). Nous supposons que la variable aléatoire G peut prendre les valeurs suivantes : plages ; rivages limono-vaseux, falaises de roches dures (ex : granite, gneiss) ; falaises de roches tendres (ex : craie). La variable aléatoire E, quant à elle, peut prendre les valeurs "érosion", "accrétion" ou "stabilité" [9]. Le lien entre les deux variables reste partiel : la connaissance de la géomorphologie littorale ne permet pas de déterminer avec certitude si un site est en érosion ou non. En revanche, si nous sélectionnons un site côtier au hasard et si nous savons qu'il s'agit d'une falaise côtière, nous pouvons en déduire qu'il est probablement en érosion, ou peut-être stable, mais vraisemblablement pas en accrétion.

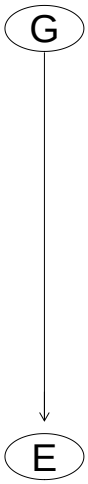

Figure 4.10 – Un exemple de réseau Bayésien simple : la variable "Géomorphologie" (G) explique partiellement la variable aléatoire "Evolution du trait de côte" (E).

Ainsi, dans un réseau Bayésien, l'information peut circuler dans le sens des flèches du réseau (Naïm et al., 2011). Cependant, il est également possible de faire remonter l'information dans le sens inverse des flèches du réseau. Supposons qu'un opérateur procède

9. Comme dans le cas de la base de données Eurosion, nous supposons ici que la valeur "stabilité" peut correspondre à marqueur du trait de côte qui n'évolue pas dans le temps, ou bien qui fluctue autour d'une position d'équilibre, par exemple aux échelles de temps saisonnières ou pluri-annuelles

à une analyse diachronique d'un grand linéaire côtier. Cette analyse lui permet d'identifier les évolutions du trait de côte de ces sites. Si les données photographiques aériennes sont de qualité très médiocre, il lui sera éventuellement difficile, dans certains cas, de renseigner la géomorphologie de chaque segment. En d'autres termes, notre opérateur doute de la description de la géomorphologie de certains sites dans sa base de données, mais a confiance dans la description de l'évolution du trait de côte. Pour lever ce doute, on recommandera bien entendu une visite terrain, ou de consulter des images de Google Earth. Cependant, avant même d'effectuer ces vérifications, notre opérateur peut se faire une idée de la géomorphologie du littoral qu'il observe. Par exemple, s'il sait avec certitude qu'il est en accrétion, il pourra en déduire que ces sites ont plus de chances d'être des rivages limono-vaseux ou des plages que des falaises. La connaissance de la variable E permet donc d'en déduire une information sur la variable parente G.

4.2.2.2 Aspects probabilistes des réseaux Bayésiens

Intéressons-nous à présent à l'aspect probabiliste des réseaux Bayésiens. Pour définir les paramètres du réseau de la Figure 4.10, il suffit de construire des distributions de probabilité pour $P(G)$ et $P(E|G)$. Ici, ces lois peuvent être décrites par une loi discrète uniforme. Ainsi, si l'on se place dans un cas idéalisé représentatif des rivages de France métropolitaine, on pourra utiliser les paramètres des tableaux 4.8 et 4.9 pour définir les paramètres du réseau Bayésien.

	Côtes à falaise	Plages (sable ou galets)	Rivages limono-vaseux
$P(G)$	50 %	40 %	10%

Table 4.8 – Table représentant, pour un site côtier sélectionné au hasard, la probabilité d'être rattaché à l'une des trois grandes classes géomorphologiques côtières (Falaises, rivages limono-vaseux, plages), dans un cas idéalisé représentatif des côtes de France métropolitaine.

$P(E\|G)$	Côtes à falaise	Rivages limono-vaseux	Plages de sable ou de galets
Erosion	25 %	5 %	50%
Stabilité	75 %	20%	40%
Accrétion	0%	75%	10%

Table 4.9 – Table représentant la probabilité d'évolution du trait de côte connaissant la géomorphologie, dans un cas idéalisé représentatif des côtes de France métropolitaine.

Si nous reprenons les exemples du paragraphe précédent, nous retrouvons directement la probabilité qu'un site à falaise soit en érosion en examinant la Table 4.9 :

$$P(E = Erosion|G = Falaise) = 0,75 \tag{4.1}$$

Ces paramètres permettent également de calculer par exemple la probabilité qu'un site sélectionné au hasard soit en érosion, sans connaissance a priori de sa géomorphologie :

$$P(E = Erosion) = \sum_{i=Falaise,Plage,Marais} P(E = Erosion|G = i)P(G = i) \tag{4.2}$$

Soit :

$$P(E = Erosion) = 0,5 \cdot 0,25 + 0,4 \cdot 0,5 + 0,1 \cdot 0,05 = 0,33 \tag{4.3}$$

Pour faire remonter l'information probabiliste dans le sens inverse des flèches du réseau, il faut calculer $P(G|E)$. Or, cette quantité n'est pas disponible dans les tableaux 4.8 et 4.9. C'est ici qu'intervient la fameuse formule de Bayes, qui énonce que pour deux événements A et B :

$$P(A|B) = \frac{P(B|A) \cdot P(A)}{P(B)} \tag{4.4}$$

Ainsi, dans la section précédente, notre opérateur avait l'intuition qu'un site côtier en accrétion a plus de chances d'être un rivage limono-vaseux qu'une falaise ou une plage. Il est désormais possible de quantifier cette intuition en calculant :

$$P(G = Marais|E = Accretion) = \frac{P(E = Accretion|G = Marais) \cdot P(G = Marais)}{P(E = Accretion)} \tag{4.5}$$

Soit :

$$P(G = Marais|E = Accretion) = \frac{P(E = Accretion|G = Marais) \cdot P(G = Marais)}{\sum_i P(E = Accretion|G = i) \cdot P(G = i)} \tag{4.6}$$

Une application numérique donne :

$$P(G = Marais|E = Accretion) = \frac{0,75 \cdot 0,1}{0,5 \cdot 0 + 0,1 \cdot 0,4 + 0,1 \cdot 0,75} = 0,65 \tag{4.7}$$

Ainsi, l'intuition de notre opérateur est justifiée : les segments en accrétion qu'il identifie ont deux tiers de chance d'être des rivages limono-vaseux. Mais avant tout, cet exemple simple nous montre qu'à partir d'un nombre limité de paramètres (ceux des tableaux 4.8 et 4.9), on peut calculer la probabilité de survenance de tout événement faisant intervenir les variables aléatoires du réseau Bayésien. Intuitivement, nous comprenons que le réseau Bayésien est un moyen de modéliser les relations entre des variables d'une même base de données avec un nombre limité de paramètres.

4.2.3 Analyse de réseaux plus complexes

Dans la sous-section précédente, nous avons défini un réseau Bayésien simple, à deux variables. Mathématiquement, nous avons ainsi construit un objet $\mathscr{B} = (\mathscr{G}, \theta)$, défini par :

- un graphe orienté acyclique $\mathscr{G} = (X, E)$, où E désigne l'ensemble des arcs (i.e., des liens orientés) liant les différents nœuds des graphes, c'est à dire les variables aléatoires $X = \{X_1 ... X_n\}$.
- des paramètres $\theta = \{P(X_i|Pa(X_i))\}_{i=1..n}$ qui décrivent les probabilités conditionnelles entre chaque noeud X_i conditionnellement à ses parents immédiats $Pa(X_i)$ dans $\mathscr{G}$.

Autrement dit, $\mathscr{G}$ donne une information qualitative et graphique sur la dépendance entre les différentes variables, tandis que θ donne une information quantitative.

L'intérêt des réseaux Bayésiens est évidemment de s'intéresser à des réseaux plus complexes que ceux présentés dans la section précédente, et comportant donc davantage de variables. Dans ce cas, les propriétés probabilistes et graphiques des réseaux bayésiens permettent de calculer des probabilités conditionnelles. Ce calcul de probabilités conditionnelles connaissant un certain nombre de variables du réseau est appelé "inférence".

Les calculs d'inférence utilisent les propriétés d'indépendances conditionnelles entre les variables : au sein d'une même base de données, certaines variables A et B seront indépendantes conditionnellement à une troisième variable C lorsque $P(A|B,C) = P(A|C)$. Cette égalité exprime le fait qu'une fois que C est connu, la connaissance de B ne donnera pas d'informations supplémentaires sur A. Cette notion probabiliste d'indépendance conditionnelle permet de ramener à des calculs locaux les calculs d'inférence pour l'ensemble du réseau.

Lorsque le nombre de nœuds et d'arcs du réseau grandit, les calculs d'inférence deviennent assez fastidieux, et il devient indispensable d'avoir recours à un logiciel pour les effectuer.

Plusieurs logiciels existent pour représenter les réseaux Bayésiens et faire des calculs d'inférence. Le plus couramment utilisé est Netica [10]. Cet outil a été utilisé par la plupart des applications côtières récentes des réseaux Bayésiens (Notamment : Hapke et Plant, 2010; Gutierrez et al., 2011; Yates et Le Cozannet, 2012). L'utilisation de Netica est très ergonomique, mais son fonctionnement interne peut paraître opaque à des utilisateurs habitués à des codes ouverts. Aussi, dans cette thèse, nous nous sommes retournés vers des outils de programmation : nous avons tout d'abord utilisé Matlab et la "Toolbox" BNT (Murphy et al., 2001), puis, finalement, nous avons privilégié l'utilisation du logiciel libre R (R Core Team, 2014) avec notamment la librairie "bnlearn" (Scutari, 2010). Ainsi, sauf mention contraire, tous les résultats présentés ci-après utilisent R.

Tous ces logiciels comportent tous les algorithmes classiques des réseaux Bayésiens, notamment :

- les algorithmes d'inférence, pour calculer toute probabilité conditionnelle du réseau ;
- les algorithmes d'apprentissage, qui permettent de trouver une structure (i.e. l'ensemble des arcs E) d'un réseau Bayésien connaissant un jeu de données, ou bien les paramètres θ d'un réseau connaissant sa structure et un jeu de données.

4.2.4 Applicabilité à la base de données Eurosion : apprentissage de structures

La base de données Eurosion se prête-t-elle à une analyse assistée par un réseau Bayésien ? Les exemples simples présentés ci-dessus le suggèrent. Pour le vérifier, nous sélectionnons 5 variables parmi celles présentées dans les sections précédentes :

- la géomorphologie (code : Geomor)
- la hauteur significative des vagues (code : Hs)
- les variations relatives du niveau marin (code : SLR)
- le marnage (Tide)
- l'évolution du trait de côte (Evol)

Dans un premier temps, nous discrétisons chacune des variables continues (Hs, SLR et Tide) en trois états. Dans un deuxième temps nous utilisons un algorithme d'apprentissage de structure pour déterminer quel graphe est le plus adapté pour modéliser les relations entre les données. Pour la phase d'apprentissage, nous utilisons ici un algorithme qui recherche des indépendances conditionnelles entre les données, l'algorithme "grow-shrink".

10. https ://www.norsys.com/netica.html

Cependant, d'autres méthodes donnent des résultats identiques. Les 17 000 sites côtiers sélectionnés ci-dessus sont utilisés dans la phase d'apprentissage.

La structure obtenue pour le réseau est présentée dans la figure 4.11. Dans cette structure, chaque variable est reliée à toutes les autres. Les variables ne sont pas orientées car l'algorithme n'a pas pu déterminer quelle variable conditionne les autres.

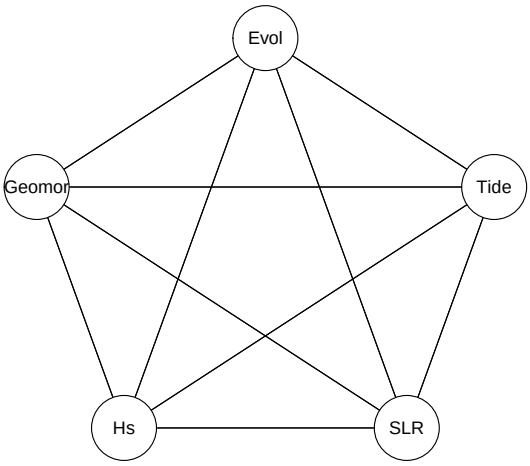

Figure 4.11 – Réseau Bayésien identifié par un algorithme d'apprentissage de structures, connaissant les 17 000 observations sélectionnées de la base de données Eurosion (Données : Eurosion ; analyse réalisée avec R et la librairie BNLEARN (R Core Team, 2014; Scutari, 2010))

Ce résultat montre les fortes relations qui lient les différents éléments de la base de données Eurosion. Trois types de relations peuvent être identifiés :

- des relations représentatives d'un lien physique entre les variables dans le monde réel : par exemple, comme cela a été montré plus haut, il est clair que la géomorphologie a un lien avec l'évolution du trait de côte, et que ce lien peut être expliqué par des caractéristiques physiques des différents milieux.
- des relations qui ne représentent pas un lien physique, mais correspondent plutôt à une coïncidence ou aux effets d'une troisième variable cachée : ainsi, le lien entre les vagues et niveau de la mer est lié à la géométrie des côtes européennes ; en effet, les côtes fenno-scandiennes où le niveau marin baisse rapidement sont également abritées, donc peu exposées aux vagues énergétiques ; de la même manière, le marnage et les hauteurs des vagues sont plus faibles dans les mers semi-fermées comme la Méditerranée que sur les côtes de l'Océan Atlantique ; ces coïncidences de caractéristiques géographiques expliquent les liens trouvés entre les variables décrivant les variations du niveau de la mer relatif, les régimes de vagues et la marée dans la Figure 4.11 ;
- des relations dont on ne sait pas si elles sont représentatives d'un phénomène réel

ou juste d'un lien statistique : c'est le cas par exemple des liens entre variations du niveau marin et évolution du trait de côte.

Ainsi, l'objectif du chapitre 6 est d'identifier dans quelle mesure les liens entre variables sont représentatifs d'un lien physique ou non. Auparavant, nous nous intéressons au cas de la Polynésie Française où des reconstructions de l'élévation du niveau de la mer indiquent des taux plus rapides que la moyenne globale au cours des 60 dernières années.

4.3 Conclusion

Les variables contenues dans des bases de données côtières ne sont pas indépendantes entre elles. Au contraire, il existe des liens entre ces variables. En particulier, il est relativement évident qu'une information sur la géologie ou la géomorphologie littorale d'un site côtier permettra une première estimation de sa susceptibilité à l'érosion. Cette propriété de dépendance entre variables d'une même base de données peut être modélisée par un réseau Bayésien.

Ce chapitre a tout d'abord examiné le contenu de la base de données Eurosion (section 4.1). Des limites existent et doivent être prises en compte. Ainsi, du fait des changements intervenus dans la description des différentes variables (Évolution du trait de côte, géomorphologie, structures côtières) entre les décennies 1980 et 1990, les évolutions présentées dans la base de données ne correspondent que partiellement à des évolutions visibles sur le terrain. Par ailleurs, certaines variables sont vraisemblablement incomplètes (exemple : présence de structures côtières) ou ajoutent peu d'information supplémentaire (cas de la variable décrivant la lithologie). Après avoir écarté les données posant le plus de questions, nous retenons 17 000 segments sans infrastructures côtières visibles pour la suite de cette thèse. Ces 17 000 sites côtiers ne sont certainement pas exempts d'erreurs, mais ils sont ceux à partir desquels nous pouvons espérer caractériser les causes non anthropiques les plus importantes de la mobilité du trait de côte, y compris l'élévation de la mer.

Dans un deuxième temps, ce chapitre a examiné le potentiel et les limites de méthodes d'analyse de bases de données ayant recours à des réseaux Bayésiens (section 4.2). Cette analyse montre que la base de données Eurosion se prête tout particulièrement bien à une modélisation par réseau Bayésien : d'une part, il existe des relations évidentes entre les variables (exemple : géomorphologie et évolution du trait de côte) ; d'autre part, une simple application d'un algorithme d'apprentissage de structures montre qu'il existe des relations de dépendance entre tous les couples de variables.

La base de données Eurosion se prête donc bien à une exploration par réseau Bayésien, comme proposé par Gutierrez et al. (2011) dans le cas de la côte est des Etats-Unis. Dans les chapitres ultérieurs, nous utiliserons ces approches pour explorer la base de données Eurosion et examiner dans quelle mesure la variabilité du niveau marin a un lien statistique avec l'évolution du trait de côte en Europe.

4.4 Résumé du chapitre 4

Problématique

La base de données côtières Eurosion contient des observations sur 51 000 sites côtiers Européens. Deux questions se posent :

- quelle confiance peut-on accorder à cette information ?
- comment analyser un tel nombre d'observations côtières ?

Méthode

Dans un premier temps nous procédons à un examen de détail de la base de données Eurosion, de chacun des champs renseignés, de la manière dont cette information a été assemblée. Dans un second temps, nous évaluons le potentiel d'une modélisation de cette base de données par un réseau Bayésien. Cet outil rend possible l'analyse de jeux de données trop complexes pour être assimilés par un seul individu.

Résultats principaux

L'analyse a confirmé que des difficultés d'interprétation se posent. Aussi, il est nécessaire de ne pas considérer les 51 000 observations mais de nous focaliser sur un sous-ensemble exploitable de la base de données. Pour la suite de l'analyse, nous retenons les 17 000 sites côtiers identifiés dans l'article Yates et Le Cozannet (2012). Pour ces 17 000 sites, aucune intervention humaine n'est répertoriée.
Par ailleurs, nous avons montré que la base de données côtières Eurosion se prête particulièrement bien à une modélisation par réseau Bayésien. Ce type de modélisation permet de réduire l'information contenue dans la base de données à un nombre limité de paramètres.

Discussions et implications pour cette thèse

Cette analyse montre qu'il existe des relations entre les différentes variables de la base de données Eurosion. Des méthodes ont été développées récemment pour analyser ces relations (Hapke et Plant, 2010). Elles ont été appliquées sur une base de données similaire à Eurosion par Gutierrez et al. (2011). Dans le chapitre 6, nous examinons quels liens peuvent être interprétés physiquement et quels liens sont dus à des coïncidences ou des variables cachées du réseau.

Troisième partie

Résultats

Le chapitre 2 a identifié deux types d'approches pour évaluer le rôle de l'élévation du niveau de la mer pour la mobilité du trait de côte : l'une est fondée sur l'analyse d'observations uniquement, l'autre sur la comparaison d'observations et de modèles. Dans cette partie, nous présentons des résultats de l'application de ces deux approches.

Des deux méthodes fondées uniquement sur les observations, seule celle des signatures spatiales est applicable aux jeux de données côtières dont nous disposons. En effet, la méthode des dynamiques temporelles ne s'applique que dans des cas très particuliers, pour lesquels des ruptures dans les rythmes d'élévation du niveau marin peuvent-être mises en évidence. Une condition nécessaire pour appliquer l'approche des signatures spatiales est de s'intéresser à des sites pour lesquels l'élévation du niveau marin présente des singularités. Nous avons identifié les sites suivants :

- La Polynésie Française : dans les îles de la Société et le nord-ouest des Tuamotu, l'élévation du niveau marin a été de 30% supérieure à la moyenne globale selon (Becker et al., 2012). Cependant, peu de données côtières sont disponibles.
- L'Europe : la base de données côtières Eurosion contient une information sur les variations du niveau de la mer, dans lesquelles les effets de l'ajustement isostatique global sont perceptibles et émergent des incertitudes sur les mouvements verticaux du sol (c.f. chapitres 3 et 4).

Ainsi, ces régions ont subi des variations du niveau marin particulières au cours des dernières décennies, soit en raison d'une variabilité spatiale significative selon les sites, soit parce que l'élévation du niveau marin a été supérieure à la moyenne globale pendant plusieurs décennies.

Les résultats de cette partie sont présentés par ordre croissant de complexité :

- tout d'abord, nous appliquons la méthode des signatures spatiales la plus simple dans le cas de la Polynésie Française (Chapitre 5). Il s'agit d'examiner qualitativement les causes de la mobilité du trait de côte observée.
- dans un deuxième temps, des méthodes d'analyse de multiples sites sont appliqués en Europe (Chapitre 6). Nous nous appuyons en particulier sur les résultats des chapitres 3 et 4 pour examiner l'origine et la robustesse de la conclusion de l'étude Yates et Le Cozannet (2012), selon laquelle les signatures spatiales des variations du niveau de la mer et de la mobilité du trait de côte sont cohérentes en Europe.
- finalement, partant du constat que les effets de l'élévation du niveau de la mer pour l'évolution du trait de côte sont aujourd'hui difficiles à évaluer, le chapitre 7 revient sur la méthode de détection consistant à comparer les évolutions observées du trait de côte à un modèle. Dans cette partie, nous reprenons le modèle le plus utilisé, l'équation du bilan sédimentaire intégrant la loi de Bruun. Nous propageons ensuite les incertitudes pesant sur les contributions des processus côtiers et d'élévation du niveau de la mer, afin de déterminer à partir de quand ce modèle pourra être invalidé ou validé.

Chapitre 5

Analyse qualitative d'observations en Polynésie Française

Ce chapitre examine si les îlots d'atolls de Polynésie Française présentent déjà des signes de recul du trait de côte induits par l'élévation du niveau de la mer. Il procède de la manière suivante :

- tout d'abord, nous rappelons pourquoi nous choisissons des atolls de Polynésie Française comme secteurs d'étude (section 5.1),
- dans un second temps, nous examinons l'état des connaissances concernant les variations du niveau marin dans cette région du Pacifique (section 5.2),
- par la suite, nous nous demandons quels effets l'élévation du niveau de la mer pourrait induire sur le trait de côte d'atolls, dans un cas idéalisé (section 5.3),
- puis, nous procédons à la collecte de données côtières et à l'analyse des causes de la mobilité du trait de côte observée (sections 5.4 et 5.5),
- enfin, nous concluons quant au rôle de l'élévation du niveau de la mer pour l'évolution des atolls étudiés (section 5.6).

Ces études ont été réalisées dans le cadre du projet ANR "CECILE", et plus particulièrement de son Work-Package 5. Le projet CECILE a été conçu et piloté scientifiquement par Anny Cazenave, tandis que j'assumais les responsabilités de gestion du projet. Le Work-Package 5 a été conçu par Carlos Oliveros et moi-même, et j'ai piloté sa réalisation avec l'appui de Manuel Garcin et de Marissa Yates-Michelin. Le Work-Package 5 a impliqué une dizaine d'ingénieurs et chercheurs, notamment Patrice Walker, Thomas Bulteau, Audrey Baills, Lise Petitjean, Emilie Salaï et et l'équipe "Risques côtiers" du BRGM. Ce chapitre se base sur des résultats publiés dans les articles Yates et al. (2013) et présentés à l'International Coastal Symposium en 2013 (Le Cozannet et al., 2013c). L'analyse des vagues repose également sur des outils validés dans l'article Le Cozannet et al. (2011).

Ainsi, ma contribution personnelle à ces travaux a été la suivante :

- contribuer à la conception de l'étude, avec Carlos Oliveros et Anny Cazenave
- programmer et gérer sa mise en œuvre
- mettre en place une procédure de traitement des images aériennes anciennes, avec Manuel Garcin et Marissa Yates ; en Polynésie, les images ont été traitées par Lise Petitjean, Emilie Salaï, Marissa Yates et moi-même.

– procéder à des analyses des régimes de vagues [1], notamment en Polynésie et à La Réunion, en reprenant l'approche de Butel et al. (2002) et en l'adaptant (Le Cozannet et al., 2011; Lecacheux et al., 2012)

– interpréter les résultats avec Marissa Yates, Manuel Garcin et Patrice Walker.

Pour cette partie de la thèse, j'ai utilisé ArcGIS pour le traitement des images aériennes, l'extraction du trait de côte et la présentation des résultats sous forme de carte. J'ai également utilisé Matlab pour l'analyse des régimes de vagues.

5.1 Motivation

L'intérêt que revêt la Polynésie Française pour l'étude des conséquences du niveau de la mer provient tout d'abord du caractère à priori vulnérable des littoraux des îles tropicales du Pacifique (Nunn, 2013), et notamment des atolls (Roy et Connell, 1991; Woodroffe, 2008; Nurse et al., 2014). Pour certains auteurs, cette vulnérabilité se traduirait déjà aujourd'hui par des reculs du trait de côte attribuables à l'élévation du niveau de la mer (Connell, 2003; Nunn, 2013). Pourtant, comme cela a été noté par Ford (2012) ou Duvat (2015), peu de données ont été publiées pour confirmer ou infirmer cette hypothèse. Ce questionnement constitue une première motivation pour procéder à l'analyse de nouvelles observations de l'évolution pluri-décennale du trait de côte d'atolls.

La seconde raison motivant notre intérêt pour la Polynésie Française est liée à l'élévation du niveau marin plus rapide que la moyenne, qui affecte cette région depuis environ 60 ans (Becker et al., 2012) [2] Ce phénomène est dû à un effet stérique, qui a été attribué par Timmermann et al. (2010) à un renforcement des vents alizés. Il offre la perspective d'examiner les impacts subis par des littoraux à priori vulnérables, lorsqu'ils sont affectés pendant plusieurs décennies par des élévations du niveau de la mer plus rapides qu'actuellement.

Dans la sous-section 5.2, nous examinons les données de niveau marin disponibles et les incertitudes associées. Ces données montrent que l'élévation du niveau marin a probablement été plus importante que la moyenne globale pendant 50 ans. Nous procédons ensuite à une revue des impacts théoriques de cette élévation du niveau marin (sous-section 5.3) et examinons les données de changement du trait de côte pour quatre atolls peu anthropisés de Polynésie Française : Scilly/Manuae, Tupaï, Tetiaroa et Manihi (sous-section 5.4). Dans la sous-section 5.5, nous examinons le rôle de chacun des processus observés et le degré de confiance dans l'attribution de chacun des processus. Nous examinons enfin dans quels cas un rôle de l'élévation du niveau marin pourrait être observé (section 5.5).

5.2 Élévation du niveau de la mer : données disponibles

Cette section examine dans un premier temps les données de reconstruction du niveau marin. Elle se poursuit en présentant les données issues de mesures locales.

1. Les régimes de vagues (ou climats de vagues) décrivent les caractéristiques (hauteur, période, direction) des différents modes de vagues en un point donné.

2. Ce résultat pouvait déjà être soupçonné en examinant les données issues de Church et al. (2004), et publiées dans la figure 1 de Webb et Kench (2010).

5.2.1 Reconstructions de l'élévation du niveau de la mer en Polynésie Française

Les études qui ont révélé la hausse du niveau marin plus rapide que la moyenne dans le Pacifique équatorial sont fondées sur des reconstructions du niveau de la mer. Les reconstructions du niveau marin sont des représentations en deux dimensions de la composante climatique des variations du niveau de la mer. De manière très simple, on peut dire que ces jeux de données donnent accès à une information équivalente à celle issue de l'altimétrie spatiale, mais en l'étendant aux décennies précédant l'avènement de cette technologie. Les reconstructions permettent ainsi d'estimer des tendances régionales, ou bien d'extraire une série temporelle en un point particulier, qui serait équivalente à une série marégraphique, si aucun mouvement vertical du sol n'affecte la zone considérée. Elles utilisent deux types de données pour reconstituer la variabilité spatiale et temporelle de ce processus :

- des données marégraphiques longues et de bonne qualité, qui peuvent être continues dans le temps, mais qui ne renseignent que sur les variations du niveau de la mer sur le lieu d'acquisition de la mesure.
- des données représentant les modes de la variabilité spatiale, issues soit des observations altimétriques, soit de modèles océaniques (Drakar, Nemo).

En combinant ces deux types de données de manière à minimiser les écarts moyens, des reconstructions du niveau de la mer sont obtenues. Elles peuvent être validées par des données marégraphiques complémentaires, trop courtes pour avoir été utilisées pour reconstituer les niveaux marins passés (Meyssignac et al., 2012; Becker et al., 2012).

Nous utilisons ici les reconstructions de Meyssignac et al. (2012). Celles-ci utilisent 91 séries marégraphiques comprenant au moins 60 ans de données, mais réparties inéquitablement le long des côtes mondiales [3]. Elles utilisent également les signatures spatiales des variations de l'élévation du niveau de la mer issues de l'altimétrie spatiale et de deux modèles : DRAKKAR/NEMO (Penduff et al., 2010), et la réanalyse SODA (Carton et Giese, 2008).

Becker et al. (2012) ont montré que le Pacifique occidental équatorial avait subi une élévation du niveau marin environ deux fois supérieure à la moyenne globale, soit 4 mm/an au lieu de 1,8 mm/an, sans prendre en compte les mouvements locaux du sol. En Polynésie Française, la figure 5.1 montre que l'ouest des Tuamutus et les îles de la Société auraient subi une élévation du niveau marin d'environ 2,4 mm/an entre 1955 et 2002, un rythme plus rapide (30%) que la moyenne globale.

Notre zone d'intérêt se situe en marge de la région affectée par l'élévation du niveau marin plus rapide que la moyenne globale (Figure 5.1). Cela pose la question du degré de confiance que l'on peut accorder à notre estimation du niveau marin entre 1954 et 2002. Becker et al. (2012) ont estimé les incertitudes de la réanalyse Drakkar à environ 0,5 mm/an dans le Pacifique. Nous pouvons obtenir une évaluation des incertitudes au niveau de nos sites d'intérêt en comparant les tendances obtenues pour les trois reconstructions de Meyssignac et al. (2012). Dans la table 5.1, nous présentons les tendances obtenues au niveau des quatre atolls pour lesquels nous disposons de données d'évolution du trait de côte. Nous obtenons ces données en moyennant les tendances linéaires sur un disque de rayon de 50 km autour de chacun des atolls entre 1955 et 2002, période pour laquelle nous disposons d'observations du trait de côte. Les trois reconstructions sont en accord pour trouver des élévations du niveau marin plus rapide que la moyenne, à l'exception de Manihi, pour lequel la reconstruction issue de l'altimétrie donne une élévation

3. Le marégraphe de Manille évoqué au paragraphe 3.2.1 n'est pas utilisé dans cette reconstruction.

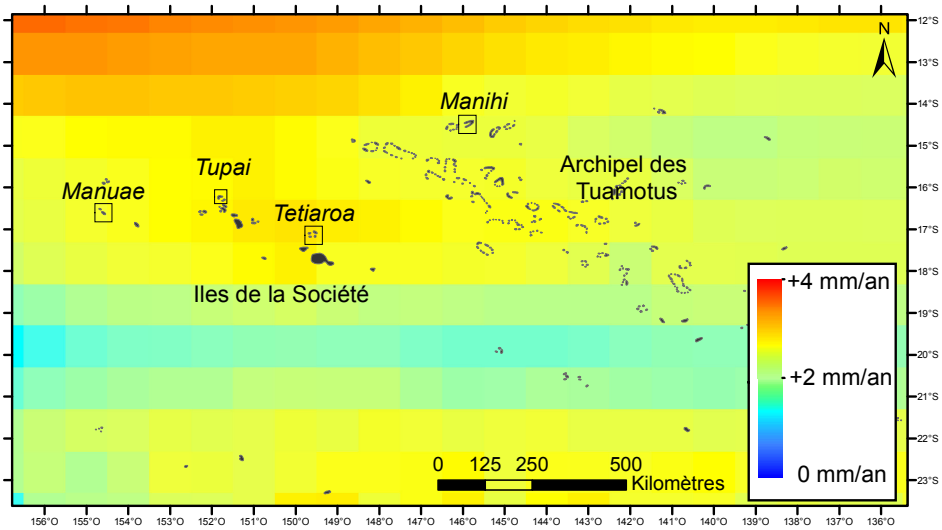

Figure 5.1 – Tendance linéaire des variations du niveau marin de 1955 à 2002 en Polynésie Française selon les données de reconstruction de Becker et al. (2012) et Meyssignac et al. (2012). Les atolls étudiés sont indiqués par des carrés. D'après : Le Cozannet et al. (2013c) ; Figure réalisée sous ArcGIS.

Table 5.1 – Tendances linéaires de l'élévation du niveau marin entre 1955 et 2002 en mm/an au niveau des atolls étudiés et pour quatre reconstructions issues de Meyssignac et al. (2012).

Atoll	Drakkar	Soda	Altimetrie
Tetiaroa	2,75	2,23	2,89
Tupai	2,76	2,21	2,27
Manihi	2,41	2,32	1,74
Manuae (Scilly)	2,59	2,34	2,18

du niveau marin de 1,74 mm/an. On peut cependant noter que la reconstruction issue de l'altimétrie ne peut reproduire à priori que les modes de variabilité de la période d'observations, soit 20 ans entre 1992 et 2012. Les modes de variabilités de basses fréquences (pluridécénaux) sont à priori mieux reproduits par les réanalyses DRAKKAR et SODA, qui sont pour leur part en accord à Manihi (2,3 et 2,4 mm/an). Nous concluons donc qu'en l'état des connaissances actuelles, la composante climatique de l'élévation du niveau de la mer est d'environ 2,4 mm/an pour les zones considérées, une valeur supérieure de 30% à la moyenne globale (1,8 mm/an sur cette même période).

5.2.2 Rôle des mouvements verticaux du sol

Comme cela a été étudié dans le chapitre 3, l'élévation du niveau de la mer à la côte peut être amplifié par une subsidence ou modérée par des surrections. Les données de GPS permanent de Tahiti suggèrent des subsidences allant de 0,45 à 2,2 mm/an, avec des incertitudes allant de $\pm 0,4$ à $\pm 0,6$ mm/an (www.sonel.org, solution ULR-5). Cependant, il est difficile de dire si ces valeurs correspondent à des phénomènes locaux ou régionaux

(i.e. à l'échelle de l'île ou de plusieurs îles). En effet, certaines stations GPS sont situées sur des terrains d'aléa fort pour les mouvements de terrains. Cela a été mis en évidence par une analyse de la géologie et des pentes, menée en 2012 pour les plans de prévention des risques en Polynésie Française (Sedan, 2012, communication personnelle). De plus, les mouvements verticaux du sol observés à Tahiti ne sont pas nécessairement représentatifs de ceux des îles voisines [4].

Les études des paléo-rivages menées par Pirazzoli et Montaggioni (1988) ont permis d'évaluer les mouvements verticaux à l'échelle régionale en Polynésie Française. Cette étude repose sur l'observation de traces de rivages sur 38 îles de Polynésie Française, datant de 4 500 à 1 250 ans avant l'époque actuelle. Pendant cette période, on estime que le niveau marin était plus élevé d'un mètre que le niveau actuel. L'altitude actuelle de ces paléo-rivages permet d'estimer les mouvements verticaux du sol subis par chacun des sites. Ainsi, Pirazzoli et Montaggioni (1988) ont mis en évidence un contexte régional particulièrement stable au regard des mouvements verticaux, avec toutefois une anomalie pouvant affecter l'un de nos site d'études. Tahiti et son voisinage seraient en effet affectés par une subsidence de 0,15 mm/an. Cette subsidence pourrait éventuellement affecter Tetiaroa, mais aucun des trois autres atolls où nous disposons de données d'évolution des traits de côte, y compris Tupai. De plus, ces taux demeurent inférieurs d'un ordre de grandeur à ceux de l'élévation du niveau marin des 60 dernières années.

Ainsi, pour les quatre atolls considérés, l'examen de données actuellement disponibles nous conduit donc à retenir une valeur d'environ 2,4 mm/an pour l'élévation du niveau de la mer sur la période 1955–2002 pour les sites considérés.

5.3 Effets attendus de l'élévation du niveau de la mer pour les atolls

Les atolls sont des îles coralliennes tropicales basses constituées de deux sous-systèmes : d'une part le récif corallien, d'autre part une île basse, constituée de sédiments d'origine biodétritique, reposant sur la barrière récifale et n'émergeant généralement que de quelques mètres. Ces sous-systèmes sont tous deux dynamiques. A mesure que le niveau marin s'élève, ils ne sont pas simplement submergés. Au contraire, ils évoluent naturellement en réponse à une multiplicité de forçages d'origine hydrométéorologique et climatique (niveau de la mer, vagues et courants, y compris lors de tempêtes tropicales ou de cyclones) et anthropiques (ouvrages côtiers, exploitation de sables). En revanche, ils seront à priori diversement affectés par le changement climatique et l'élévation du niveau de la mer :

- Le récif corallien lui-même peut être affecté par des modifications environnementales telles que l'acidité ou la température des eaux côtières ou des activités d'origine anthropique (Salvat et al., 2008; Gattuso et al., 2015). En revanche, les coraux ont la capacité de croître, et donc de s'adapter à des rythmes d'élévation du niveau marin plus rapides que ceux observés actuellement (Woodroffe et Murray-Wallace, 2012), du moins tant que le réchauffement des eaux de surface et leur acidification ne sont pas trop rapides (Gattuso et al., 2015).
- Les îles basses apparaissent au contraire plus vulnérables à l'élévation du niveau de la mer. Elles constituent l'espace habitable de l'île et abritent des ressources essentielles pour le développement (eau douce, sable).

4. Notons qu'il n'est pas possible actuellement d'examiner cette question en utilisant l'interférométrie radar (c.f. chapitre 3). En effet, trop peu d'images ont été acquises par les satellites équipés de radars à synthèse d'ouverture dans les modes permettant de générer des interférogrammes.

Quels sont, à priori, les effets de l'élévation du niveau de la mer sur les îlots constitués de sables biodétritiques ? Plusieurs types d'évolutions sont mentionnés dans la littérature (Bird, 1996; Sheppard et al., 2005; Woodroffe, 2008; Webb et Kench, 2010) :

- une érosion généralisée des plages en réponse à l'élévation du niveau de la mer, éventuellement dans des proportions équivalentes à la loi de Bruun ;
- une érosion des plages exposées aux houles océaniques, conduisant à une migration vers le lagon des îlots [5] ce processus serait induit par la propagation d'une plus grande partie de l'énergie des houles au-dessus du platier corallien, soit en raison de l'élévation du niveau de la mer, soit par destruction des coraux ;
- une évolution des îlots très variable selon les conditions locales : vagues, courants, disponibilité sédimentaire, tempêtes, activités humaines, de telle sorte que les effets de l'élévation du niveau de la mer ne seraient pas observables ; cette hypothèse est jugée la plus probable par Bird (1996) et Woodroffe (2008) et est illustrée dans la Figure 5.2

Les trois hypothèses sont mutuellement exclusives et peuvent donc être testées au regard des données disponibles.

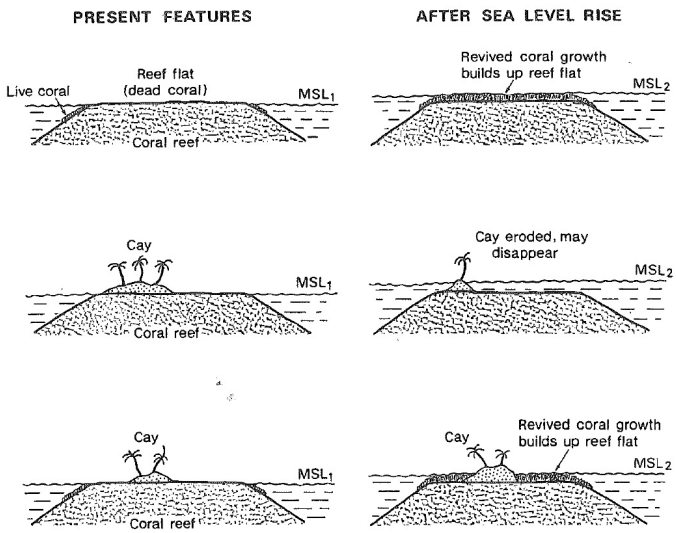

Figure 5.2 – Illustration des différentes possibilités dévolution d'une île basse corallienne à mesure que le niveau marin s'élève (Source : figure extraite de Bird (1996)). Dans ce schéma, plusieurs possibilités d'évolution sont proposées, y compris celle selon laquelle le récif pourrait être revitalisé par la montée du niveau de la mer, que les îles bénéficient d'apports sédimentaires plus importants, et, *in fine*, voient leurs surface s'accroître. Cette hypothèse ne parait pas la plus vraisemblable si l'on considère les autres conséquences du changement climatique pour les coraux : élévation de la température de surface des océans et acidification (Gattuso et al., 2015).

5. Ce phénomène a été étudié récemment par Sheppard et al. (2005) et Grady et al. (2013) dans le cas d'îles hautes avec un récif frangeant. La première étude a conclut que l'érosion perpendiculairement à la côte était compatible avec ce processus pour plusieurs sites dans les Seychelles. La seconde a évalué le transport sédimentaire longshore induit par l'élévation du niveau de la mer ou la destruction des coraux.

5.4 Collecte d'observations de la mobilité du trait de côte

L'évolution du trait de côte des îles hautes de la Société a fait l'objet de plusieurs thèses et publications (Aubanel et al., 1999). La biologie des coraux ont été également étudiés : Salvat et al. (2008) ont mis en évidence le rôle majeur de facteurs tels que les effets des cyclones, de blanchissement des coraux [6] ou de pullulation d'Acanthaster [7]. En revanche, à notre connaissance, aucune étude portant sur l'évolution multi-décennale du trait de côte des atolls de Polynésie Française n'a été publiée avant 2013. Aussi, dans le cadre du projet CECILE, nous avons sélectionné quatre atolls présentant l'intérêt d'être peu ou pas habités. Ceci permet de limiter les effets directs anthropogéniques. Comme indiqué plus haut, ces atolls sont d'une part Scilly (Manuae), Tupaï et Tetiaroa dans les îles de la Société, et d'autre part Manihi dans les Tuamotus (Figure 5.2 et 5.3). Pour chacun des ces atolls, le Service de l'Urbanisme de Polynésie Française disposait d'au moins deux jeux d'images : l'un acquis dans les années 1950 (photographies aériennes) et l'autre dans les années 2000 (images satellites). Si ces jeux de données ne permettent pas de caractériser des vitesses de recul ou d'avancée du trait de côte, des changements de surface peuvent être quantifiés. Enfin, dans le cas de Tetiaroa, des levés terrain ont été effectués par Jeanson et al. (2014a).

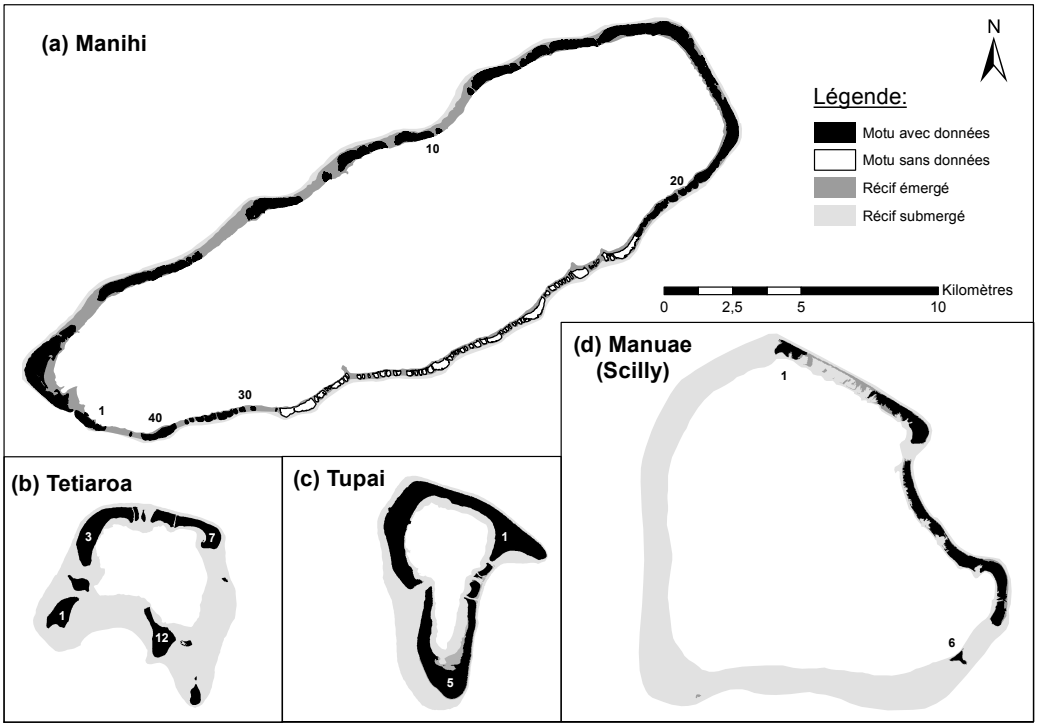

Figure 5.3 – Atolls de Manihi, Tetiaroa, Tupai et Manuae/Scilly (Données source : Yates et al. (2013) et Le Cozannet et al. (2013c) ; Figure réalisée sous ArcGIS). Les îlots sont numérotés dans le sens horaire.

Nous avons utilisé un protocole classique pour identifier les changements de surface et l'évolution du trait de côte de ces atolls [8] : il s'agissait de recaler les images anciennes sur les

6. Salvat et al. (2008) montrent que ces épisodes de blanchissement de coraux sont corrélés avec des élévations de température des eaux de surface.

7. Espèce d'étoile de mer se nourissant de Polypes et pouvant causer des destruction des coraux.

8. Ce travail a été réalisé entre 2010 et 2013 par une équipe de 5 personnes (2 stagiaires (Emilie Salaï

images récentes géoréférencées en utilisant des points homologues, autant que possible bien répartis dans les images (Thieler et Danforth, 1994). Dans un deuxième temps, la limite permanente de végétation a été digitalisée. Cette limite est un marqueur couramment utilisé pour caractériser l'évolution multi-décennale du trait de côte dans des zones peu anthropisées. En effet, la limite de végétation permanente présente l'intérêt d'avoir une mémoire (elle conserve la marque d'événements passés). En revanche, elle peut poser des difficultés dans certaines zones où la végétation est plus éparse (Garcin et al., 2008). D'autres marqueurs du trait de côte peuvent être utilisés (Boak et Turner, 2005), mais leur détection sur des images aériennes anciennes est souvent plus aléatoire, lorsqu'ils ne nécessitent pas des campagnes régulières d'évolution du trait de côte. Cette approche est privilégiée par rapport à une classification automatique des images, qui est effectivement réalisable à partir d'images multispectrales à haute résolution (Andréfouët et al., 2001).

Les incertitudes affectant l'évaluation des changements du trait de côte peuvent être classées de la manière suivante :

- incertitudes liées à la résolution des images, au géoréférencement et à la digitalisation (part irréductible des erreurs de l'opérateur) : elles sont estimées à 5 m maximum dans le cas des images couvrant les 4 atolls considérés ;
- incertitudes liées à des difficultés de positionnement de la limite de végétation, surtout lorsque celle-ci devient éparse : cette difficulté ne se rencontre que sur certains secteurs ; elles sont notamment importantes au sud-est de Tupaï où des photos aériennes indiquent que la végétation a été décimée par un cyclone avant 1984.

Les données de changement de surface sont présentées dans les tableaux 5.2 et 5.3. Elles permettent de tester chacune des hypothèses formulées dans la sous-section 5.3.

Selon la première hypothèse, l'élévation du niveau de la mer se traduirait par une érosion généralisée. Les données des tableaux 5.2 et 5.3 montrent que ce n'est pas le cas : Scilly/Manuae est globalement en érosion, alors que Manihi est en accrétion, tandis que Tupai et Tetiaroa sont relativement stables. A Manihi, l'accrétion observée n'est liée que localement à des activités humaines (îles 1 et 2 principalement, où sont situés le village et l'aérodrome). Les mouvements des autres îlots peuvent être considérés comme peu affectés par l'activité humaine. La Figure 5.4 montre par ailleurs que la situation est très variable selon les îlots. Chaque atoll comprend des îlots en accrétion et en érosion. Ainsi, la première hypothèse peut être réfutée dans le cas des quatre atolls étudiés. Même si l'élévation du niveau de la mer a été de 30% supérieure à la moyenne globale, ceci ne s'est pas traduit par une érosion généralisée des îlots. Ce résultat était attendu (Bird, 1996; Woodroffe, 2008; Webb et Kench, 2010).

Selon la seconde hypothèse, les îlots se translateraient préférentiellement vers le lagon à mesure que le niveau de la mer s'élève. Dans la figure 5.5, les îlots qui suivent cette hypothèse sont entourés en violet. La figure met immédiatement en évidence qu'une minorité des îlots suit cette tendance. La seconde hypothèse peut donc également être réfutée dans le cas des îlots étudiés. Ce résultat était moins évident à anticiper.

Finalement, en procédant à l'analyse des données collectées dans les atolls peu anthropisés de Polynésie Française, nous avons obtenu des éléments quantifiés qui peuvent être confrontés à trois hypothèses concernant le rôle de l'élévation du niveau de la mer. Nos résultats viennent appuyer l'idée générale selon laquelle l'élévation du niveau marin n'est actuellement que l'un des facteurs influençant l'évolution du trait de côte, et qu'il ne peut

et Lise Petitjean) et 3 agents BRGM (Manuel Garcin, Marissa Yates et Gonéri Le Cozannet).

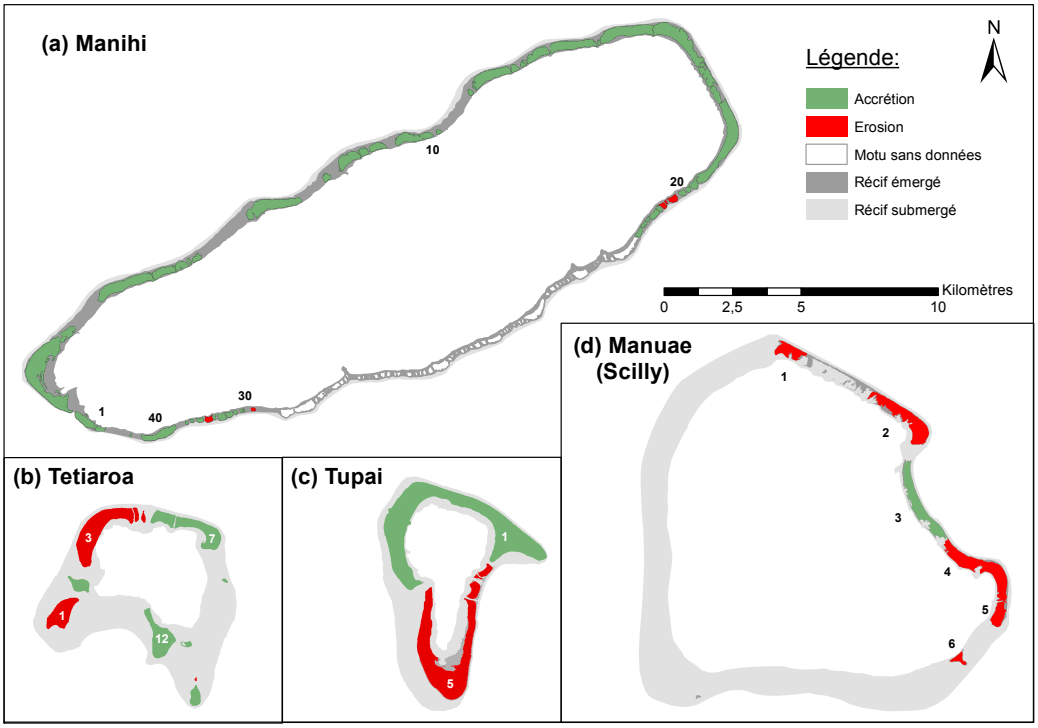

Figure 5.4 – Evolution pluridécénale des différents îlots de Manihi, Tetiaroa, Tupai et Manuae/Scilly (Données source : Yates et al. (2013) et Le Cozannet et al. (2013c) ; Figure réalisée sous ArcGIS).

être détecté de manière évidente dans les observations. Ce résultat est en accord avec de nombreux travaux menés sur des atolls du Pacifique et de l'océan Indien (Webb et Kench, 2010; Ford, 2012, 2013; Testut et al., 2015). Naturellement, la situation pourrait devenir très différente avec des vitesses d'élévation du niveau de la mer beaucoup plus rapides, qui pourraient intervenir dès le milieu du XXIème siècle selon les projections d'élévation du niveau de la mer du GIEC.

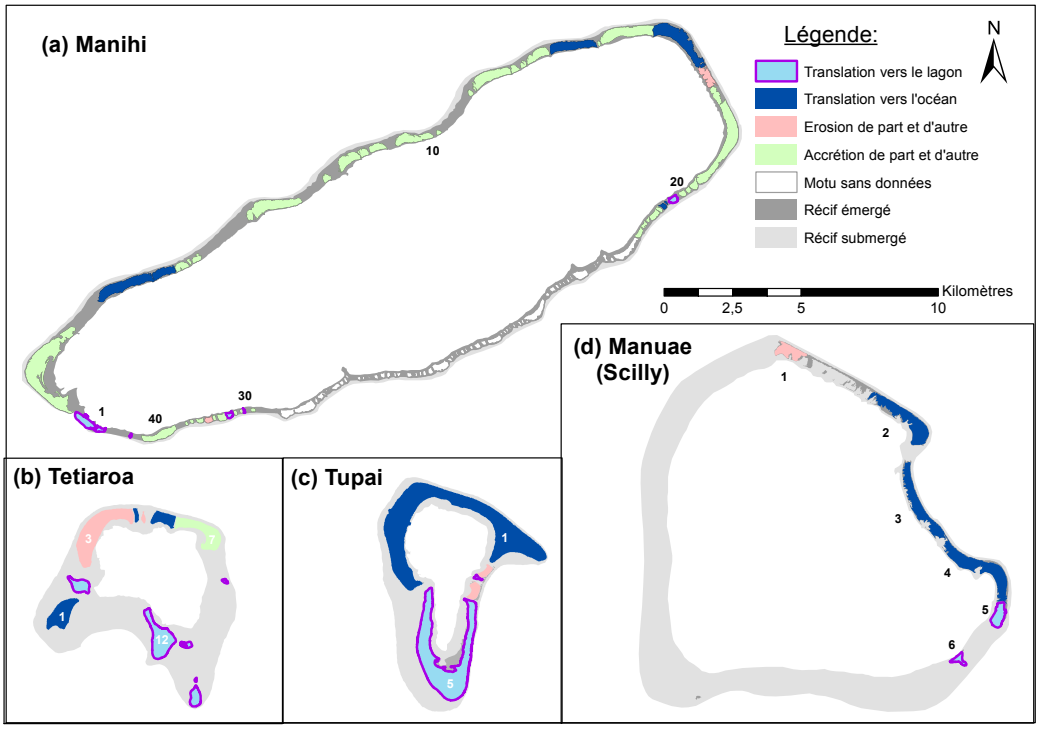

Figure 5.5 – Evolution pluridécénale des différents îlots de Manihi, Tetiaroa, Tupai et Manuae/Scilly, côté lagon et côté océan (Données source : Yates et al. (2013) et Le Cozannet et al. (2013c) ; Figure réalisée sous ArcGIS).

Table 5.2 – Évolution des surfaces de différents îlots des atolls de Tetiaroa, Tupai et Manuae/Scilly.

Ilot	Date initiale	Date finale	Surface initiale ($10^4 m^2$)	Surface finale ($10^4 m^2$)	Évolution côté océan	Évolution côté Lagon	Remarque
Tetiaroa (Données présentées dans Le Cozannet et al. (2013c))							
1	1955	2002	73,2	73,0	Accrétion	Érosion	Aérodrome
2	1955	2002	27,8	28,4	Érosion	Accrétion	Translation vers le lagon
3	1955	2002	164,5	163,9	Érosion	Érosion	Érosion, accrétion, stabilité
4	1955	2002	7,5	7,4	Accrétion	Érosion	Translation vers l'océan
5	1955	2002	5,0	4,5	Érosion	Érosion	
6	1955	2002	33,9	34,4	Accrétion	Érosion	
7	1955	2002	81,8	83,2	Accrétion	Accrétion	
8	1955	2002	2,1	2,1	Érosion	Accrétion	Gains de 400m^2
9	1955	2002	3,4	0,8	Érosion	Accrétion	Migration vers l'ouest
10	1955	2002	21,5	22,0	Érosion	Accrétion	Gains au sud-ouest
11	1955	2002	4,9	5,7	Érosion	Accrétion	Migration vers le lagon
12	1955	2002	87,9	87,9	Érosion	Accrétion	Translation vers le lagon
Total :			508,7	513,5			
Tupai (Données présentées dans Le Cozannet et al. (2013c))							
1	1955	2001	580,7	587,3	Accrétion	Érosion	Aérodrome
2	1955	2001	12,4	12,2	Érosion	Accrétion	
3	1955	2001	3,4	2,5	Érosion	Érosion	
4	1955	2001	20,3	19,5	Érosion	Accrétion	
5	1955	2001	332,1	327,8	Érosion	Érosion	
Total :			948,8	949,3			
Scilly/Manuae (Données présentées dans Yates et al. (2013))							
1	1955	2008	39,9	38,6	Érosion	Érosion	
2	1955	2008	112,5	107,8	Accrétion	Érosion	Translation vers l'océan
3	1955	2008	98,9	93,8	Accrétion	Érosion	Translation vers l'océan
4	1955	2008	125,0	127,0	Accrétion	Érosion	Translation vers l'océan
5	1955	2008	32,5	31,3	Érosion	Accrétion	Translation vers le lagon
6	1955	2008	12,2	10,9	Érosion	Accrétion	Translation vers le lagon
Total :			421	409			

Table 5.3 – Évolution des surfaces de différents îlots de l'atoll de Manihi. Pour cet atoll qui est habité de manière permanente, la présence d'infrastructures est indiquée.

Ilot	Date initiale	Date finale	Surface initiale ($10^4 m^2$)	Surface finale ($10^4 m^2$)	Évolution côté océan	Évolution côté Lagon	Remarque
Manihi (Données présentées dans Yates et al. (2013))							
1	1961	2001	22,0	25,8	Érosion	Accrétion	Village
2	1961	2001	146,6	170,1	Accrétion	Accrétion	Aéroport
3	1961	2001	63,6	68,6	Accrétion	Érosion	Rares bâtiments
4	1961	2001	21,5	22,9	Accrétion	Érosion	Rares bâtiments
5	1961	2001	7,9	11,3	Accrétion	Accrétion	-
6	1961	2001	4,2	8,7	Accrétion	Accrétion	-
7	1961	2001	58,1	68,1	Accrétion	Accrétion	Rares bâtiments
8	1961	2001	33,5	35,3	Accrétion	Accrétion	Un bâtiment
9	1961	2001	18,7	21,7	Accrétion	Accrétion	-
10	1961	2001	32,3	36,9	Accrétion	Accrétion	Un bâtiment
11	1961	2001	53,0	56,6	Accrétion	Accrétion	-
12	1961	2001	26,3	28,3	Accrétion	Accrétion	-
13	1961	2001	46,5	46,8	Accrétion	Érosion	-
14	1961	2001	65,7	69,0	Accrétion	Accrétion	-
15	1961	2001	84,3	86,8	Accrétion	Érosion	-
16	1961	2001	20,9	21,4	Accrétion	Érosion	-
17	1961	2001	13,0	13,6	Accrétion	Accrétion	-
18	1961	2001	99,2	103,5	Accrétion	Accrétion	-
19	1961	2001	7,1	7,5	Accrétion	Accrétion	-
20	1961	2001	2,7	2,9	Accrétion	Accrétion	-
21	1961	2001	4,2	4,4	Accrétion	Accrétion	-
22	1961	2001	6,6	6,6	Érosion	Accrétion	-
23	1961	2001	4,5	4,4	Accrétion	Érosion	-
24	1961	2001	2,5	2,8	Accrétion	Accrétion	-
25	1961	2001	7,4	7,7	Accrétion	Accrétion	-
26	1961	2001	1,4	1,6	Accrétion	Accrétion	-
27	1961	2001	2,5	3,1	Accrétion	Accrétion	-
28	1961	2001	5,2	5,7	Accrétion	Accrétion	-
29	1961	2001	2,0	1,8	Accrétion	Accrétion	-
30	1961	2001	0,6	0,7	Érosion	Accrétion	Un bâtiment
31	1961	2001	0,6	1,1	Accrétion	Accrétion	Plusieurs bâtiments
32	1961	2001	1,5	1,7	Accrétion	Accrétion	-
33	1961	2001	4,3	4,4	Érosion	Accrétion	-
34	1961	2001	6,4	6,8	Accrétion	Accrétion	Un bâtiment
35	1961	2001	1,6	1,8	Accrétion	Accrétion	Plusieurs bâtiments
36	1961	2001	5,2	4,9	Érosion	Érosion	-
37	1961	2001	3,2	3,4	Accrétion	Accrétion	-
38	1961	2001	1,3	1,4	Accrétion	Accrétion	Bâtiments
39	1961	2001	1,0	1,1	Accrétion	Accrétion	Bâtiments
40	1961	2001	27,7	29,1	Accrétion	Accrétion	Bâtiments
41	1961	2001	0,5	0,6	Érosion	Accrétion	Bâtiments
Total :			917	1001			

5.5 Analyse des processus à l'origine des mouvements du trait de côte

5.5.1 Identification des causes potentielles de l'évolution du trait de côte

Peut-on identifier les processus à l'origine de la mobilité du trait de côte des différents îlots de Scilly/Manuae, Tupaï, Tétiaroa et Manihi ? Les causes potentielles de la mobilité du trait de côte peuvent être classées de la manière suivante :

- variations du niveau marin d'origine climatique ou de géodynamique interne : nous avons examiné les observations de la mobilité du trait de côte des différents îlots des atolls considérés ; les évolutions observées ne présentent pas les caractéristiques qui seraient attendues si l'élévation du niveau de la mer étaient le facteur dominant : au contraire, la grande variabilité des évolutions observées suggère des causes locales.
- impacts directs ou indirects des activités humaines : pour les deux îlots situés le plus au sud-ouest de Manihi, l'origine anthropique de l'évolution du trait de côte est évidente : construction d'un aéroport, de quais, remblaiements ; ailleurs, les conséquences des activités humaines sur le trait de côte sont modérées ou indétectables (Tables 5.2 et 5.3) ; de fait, les atolls ont été sélectionnés pour cette raison, afin d'observer l'évolution du trait de côte dans un contexte peu modifié par les activités humaines.
- transports et production de sédiments induits par les processus hydrodynamiques : effets des vagues, des courants et des tempêtes ; nous examinons ci-dessous dans quelle mesure ces effets sont observables.

5.5.2 Effets des vagues saisonnières, de tempêtes, ou de cyclones

Pour examiner le rôle des vagues dans les transports de sédiments et pour la mobilité du trait de côte, il est nécessaire de disposer :

- d'une représentation synthétique des climats de vagues moyens auxquels sont exposés les îlots,
- d'une liste des événements extrêmes ayant affecté l'île, et, si possible des directions des vents et des vagues.

Plusieurs régimes de vagues peuvent être identifiés en Polynésie Française : houles australes, vagues de nord à nord/ouest, vagues d'alizés, vagues cycloniques et de tempêtes. Pour caractériser plus précisément ces climats de vagues moyens et leurs probabilité d'occurrence, nous effectuons une classification des séries temporelles de la réanalyse de vagues Iowaga pendant la période 1997-2011 (Ardhuin et al., 2010). Le principe de l'outil de classification est le suivant : étant donné d'une part une série temporelle de triplets $(H_s(t)cos(D(t)), H_s(t)sin(D(t)), T(t))$ représentant la projection des hauteurs significatives, direction et périodes des vagues d'un repère cylindrique vers un repère cartésien, et d'autre part un certain nombre N de classes de vagues sélectionnées à priori, il s'agit de trouver N classes telles que la dispersion autour de leurs barycentres soit minimale (Butel et al., 2002). Cette dispersion peut être quantifiée simplement en utilisant la norme euclidienne. Dans l'article Le Cozannet et al. (2011), nous avons montré qu'un simple algorithme des K-Moyennes permet de trouver ces barycentres avec une précision satisfaisante. Nous utilisons donc ce même algorithme pour caractériser les climats de vagues en un point océanique situé par -16,55 °N et 153,38 °E, à l'est de Manuae/Scilly.

Table 5.4 – Principaux régimes de vagues identifiés par application d'un algorithme des K-moyennes pour des séries temporelles de vagues comprises entre 1997 et 2011, pour le point de la réanalyse de vagues situé par -16,55°N et -153,3°E. Les saisons indiquées dans le tableau sont celles de l'hémisphère sud.

Vagues	Saison	Origine	Hs (m)	T (s)	D (deg)	Occurrence
Tempêtes	Été	NW	2,1	9,5	316	1,9%
Vagues du NO	Été	W	1,7	13,9	272	2,8%
Vagues du NO	Été	NNW	1,7	17,6	331	2,4%
Vagues du NO	Été	N	1,5	14,3	357	4,1%
Houles d'alizés	Été	NE	1,5	11,5	53	4,6%
Houles d'alizés	Été	E	1,6	16,5	78	3,4%
Houles d'alizés	Toute l'année	ESE	1,7	8,6	107	7,7%
Houles d'alizés	Toute l'année	SE	2,0	15,1	141	7,9%
Houles d'alizés	Toute l'année	ESE	1,7	12,9	110	8,9%
Houles australes	Hiver	SE	2,3	8,9	139	5,8%
Houles australes	Hiver	SSE	1,6	11,4	150	11,7%
Houles australes	Hiver	S	1,6	11,5	193	8,6%
Houles australes	Hiver	S	1,9	13,8	170	13,0%
Houles australes	Hiver	S	2,0	14,3	199	11,1%
Houles australes	Hiver	S	2,1	16,9	182	6,2%

Plusieurs essais ont permis de constater qu'en Polynésie, 15 classes sont un compromis satisfaisant entre un trop grand nombre de classes (complexifiant l'analyse) et une perte de d'information concernant les régimes de vagues les plus énergétiques, qui sont aussi moins fréquents. Les résultats sont présentés dans le tableau 5.4. Dans ce tableau, chaque barycentre obtenu est associé à un régime de vagues (alizés, australes...). Ce regroupement des différentes classes en grands régimes est effectué en considérant la saisonnalité et des valeurs moyennes de hauteurs significatives, périodes et directions de vagues. Ces résultats montrent qu'en l'absence d'ombrage par d'autres îles, le régime des houles australes prédomine 56% de l'année en moyenne, tandis que les régimes de vagues d'alizés, du nord-ouest et de tempêtes dominent 33%, 9%, et 2% du temps respectivement. Ces régimes de vagues sont représentatives d'un îlot isolé comme Manuae/Scilly. Ceci permet d'identifier les régimes de vagues dominants pour chaque groupes d'îlots selon leurs localisation sur l'atoll ou au sein d'un archipel :

- les îlots situés au nord de Tétiaroa, Tupaï et Manihi sont ainsi exposés aux régimes de vagues du nord
- les îlots situés au sud-est de chacun des atolls sont exposés aux houles d'alizés
- les houles australes affectent notamment les parties sud de Manuae/Scilly (qui ne comprend pas d'îlots)
- la partie sud de Manihi est protégée des houles australes par d'autres atolls des Tuamotus

Certains effets de ces régimes de vagues peuvent être identifiés sur les images historiques : par exemple, des effets du transport longitudinal peuvent être identifiés sur les îlots du sud de Manihi. D'autres effets paraissent cohérents, sans qu'il soit possible de conclure

définitivement : ainsi, la tendance à l'érosion d'une partie importante des rivages exposés aux vagues d'est de Tetiaroa pourraient être une conséquence de ces mêmes vagues d'alizés. Ils pourraient être également un signe précurseur de l'élévation du niveau de la mer : l'élévation du niveau marin permettrait alors à des vagues plus hautes de se propager à l'intérieur du lagon de Tétiaroa, comme modélisé dans Grady et al. (2013). Des hypothèses similaires pourraient être formulées à Scilly/Manuae, exposé aux houles australes. Dans le cas de Tétiaroa, Jeanson et al. (2014a), à partir de mesure de terrain menées sur la partie sud de l'îlot 1 dans la Figure 5.3, proposent un schéma dans lequel interviennent à la fois des événements extrêmes et les vagues saisonnières. Ils notent également le rôle important de la barrière récifale pour causer le déferlement des vagues et limiter l'énergie se propageant sur le platier récifal et à travers le lagon. Finalement, si les observations actuelles ne permettent pas de conclure définitivement quant à un rôle de l'élévation du niveau de la mer sur l'érosion de la partie interne de l'atoll de Tetiaroa, l'hypothèse ne peut pas être rejetée, et reste compatible avec les observations menées localement (Jeanson et al., 2014a). Des mesures bathymétriques et géodésiques locales et précises seraient nécessaires pour examiner cette hypothèse. Elles permettraient d'examiner plus précisément le rôle de la géométrie du récif et des îlots, dont l'importance pour expliquer la mobilité du trait de côte a notamment été mise en évidence par Kench et Brander (2006).

Les cyclones et tempêtes extrêmes ayant affecté la Polynésie Francaise ont été recensés par Des Garets (2005) et Larrue et Chiron (2011). Par ailleurs, après 1970, des reconstructions de vagues cycloniques ont été publiées par Lecacheux et al. (2014). A cet égard, les différents atolls sont situés dans des zones très différentes puisque Scilly/Manuae est affecté par un cyclone tous les 3 ans environ, tandis que Manihi n'est exposé qu'à quelques cyclones par siècle.

Ces événements extrêmes ont souvent des trajectoires cohérentes avec les changements du trait de côte observés : par exemple, la translation vers l'océan des îlots du sud-est de Manuae/Scilly est cohérente avec la trajectoire classique des cyclones de la région, qui se déplacent du nord-ouest vers le sud-est. A Manihi, la séquence cyclonique de 1983 pourrait avoir causé un transport de sédiments vers les rivages océaniques des îlots septentrionaux, qui se serait traduite, vingt ans plus tard, par une tendance à l'accrétion. Cependant, l'effet des cyclones est tout particulièrement évident à Tupaï : en effet, la partie orientale de cet atoll s'érode fortement entre 1955 et 1984, tandis que sa partie occidentale est en accrétion. Or, sur cette période, le seul événement extrême d'importance ayant affecté l'atoll est le cyclone Reva selon l'inventaire de Des Garets (2005) et Larrue et Chiron (2011). Les vagues de ce cyclone ont affecté la partie est de l'atoll du 7 au 16 mars 1983. Lecacheux et al. (2014) modélisent des hauteurs significatives au large de l'ordre de 6 m au plus fort de cet événement. Les images acquises en 1984 montrent un littoral dévasté (recul du trait de côte, arbres arrachés). Ceci renforce l'hypothèse que l'érosion observée entre 1955 et 1984 est principalement due aux vagues et vents d'un événement ayant précédé de peu la campagne de photographies aériennes de 1984. De 1984 à 2001, une progression du trait de côte est observée alors qu'aucun événement extrême n'affecte la partie est de l'îlot. En revanche, la partie ouest apparaît en érosion sur cette même période alors que trois cyclones, Wasa (décembre 1991), Martin et Osea (novembre 1997) affectent successivement la partie ouest à nord-ouest de l'atoll, avec des hauteurs significatives de vagues maximum allant de 5 m (Wasa) à 8 m (Martin et Osea). Une très bonne cohérence est donc obtenue à Tupaï entre la mobilité du trait de côte et la séquence cyclonique à laquelle l'atoll a été exposé.

5.5.3 Quelles causes d'évolution avons-nous pu détecter ?

Ainsi, pour résumer, les causes de la mobilité du trait de côte qui ont pu être identifiées sont les suivantes :

- les effets de cyclones, causant des retraits du trait de côte majeurs juste après un événement : ces effets sont observés à Tupaï, et peut être à Scilly/Manuae,
- des apports de sédiments à la côte par des vagues cycloniques ou saisonnières sur la côte océanique nord de Manihi,
- un transport longitudinal des sédiments par des vagues d'alizés dans la partie sud de Manihi et sur à Tétiaroa, induisant des modifications du trait de côte plus ou moins importantes,
- un transport de sédiments par les courants dans les passes (par exemple entre les îlots 1 et 5 à Tupaï) ainsi que quelques effets de l'ensachage du lagon dans des hoas de Manihi,
- des effets anthropogéniques majeurs pour deux îlots de Manihi.

Ainsi, dans les milieux peu anthropisés étudiés, les causes observables de l'évolution du trait de côte sont liés aux effets des vagues et des courants, y compris lors d'événements extrêmes. Ces observations sont cohérentes avec des résultats obtenus selon la même approche dans le Pacifique occidental (Webb et Kench, 2010), mais aussi lors d'événements extrêmes et avec des observations *in situ* en Polynésie Française (Etienne, 2012).

5.6 Conclusion : variabilité spatiale de l'élévation du niveau de la mer et mobilité du trait de côte en Polynésie Française

L'étude de 64 îlots de 4 atolls de Polynésie Française n'a pas permis de mettre en évidence des mouvements du trait de côte qui seraient cohérents avec les effets attendus d'une élévation du niveau de la mer. La Polynésie Française compte environ 80 atolls et dans l'ensemble, l'évolution de leurs traits de côte reste mal connu. Il est donc difficile de tirer des conclusions globales à partir de l'échantillon étudié. Par ailleurs, peu d'images aériennes sont disponibles avant l'avènement de la télédétection spatiale à haute résolution, de sorte qu'une acquisition n'est disponible que tous les 20 ans au mieux. Ceci constitue une limite importante, dans la mesure où nos résultats suggèrent que les événements cycloniques peuvent avoir des effets majeurs sur l'évolution multidécénale du trait de côte des atolls.

Cependant, nos conclusions sont en accord avec d'autres études menées par Webb et Kench (2010) (27 îlots dans 4 atolls) ou encore Ford (2013). Dans toutes ces études, le nombre de sites étudiés et l'échantillonnage temporels sont insuffisants pour détecter un signal qui serait lié à l'élévation du niveau de la mer. Ces résultats peuvent s'expliquer si on admet l'hypothèse que, pour ce qui concerne les îles basses-coraliennes, l'élévation du niveau de la mer a des effets sur l'évolution pluridécénale du trait de côte d'un ordre de grandeur inférieur aux effets des activités humaines et des transports sédimentaires induits par les vagues et des courants. Ainsi, en multipliant les acquisitions de données côtières, il devient tout de même possible de privilégier l'une des hypothèses formulées dans la section 5.1.

Quels seraient les sites côtiers à privilégier pour mettre en évidence des effets de l'élévation du niveau de la mer sur les îles coralliennes ? Nous avons examiné plus haut le cas de

certains îlots situés sur des récifs largement submergés et se déplaçant vers le lagon, ainsi que ceux situés à l'opposé de récifs largement submergés, et s'érodant sur leur rivage côté lagon (cas de Scilly/Manuae et Tetiaroa). Sans que l'on puisse conclure définitivement ici, nous avons suggéré que ces mouvements pourraient trouver partiellement leur origine dans le processus suivant : à mesure que le niveau marin s'élève (12 cm en 50 ans), les vagues du lagon induites par les houles d'alizés (cas de Tétiaroa) ou australes (cas de Scilly) deviendraient plus importantes, induisant des transports longitudinaux plus rapides, ou le transport des sédiments les plus fins situés face au lagon. Ce processus a été modélisé dans le cas de récifs frangeants par Grady et al. (2013), et une étude récente suggère que ce processus est observable dans les îles Salomon (Albert et al., 2016). Si cette hypothèse semble compatible avec les observations menées à Tétiaroa par (Jeanson et al., 2014a), les moyens qui seraient nécessaires pour la mettre en évidence sont très importants : il s'agirait en effet de faire la part entre plusieurs processus pouvant induire les même effets : combinaison de l'élévation du niveau de la mer et de régimes de vagues peu modifiées, renforcement éventuel de certaines vagues saisonnières sur la période d'études (cas possible de Tétiaroa), trajectoires de tempêtes particulières (cas possible de Scilly/Manuae mais aussi à Tétiaroa, comme proposé par (Jeanson et al., 2014a)), évolution de la topo-bathymétrie des récifs. Or, toutes les sections du rivage interne de Tétiaroa ne sont pas en érosion. Il est donc clair que mettre en évidence un tel processus nécessite un suivi pérenne sur plusieurs années.

Ainsi, nous suggérons qu'une étude visant à rechercher des effets de l'élévation du niveau marin pour les îles coralliennes basses devrait se focaliser sur un atoll (1) peu anthropisé, (2) peu exposé aux événements extrêmes, (3) dont l'une des faces du récif est exposée aux vagues saisonnières, et (4) pour lequel la façade exposée aux vagues saisonnières est largement submergée. Un cas d'étude sensiblement différent, mais intéressant dans ce contexte, est celui des îlots sableux du lagon de Nouvelle-Calédonie (Garcin et al., 2016).

Depuis quelques années, plusieurs groupes de recherche rendent publics leurs résultats concernant l'évolution pluridécénale des traits de côte d'atolls, valorisant ainsi les archives de photographies aériennes anciennes existantes. La multiplication de ce type d'études pourrait permettre de préciser quels types d'atolls sont les plus sensibles à l'élévation du niveau de la mer, permettant ainsi de sélectionner sur quels sites précis des mesures *in situ* devraient être effectuées.

5.7 Résumé du chapitre 5

Problématique

Selon les reconstructions de niveau marin disponibles, l'élévation du niveau de la mer en Polynésie Française a été plus rapide que la moyenne globale au cours des soixante dernières années. Dans ce chapitre, nous nous demandons si ce phénomène a eu des effets observables sur la mobilité du trait de côte pour trois atolls des îles de la Société (Scilly/Manuae, Tupaï, Tétiaroa) et un atoll des Tuamotus (Manihi).

Méthode

La méthode consiste tout d'abord à analyser les changements de surface des îlots des atolls. Dans un second temps, les évolutions observées sont comparées aux effets attendus des différents processus côtiers en jeu.

Résultats principaux

Les évolutions du trait de côte observées sont cohérentes avec les effets de processus connus : effets des activités humaines, des vagues, des cyclones, de l'ensachage. Selon les études antérieures, l'élévation du niveau de la mer pourrait se traduire par une réduction des surfaces des îlots, ou bien par une migration des îlots vers le lagon. Ces phénomènes ne sont pas observés dans le cas des quatre atolls que nous avons étudiés.

Discussions et implications pour cette thèse

Cependant, les cas de Tetiaroa et de Scilly/Manuae suggèrent qu'un processus mériterait d'être étudié : il est possible que l'élévation du niveau de la mer, en permettant à des vagues plus hautes de se propager dans le lagon, soit l'une des causes de l'érosion de secteurs d'îlots orientés vers le lagon et faisant face à un récif submergé. L'étude de ce phénomène nécessiterait de procéder à une instrumentation et à des mesures pérennes sur des sites similaires.

Chapitre 6

Application de la méthode des signatures spatiales à la base de données européenne Eurosion

Dans le chapitre 4, nous avons vu que les réseaux Bayésiens sont un outil adapté à la modélisation des relations entre les différentes variables de bases de données côtières telles qu'Eurosion (Eurosion, 2004). Dans ce chapitre, nous utilisons cet outil pour détecter un éventuel signal dans l'évolution du trait de côte, qui serait cohérent avec la variabilité spatiale du niveau de la mer. Comme dans le chapitre 5, il s'agit donc à nouveau d'appliquer la méthode des signatures spatiales, mais cette fois-ci en utilisant des méthodes permettant la manipulation d'un grand nombre d'observations (plusieurs milliers de sites côtiers).

Ce chapitre procède de la manière suivante :

- dans une première section, nous revisitons les études ayant appliqué cette méthode, et listons les difficultés et questions de recherche posées par ces études (section 6.1)
- dans une seconde section, nous présentons dans le détail comment procèdent les méthodes d'analyse des relations des différentes variables d'une base de données via les réseaux Bayésiens, et nous procédons à une nouvelle application de la méthode à la base de données Eurosion ; nous utilisons en particulier les résultats des chapitres 3 et 4 pour justifier les choix effectués (section 6.2)
- nous examinons alors les relations statistiques entre la variabilité spatiale du niveau de la mer et celle de l'évolution du trait de côte (section 6.3)
- enfin, nous examinons si les liens statistiques trouvés peuvent correspondre ou non à une réalité physique (section 6.4)

Ce chapitre poursuit le travail effectué dans une première étude, réalisée avec Marissa Yates (Yates et Le Cozannet, 2012). Les résultats de cette première étude sont cités au titre de la bibliographie (section 6.1). Ce travail de recherche s'appuie également sur des développements méthodologiques réalisés avec Thomas Bulteau, Lise Petitjean et d'autres collègues du BRGM (Bulteau et al., 2015). Les nouveaux éléments présentés dans ce chapitre (sections 6.2 et suivantes) reposent sur un travail de recherche personnel, effectué au second semestre 2015.

6.1 Motivation

Dans le chapitre 2, nous avons vu que les réseaux Bayésiens sont utilisés dans la littérature pour détecter un impact de l'élévation du niveau de la mer sur le recul du trait de côte. Avant d'examiner de plus près les détails de l'application de la méthode, nous revisitons ici les résultats de deux études menées antérieurement à cette thèse :

- l'étude de Gutierrez et al. (2011), qui a adapté une méthode issue de l'étude du recul des falaises (Hapke et Plant, 2010) au cas de la base de données côtières de l'est des Etats-Unis (Thieler et Hammar-Klose, 1999),
- l'étude de Yates et Le Cozannet (2012), qui a appliqué la même méthode sur la base de données européenne Eurosion (Eurosion, 2004).

6.1.1 Principe général

Les réseaux bayésiens sont des outils mathématiques permettant non seulement de représenter graphiquement les liens existants entre des variables, mais aussi de calculer les dépendances statistiques entre ces différentes variables (voir le chapitre 4). L'idée générale de la méthode proposée par Gutierrez et al. (2011) consiste ainsi à :

- lister les variables d'intérêt de la base de données côtière considérée (pré-traitement des données),
- examiner les liens existants entre ces variables et les représenter sur un graphe (phase de définition du réseau),
- calculer les probabilités conditionnelles liant les différentes variables du réseau, à partir du contenu de la bases de données (phase d'apprentissage),
- estimer l'importance relative de chacun des paramètres via des outils statistiques (phase d'analyse).

6.1.2 Résultats d'études antérieures

L'étude de Gutierrez et al. (2011) a examiné les données de la côte est des Etats-Unis. Comme cela a été mentionné précédemment, cette côte revêt un intérêt tout particulier car elle est affectée par des mouvements verticaux du sol, induits par l'ajustement isostatique global, qui causent une élévation du niveau marin plus rapide que la moyenne dans la région des 34°à 38°de latitude nord.

Gutierrez et al. (2011) mettent en place un réseau Bayésien pour présenter les données de la côte est des Etats-Unis (Figure 6.1). Leur première conclusion est de constater que plus le niveau de la mer s'élève rapidement, plus l'érosion est marquée. Ce résultat avait été obtenu également par Leatherman et al. (2000b) et Zhang et al. (2004) dans cette même région, mais en se limitant aux plages sableuses.

Cependant, les autres variables (géomorphologie, exposition aux vagues, etc.) jouent également un rôle dans l'évolution du trait de côte. Afin de hiérarchiser l'importance relative de ces variables, Gutierrez et al. (2011) comparent la vraisemblance de leur jeu de données dans des cas où plus où moins de connaissances sont intégrées. Cette opération est effectuée pour plusieurs réseaux, c'est à dire sélectionnant différents sous-ensembles de variables explicatives de l'évolution du trait de côte. La vraisemblance des données est systématiquement comparée à une situation où l'on n'aurait aucune connaissance à priori des facteurs explicatifs de l'évolution du trait de côte. Le détail de la formalisation mathématique de cette approche est exposée dans la section 6.2. A ce stade, il nous

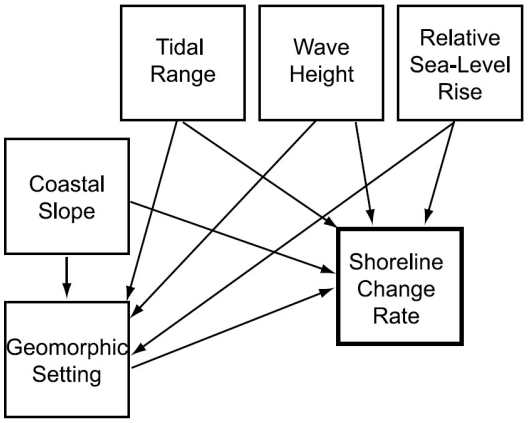

Figure 6.1 – Graphe élaboré par Gutierrez et al. (2011) pour représenter les liens entre les variables de la base de données côtières de la côte est des États-Unis assemblée par Thieler et Hammar-Klose (1999). Source : Gutierrez et al., 2011.

suffit de remarquer que cette approche permet d'obtenir un indicateur de l'amélioration des capacités prédictives du réseau Bayésien connaissant un certain nombre de variables explicatives, par rapport à une situation où l'on n'aurait aucune connaissance à priori en dehors des paramètres du réseau. En d'autres termes, nous avons ici un indicateur quantitatif de l'importance relative des différentes variables côtières explicatives l'évolution du trait de côte.

Les résultats de Gutierrez et al. (2011) sont présentés dans la figure 6.2. Ils montrent que plus on utilise de variables, meilleure est la capacité prédictive du réseau Bayésien. Surtout, il permet de constater que la variable la plus importante pour expliquer les taux d'évolution du trait de côte le long de la côte est des Etats-Unis : en effet, la somme des ratios de log-vraisemblance est toujours la plus élevée pour les réseaux prenant en compte l'information relative à l'élévation du niveau de la mer.

Dans l'étude Yates et Le Cozannet (2012), la même approche a été appliquée aux données européennes de la base de données Eurosion (Eurosion, 2004, ; voir chapitre 4). La Figure 6.3 présente le réseau bayésien utilisé pour représenter les relations entre les variables de la base de données Eurosion. Les variables continues (hauteur des vagues, marées, variations du niveau de la mer) sont ensuite discrétisées : elles sont ainsi représentées par une variable à quatre états, définis à partir d'une analyse de la distribution de chaque jeu de données. Après une phase d'apprentissage sur la sélection de données présentées dans le chapitre 4, les capacités prédictives du réseau bayésien sont analysées.

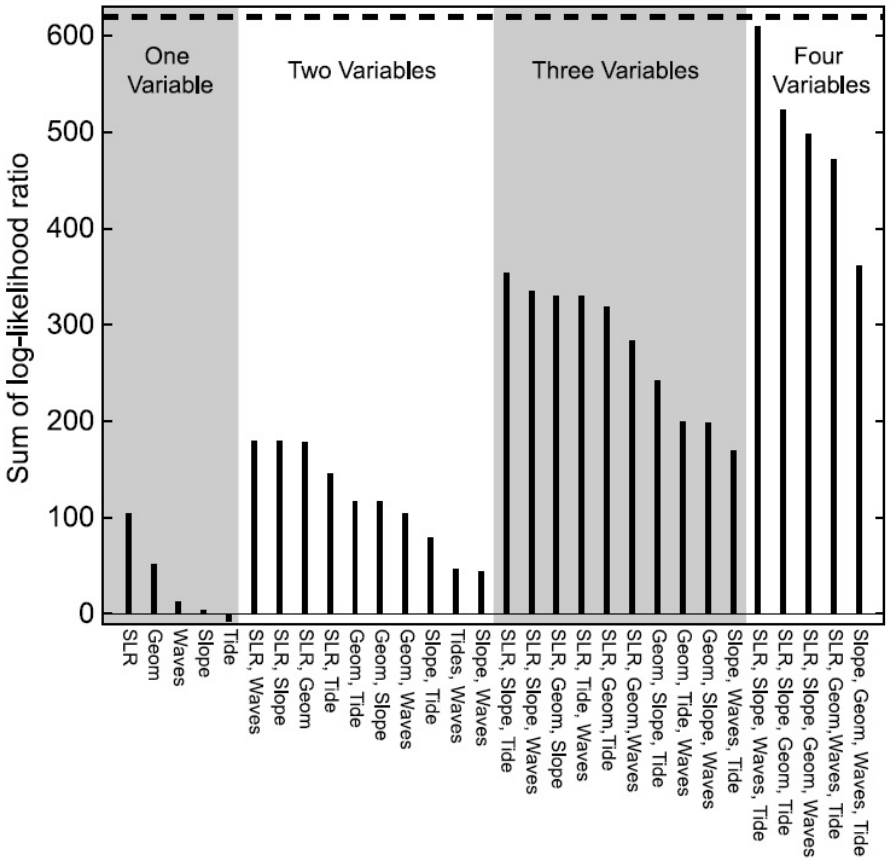

Figure 6.2 – Somme des ratios de log-vraisemblance obtenus pour des réseaux bayésiens intégrant différents sous-ensembles de variables explicatives de l'évolution du trait de côte de la côte est des Etats-Unis. Plus la valeur est élevée, plus la connaissance des variables précisée en-dessous de chaque barre permet d'améliorer les prédictions d'évolution du trait de côte du réseau Bayésien. Ce graphique montre que pour la côte est des Etats-Unis, l'élévation du niveau de la mer est la variable la plus importante. Source : Gutierrez et al. (2011).

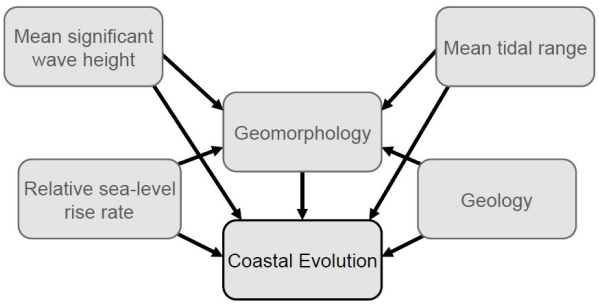

Figure 6.3 – Graphe élaboré par Yates et Le Cozannet (2012) pour représenter les liens de causalités entre les variables de la base de données côtières Eurosion (Eurosion, 2004). Source : Yates et Le Cozannet, 2012.

L'étude Yates et Le Cozannet (2012) insiste avant tout sur les capacités prédictives du réseau bayésien. Les résultats montre qu'il est possible de reproduire 65% des observations en utilisant un modèle bayésien déterministe simple, qui sélectionne l'évolution du trait de

côte la plus probable selon le réseau Bayésien. Plusieurs tests de sensibilité sont effectués : ils suggèrent une faible sensibilité des résultats à la méthode de discrétisation choisie pour les variables continues. Par ailleurs, une sélection de 10% à 20% des 17 000 observations semble suffisante pour l'apprentissage des paramètres du réseau Bayésien. Si l'on apprend les paramètres du réseau bayésien à partir d'un jeu de données complètement aléatoire, éliminant ainsi tout lien physique entre les variables, la capacité de prédiction varie de 10% à 30% selon la technique de randomisation choisie. Enfin, le réseau bayésien a tendance à prédire davantage de stabilité du trait de côte que ce qui est observé, et à effectuer des prédictions plus correctes pour les estuaires et les marais que pour les plages.

Pour ce qui concerne le cas particulier de l'élévation du niveau de la mer, une analyse des ratios de log-vraisemblance montre que le changement de niveau marin est la seconde variable la plus importante après la géomorphologie pour prédire l'évolution du trait de côte (Figure 6.4). Ce résultat semble dû au cas particulier de la Fennoscandie, région affectée par un soulèvement régional induit par l'ajustement isostatique global, et dont les côtes sont principalement renseignées comme étant en accrétion. L'un des objectifs de ce chapitre est d'examiner si cette hypothèse peut être confirmée.

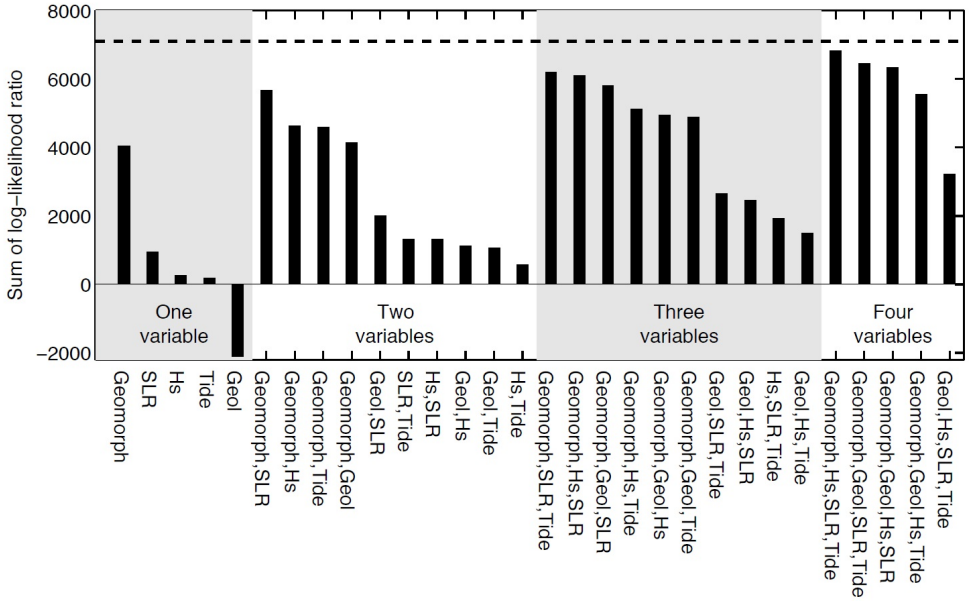

Figure 6.4 – Somme des ratios de log-vraisemblance obtenus pour des réseaux bayésiens intégrant différents sous-ensembles de variables explicatives de l'évolution du trait de côte européen. Ce graphique montre que pour notre sélection de données européennes, l'élévation du niveau de la mer est la seconde variable la plus importante pour expliquer l'évolution du trait de côte, après la géomorphologie. Source : Yates et Le Cozannet (2012)

6.1.3 Questions de recherches relatives au rôle de l'élévation du niveau de la mer

Finalement, les études de Gutierrez et al. (2011) et de Yates et Le Cozannet (2012), en réalisant une première exploration de bases de données côtières, semblent mettre en évidence que les variations du niveau marin jouent un rôle important pour expliquer la variabilité spatiale de la mobilité du trait de côte. Dans les deux études, l'importance relative de la variable élévation du niveau de la mer a été estimée au moyen d'un indicateur

statistique : le ratio de log-vraisemblance de réseaux Bayésiens ayant pour variable de sortie l'évolution du trait de côte. La variable "élévation du niveau de la mer" apparaît néanmoins moins importante pour la base de données européenne que pour la base de données de la côte est des États-Unis. Dans le cas de la base de donnée européenne, c'est la connaissance de la géomorphologie qui permet de prédire le mieux l'évolution du trait de côte.

Pour ce chapitre de thèse, nous disposons de nouveaux éléments pour pousser plus loin l'analyse des données Eurosion et tenter de mieux comprendre le rôle joué par l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte à l'échelle de la base de données. Ces éléments reposent en particulier sur l'analyse effectuée dans le chapitre 4. Ils justifient d'effectuer de nouveaux choix :

- au niveau de la sélection des données, en isolant des zones pour lesquelles certaines données, telles que les variations du niveau marin, sont plus ou moins fiables,
- de discrétisation des variables, en particulier pour ce qui concerne l'élévation du niveau de la mer,
- de définition des variables d'intérêt, en reconsidérant, par exemple la valeur ajoutée de la variable décrivant la lithologie (variable "Géologie" de la base de données Eurosion),
- au niveau des outils utilisés : en effet, nous avons mis en place des routines sous R, utilisant la toolbox 'bnlean' (R Core Team, 2014; Scutari, 2010), qui nous permettent de nous affranchir de l'outil Netica et d'effectuer les traitements de manière plus transparente à nos yeux.

6.2 Réseaux Bayésiens pour évaluer l'importance relative des différentes variables : théorie et application à la base de données Eurosion

6.2.1 Graphe du réseau Bayésien

La première étape consiste à construire un réseau Bayésien représentant les relations entre variables de la base de données Eurosion. Nous avons vu dans le chapitre 4 qu'il s'agit de construire un objet $\mathscr{B} = (\mathscr{G}, \theta)$, défini par :

- un graphe orienté acyclique $\mathscr{G} = (X, E)$, où E désigne l'ensemble des arcs liant les différentes variables $X = \{X_1 ... X_n\}$,
- des paramètres $\theta = \{P(X_i|Pa(X_i))\}_{i=1..n}$ qui donnent les probabilités conditionnelles entre chaque noeud X_i conditionnellement à ses parents $Pa(X_i)$ dans $\mathscr{G}$.

Deux moyens permettent de définir le graphe orienté acyclique $\mathscr{G} = (X, E)$:

- utilisation d'algorithmes de recherche de structure, dans lesquels la structure du réseau bayésien est supposée inconnue et est estimée à partir de données d'observations,
- recours à une expertise, afin de n'intégrer que les arcs ayant un sens physiquement.

Dans le chapitre 4, nous avons vu qu'en appliquant des algorithmes de recherche de structure à la base de données Eurosion, des liens entre toutes les variables sont trouvés. Ceci limite les possibilités d'utilisation d'un algorithme de recherche de structures dans notre cas. Aussi, comme dans les études précédentes (Hapke et Plant, 2010; Gutierrez

et al., 2011; Yates et Le Cozannet, 2012), nous utilisons donc notre connaissance à priori des phénomènes physiques pour définir un nouveau graphe. Cependant, l'analyse menée dans le chapitre 4 nous conduit à réviser le graphe de Yates et Le Cozannet (2012). Nous éliminons donc la connaissance de la lithologie de l'analyse, et retenons le graphe de la figure 6.5. Cela permet de définir $\mathscr{G} = (X, E)$, les paramètres θ étant calculés ultérieurement à partir des données.

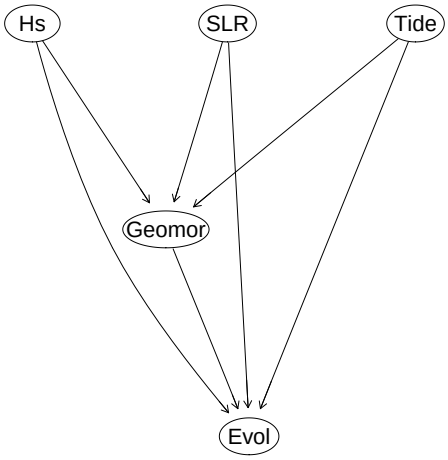

Figure 6.5 – Graphe retenu dans ce chapitre pour représenter les liens entre les variables de la base de données côtières Eurosion. Figure réalisée avec R.

6.2.2 Pré-traitement des données

La sélection du jeu de données ayant été opérée dans le chapitre 4, il nous reste à examiner comment discrétiser les variables continues.

Le chapitre 4 a montré que quelque soit la variable continue de la base de données Eurosion considérée, une discrétisation en 3 classes était pertinente. Ce choix est motivé par la faible résolution spatiale des données utilisées, et par la justesse limitée des modélisations d'où sont issues les données. En particulier, pour ce qui concerne l'élévation du niveau marin, la méthode utilisée (interpolation de tendances de marégraphes) ne permet pas d'établir des différences entre deux sites en deçà de 1 mm/an (voir le chapitre 3)).

Les figures 6.6, 6.7 et 6.8 montrent la répartition spatiale des données pour les seuils que nous avons choisis. Ces seuils sont choisis de telle manière que les grandes zones homogènes soient bien identifiées. Par exemple, pour ce qui concerne le niveau de la mer, on distingue trois zones (Figure 6.6) : une première pour laquelle le niveau de la mer baisse (Fennoscandie, Écosse) ; une seconde où il augmente à la même vitesse que la moyenne globale (côtes Atlantiques et de la mer du Nord) ; une troisième où l'évolution est moyenne (Méditerranée), mais en réalité plus incertaine, du fait de l'existence de mouvements verticaux du sol (Wöppelmann et Marcos, 2012). Nous effectuons des regroupements similaires pour chacune des variables continues de la base de données Eurosion.

6.2.3 Apprentissage et inférence

La structure du réseau étant donnée (Figure 6.5), nous utilisons les données disponibles $\mathscr{D}$ pour évaluer les paramètres θ.

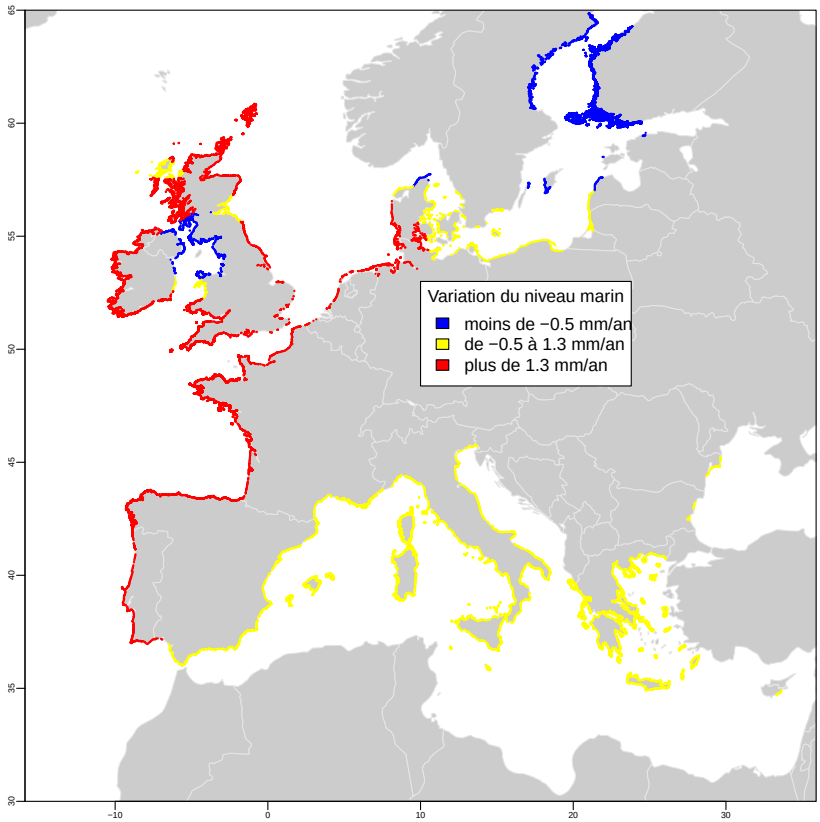

Figure 6.6 – Répartition spatiale des 3 classes de variations de niveau de la mer retenues. Données : Eurosion ; Figure réalisée avec R.

6.2.3.1 Poids des observations dans l'apprentissage

Deux possibilités s'offrent à nous pour définir le poids des observations lors de la phase d'apprentissage des paramètres du réseau Bayésien : la première consiste à considérer que chaque site correspond à une observation, et doit donc être compté une fois pour l'apprentissage des paramètres (Yates et Le Cozannet, 2012) ; la seconde considère que chaque site a un poids différent, proportionnel à la longueur du linéaire côtier dans la base de données (Bulteau et al., 2015). Dans le cas de la base de données Eurosion, les différents sites côtiers ont des longueurs différentes : en moyenne, elle est de 3 km, mais leur valeur médiane est de 1.5 km et l'écart type de 4.8 km. Par ailleurs, 98,5% des sites côtiers ont des longueurs supérieures à 200 m, et 9 des 14 sites dont la longueur est de plus de 50 km sont situés en Fennoscandie. Nous constatons en pratique que les sites les plus longs correspondent bien à des sites homogènes sur le plan géomorphologique. D'autre part, si l'on prenait en compte la longueur des sites, les sections très découpées du trait de côte (certaines falaises de roches dures par exemple) seraient sur-représentées. Aussi, la première approche, consistant à considérer que chaque site correspond à une observation, semble la plus appropriée.

6.2.3.2 Méthode d'apprentissage des paramètres du réseau connaissant la structure du réseau et des données

Il existe deux méthodes pour procéder à l'apprentissage des paramètres du réseau bayésien et des données. La première est l'apprentissage par maximum de vraisemblance. Dans ce

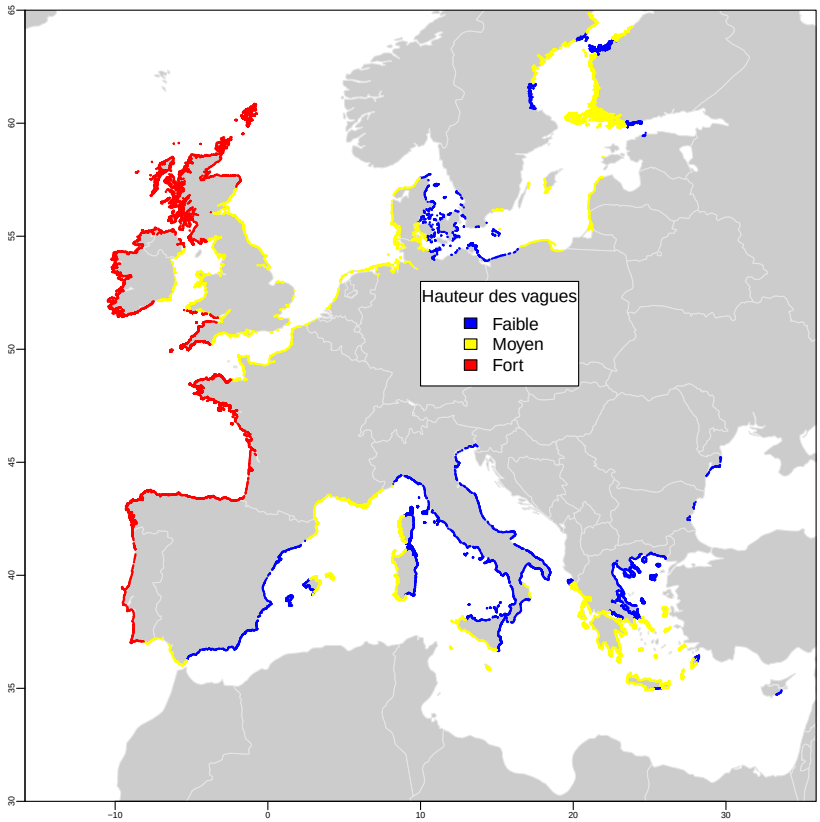

Figure 6.7 – Répartition spatiale des 3 classes de hauteur significative des vagues retenues. Données : Eurosion ; Figure réalisée avec R.

cas, les paramètres du réseau sont estimés en calculant la fréquence d'apparition de chaque combinaison d'états des variables du réseau. La seconde est une méthode Bayésienne, qui estime à posteriori les paramètres du réseau, connaissant la distribution à priori.

En pratique, les deux méthodes donnent fréquemment des résultats analogues (Naïm et al., 2011). Nous avons pu constater que c'était bien le cas dans notre application. La principale différence est que dans la méthode bayésienne, tous les paramètres ont une loi à priori qui est supposée uniforme. Or, notre base de données n'est pas complète : par exemple, nous ne disposons pas d'informations relative à l'évolution du trait de côte des côtes macrotidales où le niveau marin baisse, tout simplement parce qu'en Europe, toutes les côtes où le niveau de la mer baisse sont exposées à un faible marnage. Ainsi, certains paramètres du réseau ne peuvent pas être calculés dans le cas de la méthode par maximum de vraisemblance, tandis qu'ils demeurent inchangés (la distribution reste uniforme) dans le cas de la méthode bayésienne.

Une alternative pour remédier à ce problème serait de compléter l'apprentissage du réseau en intégrant une expertise (Naïm et al., 2011). Cette solution aurait un intérêt si notre objectif était de développer un outil d'aide à la décision. En revanche, dans le cadre d'une recherche qui vise justement à utiliser un réseau Bayésien pour extraire une connaissance à partir des données, recourir à cette dernière méthode est difficile à justifier.

Pour résumer, nous disposons donc de deux méthodes pour effectuer l'apprentissage des paramètres du réseau Bayésien. Les raisons qui nous amènent à privilégier l'une de ces deux approches découlent de propriétés des algorithmes d'inférence que nous utilisons. Elles sont donc exposées ci-après.

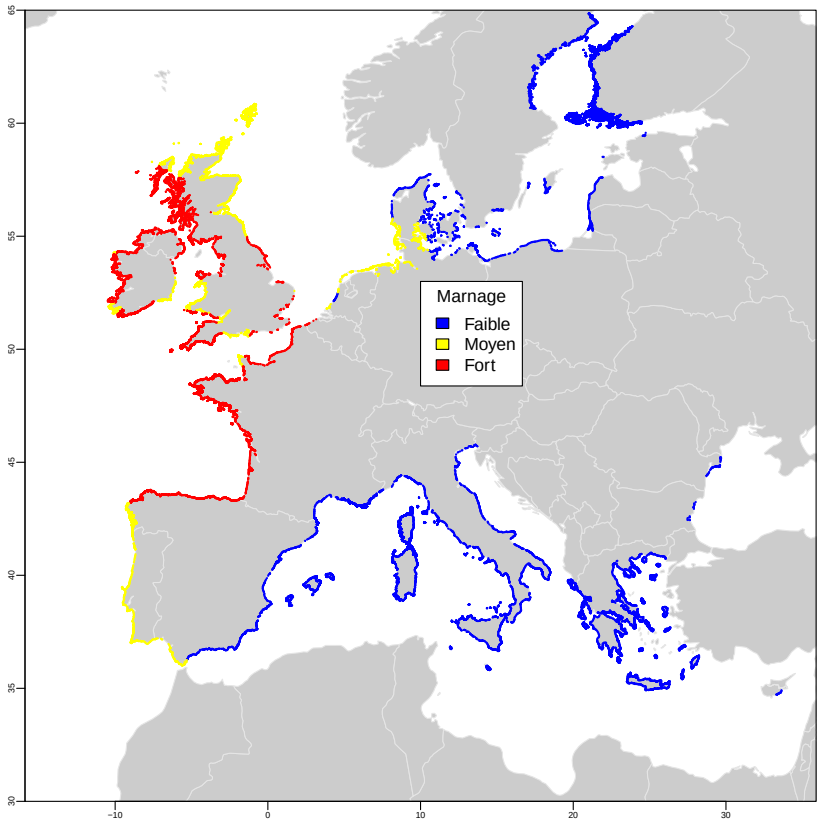

Figure 6.8 – Répartition spatiale des 3 classes de marnage retenues. Données : Eurosion ; Figure réalisée avec R.

6.2.3.3 Inférence

Nous avons vu dans le chapitre 4 que l'inférence est le calcul de probabilités conditionnelles dans le réseau Bayésien. Les algorithmes qui permettent de résoudre le problème de l'inférence peuvent être exacts ou approchés (voir l'introduction de Yuan et Druzdzel, 2006). L'inférence exacte est un problème NP difficile, qui ne peut être résolu qu'avec des algorithmes de complexité exponentielle (Cooper, 1990). Ceci a amené les chercheurs à développer des algorithmes approchés, supposés être de complexité polynomiale. Malheureusement, Dagum et Luby (1993) ont montré que dans le cas général, l'inférence approchée est également un problème NP difficile. Aussi, la solution consiste à utiliser des algorithmes adaptés à chaque cas d'étude.

Par chance, le réseau Bayésien que nous avons mis en place est de petite taille. Nous vérifions que la question du temps de calcul n'est pas critique dans notre application. La toolbox Bnlearn (Scutari, 2010) implémentée sous R (R Core Team, 2014) propose des algorithmes d'inférence approchés, en particulier l'algorithme de *probabilistic logic sampling*. Nous vérifions par ailleurs que les résultats sont très proches de ceux produits par un algorithme d'inférence exacte en les comparant à ceux de l'algorithme exact des arbres de jonction, disponible dans la toolbox gRain (Højsgaard, 2012).

A partir du moment où l'on utilise un algorithme approché pour faire de l'inférence, le choix de la méthode d'apprentissage a des conséquences pour l'inférence. En effet, les algorithmes d'inférence vont procéder à un tirage au sort d'échantillons qui respectent les évidences requises par l'opérateur. Si l'évidence ne précise pas la valeur d'une variable, il se

peut que l'on ait besoin de paramètres absents dans les données. Si l'algorithme d'apprentissage est celui du maximum de vraisemblance, les paramètres n'auront pas été calculés. Si il s'agit de l'algorithme bayésien, il n'y aura pas eu de mise a jour des paramètres lors de l'apprentissage, et nous serons dans une situation d'équiprobabilité. Les résultats donnés par l'algorithme d'inférence approché de *probabilistic logic sampling* sont donc différents selon la méthode d'apprentissage choisie. Après avoir constaté que l'algorithme exact implémenté sous R dans la toolbox gRain (Højsgaard, 2012) fait l'hypothèse que les paramètres inconnus du réseau correspondent à une loi uniforme, et après avoir comparé les distributions données par les différents algorithmes d'inférence à celles des observations dans la base de données, nous choisissons d'effectuer l'apprentissage par la méthode Bayésienne et l'inférence avec l'algorithme approché de *probabilistic logic sampling*, implémenté dans bnlearn. Nous reconnaissons que des choix différents seraient probablement plus justifiés du strict point de vue de la complexité de notre problème, mais ce choix a l'avantage de nous permettre de limiter le risque d'erreurs de programmation.

6.2.4 Analyse de l'importance relative des différentes variables

Pour analyser l'importance relative des différentes variables, nous avons recours, comme dans les études précédentes, à un indicateur statistique : la somme des ratios de log-vraisemblance. Pour tout segment k du trait de côte, nous pouvons calculer le ratio de log-vraisemblance de la manière suivante :

$$LR_k = log(P(O_k|M)) - log(P(O_k)) \tag{6.1}$$

où O_k désigne l'observation pour le segment k, $P(O_k|M)$ la probabilité de cette observation connaissant le modèle (ici : le réseau Bayésien) et $P(O_k)$ désigne la probabilité de l'observation sans connaissance à priori du modèle.

Un ratio de log-vraisemblance positif indique que le modèle aurait permis d'améliorer la prédiction pour le segment k (Gutierrez et al., 2011). Au contraire, un ratio de log-vraisemblance négatif indique que pour le segment k, la prédiction sans information à priori est meilleure qu'en utilisant le modèle. Un premier indicateur de la qualité du modèle peut être le nombre d'observations ayant un ratio de log-vraisemblance positif (Gutierrez et al., 2011).

A titre d'exemple, on peut considérer un réseau Bayésien simple constitué de la variable "Géomorphologie" et de la variable "Evolution du trait de côte". Supposons que l'observation O_k est l'évolution du trait de côte, et que l'on compare l'observation seule (exemple : stabilité) à une observation connaissant la géomorphologie (exemple : une falaise stable). Si l'on reprend les valeurs qui sont données dans le chapitre 4, on trouve un ratio de log-vraisemblance de cette observation de $log(0,75) - log(0,56) = 0,12$ [1]. Le réseau Bayésien — c'est à dire ici la connaissance des probabilités de l'évolution du trait de côte conditionnellement à la géomorphologie — permet d'améliorer la prédiction dans ce cas précis. En revanche, si l'on calcule le ratio de log-vraisemblance pour un marais côtier en érosion, on trouve $-0,6$. En effet, le réseau Bayésien aura tendance à prédire que les rivages limono-vaseux sont en accrétion, ce qui n'est pas le cas ici. En d'autres termes, le calcul du ratio de log-vraisemblance indique que ce type d'observation (un marais en accrétion) est peu vraisemblable.

On peut se demander comment traiter le cas où la quantité $P(O_k|M)$ serait nulle.

1. Nous utilisons ici le logarithme décimal.

En réalité, ce cas ne devrait théoriquement pas se présenter : en effet, pour calculer les paramètres du réseau nous utilisons des observations de la base de données Eurosion. Si on obtient $P(O_k|M) = 0$ lors des calculs des ratios de log-vraisemblance, cela signifie que l'observation du site k n'existait pas dans les données qui ont servi pour l'apprentissage des paramètres du réseau Bayésien. Autrement dit, les données d'apprentissage ne contenaient pas suffisamment de cas, ce qu'il signifie qu'il faut reconsidérer le calcul de la phase d'apprentissage. Dans notre approche, ce cas n'a aucune chance de se produire puisque toutes les données disponibles sont utilisées pour l'apprentissage [2].

Pour obtenir un score global à l'échelle de toutes les observations, nous calculons, comme dans les études précédentes, la somme des ratios de log-vraisemblance pour l'ensemble des n observations de la base de données (Gutierrez et al., 2011)

$$S_{LR} = \sum_{k=1}^{n} LR_k \tag{6.2}$$

Nous utilisons la somme des ratios de log-vraisemblance pour estimer l'importance relative de la connaissance de chacune des variables. Le principe est de considérer différents modèles alternatifs, et de comparer les quantités S_{LR} pour chacun des modèles. Par exemple, il est possible de comparer des modèles à deux variables :

- "Géomorphologie" et "Evolution du trait de côte" d'une part
- "Lithologie" et "Evolution du trait de côte d'autre part"

En effectuant ce calcul pour le sous-ensemble de la base de données Eurosion que nous avons sélectionné, nous trouvons une somme de ratio de log-vraisemblance positif pour le réseau contenant la variable "Géomorphologie", et négatif pour le réseau contenant la variable "Lithologie" (Yates et Le Cozannet, 2012, ; les valeurs de S_{LR} sont de +4000 et -2000 environ). Les causes de ce résultat peuvent être multiples. Dans le chapitre 4, nous avons suggéré que la description de la lithologie dans la base de données Eurosion était peu adaptée à être intégrée dans un réseau Bayésien, car notre variable d'intérêt (évolution du trait de côte) est renseignée de manière qualitative dans la base de données Eurosion. Si un taux de recul était indiqué pour des falaises rocheuses, il est probable que la somme des ratios de log-vraisemblance du réseau contenant la variable "Lithologie" serait bien meilleur. Cela nous conforte dans notre choix de ne pas considérer l'information relative à la lithologie dans notre analyse.

6.3 Rôle des variations du niveau de la mer

6.3.1 Analyse des performances de réseaux Bayésiens

Dans cette section, nous examinons les performances du réseau Bayésien, afin de mieux comprendre le rôle joué par l'élévation du niveau de la mer en tant que variable explicative de l'évolution du trait de côte dans les études antérieures (Gutierrez et al., 2011; Yates et Le Cozannet, 2012). Nous utilisons le réseau de la Figure 6.5, avec la discrétisation des variables continues présentée dans les Figures 6.6, 6.7 et 6.8.

2. En pratique, un deuxième cas peut se produire car les calculs de $P(O_k|M)$ sont des calculs approchés. Numériquement, il est donc possible d'obtenir la valeur 0 pour le cas d'observations peu vraisemblables. Pour contourner cette difficulté, nous répétons le calcul d'inférence jusqu'à ce qu'une valeur différente de 0 soit trouvée.

Par rapport à l'étude antérieure Yates et Le Cozannet (2012), ce réseau décrit de manière plus adéquate le jeu de données : en effet, il exclut tout d'abord la donnée de lithologie, dont nous avons vu qu'elle apporte peu d'information supplémentaire. Par ailleurs, nous avons vu qu'en limitant à trois les niveaux de discrétisation des variables continues, nous obtenons une représentation plus réaliste de ces données, compte tenu des incertitudes qui pèsent sur celles-ci.

La Figure 6.9 présente la somme des ratios de log-vraisemblance obtenue pour ce réseau. Chaque valeur de somme de log-vraisemblance correspond à une situation dans laquelle plus ou moins d'information est intégrée dans le réseau. La somme des ratios de log-vraisemblance atteint 7 000 lorsque toutes les variables explicatives de l'évolution du trait de côte sont intégrées. En revanche, si seule la géomorphologie est connue, cette somme est de 3000. Ceci s'explique en considérant que dans l'équation 6.2, la somme S_{LR} comprend toujours le même nombre d'observations n. Or, en moyenne pour chaque type de site côtier, LR_k sera d'autant plus élevé que davantage d'information relative au site côtier sera intégrée. Ainsi, comme l'on peut s'y attendre, la Figure 6.9 montre que plus le réseau intègre de variables, plus la somme des ratios de log-vraisemblance est élevée.

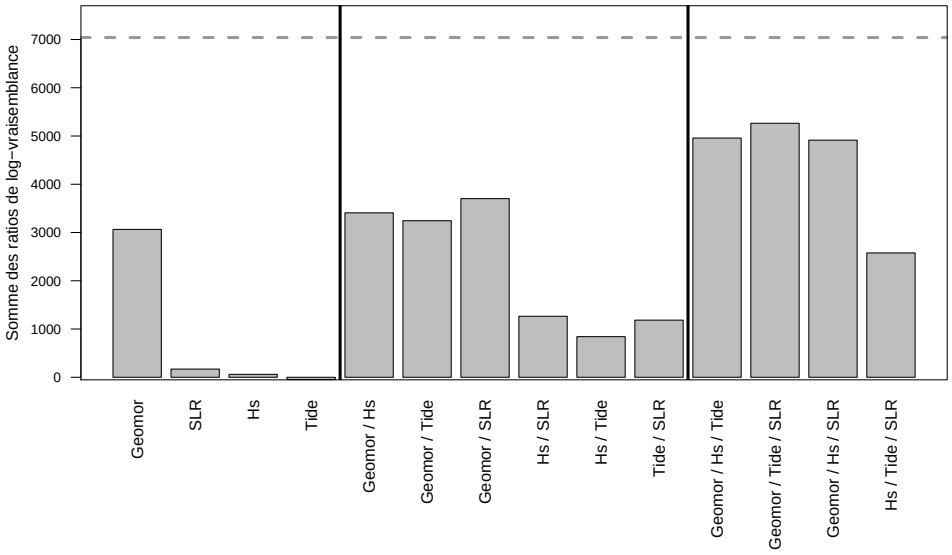

Figure 6.9 – Somme des ratios de log-vraisemblance obtenue pour des réseaux bayésiens intégrant différents sous-ensembles de variables explicatives de l'évolution du trait de côte européen. Données : Eurosion (2004) ; Calculs et figure réalisés avec R.

Ce graphique permet d'évaluer l'importance relative de chaque variable explicative de l'évolution du trait de côte dans le réseau Bayésien. Ainsi, la variable la plus importante reste la description de la géomorphologie. En effet, pour un nombre de variables donné, les sommes de log-vraisemblances les plus élevées sont toujours obtenues lorsque la géomorphologie est connue. Ce premier résultat est cohérent avec ceux de Yates et Le Cozannet (2012).

La variable élévation du niveau de la mer apparaît à nouveau comme la seconde variable la plus importante. Cependant, la différence entre cette variable et les deux autres variables continues (hauteur des vagues et marée) est moins marquée que pour Yates et Le Cozannet (2012). Plusieurs explications peuvent être avancées : tout d'abord, la discrétisation en 3 niveaux des variables continues (au lieu de 4 dans Yates et Le Cozannet (2012)) induit mécaniquement de moins bonnes performances : en effet, les paramètres du réseau ne

peuvent pas prendre en compte autant de situations distinctes lors de l'apprentissage. Par ailleurs, il existe des similitudes spatiales entre les valeurs de variations de niveau de la mer, de hauteur de vagues et de marnage (Figures 6.6, 6.7 et 6.8). Aussi, il fallait s'attendre à ce que l'introduction de l'une de ces trois variables améliore la connaissance de l'évolution du trait de côte de manière similaire.

Il n'en demeure pas moins que l'élévation du niveau de la mer apparaît comme la seconde variable la plus importante pour expliquer l'évolution du trait de côte dans le réseau Bayésien. Les sous-sections suivantes examinent d'où provient ce résultat. Pour cela, nous examinons la variabilité spatiale des ratios de log-vraisemblance pour plusieurs sous-réseaux.

6.3.2 Analyse de la somme des ratios de log-vraisemblance selon les secteurs

L'équation 6.2 montre qu'il est possible d'isoler la contribution de certains sites côtiers à la somme des ratios de log-vraisemblance.

Considérons tout d'abord le réseau pour lequel seule l'élévation du niveau de la mer est connue (deuxième colonne de la figure 6.9). Dans ce cas :

- lorsque le niveau de la mer baisse (moins de -0,5 mm/an), le ratio de log-vraisemblance moyen est de 0.085, et le pourcentage d'observations pour lesquelles le ratio de log-vraisemblance est positif est de 50% ;
- dans les secteurs où les variations du niveau marin sont faibles ou mal connues (de -0.5 mm/an à 1.5 mm/an), le ratio de log-vraisemblance moyen est de 0.070, et le pourcentage d'observations pour lesquelles le ratio de log-vraisemblance est positif est de 63% ;
- lorsque le niveau de la mer s'élève plus rapidement (plus de 1.5 mm/an), le ratio de log-vraisemblance moyen est de -0.070, et le pourcentage d'observations pour lesquelles le ratio de log-vraisemblance est positif est de 40% ;

Ce premier résultat est peu concluant : il nous indique que les secteurs pour lesquels la connaissance des variations du niveau de la mer apporte le plus d'informations sont précisément ceux où cette variable est la plus mal connue ! Il pourrait suggérer que le rôle joué par l'élévation du niveau de la mer n'est que le fruit du hasard. Une autre hypothèse pourrait expliquer ce résultat : la seule connaissance de l'élévation du niveau marin serait insuffisante pour avoir du sens. Par exemple, on s'attend à observer davantage d'effets de l'élévation du niveau de la mer pour les plages et les marais que pour les secteurs à falaises (Gornitz, 1991). Ainsi, il serait nécessaire de distinguer dans notre analyse comment chacun des différents types géomorphologiques côtiers réagit à l'élévation du niveau de la mer.

Nous examinons donc la situation pour laquelle non seulement l'élévation du niveau marin, mais aussi la géomorphologie, sont connus. Ce cas correspond à la septième colonne de la figure 6.9). Dans ce cas :

- lorsque le niveau de la mer baisse (moins de -0.5 mm/an), le ratio de log-vraisemblance moyen est de 0.58, et le pourcentage d'observations pour lesquelles le ratio de log-vraisemblance est positif est de 90% ;
- dans les secteurs où les variations du niveau marin sont faibles ou mal connues (de -0.5 mm/an à 1.5 mm/an), le ratio de log-vraisemblance moyen est de 0.11, et le

pourcentage d'observations pour lesquelles le ratio de log-vraisemblance est positif est de 70% ;

– lorsque le niveau de la mer s'élève plus rapidement (plus de 1.5 mm/an), le ratio de log-vraisemblance moyen est de 0.18, et le pourcentage d'observations pour lesquelles le ratio de log-vraisemblance est positif est de 73% ;

Nous obtenons un résultat plus conforme à ce qui était suspecté : lorsque la géomorphologie est connue, les secteurs pour lesquels le niveau de la mer baisse ont des ratios de log-vraisemblance en moyenne plus élevés que ceux pour lesquels le niveau de la mer monte ou est mal connu.

6.3.3 Analyse de la carte des ratios de log-vraisemblance

Il est possible de donner des résultats plus précis en examinant la carte des ratios de log-vraisemblance. Nous identifions tout d'abord les régions pour lesquelles le réseau a des capacités de prédiction les plus élevées lorsque toutes les variables du réseau sont renseignées (Figure 6.10). Nous constatons que le réseau est particulièrement performant en Suède et en Finlande, régions affectées par une surrection du sol consécutive à la dernière déglaciation.

Si l'on s'intéresse à présent à un réseau dans lequel seules la géomorphologie et l'élévation du niveau de la mer sont intégrées, nous constatons que la Scandinavie et la Suède sont toujours marquées par des ratios de log-vraisemblance élevés. En revanche, la situation est moins claire pour l'autre secteur affecté par une baisse du niveau marin relatif : la mer d'Irlande.

Ainsi, dans les zones affectées par une surrection induite par le rebond post-glaciaire, deux zones se distinguent :

– la Suède et la Finlande, où la connaissance de l'élévation du niveau de la mer permet de réaliser de bonnes prédictions.

– Les régions de Grande-Bretagne affectées par un rebond post-glaciaire, où les performances du réseau Bayésien apparaissent moins bonnes.

En reconsidérant la littérature relative à l'estimation des mouvements verticaux du sol en Grande-Bretagne (Woodworth et al., 2009; Shennan et al., 2012; Gehrels, 2010), nous constatons que les vitesses de surrection indiquées dans la base de données Eurosion est probablement surestimée dans cette région. Plutôt qu'à une baisse du niveau de la mer supérieure à 0.5 mm/an, les dernières décennies semblent avoir été marquées par de légères variations (hausse ou baisse) ou une relative stabilité du niveau de la mer, selon les secteurs. Ceci est confirmé par un examen des marégraphes de la base de données du PSMSL : dans cette région, seul le marégraphe de Workington indique une baisse relative du niveau de la mer. Or, les variations relatives du niveau de la mer de la base de données Eurosion sont obtenues à partir d'une interpolation des données marégraphiques. Nous suggérons donc que lorsque les connaissances sur les mouvements verticaux du sol en Europe seront suffisantes, il sera utile de mettre à jour ce champ de données.

Finalement, nous avons identifié la principale raison pour laquelle l'élévation du niveau de la mer apparaît comme un paramètre important dans la base de données. Comme nous le suspections, cela est lié aux fait que les côtes basses de Suède et de Finlande, actuellement affectées par une baisse relative du niveau de la mer, sont également renseignées comme étant en accrétion dans la base de données Eurosion.

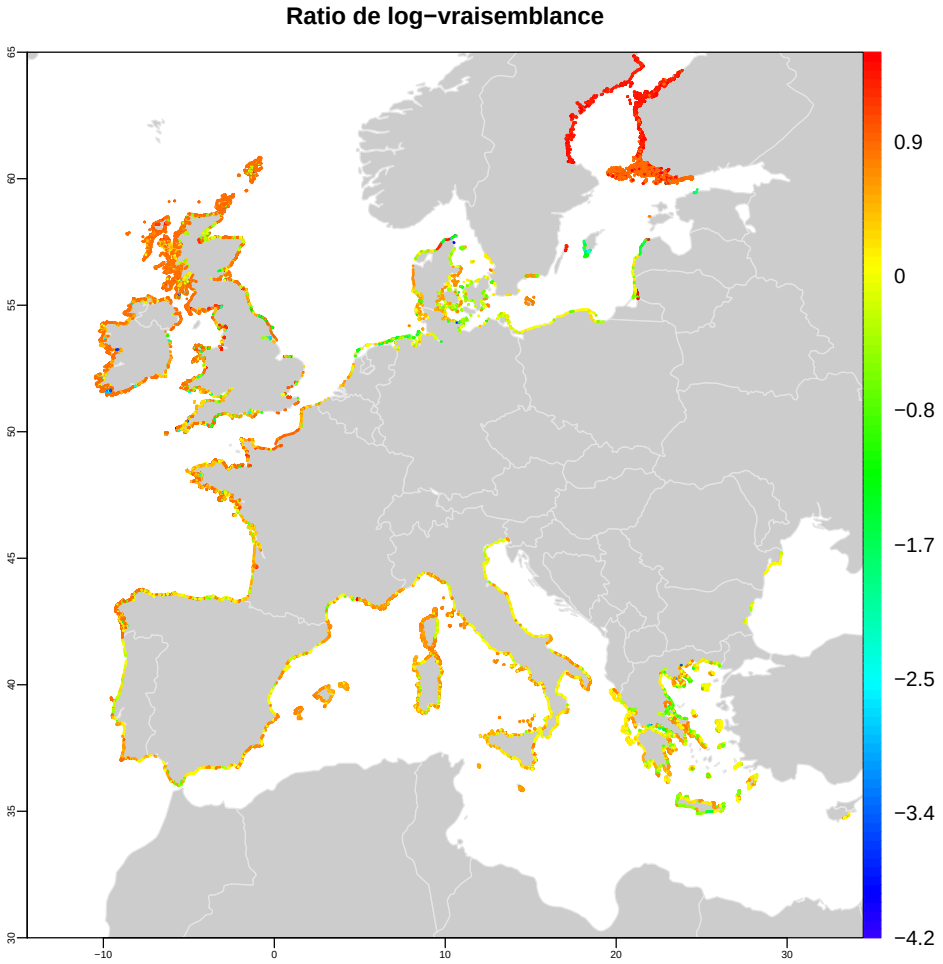

Figure 6.10 – Ratios de log-vraisemblance obtenus pour des réseaux bayésiens lorsque toutes les variables explicatives sont connues. Données : Eurosion (2004) ; Calculs et figure réalisés avec R.

6.3.4 Besoins en termes d'amélioration de la base de données Eurosion

Notre analyse a mis en évidence un besoin de mise à jour de la variable niveau de la mer dans la base de données Eurosion. En Méditerranée, ce champ de la base de données est douteux, en raison des nombreuses causes possibles de mouvements verticaux du sol (Wöppelmann et Marcos, 2012). Le long des côtes Atlantique et de mer du Nord, la précision de la base de données est insuffisante pour cartographier la variabilité spatiale des variations du niveau de la mer récentes (Wahl et al., 2013). Enfin, en Grande-Bretagne, le long des côtes de la mer d'Irlande, le soulèvement du sol est surestimé, à la fois en termes d'amplitude et d'extension spatiale (Woodworth et al., 2009; Shennan et al., 2012; Gehrels, 2010). La mise à jour de cette variable "élévation du niveau de la mer" ne serait pas une tâche aisée : dans la plupart des cas, et notamment en Méditerranée, on connaît mal la variabilité spatiale des mouvements verticaux du sol.

Les hauteurs de vagues sont une autre variable pour laquelle une mise à jour serait nécessaire. En effet, en l'état actuel, la base de données ne permet pas d'isoler des secteurs localement relativement abrités des vagues (exemple : estuaires de la façade Atlantique Française). En conséquence, les cartes des états pris par les variables "variations du niveau

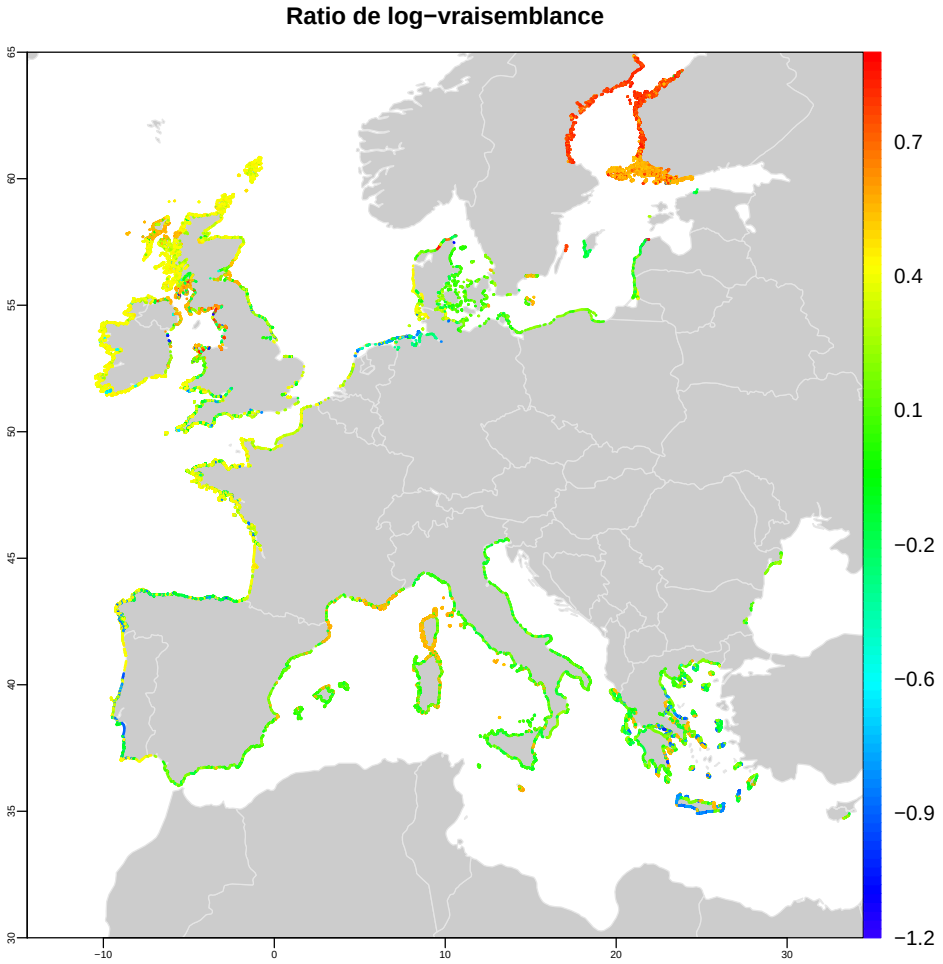

Figure 6.11 – Ratios de log-vraisemblance obtenus pour des réseaux bayésiens lorsque seules la géomorphologie et l'élévation du niveau de la mer sont connues. Données : Eurosion (2004) ; Calculs et figure réalisés avec R.

de la mer" et "hauteurs de vagues" sont similaires (voir les Figures 6.6 et 6.7). Pour mettre à jour cette donnée de hauteurs de vagues, des bases de données côtières à relativement haute résolution seraient indispensables.

Pour finir, la base de données Eurosion renseigne sur la géomorphologie et l'évolution du trait de côte dans les années 1980 et 1990. Il serait intéressant de savoir comment la situation a évolué au cours des années 2000.

Tous ces éléments montrent le besoin d'une mise à jour de la base de données Eurosion. Cette mise à jour serait d'autant plus utile que l'on comprend à présent l'utilité de telles bases de données pour détecter des effets de l'élévation du niveau de la mer en cours.

6.4 Conclusion : variabilité spatiale de l'élévation du niveau de la mer et mobilité du trait de côte en Europe

Dans ce chapitre, nous avons modélisé les liens entre les différentes variables de la base de données côtières Eurosion par un réseau Bayésien. Finalement, cette analyse fait apparaître que l'élévation du niveau de la mer est une variable importante pour expliquer l'évolution

du trait de côte en Europe. Nous avons montré que ce rôle important de la variable "élévation du niveau de la mer" s'explique par le fait que les côtes de Suède et de Finlande, où le niveau de la mer baisse, sont également en accrétion.

Ce résultat a du sens physiquement. Il vient conforter l'hypothèse selon laquelle la réponse des systèmes côtiers à de mêmes variations relatives de l'élévation du niveau de la mer ne sont pas identiques, selon qu'elles se prolongent pendant plusieurs milliers d'années, ou bien qu'elles n'ont été initiées que depuis une centaine d'années.

Après avoir considéré le cas de l'Europe, nous pouvons revenir sur celui de la côte Est des Etats-Unis. Dans cette étude, Gutierrez et al. (2011) ont trouvé que l'élévation du niveau de la mer était la variable la plus importante pour expliquer l'évolution du trait de côte. A partir de la carte 6.12 nous pouvons à présent proposer des explications à ce résultat. Tout d'abord, la bonne correspondance entre les observations du réseau Bayésien et les observations d'évolution du trait de côte dans la baie de Chesapeake joue un rôle pour expliquer la somme élevée de ratios de log-vraisemblance lorsque le réseau intègre la connaissance de l'élévation du niveau marin. Dans cette baie, on observe une hausse du niveau marin plus rapide que la moyenne, et également une érosion du trait de côte. A nouveau, ces observations sont conformes à une hypothèse dans laquelle l'élévation du niveau de la mer joue un rôle important pour expliquer l'évolution du trait de côte. Nous notons également que les prédictions du réseau sont correctes au Nord (côte du Maine) et dans le sud (côtes de Floride), dans des zones où les variations du niveau de la mer son moins rapides et les côtes sont généralement stables. Ceci se traduit nécessairement par des contributions positives à la somme des ratios de log-vraisemblance.

Dans la manière de classer l'importance des variables, deux éléments déterminants sont le nombre de sites considérés et la variabilité spatiale des valeurs prises par la variable d'intérêt. Dans notre application en Europe, l'analyse de la section précédente implique clairement que si nous nous étions focalisés uniquement sur les côtes de Baltique, l'analyse par somme des ratios de log-vraisemblance aurait révélé un rôle primordial de l'élévation du niveau de la mer. Au contraire, nous avons intégré des sites côtiers le long de toutes les côtes européennes. Pour la plupart de ces sites, les données dont nous disposons indiquent que l'élévation du niveau de la mer est proche de la moyenne globale. Mécaniquement, le rôle de la variabilité spatiale de l'élévation du niveau de la mer, tel qu'il est révélé par l'analyse de la somme des ratios de log-vraisemblance, apparaît relativement peu marqué.

Ainsi, nous pouvons proposer une explication au fait que l'élévation du niveau marin apparaît comme une cause importante de l'évolution du trait de côte sur la côte Est des Etats-Unis : d'une part, cette côte est marquée par une plus grande variabilité spatiale des variations du niveau marin qu'en Europe, où la plupart des sites sont dans des zones où le niveau de la mer est soit mal connu, soit s'écarte peu de la tendance moyenne globale. D'autre part, les subsidences dans la Baie de Chesapeake sont peut-être effectivement l'une des causes d'une érosion plus marquée, peut-être parce que ce phénomène a commencé depuis plusieurs milliers d'années, ou peut-être également parce qu'il est sous-estimé dans certaines zones, n'étant renseigné que par des mesures ponctuelles (marégraphes) ou des modèles d'ajustement isostatiques globaux.

Pour aller plus loin dans l'analyse, il serait nécessaire de disposer de données mieux résolues sur l'élévation de l'élévation du niveau de la mer. Nous avons vu dans le chapitre 3 et dans ce chapitre que cette perspective n'est pas immédiate. Aujourd'hui, nous ne disposons pas de données suffisamment fiables ou résolues sur les mouvements verticaux du sol côtiers pour mettre à jour du champ de données "élévation du niveau de la mer" dans

la base de données Eurosion.

D'une manière générale, les deux études de Gutierrez et al. (2011) et Yates et Le Cozannet (2012) se sont surtout attachées à évaluer les capacités prédictives d'un modèle fondé sur un réseau Bayésien. Ces études ont constaté l'importance prise par l'élévation du niveau marin, mais ne donnent pas d'explications sur les phénomènes physiques impliqués. Cette limitation est inhérente aux études fondées sur des observations uniquement (c.f. chapitre 2). Aussi, nous ne pouvons pas nous avancer davantage dans cette analyse des phénomènes physiques en jeu, et devons nous limiter à formuler des hypothèses de recherches :

- importance de la durée (et pas uniquement du taux) de l'élévation du niveau de la mer relative pour que celle-ci ait un effet observable sur l'érosion,
- insuffisance des connaissances actuelles concernant les mouvements verticaux du sol côtiers.

Néanmoins, notre analyse a permis de bien comprendre le potentiel et les limites de l'analyse par ratios de log-vraisemblances pour analyser l'importance relative de différentes causes de l'évolution du trait de côte.

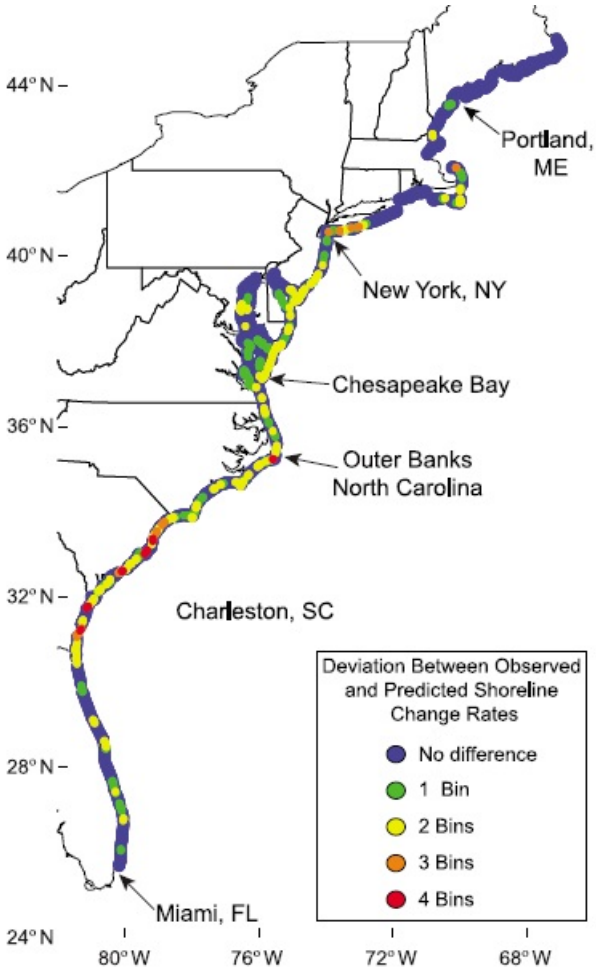

Figure 6.12 – Carte des différences entre évolution du trait de côte observée et prédite par le réseau Bayésien de Gutierrez et al. (2011), sur la côte est des États-Unis. La légende (encadré en bas à droite de la Figure) explique que pour les sites indiqués en bleu, il n'y a pas de différence entre les observations et la prédiction du modèle Bayésien à la résolution des observations d'évolution du trait de côte. Pour les autres sites (couleurs verte, jaune, orange et rouge), la différence entre les observations et la prédiction du modèle est d'autant plus importante que le nombre de "bin" sont élevés. Les "bins" correspondent ici à des classes d'évolution du trait de côte (plus de 2 m/an, de 2 à 1 m par an, moins de 1 m/an). Source : Gutierrez et al. (2011)

6.5 Résumé du chapitre 6

Problématique

Le rôle joué par l'élévation du niveau de la mer dans l'évolution du trait de côte a été analysé dans deux bases de données importantes : la côte est des États-Unis (Gutierrez et al., 2011) et la base de données Européenne Eurosion (Yates et Le Cozannet, 2012). Les résultats des deux études sont différents : l'élévation du niveau de la mer apparaît comme la variable la plus importante le long de la côte est des États-Unis, alors qu'elle est la seconde après la géomorphologie en Europe. Ce chapitre revisite ces études, en recherchant des explications, phénomènes physiques ou artéfacts numériques, aux résultats obtenus.

Méthode

Nous modélisons les relations entre variables de la base de données Eurosion par un réseau Bayésien. Par rapport aux études antérieures, notre analyse effectue des choix de discrétisation des variables continues différents, afin de prendre davantage en compte les limites en précision et justesse des données disponibles. Par ailleurs, nous ne considérons pas ici la variable décrivant la lithologie, car elle apporte peu d'informations. Enfin, nous utilisons R avec le package 'Bnlearn' pour toutes les analyses.

Résultats principaux

Malgré des choix différents de modélisation de la base de données, l'élévation du niveau de la mer apparaît comme la seconde variable la plus importante pour expliquer l'évolution du trait de côte en Europe, selon un critère fondé sur les ratios de log-vraisemblance. Nous montrons que ce résultat est essentiellement lié au cas de la Suède et de la Finlande, où le niveau marin baisse et les côtes basses apparaissent en accrétion. Enfin, nous montrons que le critère d'identification de l'importance des variables par ratios de log-vraisemblance est sensible à l'extension spatiale de la zone d'études considérées. Ceci constitue une explication aux différences entre les résultats de Gutierrez et al. (2011) et de Yates et Le Cozannet (2012).

Discussions et implications pour cette thèse

Notre analyse met tout d'abord en évidence des besoins en termes de mise à jour de la donnée niveau de la mer. Par ailleurs, bien que la méthode utilisée ne permet pas d'identifier les processus physiques à l'origine du classement par importance relative des différentes variables du réseau Bayésien, nous remarquons que les sites pour lesquels un rôle de l'élévation du niveau de la mer est identifié sont ceux affectés par des mouvements verticaux du sol. Ceci suggère un rôle important de la durée pendant laquelle le niveau de la mer s'élève, en particulier lorsque les taux sont faibles.

Chapitre 7

Approche analytique dans le cas des plages sableuses

Dans le chapitre 2, nous avons présenté une équation classiquement utilisée pour décrire l'évolution du trait de côte dans le cas de plages sableuses et d'une disponibilité infinie de sédiments (exemple : Stive, 2004; Aagaard et Sørensen, 2013 ; voir équation 2.3, page 49) :

$$\Delta S = \Delta\xi/tan(\beta) + f_{cross-shore} + f_{longshore} + f_{external} \tag{7.1}$$

où :

- ΔS est le déplacement horizontal du trait de côte observé pour une période de temps donnée,
- $\Delta\xi$ est le changement de niveau de la mer observé pendant la même période de temps,
- β désigne la pente de la plage entre la profondeur de fermeture et le haut de la plage aérienne,
- $f_{cross-shore}$, $f_{longshore}$ et $f_{external}$ désignent les contributions des processus transversaux, longitudinaux et externes (ex : rechargement) à la mobilité du trait de côte.

Dans cette équation décrivant le bilan sédimentaire côtier, le terme $\Delta\xi/tan(\beta)$ représente l'effet des variations séculaires du niveau marin. Ce terme correspond à la loi de Bruun (Bruun, 1962), et nous l'appelons "terme de Bruun" par la suite. On peut noter que d'autres modélisations conceptuelles des effets de l'élévation du niveau de la mer sont parfois données pour aboutir à la même formulation (exemple : Brunel et Sabatier, 2007; Davidson-Arnott, 2005 ; voir chapitre 2). L'équation 7.1 peut donc être justifiée sans nécessairement faire appel aux concepts de la loi de Bruun.

Si l'on considère des valeurs communes des différents paramètres de l'équation 7.1, on peut constater que le terme de Bruun correspond à des effets inférieurs ou du même ordre que ceux des autres processus (Stive, 2004). Comme l'élévation du niveau de la mer est amenée à s'accélérer, la question posée est la suivante : à partir de quelle période de temps le terme de Bruun deviendrait-il une contribution majeure dans l'équation du bilan sédimentaire (équation 7.1) ?

Dans ce chapitre, nous élaborons un modèle statistique pour examiner cette question. Après une analyse des hypothèses qui amènent l'équation 7.1, nous montrons que si la loi de Bruun est vérifiée et si l'élévation du niveau de la mer suit les hypothèses du GIEC (Church et al., 2013a), l'élévation du niveau de la mer a des effets sur le recul du trait de

côte qu'il deviendra possible de distinguer de la tendance de fond dans la seconde partie du XXIème siècle, dans au moins deux tiers des sites côtiers naturels et de faible énergie. Enfin, nous supposons que les paramètres du modèle correspondant à l'équation 7.1 sont incertains (ex : niveau de la mer, pente des plages, effets des processus longitudinaux) et procédons à une analyse de la variance de l'évolution du trait de côte. Ceci permet d'identifier pour quel type de sites côtiers le terme de Bruun a le plus de chances d'être observable au cours du XXIème siècle.

Le travail présenté dans ce chapitre a été réalisé en 2015. J'ai conçu et réalisé cette étude, avec l'appui de Jeremy Rohmer (analyse globale de sensibilité), Bruno Castelle, Déborah Idier, Carlos Oliveros et Manuel Garcin (processus côtiers).

7.1 Retour sur l'équation du bilan sédimentaire littoral

Dans cette première section, nous reprenons la construction par Stive (2004) de l'équation 7.1 à partir d'équations de conservation. Nous montrons que cette construction suppose d'admettre les hypothèses de la loi de Bruun localement, dans tout le profil de la zone morphodynamiquement active.

7.1.1 L'équation du "coastal track"

Réécrivons l'équation du bilan sédimentaire côtier (équation 7.1) à la manière de Stive (2004) :

$$c_p = \frac{d\xi}{dt}\frac{L}{h_0} + q_{x,dune} - q_{x,offshore} - \frac{\partial Q_y}{\partial y} - s \tag{7.2}$$

où

- ξ est le niveau de la mer moyen, et, en reprendant les notations de Stive (2004), $\frac{d\xi}{dt}$ exprime sa vitesse, ici, l'élévation séculaire du niveau de la mer,
- L et h_0 sont respectivement les largeurs de la zone morphologiquement active de la zone côtière et la profondeur de fermeture,
- $q_{x,dune}$ désigne le transport de sable par unité de longueur dans les directions longitudinales (y) et verticales (z) ; ce terme représente le transport de la zone d'action des forçages hydrodynamiques vers la dune, où il peut alors être repris par des processus éoliens ou bien demeurer sur place, par exemple quand la dune est stabilisée par la végétation,
- $q_{x,offshore}$ désigne les échanges de sédiments avec le large, toujours par unité de longueur selon les axes (x) et (z) : les effets considérés ici sont principalement ceux de l'asymétrie des vagues, qui se traduisent par un transport net de sédiment du large vers la zone morphologiquement active,
- Q_y est le transport longitudinal par unité de longueur selon l'axe (z), intégré sur L,
- s désigne des apports supplémentaires issus d'une source locale : il peut s'agir par exemple d'une action de rechargement en sable, ou bien de pertes par prélèvement de sédiments.

A nouveau, on reconnait la loi de Bruun dans le premier terme de l'équation 7.2. Ce terme représente donc ici l'effet de l'élévation du niveau de la mer sur le recul du trait de côte.

7.1.2 Construction de l'équation du "coastal track"

Stive (2004) montre qu'il est possible de déduire cette expression des deux équations suivantes :

$$\frac{\partial z_b(x,y,t)}{\partial t} + \frac{\partial q_x(x,y,t)}{\partial x} + \frac{\partial q_y(x,y,t)}{\partial y} + s = 0 \tag{7.3}$$

où $z_b(x,y,t)$ est la hauteur du fond à l'instant t et aux coordonnées (x,y) (Voir figure 7.1), et $q_x(x,y,t)$ le flux de sédiments dans la direction (x) au point (x,y) sur la surface z et à l'instant t, en m^2/s ;

$$\frac{\partial h(x,t)}{\partial t} + c_p \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} = 0 \tag{7.4}$$

avec $z_b(x,y,t) + h(x,t) = \xi(t)$, le niveau moyen de la mer.

On peut effectivement vérifier très simplement que l'équation 7.2 peut être obtenue en combinant et en intégrant ces deux équations. En revanche, il n'est pas tout à fait immédiat de comprendre quelles hypothèses permettent d'écrire les formules 7.3 et 7.4. Dans les deux sections suivantes, nous revisitons la démarche qui amène à considérer chacune de ces deux équations.

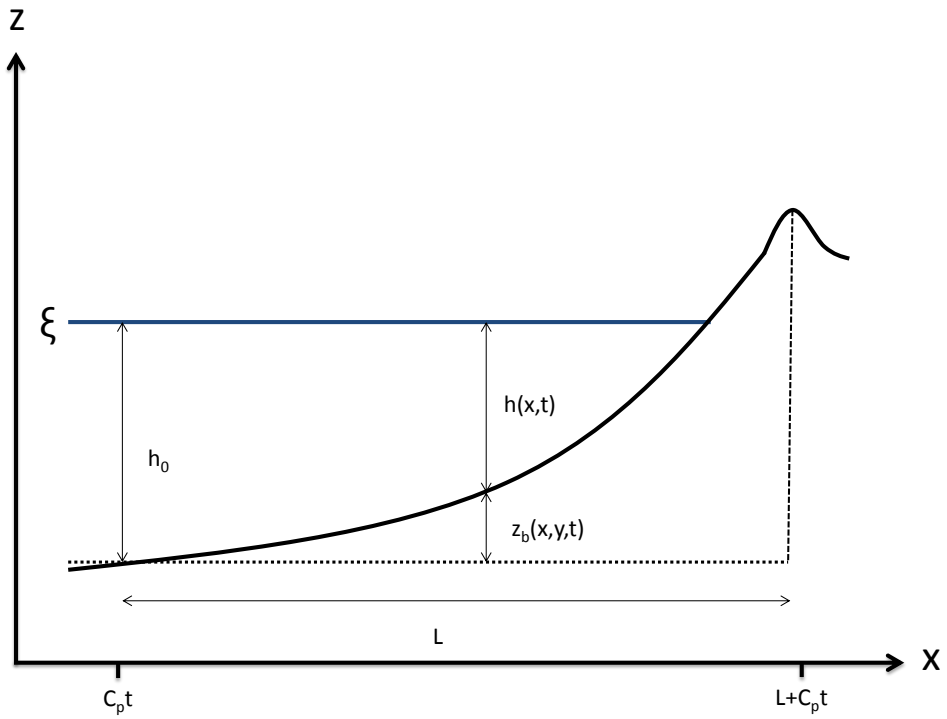

Figure 7.1 – Profil de plage et grandeurs utilisées dans les équations de cette section.

7.1.3 Analyse des équations de conservation locales

La première équation (équation 7.3) exprime simplement qu'il y a conservation des volumes de sédiments : à tout instant, si un certain volume de sédiments entre ou sort d'une maille élémentaire de la surface $z_b(x,y)$, cela se traduit par un changement de la hauteur du fond. C'est une conséquence directe de la formulation locale de l'équation de conservation des

volumes élémentaires de sédiments le long de la surface $z_b(x, y)$:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + div(\vec{q}) = 0 \tag{7.5}$$

où div désigne l'opérateur divergence [1]. Nous pouvons donc dire que cette équation ne pose pas de difficultés. Elle peut être admise dans un cas très général.

La seconde équation (équation 7.4) nous intéresse tout particulièrement puisque c'est celle qui fait apparaître le terme de Bruun dans l'équation 7.2 : si on intègre l'équation 7.3 pour x entre $c_p t$ et $L + c_p t$, on obtient directement la loi de Bruun, et un terme $\int_{c_p t}^{L+c_p t} \frac{\partial z_b(x,z,t)}{\partial t} dx$ que l'on peut décomposer en composantes cross shore, longshore et externes avec l'équation 7.4.

Pour obtenir cette équation 7.4, Stive (2004) considère un profil de plage (Figure 7.1 et fait les hypothèses suivantes : invariance du profil de plage, de la profondeur de fermeture (h_0) et de la largeur de la zone hydromorphologiqement active (L).

L'équation 7.4 est alors présentée comme une équation de conservation des volumes de sédiments pour un profil de plage invariant, mais se translatant dans le plan (x, z). Pour notre part, nous interprétons l'équation 7.4 comme une implication de l'équation de conservation du volume d'eau situé au-dessus de la plage hydromorphologiquement active [2]. En effet, il suffit de remarquer que la conservation de ce volume d'eau au cours du temps peut s'écrire :

$$\frac{d}{dt} \int\int_{S(t)} \mathbb{1}_{H(x,z,t)} d\nu = 0 \tag{7.6}$$

où $\mathbb{1}_{H(x,z,t)}$ est la fonction indicatrice qui renvoie 1 pour les points (x,z,t) correspondant à la présence d'eau au dessus du profil morphodynamiquement actif. Cette équation exprime simplement le fait que la projection du volume d'eau dans le plan (x,z) n'évolue pas si l'on considère des périodes de temps très supérieures à l'année.

Le "volume" S(t) est délimité par la profondeur de fermeture, le fond et la partie aérienne. Nous remarquons que $x \mapsto h(x, t)$ peut s'exprimer comme la différence des aires situées en dessous du niveau marin ξ et au-dessus de la surface active du fond active z_b, pour la zone morphodynamiquement active comprise entre $c_p t$ et $L + c_p t$. En utilisant l'hypothèses de stationarité de L, on peut donc réécrire l'équation 7.6 de la manière suivante :

$$\frac{d}{dt} \int_{c_p t}^{L+c_p t} h(x, t) dx = 0 \tag{7.7}$$

Les bornes de cette intégrale évoluent donc au cours du temps, de sorte qu'il n'est pas possible de passer le signe de dérivation directement sous le signe somme. Aussi, en utilisant l'hypothèse que la profondeur de fermeture n'évolue pas au cours du temps et en

1. on a donc : $div(\vec{a}) = \frac{\partial a_x}{\partial x} + \frac{\partial a_y}{\partial y} + \frac{\partial a_z}{\partial z}$

2. Notons que d'autres difficultés se posent par ailleurs. En effet, les hypothèses permettant d'écrire cette équation peuvent être faites pour des échelles de temps décénales à pluridécénales. Or :

- le terme $d\xi/dt$ (que l'on exprime ici sous forme de dérivée totale car ξ ne dépend que de t) se réfère à des variations d'élévation du niveau marin pluridécénales, et non à une vitesse instantanée. Pour contourner cette difficulté, on peut dire que ξ est un niveau marin moyen (intégré par exemple sur l'année) et que $d\xi/dt$ exprime la vitesse instantanée d'une grandeur moyennée dans le temps.
- la même remarque s'applique au terme $\partial h(x, t)/\partial t$, car l'hypothèse qui est faite est celle d'un profil de plages inchangé pour des périodes de temps très supérieur à l'année.

L'écriture de l'équation 7.4 sous sa forme locale ne la rend donc pas très aisée à interpréter. Nous suggérons qu'une formulation intégrée serait plus adéquate. Ceci reviendrait pratiquement à admettre l'équation de conservation des sédiments côtiers (équation 7.2).

utilisant la formule de Leibniz de dérivation sous le signe intégral, on obtient :

$$\int_{c_p t}^{L+c_p t} \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} dx + c_p h_0 = 0 \tag{7.8}$$

Ce que l'on peut aussi écrire :

$$\int_{c_p t}^{L+c_p t} \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} dx + \int_{c_p t}^{L+c_p t} c_p \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} dx = 0 \tag{7.9}$$

Nous sommes partis d'une conservation globale du "volume d'eau" dans le profil de plage (équation 7.6). A présent, l'équation 7.4 apparaît clairement comme la formulation locale de cette conservation. Cette formulation locale est vérifiée sous les hypothèses de convexité du profil de plage dans le plan (x, z) [3].

Nous avons donc montré que l'équation 7.4 est la forme locale de l'équation de conservation du volume d'eau au dessus de la zone hydromorphologiquement active dans le plan (x,z). Ce résultat montre qu'aussitôt l'équation 7.4 écrite, la loi de Bruun et ses hypothèses de départ ont déjà été implicitement admises.

7.1.4 Rôle de l'élévation du niveau de la mer dans l'équation du "coastal track"

Dans la section précédente, nous avons vu que la loi de Bruun telle qu'elle apparaît dans l'équation 7.2 découle uniquement de l'équation 7.4. Nous avons également montré que cette équation 7.4 est effectivement vérifiée sous les hypothèses de la loi de Bruun.

Dans la suite, nous faisons l'hypothèse que la formule 7.1 est précise et sans biais. Dans ce cas, il devient possible d'évaluer la contribution de chacun des processus impliqués dans la dynamique sédimentaire côtière pour des sites côtiers idéalisés, en évaluant des ordres de grandeur typiques de chacun des termes de l'équation 7.1

Ces hypothèses nous permettent de poursuivre le raisonnement de Stive (2004). En considérant des observations existantes, Stive (2004) donne des ordres de grandeur pour chacun des processus induisant une perte ou un gain de sédiments (Tables 7.1 et 7.2). Ainsi, il note que l'assymétrie des vagues induit des gains nets de sédiments, alors que les processus éoliens induisent des pertes du même ordre de grandeur que l'effet de Bruun. Notons que Stive (2004) retient des valeurs pour l'effet de Bruun qui correspondent à des pentes de l'ordre de $tan(\beta)$ comprises entre 0.001 et 0.002, plus faibles que celles retenues dans beaucoup d'études. Lors d'événements de tempêtes, Stive (2004) estime que les reculs peuvent être de l'ordre de 10 m. Enfin, il distingue 4 cas pour évaluer les effets du transport longitudinal (Table 7.2) : côtes anthropisées ou non, affectées par des forçages de basse ou haute énergie. Ces situations idéalisées pourraient correspondre par exemple aux côtes méditerranéenne ou atlantique françaises. Le cas de côtes anthropisées correspond ici à une situation pour laquelle des infrastructures de défenses côtières telles que des épis sont disposées dans la zone active de la plage. Il s'agit donc d'infrastructures visant à accumuler des sédiments transportés par des processus longitudinaux, et non d'ouvrages tels que des

3. En effet, l'hypothèse sur la convexité du profil de plage dans le plan (x, z) implique que pour tout t, la fonction $x \mapsto h(x,t)$ est croissante. Sa dérivée partielle par rapport à x est donc positive. c_p est une vitesse de déplacement du profil de plage dans la direction de l'axe des abscisses. Cette vitesse est soit positive, soit négative pour tout x entre $c_p t$ et $L + c_p t$. L'invariance du profil de plage implique que le terme de droite dans l'équation 7.9 est toujours du même signe pour tout x entre $c_p t$ et $L + c_p t$. Aussi, les termes situés sous le signe somme dans l'équation 7.9 sont toujours de même signe pour x et on retrouve bien l'équation 7.4.

digues qui viendraient stabiliser le trait de côte, quitte à voir le niveau de la plage se réduire jusqu'à ce que la digue soit en permanence au contact de l'eau.

Table 7.1 – Ordre de grandeur des effets de différents processus sédimentaires transversaux pour la mobilité du trait de côte selon Stive (2004) et pour une profondeur de fermeture de 10m. Les effets des vagues font référence aux processus transversaux causés par l'assymétrie des vagues.

Processus	Effets pour le trait de côte
Effet de Bruun	Recul de 500 à 1000 fois la vitesse d'élévation du niveau marin
Processus éoliens	Recul de 0.5 à 1m/an
Effet des vagues	Avancée du trait de côte de 1,5 à 4m/an
Effet des tempêtes	Recul de l'ordre de 10m par événement extrême

Table 7.2 – Ordre de grandeur des effets de différents processus sédimentaires longitudinaux pour la mobilité du trait de côte selon Stive (2004) et pour une profondeur de fermeture de 10m.

Caractéristiques du site	Faible anthropisation	Forte anthropisation
Forçages de haute énergie	environ 1m/an	environ 10m/an
Forçages de basse énergie	environ 0,1m/an	environ 1m/an

En donnant ces ordres de grandeur, Stive (2004) veut démontrer que pour les vitesses d'élévation du niveau marin actuellement observées, l'effet de Bruun n'est pas le facteur dominant, mais qu'il n'est pas négligeable. Il note également que les chances d'observer un effet sont meilleures pour les rivages peu anthropisés et exposés à des forçages de basse énergie. Il conclut finalement qu'avec une élévation du niveau marin de l'ordre du centimètre par an, les impacts pour le trait de côte deviendraient perceptibles. Ceci nous conduit à nous poser la question suivante : pour quelles périodes de temps l'élévation du niveau de la mer pourrait devenir non négligeable ? Dans les sections suivantes, nous mettons en place un modèle statistique simple qui permet d'examiner cette question.

7.2 Projections probabilistes du recul du trait de côte

L'objectif de cette section est d'estimer à partir de quelle période de temps un effet de Bruun pourrait devenir observable. Pour cela,nous étendons l'analyse de Stive (2004). Tout d'abord, dans la sous-section 7.2.1, nous simulons explicitement la mobilité du trait de côte en utilisant l'équation du bilan sédimentaire côtier (équation 7.2) et les valeurs classiques de flux sédimentaires correspondant à chacun des processus contributeurs à ce bilan (Tables 7.1 et 7.2). Nous remarquons alors que la limite cette approche est de prendre en compte des rythmes d'élévation du niveau marin bien définis (par exemple : 1cm par an). Or, la vitesse d'élévation du niveau marin pour une période de temps donnée est incertaine : par exemple, en 2100, on estime que la vitesse de l'élévation du niveau de la mer sera comprise entre quelques millimètres et quelques centimètres par an. Pour évaluer à quelles périodes de temps l'élévation du niveau marin aura des effets visibles pour le recul du trait de côte, il faut donc construire des scénarios probabilisés de l'élévation du

niveau de la mer global (sous-section 7.2.2) et prendre en compte la variabilité régionale (sous-section 7.2.3). L'approche développée est appliquée dans la sous-section 7.2.4 pour les même sites idéalisés que ceux de Stive (2004).

7.2.1 Modélisation stochastique pour des scénarios d'élévation du niveau marin prédéterminés

Pour nous convaincre des conclusions de Stive (2004) quant à l'observabilité des effets de l'élévation du niveau de la mer sur le recul du trait de côte, nous effectuons des simulations d'un modèle statistique d'évolution du rivage. Pour cela, nous sommons les contributions des différents processus intervenant dans l'équation 7.2, en considérant que les paramètres d'entrée de cette équation sont incertains. L'approche algorithmique générale utilisée pour générer des scénarios de recul ou d'avancée du trait de côte est résumée dans la figure 7.2. Dans cette approche algorithmique, nous faisons les hypothèses suivantes :

- les ordres de grandeurs de chacun des processus contribuant à l'évolution du trait de côte sont ceux des Tables 7.1 et 7.2,
- aucun des cas considéré dans la Table 7.2 n'est privilégié : ils sont donc considérés équiprobables,
- chacun des paramètres d'entrée de l'équation 7.2 suit une loi uniforme, à l'exception du cas particulier de la succession des tempêtes qui est traité ci-dessous.

Notons que la loi uniforme est celle qui maximise l'entropie d'une distribution lorsque seule les bornes inférieures et supérieures sont connues (voir par exemple : Rohmer et al., 2014). Ainsi, en effectuant ce choix, nous n'introduisons aucune information supplémentaire au delà des valeurs proposées par Stive (2004).

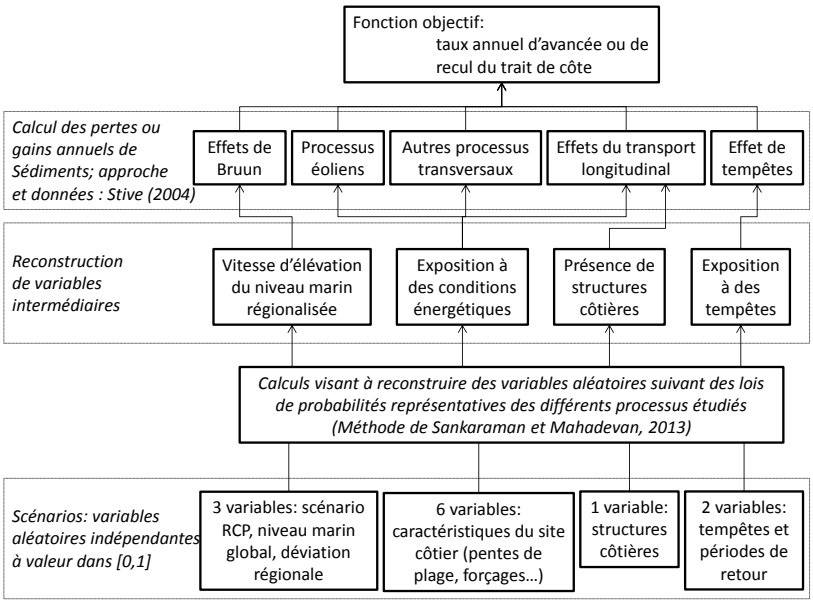

Figure 7.2 – Approche algorithmique générale adoptée pour générer des scénarios de recul du trait de côte.

Dans le cas particulier des tempêtes, nous considérons que la succession des événements suit un processus de Poisson. Ceci revient à dire que pour chaque pas de temps, la

probabilité que n événements de tempête surviennent est de :

$$P(N = n) = \frac{\lambda^n e^{-\lambda}}{n!} \tag{7.10}$$

Cette hypothèse est couramment effectuée (Ranasinghe et al., 2012), même si elle peut être mise en défaut par certaines séquences d'événements telles que les tempêtes de l'hiver 2013-2014 en Europe de l'Ouest. Si l'on considère qu'une tempête peut générer un recul du trait de côte d'un ordre de grandeur de O(10)m (Stive, 2004), deux sources d'incertitudes doivent alors être considérées :

- la période de retour de tels événements extrêmes, que nous considérons ici comprise entre 10 et 1000 ans,
- le recul du trait de côte, que nous estimons être compris entre 0 et 20m pour une tempête, en nous basant sur les données de Stive (2004).

Nous supposons que ces deux sources d'incertitude suivent des lois uniformes.

La figure 7.3 montre la variabilité de la vitesse annuelle d'évolution du trait de côte lorsque l'on applique l'approche algorithmique exposée ci-dessus. Nous constatons un décalage des simulations d'évolution du trait de côte vers davantage d'érosion pour les élévations du niveau de la mer les plus rapides. Cette figure montre donc que pour les hypothèses retenues, l'effet de Bruun n'est pas négligeable dans la situation actuelle et encore moins pour des élévations du niveau de la mer de l'ordre de 1 cm/an. Cependant, l'effet de Bruun ne domine pas dans tous les cas, et la mobilité du trait de côte demeure très variable même pour des taux d'élévation du niveau marin assez élevés (de l'ordre de 1 cm/an).

Dans la Figure 7.3, nous considérons tout type de côte, anthropisé ou non et de haute ou basse énergie. Cependant, on admet couramment que les effets de l'élévation du niveau de la mer sur le recul du trait de côte sont plus importants pour les côtes non anthropisées et de basse énergie. C'est en s'appuyant sur cette hypothèse que la plupart des études examinant des observations passées se sont focalisées sur des sites peu aménagés (voir chapitre 2). Il est possible de retrouver ce résultat dans l'approche de Stive (2004) : les volumes de sédiments transportés par les processus longitudinaux y sont en effet beaucoup plus importants pour une côte très aménagée que pour un littoral peu anthropisé (Table 7.2). Dans le premier cas, l'effet de Bruun est alors noyé dans le bruit induit par le effets du transport longitudinal. Si l'équation 7.2 des bilans sédimentaires côtiers est vérifiée, et si les ordres de grandeur donnés dans les tables 7.1 et 7.2 sont justes, il est clair que les effets de l'élévation du niveau de la mer seront perceptibles en tout premier lieu pour des côtes peu aménagées.

En apparence, les résultats obtenus par l'analyse d'observations (chapitres 2, 5 et 6) et par l'approche analytique du "coastal track" sont donc cohérentes (Stive, 2004). Néanmoins, pour obtenir ce résultat, nous avons admis les hypothèses de travail de la loi de Bruun, en dépit de toutes les limites de cette loi (Cooper et Pilkey, 2004b). Les perspectives de recherches pour s'affranchir de cette condition sont discutées dans le chapitre 8. Avant cela, les résultats présentés dans la figure 7.3 nous amène à nous poser à nouveau la question principale de ce chapitre : si l'équation 7.2 est vérifiée, à partir de quand et pour quel type de côtes pourra-t-on identifier un effet de l'élévation du niveau de la mer ? Remarquons que les résultats présentés jusqu'à présent ne permettent pas de répondre à cette question. En effet, nous avons fait l'hypothèse d'un scénario d'élévation du niveau marin (10 mm/an), sans le relier à une date précise. Aussi, il nous faut élaborer des scénarios probabilisés d'élévation du niveau marin en fonction du temps. C'est l'objet des deux sections suivantes.

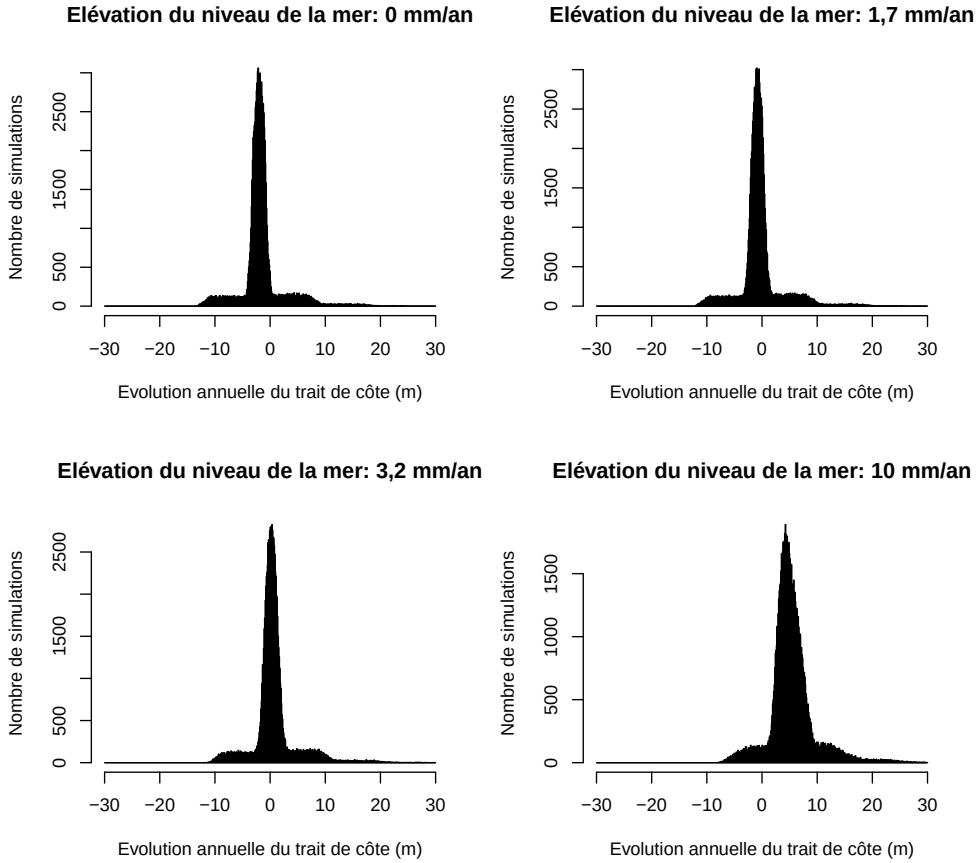

Figure 7.3 – Mobilité du trait de côte pour les ordres de grandeurs des processus transversaux et longitudinaux proposés par Stive (2004), ici obtenue en effectuant 100 000 simulations aléatoires et sous l'hypothèse de niveau marin stable, de 1,7 mm/an (moyenne au XXème siècle), de 3,2 mm/an (moyenne actuelle) et de 1 cm/an (possible en 2100).

7.2.2 Scénarios de niveau de la mer global

7.2.2.1 Forme des scénarios d'élévation du niveau de la mer actuellement disponibles

Différents scénarios d'élévation du niveau marin global sont actuellement disponibles, et certains d'entre-eux sont fournis sous forme probabiliste (Kopp et al., 2014; Jevrejeva et al., 2014a). Cependant, ce n'est que partiellement le cas pour ce qui concerne les scénarios fournis par le GIEC : dans son 5ème rapport, le GIEC donne les valeurs médianes et vraisemblables jusqu'à 2100 pour chacun des scénarios climatiques RCP 2.6, 4.5, 6.0 et 8.5. Ainsi, selon le GIEC, il resterait 1/3 de chances pour que le niveau de la mer global s'élève d'une valeur située en dehors de cette fourchette vraisemblable (Church et al., 2013b). Entre 2100 et 2500, Church et al. (2013a) donnent uniquement une fourchette de valeurs produites par des simulations de modèles climatiques.

7.2.2.2 Une loi de probabilité pour représenter les scénarios de niveau marin globaux au XXIème siècle

Comment construire une densité de probabilité capable de représenter les informations issues de l'IPCC ? Plusieurs approches ont été utilisées dans la littérature : Purvis et al. (2008) utilisent une distribution triangulaire, tandis que Anderson et al. (2015) utilisent une distribution gaussienne. Cependant, des recherches récentes ont mis en évidence que la forme générale d'une densité de probabilité représentant le niveau de la mer global futur est de forme assymétrique (Jevrejeva et al., 2014a) : la queue de la distribution est plus longue pour les valeurs élevées de niveau marin que pour les valeurs basses. Ceci traduit les fortes incertitudes quant à la contribution des calottes polaires à l'élévation du niveau marin futur. De manière évidente, la densité de probabilité représentant l'élévation du niveau marin futur est également bornée.

De toutes les lois de probabilité classiques, la loi Beta est particulièrement intéressante pour notre application : sa densité de probabilité de remplit les deux conditions d'avoir une forme assymétrique et d'être bornée, pourvu que ses paramètres α et β vérifient : $1 < \alpha < \beta$. La distribution Beta peut être définie par sa fonction de répartition :

$$F(x;\alpha,\beta) = \frac{\displaystyle\int_0^x t^{\alpha-1}\cdot(1-t)^{\beta-1}\,\mathrm{d}t}{\displaystyle\int_0^1 t^{\alpha-1}\cdot(1-t)^{\beta-1}\,\mathrm{d}t} \tag{7.11}$$

où x est défini sur l'intervalle $[0,1]$.

Nous disposons donc d'une loi de probabilité susceptible de représenter de manière satisfaisante notre connaissance du niveau marin future. Il reste à calculer les paramètres α et β pour lesquels la densité de probabilité s'ajuste au mieux aux contraintes produites par le GIEC.

7.2.2.3 Méthode de calcul des paramètres de la loi Béta

Le GIEC donne des valeurs pour la médiane et la fourchette vraisemblable des valeurs de niveau marin futur à différentes échéances. Pour compléter ces informations, il faut faire des hypothèses sur les bornes supérieures et inférieures des scénarios de niveau marin, ainsi que sur la dynamique de croissance de l'élévation du niveau de la mer. En pratique, pour chaque échéance de temps considérée, des approximations de α et β peuvent être trouvées en utilisant l'approximation de Kerman pour la médiane d'une loi Beta (Kerman, 2011) et en résolvant l'équation suivante de manière numérique :

$$F\big(h_{gslr}^{(H,66\%)}(s,t);\alpha,\beta\big) - F\big(h_{gslr}^{(B,66\%)}(s,t);\alpha,\beta\big) = \frac{2}{3} \tag{7.12}$$

où $h_{gslr}^{(H,66\%)}(s,t)$ correspond à la valeur supérieure de la fourchette vraisemblable donnée par le GIEC pour le scénario climatique s et au temps t. En utilisant ces formules et en supposant que les vitesses d'élévation du niveau de la mer suivent un modèle linéaire (i.e., leur accélération est constante), des scénarios d'élévation du niveau de la mer peuvent être générés pour le XXIème siècle.

7.2.2.4 Choix complémentaires et application

Nous retenons une valeur de 1,5 m pour la borne supérieure de l'élévation du niveau de la mer global en 2100 pour le scénario RCP 8.5 [4]. Nous considérons également que la

4. Cette valeur est celle retenue à l'issue du workshop 'Sea-level rise high end scenarios' qui s'est tenu à Hambourg en novembre 2013. Elle est plus faible que les valeurs proposées dans d'autres études.

valeur minimale correspond à la poursuite de la tendance actuelle, soit 3.3mm/an. Avec ces hypothèses, la densité de probabilité du niveau marin global en 2100 pour le scénario RCP 8.5 correspond à celui de la figure 7.4.

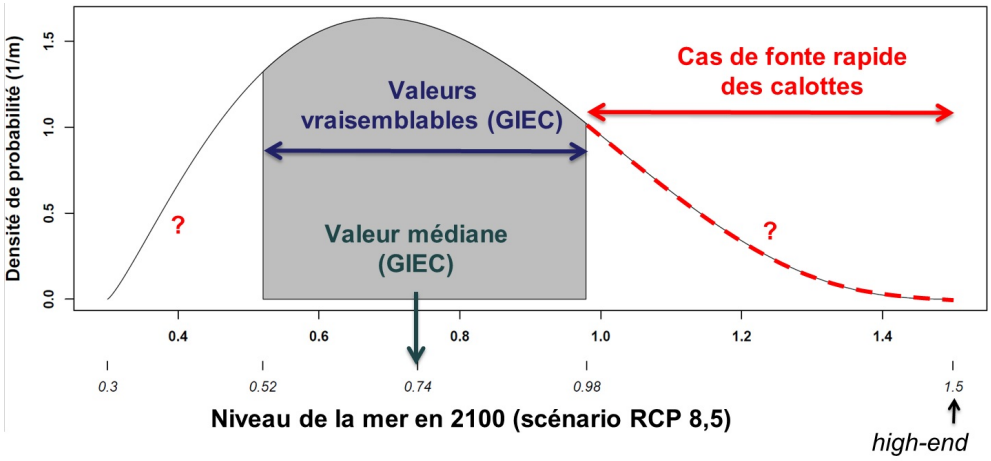

Figure 7.4 – Densité de probabilité obtenue pour représenter le niveau marin global en 2100 pour le scénario RCP 8.5 avec les hypothèses exposées dans la section 7.2.2. Ici, les paramètres de la loi Beta sont $\alpha = 2.25$ et $\beta = 3.64$.

En utilisant ces hypothèses, nous obtenons une très bonne approximation des projections données par le GIEC pour les projections de niveau marin global au XXIème siècle (Figure 7.5).

7.2.3 Variabilité régionale du niveau marin

Comparativement à l'élévation du niveau de la mer global, peu d'éléments sont disponibles pour élaborer des lois de probabilité représentant la variabilité régionale du niveau marin.

Selon les simulations actuellement disponibles, la variabilité régionale du niveau marin peut représenter jusqu'à 30% de la moyenne globale à l'horizon 2100. Comme cela a été vu dans le chapitre 1, cette variabilité est actuellement due pour l'essentiel au réchauffement inégal des masses d'eaux océaniques de surface, aux effets de la circulation océanique et à la réponse de la terre solide à la dernière déglaciation. Pour le futur, d'autres processus joueront un rôle significatif, en particulier les effets de redistributions de masse sur le champ de gravité terrestre (Slangen et al., 2014a). En effet, la fonte des calottes de glace du Groenland et de l'Antarctique induit des redistributions de masses qui ont pour conséquences des soulèvements du sol dans les zones de fonte, mais aussi des modifications du champ de gravité. *In fine*, il faut donc anticiper des baisses du niveau marin au niveau des zones de fonte (ex : Groenland) et des hausses légèrement plus rapides que la moyenne loin de ces sources (ex : zones tropicales).

En nous basant sur l'état des connaissances actuelles sur le sujet de la variabilité régionale actuelle et future de l'élévation du niveau de la mer, nous pouvons retenir les hypothèses suivantes :

Par exemple, Jevrejeva et al. (2014a) suggèrent que le niveau de la mer global aurait 5% de chances de dépasser une valeur de 1.8m en 2100. Notons cependant que Katsman et al. (2011) donnent des valeurs moins importantes pour les scénarios maximaux aux Pays-Bas en 2100. D'autres auteurs suggèrent qu'il n'est pas possible de donner des valeurs pour ces bornes supérieures dans l'état des connaissances actuelles (Church et al., 2013b).

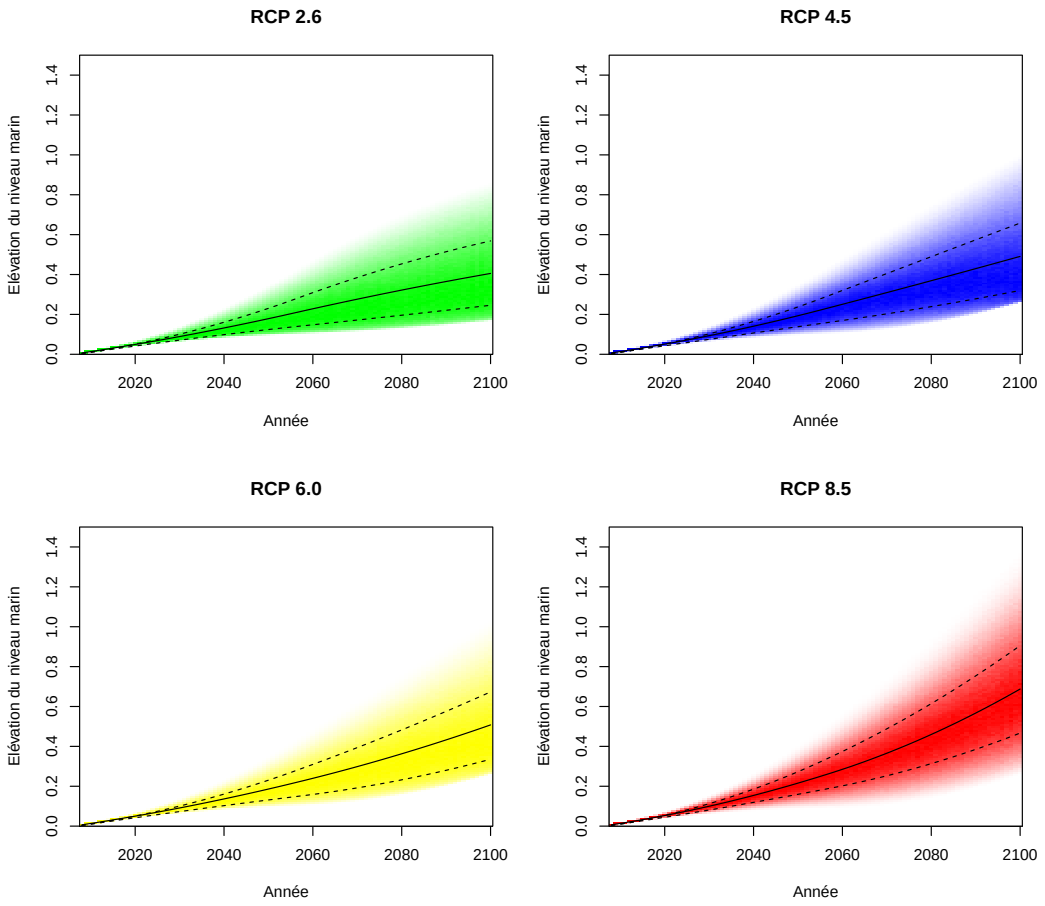

Figure 7.5 – Scénarios de niveau marin globaux utilisés dans cette thèse. Les valeurs médianes (traits pleins), la fourchette vraisemblable (tirets) et les valeurs maximales et minimales sont fondées sur le GIEC et des hypothèses complémentaires (voir la section 7.2.2). Pour chaque date, la forme de la distribution est indiquée par l'intensité de la couleur.

- tout d'abord, nous considérons que dans beaucoup de régions du globe, la variabilité régionale est un processus aléatoire indépendant de l'élévation du niveau marin global. Cette hypothèse ne serait pas vérifiée dans les zones polaires, sous les tropiques (en particulier le Pacifique), ou le long de la côte est des Etats-Unis pour lesquelles on s'attend à une élévation du niveau marin plus forte que la moyenne globale [5]. Dans l'état des connaissances actuelles, elle peut être considérée comme valable en première approximation le long des côtes métropolitaines françaises.
- nous faisons l'hypothèse que la variabilité régionale de la vitesse de l'élévation du niveau marin suit une loi de probabilité triangulaire : ceci est motivé en particulier par la Figure 13.22 de Church et al. (2013a).
- nous faisons l'hypothèse que la loi de distribution des vitesses a une amplitude maximale de $\pm 2mm/an$

Ces hypothèses permettent de construire une variable aléatoire représentant les effets de la variabilité régionale de l'élévation du niveau de la mer.

5. Dans les deux premiers cas, ceci est dû aux déformations régionales du globe et aux processus gravitationnels associés à la fonte des glaces polaires (Slangen et al., 2014a)

7.2.4 Reculs du trait de côte pour des scénarios d'élévation du niveau de la mer incertains

Dans cette sous-section, nous considérons que chacun des paramètres de l'équation 7.2 suit les lois de probabilités décrites dans les trois sections précédentes. Ceci nous permet d'effectuer des simulations de recul du trait de côte pour l'ensemble du XXIème siècle.

7.2.4.1 Modélisation sans information à priori

La figure 7.6 présente la vitesse de mobilité annuelle du trait de côte (V_{tca}) en appliquant les hypothèses retenues dans les précédentes sous-sections. Dans cette figure, V_{tca} est considérée comme une variable aléatoire. Pour chaque date, l'intensité de la couleur rouge représente sa densité de probabilité. Les traits pleins, avec tirets et pointillés représentent la médiane et les fourchettes vraisemblables (66%) et extrêmement vraisemblables (95%) respectivement. Cette figure montre que la médiane de cette variable aléatoire V_{tca} est supérieure à son mode (i.e., la valeur correspondant au maximum de la densité de probabilité). Ceci est une conséquence immédiate de l'assymétrie de la variable aléatoire représentant le niveau marin global futur.

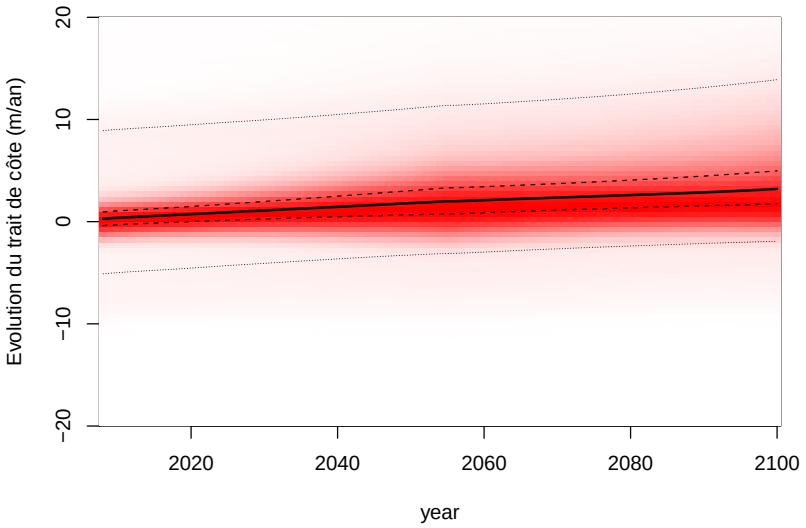

Figure 7.6 – Vitesse de mobilité du trait de côte annuelle V_{tca} au cours du XXIème siècle sous l'hypothèse de scénarios d'élévation du niveau marin fondés sur le GIEC et en considérant de manière équiprobable des sites anthopisés ou non et exposés ou non à des forçages énergétiques. Les valeurs positives indiquent un recul du trait de côte.

En considérant cette figure, on constate que dans ce schéma, l'élévation du niveau de la mer cause une dérive de la vitesse de mobilité annuelle du trait de côte (V_{tca}), mais qu'il affecte peu la variabilité des valeurs de V_{tca} obtenues. En effet, les courbes correspondant aux fourchettes vraisemblables et extrêmement vraisemblables demeurent relativement parallèles. Ceci traduit le fait que dans une situation très générale (sans préjuger des caractéristiques locales du site côtier), les autres processus hydrosédimentaires causent une très forte variabilité de l'évolution du trait de côte. La figure ne permet donc pas

d'identifier une période à partir de laquelle on observerait une tendance à l'érosion pour un nombre significatif de sites côtiers.

Ainsi, dans un cas général, on ne peut pas réellement déterminer une date à partir de laquelle l'effet de Bruun serait observable. Comme suggéré par les observations (voir chapitres 2, 5 et 6), il ne faut pas s'attendre à une réponse unique du trait de côte à l'élévation du niveau de la mer.

7.2.4.2 Prise en compte des caractéristiques des sites côtiers

Intégrons à présent une connaissance à priori des caractéristiques des sites côtiers. La figure 7.7 présente les résultats sous la forme de quatre figures, représentant quatre cas idéalisés : sites anthropisés ou non, soumis à des forçages énergétiques ou non.

Pour analyser ces figures, on peut par exemple considérer le moment où les gammes de valeurs situées entre les courbes à tirets noirs d'une part rouge d'autre part se séparent : cette limite marque la période de temps à partir de laquelle le modèle estime qu'au moins deux tiers des simulations de recul du trait de côte ne correspondent plus à des valeurs que l'on pourrait observer aujourd'hui dans 2/3 des cas. Cette gamme de valeur intègre non seulement les incertitudes dues aux différents processus sédimentaires, mais aussi celles dues à l'élévation du niveau de la mer et aux scénarios climatiques. On peut considérer qu'à partir du moment où les courbes en tiret se séparent, il est vraisemblable que l'accélération de l'érosion deviendra observable.

La figure 7.7 suggère que :

- pour les sites aménagés caractérisés par des forçages énergétiques, une approche considérant de nombreux sites a peu de chances de mettre en évidence un effet de Bruun, même en 2100 ;
- pour tous les autres types de sites, le critère de séparation des courbes n'est pas atteint avant 2100.

Néanmoins, même si le critère de séparation des deux enveloppes n'est pas rempli, on constate que le recul du trait de côte est en moyenne nettement plus marqué dans les simulations à la fin du siècle.

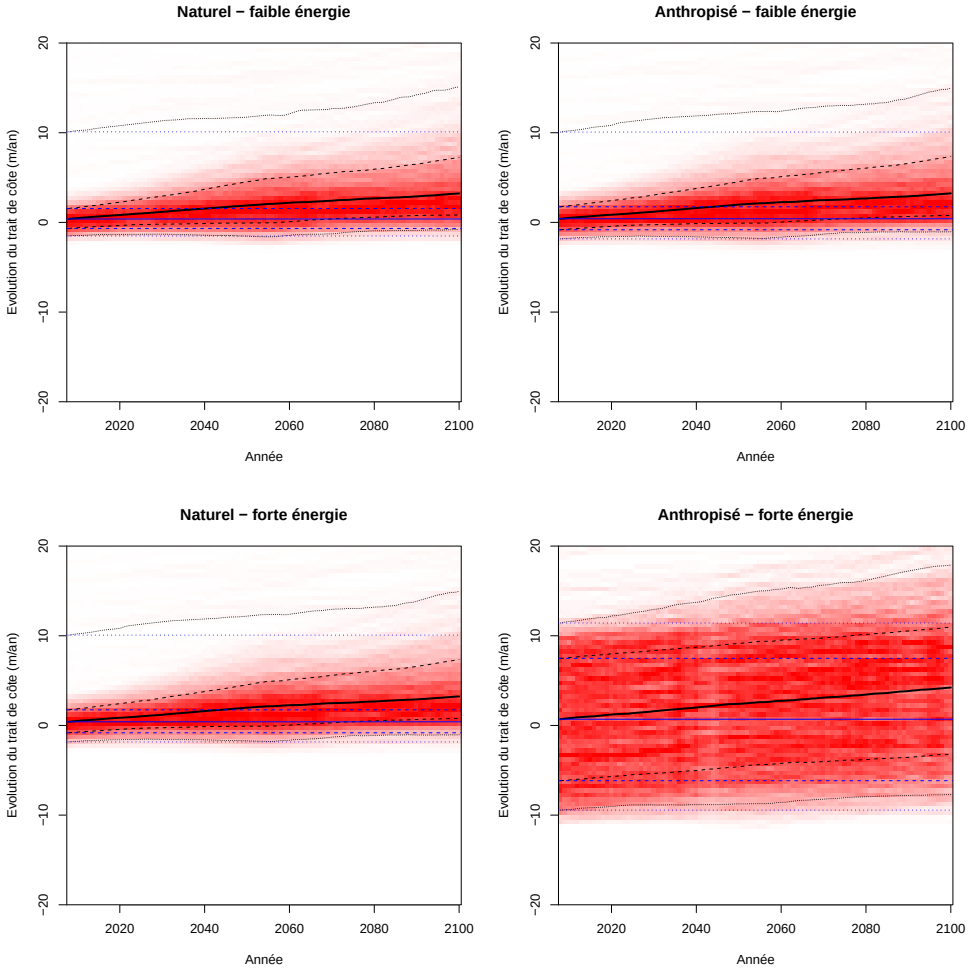

Figure 7.7 – Vitesse de mobilité du trait de côte annuelle V_{tca} au cours du XXIème siècle sous l'hypothèse de scénarios d'élévation du niveau marin fondés sur le GIEC et en considérant de manière indépendante les cas de sites anthopisés ou non, et exposés ou non à des forçages énergétiques.

7.2.4.3 Prise en compte des scénarios d'élévation du niveau de la mer

Nous poursuivons l'analyse en supposant toujours l'équation 7.2 vérifiée. Nous nous demandons à présent pour quels scénarios d'élévation du niveau de la mer un effet de Bruun pourra être observé le plus rapidement. Ceci nous amène à considérer quatre scénarios d'élévation du niveau de la mer pour chacun des quatre types de sites identifiés.

Les résultats sont présentés dans la figure 7.8 pour les côtes de haute énergie, et dans la figure 7.9 pour les côtes de basse énergie. Ces figures montrent que :

- il n'y a pas de séparation claire entre le scénario de référence (prolongation de l'élévation du niveau marin actuelle) et dans le cas du scénario RCP 2.6 : en effet, pour ce scénario, l'élévation du niveau de la mer décélère après 2050 (figure 7.5) ;
- pour tous les autres scénarios d'élévation du niveau de la mer, l'enveloppe vraisemblable (66%) de l'évolution du trait de côte se séparent d'un scénario de référence entre 2035 et 2060 selon les scénarios et les types de côte.

Ceci suggère donc que pour les scénarios RCP 4.5 et supérieurs et pour les côtes de faible énergie, l'effet de Bruun pourrait devenir observable dans la seconde partie du XXIème siècle.

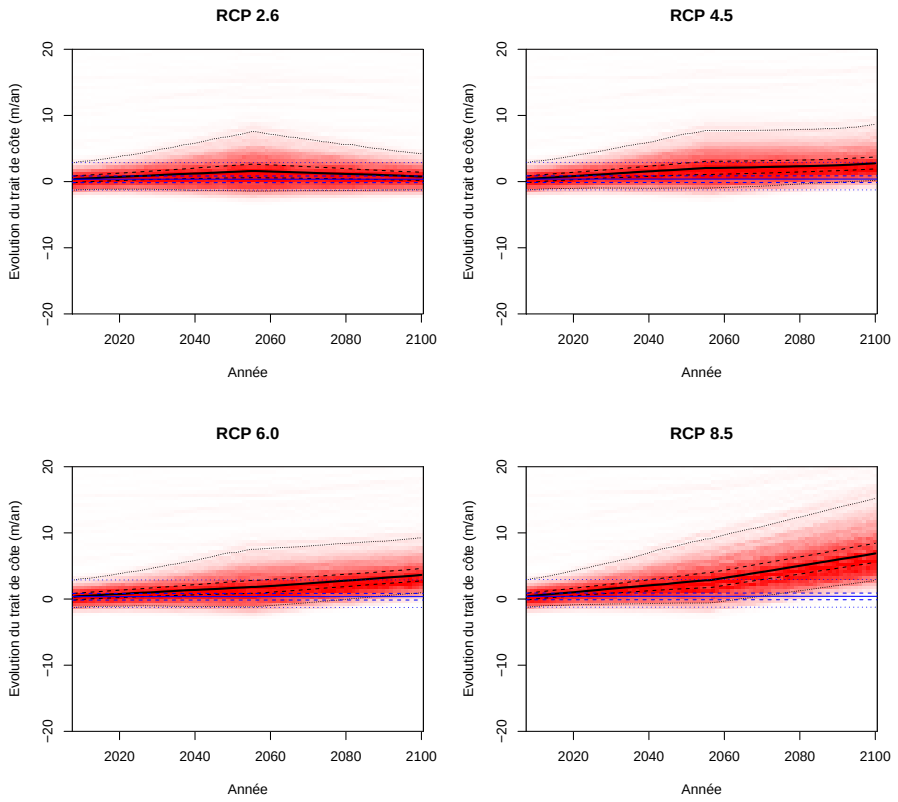

FIGURE 7.8 – Vitesse de mobilité du trait de côte annuelle V_{tca} au cours du XXIème siècle pour des côtes de faible énergie peu anthropisées et en considérant séparément les scénarios d'élévation du niveau marin fondés sur le GIEC.

7.2.5 Conclusion sur la modélisation probabiliste du recul du trait de côte au XXIème siècle

En conclusion, on peut anticiper un changement perceptible de l'évolution du trait de côte à partir du milieu du siècle, uniquement pour certains scénarios d'élévation du niveau de la mer et pour des sites peu anthropisés et de faible énergie.

Dans tous les cas, la barre d'incertitude de l'évolution du trait de côte est très importante. Elle traduit le fait que 12 paramètres incertains sont intégrés dans l'équation 7.2 pour simuler les reculs du trait de côte.

Pour examiner les conditions dans lesquelles l'effet de Bruun serait le plus observable, nous avons considéré séparément certains cas génériques bien connus : côtes anthropisées ou non, côtes de hautes ou faibles énergie, scénarios d'élévation du niveau marin. En retournant le raisonnement, on peut se demander pour quelles situations la variabilité des résultats en sortie de notre modèle (équation 7.2) est principalement due à l'élévation du niveau de la mer. Cette analyse permettrait d'identifier des situations non évidentes pour lesquelles l'effet de Bruun deviendrait observable.

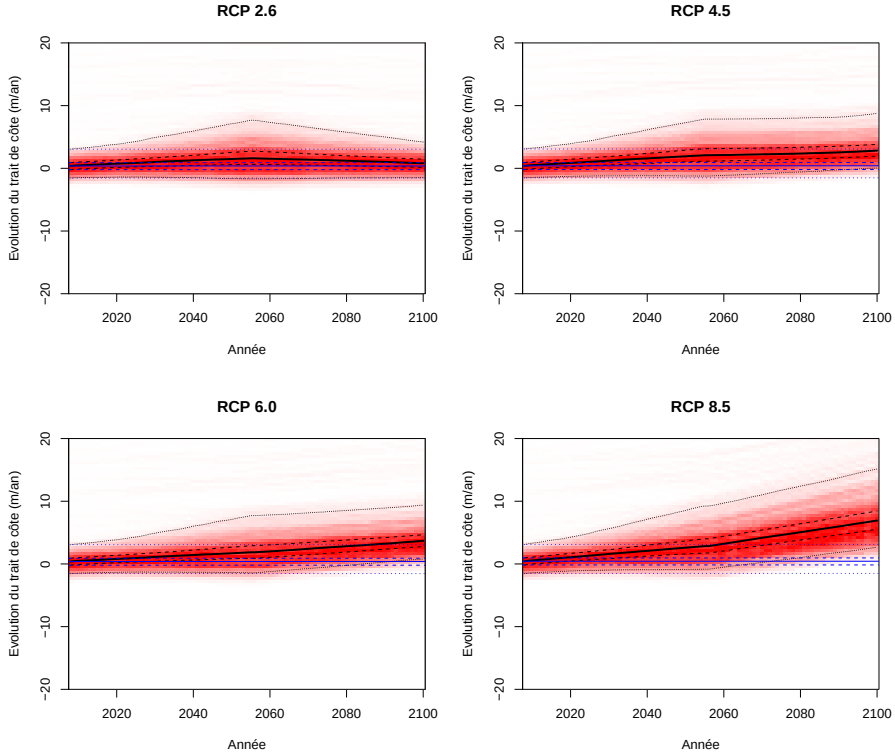

Figure 7.9 – Vitesse de mobilité du trait de côte annuelle V_{tca} au cours du XXIème siècle pour des côtes de haute énergie peu anthropisées et en considérant séparément les scénarios d'élévation du niveau marin fondés sur le GIEC.

Avec 12 paramètres incertains en entrée de notre modèle , il est difficile d'identifier quels paramètres sont à l'origine de la grande variabilité des évolutions possibles du trait de côte. L'approche consistant à considérer séparément des situations idéalisées n'est plus pertinente ici. Dans la section suivante, nous procédons à une analyse globale de sensibilité de notre modèle (équation 7.2) avec 12 paramètres incertains suivant les lois de probabilités décrites dans cette section.

7.3 Analyse des incertitudes

Dans cette section, nous nous demandons pour quelles situations la variabilité des résultats en sortie de notre modèle (équation 7.2) est principalement due à l'élévation du niveau de la mer. L'objectif est ici d'identifier des situations non triviales dans lesquelles l'effet de Bruun deviendrait observable. Pour cela, nous analysons la contribution des 12 variables de notre modèle (équation 7.2) à la variance des simulations d'avancée ou de recul du trait de côte. En particulier, nous nous posons les questions suivantes :

- quelle est l'importance relative de chacune des variables d'entrées de l'équation 7.2 pour la variance du modèle de sortie ?
- peut-on fixer certains des 12 paramètres d'entrées de notre modèle sans modifier significativement la variance des simulations de mobilité du trait de côte ?

Une méthode adaptée pour répondre à ces questions est l'analyse globale de sensibilité.

7.3.1 Méthode : analyse globale de sensibilité

Considérons un modèle f à valeurs dans $\mathbb{R}$ et dépendant d'une variable x à valeurs dans $\mathbb{R}^n$, $n \in \mathbb{N}$. Si les valeurs de $x = (x_1, ...x_n)$ sont incertaines et suivent une loi de probabilité $X = (X_1, ..., X_n)$, alors, $f(X)$ suit une loi de probabilité que nous appelons Y.

Une première méthode pour évaluer la contribution de ces incertitudes en sortie du modèle consiste à évaluer $f(x)$ en faisant varier chaque x_i de manière indépendante. Dans cette approche, une mesure de la contribution de l'incertitude sur la variable x_i peut être alors la variance normalisée de $f(x)$, x_i étant variable, tandis que pour tout $j \neq i$, on affecte à x_j sa valeur moyenne. Cette approche est appelée OAT ("One factor at a time"). Sa principale limite est de n'explorer que partiellement les valeurs potentiellement prises par $f(x)$ (Iooss, 2011).

Une méthode qui permet de lever cette difficulté est l'analyse globale de sensibilité (Sobol', 2001 [6] ; Saltelli et al., 2008). Dans cette approche, les valeurs de $f(x)$ sont explorées pour tous les x_i variant simultanément. Le principe de l'analyse globale de sensibilité est de séparer la variance d'un modèle f en plusieurs termes, correspondant :

- aux effets de chacun de ses paramètres d'entrée $x_i, i \in 1...n$, supposés statistiquement indépendants,
- aux interactions entre les paramètres d'entrée : il s'agit alors de valeurs de $f(x)$ qui ne peuvent être atteintes par f que lorsqu'au moins deux paramètres d'entrée ne prennent pas leurs valeurs moyennes.

Pour évaluer l'effet principal des paramètres d'entrée, il suffit d'évaluer la part de la variance de Y que l'on peut attribuer à X_i, c'est à dire :

$$S_i = \frac{Var(E(Y|X_i))}{Var(Y)} \tag{7.13}$$

Ces S_i sont appelés indices de Sobol' du premier ordre et représentent l'effet principal de X_i, c'est à dire la contribution de X_i à l'incertitude de Y. Ces indices sont communément utilisés pour comparer l'importance relative des incertitudes de Y attribuables à chacun des X_i (Saltelli, 2004; Saltelli et al., 2008).

Pour évaluer les effets combinés des paramètres indépendants $X_i..X_j$, des indices de Sobol' d'ordre plus élevé sont définis :

$$S_{i..j} = \frac{Var(E(Y|X_i..X_j))}{Var(Y)} - S_i - .. - S_j \tag{7.14}$$

Ces indices de Sobol' d'ordre supérieur à 1 sont appelés termes d'interactions, car il représentent une fraction de la variance normalisée de Y attribuables aux interactions entre $X_i...X_j$ (Saltelli et al., 2008).

En pratique, un grand nombre d'indices de Sobol' doit être considéré. Aussi, l'analyse se réduit souvent à l'effet principal (equation 7.13) d'une part, et à l'effet total d'autre part. Ce dernier correspond à la somme de l'effet principal d'une variable d'entrée avec toutes ses interactions avec d'autres variables, c'est à dire :

$$S_{Ti} = 1 - \frac{Var(E(Y|X_{-i}))}{Var(Y)} \tag{7.15}$$

où X_{-i} inclue tous les X_j sauf X_i.

6. Il'ya Meerovich Sobol' (Илья Меерович Соболь) est un mathématicien russe, dont le nom s'écrit *Sobol'* en français, l'apostrophe correspondant au signe mou ь en russe.

L'effet total est une mesure de l'impact total d'un paramètre d'entrée sur la variance des résultats (Homma et Saltelli, 1996). Lorsque l'effet total d'un paramètre d'entrée du modèle est proche de zéro, ce paramètre peut être fixé à une valeur moyenne sans effet important pour la variance des résultats.

La principale difficulté pour calculer les effets principaux et totaux réside dans le fait que ceux-ci sont des rapports de variance. Aussi, si l'on utilise une approche de Monte-Carlo classique, leur convergence vers des indices de Sobol' est lente. Pour surmonter cette difficulté, des algorithmes adaptés ont été développées (Saltelli et al., 2010). Dans cette thèse, nous utilisons une approche quasi-Monte-Carlo classique : celle-ci consiste à utiliser une suite de Sobol' (Sobol', 1967), qui permet de cribler l'hypercube des paramètres d'entrée de manière relativement uniforme (alors qu'une suite totalement aléatoire pourrait laisser des parties inexplorées dans cet hypercube). Ceci permet de réduire considérablement le temps de calcul. Enfin, pour éviter de créer des dépendances entre les variables d'entrées de nature diverses, nous utilisons des variables auxiliaires à valeur dans $[0, 1]$ (Sankararaman et Mahadevan, 2013, , voir Figure 7.2). Ceci permet d'utiliser les procédures habituelles pour calculer les indices de Sobol'.

Une tâche relativement complexe consiste en réalité à élaborer des représentations probabilistes des incertitudes des différents paramètres d'entrée du modèle f. Tout d'abord, il faut s'assurer que les lois de probabilités sélectionnées sont des représentations adéquates de notre connaissance de la variabilité des paramètres d'entrées. Par ailleurs, la densité de probabilité doit pouvoir être ajustée facilement à notre connaissance de cette variabilité [7]. Pour notre application, cette question est traitée dans la section 7.2.2.

Dans les différentes simulations que nous avons effectuées, le nombre de simulations a atteint jusqu'à $N(k + 2) = 35000$ dans les cas les plus défavorables, avec k le nombre de paramètres d'entrée et N le nombre de simulations définies par l'utilisateur. Ceci a permis d'obtenir des précisions de l'ordre de 10^{-3} pour les indices de Sobol'. Les différentes simulations ont été effectuées en utilisant l'implémentation sous R (R Core Team, 2014) de l'algorithme de Saltelli et al. (2010), fondé sur la formulation de Jansen (1999). Ce code est disponible sur le site internet du JRC.

7.3.2 Résultats : analyse des sources d'incertitudes

Les figures 7.10 et 7.11 présentent les indices de Sobol' principaux et totaux correspondant aux simulations de recul ou d'avancée du trait de côte effectuées (voir figure 7.2). Nous expliquons dans cette section les résultats obtenus pour chacun des paramètres d'entrée.

7.3.2.1 Scénario de changement climatique

Le scénario de changement climatique ne devient une variable importante qu'à partir de la seconde moitié du XXIème siècle (Figure 7.10). Ceci traduit le fait que les différents scénarios d'élévation du niveau de la mer sont assez semblables dans la première partie du XXIème siècle. La figure 7.11 indique par ailleurs qu'avant 2060, il est inutile de sélectionner un scénario de changement climatique plutôt qu'un autre. En effet, le choix d'un scénario en particulier (ex : RCP 2.6 ou 8.5) n'aura que très peu d'incidence sur la mobilité du trait de côte. En revanche, le scénario de changement climatique devient la variable d'entrée la plus importante vers 2100 (Figure 7.10).

7. Ce point n'est pas tout à fait évident en pratique car l'information sur l'incertitude des paramètres d'entrée est le plus souvent très hétérogène, comprenant à la fois de l'information qualitative, et partiellement probabiliste.

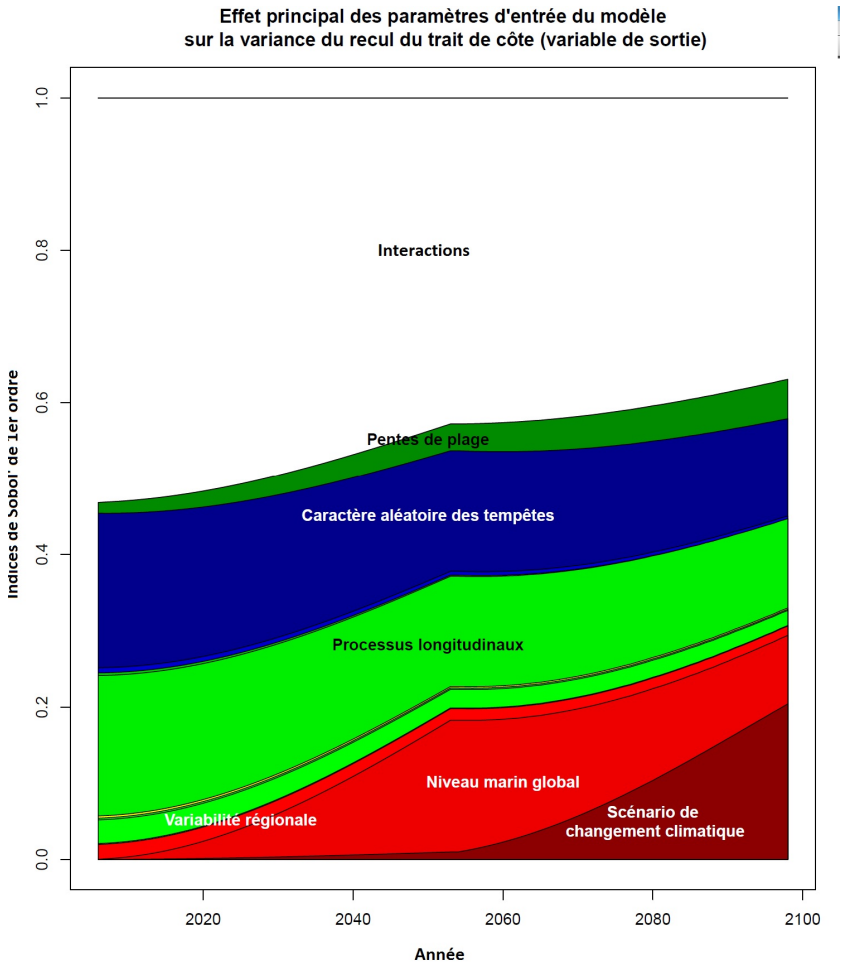

FIGURE 7.10 – Evolution des indices de Sobol' de premier ordre au cours du XXIème siècle, pour les 12 paramètres d'entrée sélectionnés. Ces indices correspondent à la contribution de chacun des paramètres d'entrée à la variance de la fonction objectif (ici : le recul annuel du trait de côte) si les autres paramètres sont moyennés. A l'exception des termes d'interaction, ces indices peuvent être utilisés pour classer les différentes sources d'incertitudes par ordre d'importance. Seuls les indices dont l'effet de premier ordre est important sont nommés. Les couleurs correspondent aux regroupements de variables suivants : scénarios de changement climatique (pourpre), élévation du niveau marin (rouge), variables côtières locales (vertes), anthropisation locale du site (jaune) et caractère aléatoire des tempêtes futures (bleu).

7.3.2.2 Élévation du niveau marin global

Au début du XXIème siècle, les incertitudes sur l'élévation du niveau marin global sont très faibles autour de la valeur moyenne de 3,4 mm/an. Ainsi, pour cette période, l'élévation du niveau marin globale apparaît comme un paramètre peu important (Figure 7.10), et qui peut être négligé jusqu'à 2020 environ (Figure 7.11).

Entre 2020 et 2040, l'importance des incertitudes de l'élévation du niveau marin global croissent rapidement jusqu'à 2050 (Figure 7.10). Ultérieurement, leur importance relative se réduit. Cela traduit le fait que les incertitudes de la variable objectif (évolution du trait de côte) augmentent, notamment du fait de l'apparition d'une séparation plus nette entre les différents scénarios de changement climatique.

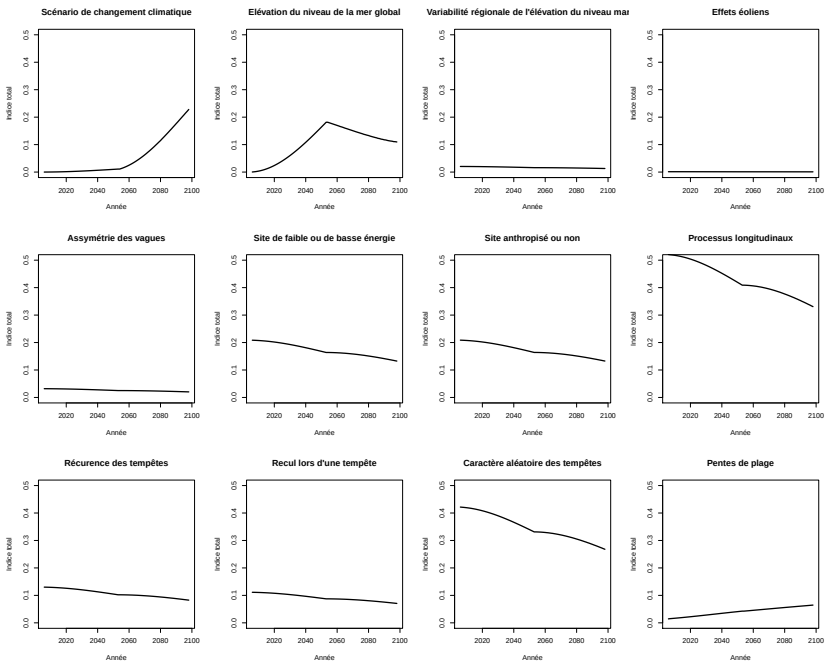

Figure 7.11 – Evolution des indices de Sobol d'ordre total au cours du XXIème siècle, pour les 12 paramètres d'entrée sélectionnés. Ces indices correspondent à l'effet total de chacun des paramètre, c'est à dire la somme de leur effet de premier ordre et de toutes leurs interactions avec d'autres paramètres. Les paramètres dont les indices totaux sont nuls peuvent être fixés à leurs valeurs moyennes dans l'équation 7.2 sans effet important pour la variance de la variable de sortie (mobilité du trait de côte).

Vers 2050, on observe un changement brusque de la pente des indices de Sobol'. Ceci peut être expliqué de la manière suivante : comme on s'intéresse ici à une vitesse d'évolution du trait de côte (en mètres par an), l'effet de Bruun calculé ici est proportionnel à la vitesse d'élévation du niveau marin pour chaque année. Or, dans les scénarios d'élévation du niveau de la mer définis ici (sous-section 7.2.2), nous nous sommes assurés de la continuité de l'élévation du niveau de la mer, mais pas de la continuité de sa vitesse. Nous n'avons pas identifié d'études dans la littérature qui nous permettraient de justifier de l'élaboration de scénarios d'élévation du niveau marin continument dérivables. Ceci peut éventuellement ouvrir une perspective de recherches dans le domaine de l'élaboration de scénarios d'élévation du niveau de la mer.

7.3.2.3 Variabilité régionale de l'élévation du niveau marin

La variabilité régionale de l'élévation du niveau marin apparaît ici comme une variable d'inportance faible vis-à-vis du recul du trait de côte tel que modélisé dans l'équation 7.2 (Figure 7.10). Par ailleurs, cette variable interagit peu avec les autres paramètres, de sorte qu'elle peut pratiquement être négligée (Figure 7.11). Notons que des résultats très différents pourraient être obtenus pour d'autres modèles d'évolution du trait de côte (ex : le modèle de Larson, utilisé dans Ranasinghe et al. (2012)) ou bien pour d'autres fonctions objectif (par exemple la probabilité annuelle qu'une submersion marine survienne).

7.3.2.4 Effets éoliens et de l'assymétrie des vagues

La figure 7.10 montre que les incertitudes portant sur les contributions des effets éoliens et de l'assymétrie des vagues ont des effets mineurs sur les simulations de recul du trait de côte. La figure 7.11 indique même que l'on peut affecter une valeur moyenne à ces deux variables sans affecter significativement la variance de la variable de sortie (mobilité du trait de côte). Les contributions de ces deux variables n'apparaîssent donc pas comme un obstacle important à l'observabilité des effets de l'élévation du niveau marin.

7.3.2.5 Energie des forçages affectant le site d'étude, anthropisation du site et processus longitudinaux

Dans l'approche algorithmique utilisée ici, de fortes interactions existent entre les trois paramètres correspondants à l'énergie des forçages, l'anthropisation du site et les effets des processus longitudinaux. Si l'on considère les indices de Sobol' de premier ordre correspondant à ces trois paramètres, on constate que les effets des processus longitudinaux demeurent importants pour tout le XXIème siècle, alors que ceux induits par l'énergie des forçages et les activités humaines sont mineurs. En apparence, il est très paradoxal d'écrire ce résultat : intuitivement, les effets des activités humaines sur le trait de côte sont majeures. En réalité, si les effets des activités humaines sont importants, c'est avant tout parce qu'elles agissent sur le transport longitudinal des sédiments côtiers, en les maintenant au droit de la zone côtière à défendre. Cet effet d'interactions est visible dans la figure 7.11 : dans cette figure, il apparaît clairement que ni les activités humaines, ni le caractère plus ou moins énergétique des sites ne peuvent être négligés au cours du XXIème siècle. On retrouve ici l'idée qu'un site pour lequel l'effet de Bruun serait observable devrait :

- soit être peu anthropisé et de faible énergie,
- soit être situé dans une zone où le transport sédimentaire longitudinal s'annule en moyenne
- soit être situé dans une zone où les effets du transport sédimentaire longitudinal sur l'évolution du trait de côte pourrait être évalué avec précision et justesse.

Dans le dernier cas, on retrouve le débat qui avait suivi la publication de l'article Leatherman et al. (2000b) (voir le chapitre 2) : alors que les auteurs de l'étude annonçaient avoir annulé l'effet des transports sédimentaires en effectuant des regroupements de sites, Sallenger et al. (2000) remettaient en cause ces regroupements, et donc la capacité à annuler cet effet en le moyennant.

Notons que dans notre approche algorithmique, nous n'avons pas considéré le cas d'un site dont le trait de côte serait immobilisé par l'implantation de digues. Ce cas ne pourrait pas être traité par l'équation 7.2. Nous nous limitons donc à l'étude de la mobilité du trait de côte pour des sites où la disponibilité en sédiments est infinie.

7.3.2.6 Effets des tempêtes

De tous les paramètres correspondants aux effets des tempêtes, le plus important est celui représentant leur caractère aléatoire. Dans notre approche algorithmique, il s'agit de la variable aléatoire qui va déterminer le nombre de tempêtes qui interviendront dans la simulation en cours [8]. Si l'importance des paramètres représentant la récurrence des tempêtes

8. Nous avons vu plus haut que dans notre approche algorithmique, il s'agissait ici de générer une variable aléatoire entre 0 et 1 et de lui appliquer la fonction de répartition inverse d'une loi de Poisson. Ceci

ou du recul effectivement intervenu après une tempête apparaissent faibles, ces deux variables ne peuvent être négligés. En effet, elles interagissent avec le paramètre représentant le caractère aléatoire des tempêtes. Ceci apparaît clairement dans la figure 7.11.

7.3.2.7 Effets de la pente de plage

La pente de la plage intervenant directement dans la loi de Bruun, il apparaît sans surprise que le paramètre qui modélise sa variabilité a une importance modérée pour les simulations de recul du trait de côte. L'indice de Sobol' total correspondant croît au cours du XXIème siècle. En effet, le paramètre de pente de plage interagit avec la vitesse d'élévation du niveau de la mer dans notre approche algorithmique. Or, celle-ci augmente au cours du XXIème siècle.

7.3.3 Interprétation des résultats obtenus

La section précédente a examiné le rôle de chacun des paramètres d'entrée. Elle fait apparaître plusieurs types de paramètres d'entrée :

- des paramètres pour lesquels l'évolution future est très incertaine, avec des effets importants pour les simulations de la mobilité du trait de côte : ces paramètres sont les scénarios de changement climatique et le niveau marin global.
- des paramètres dont la variabilité n'apparaît pas comme un obstacle important à l'observabilité d'un effet de Bruun : effets éoliens, de l'assymétrie des vagues, etc.
- des paramètres dont la variabilité est telle qu'ils compromettent l'observabilité d'un effet de Bruun : effets du transport sédimentaire longitudinal, caractère aléatoire des tempêtes.
- des paramètres qui, dans de bonnes conditions, ne compromettraient pas l'observabilité d'un effet de Bruun : il s'agit notamment de la mise en place de défenses côtières de type épis et du caractère plus ou moins énergétique du site ; en effet, ces deux paramètres jouent un rôle mineur si le trait de côte du site d'étude est peu affecté par le transport longitudinal en moyenne.

Au regard de cette analyse, il est possible de préciser les caractéristiques d'un site idéal pour l'observabilité de l'effet de Bruun : il s'agirait d'un site pour lequel les tempêtes interviennent de manière régulière (peu de variabilité interannuelle) et pour lesquelles les effets des processus longitudinaux sont faibles ou quantifiables avec justesse et précision [9]. Le résultat le plus surprenant concerne les sites anthropisés (présence d'épis). En réalité, il indique juste que si l'on est capable de calculer avec justesse et précision les apports sédimentaires longitudinaux (y compris lorsque ces apports sédimentaires sont immobilisés par des structures côtières), il est possible d'analyser le transport résiduel pour y déceler un éventuel effet de Bruun.

7.4 Conclusion et perspectives de recherche

Dans ce chapitre, nous avons supposé que la loi de Bruun est précise et sans biais. Nous avons alors examiné à partir de quelles périodes de temps l'effet de Bruun pourrait de-

permet d'assurer l'applicabilité des algorithmes de calcul classiques des indices de Sobol' (Sankararaman et Mahadevan, 2013).

9. Notons que dans les publications de (Leatherman et al., 2000b) et (Zhang et al., 2004), il s'agissait bien de moyenner ces deux effets, d'une part en considérant des périodes de temps suffisamment longues, d'autre part en effectuant des regroupements par sites affectés par des processus longitudinaux comparables.

venir observable. Les résultats montrent que pour des sites de faible énergie et pour des scénarios de changement climatique RCP 4.5 et supérieurs, l'effet de Bruun pourrait devenir perceptible dans la seconde partie du XXIème siècle. Au contraire, pour le scénario RCP 2.6, il est au moins vraisemblable que l'effet de Bruun ne sera jamais observable.

Notre analyse permet de confirmer que les sites les plus adéquats pour identifier un effet de Bruun sont des côtes de faible énergie et peu anthropisées. L'analyse globale de sensibilité permet d'ajouter qu'une certaine régularité dans la variabilité interannuelle des tempêtes serait souhaitable. Dans ce cas, l'analyse de sensibilité suggère la posssibilité de déceler un effet de Bruun si les effets du transport longitudinal s'annulent en moyenne ou qu'ils sont bien connus. Ceci s'applique que le site soit anthropisé ou non, et quels que soient les effets de l'assymétrie des vagues, des processus éoliens.

Dans le chapitre 2, nous avons montré que la loi de Bruun ne donne pas un résultat suffisamment exact pour attribuer une partie du recul du trait de côte à l'élévation du niveau de la mer. Stive (2004) examine des cas génériques de côtes sableuses anthropisées ou non, et exposées ou non à des conditions énergétiques. Cette approche ne nécessite pas un degré d'exactitude aussi important que pour attribuer une partie du recul du trait de côte à l'élévation du niveau de la mer pour *un site en particulier* : autrement dit, l'application dans un site particulier requiert une loi de Bruun précise et sans biais, alors que l'approche de Stive (2004) peut se passer de l'hypothèse sur la précision. On peut remettre en cause ce dernier point. Néanmoins, la méthode générale de ce chapitre demeure pertinente si on l'applique à d'autre types de modèles. La comparaison entre plusieurs types de modèles permettrait par ailleurs d'évaluer quelle part des incertitudes provient de notre méconnaissance des modèles côtiers.

Plusieurs perspectives de recherche sont ouvertes par cette première étude. Tout d'abord, la modélisation des paramètres d'entrée peut être affinée. En particulier, pour ce qui concerne l'élévation du niveau de la mer, Ben Abdallah et al. (2014) présentent une méthode qui ne fait pas d'à priori sur la forme de la distribution (ici supposée suivre une loi Beta). Cependant, dans l'état des connaissances actuelles, il ne faut pas s'attendre à des résultats très différents de ceux présentés ici.

Au contraire, comme indiqué plus haut, une seconde perspective est de prendre en compte les incertitudes liées au modèle d'érosion, en considérant plusieurs modèles de réponses du trait de côte à l'élévation du niveau de la mer (par exemple le modèle de Larson dans son application par Ranasinghe et al. (2012) [10]). Si le modèle utilisé suit une logique très différente de la loi de Bruun, les conséquences pour les résultats pourraient être majeures.

10. La difficulté serait alors le temps de calcul du modèle, estimée à quelques heures par Ranasinghe et al. (2012). Pour surmonter cette difficulté, il serait alors possible d'avoir recours à une formulation simplifiée de ce modèle (par exemple en construisant un métamodèle), dont le temps de calcul permettrait d'effectuer des simulations quasi-Monte-Carlo.

7.5 Résumé du chapitre 7

Problématique

En supposant qu'une estimation précise et sans biais des effets de l'élévation du niveau de la mer sur le recul du trait de côte est de $\Delta\xi/tan(\beta)$, avec $\Delta\xi$ l'élévation du niveau de la mer et β la pente de la plage sous-marine, ce chapitre examine la question suivante : à partir de quelle période de temps pourra-t-on observer des effets de l'élévation du niveau de la mer ?

Méthode

Pour répondre à cette question, nous examinons les ordres de grandeur des impacts des différents processus à l'origine de la mobilité du trait de côte dans l'équation du bilan sédimentaire (Stive, 2004). Ceux-ci peuvent être classés de la manière suivante :

- processus de Bruun : scénario de changement climatique, élévation du niveau de la mer globale et régionale, pentes de la plage,
- processus transversaux : effets éoliens, de l'asymétrie des vagues et des tempêtes,
- processus longitudinaux pour les côtes de haute et basse énergie, anthropisées ou non.

Dans un premier temps, nous simulons la mobilité du trait de côte pour ces paramètres incertains en sommant les contributions de chacun de ces processus. Nous isolons quelques cas idéalisés, en particulier les sites de faible énergie et peu anthropisés, dans le cas de scénarios de changement climatique supérieurs au RCP 4.5. Les incertitudes demeurant très importantes, nous procédons à une analyse globale de sensibilité afin de dessiner les caractéristiques d'un site côtier pour lequel l'effet de Bruun serait observable. Cette analyse permet également d'identifier les paramètres dont la variabilité est faible et ne constitue pas un obstacle important à l'observabilité de l'effet de Bruun.

Résultats principaux

Sous l'hypothèse des scénarios d'élévation du niveau marin du GIEC supérieurs au RCP 4.5, nous montrons que l'effet de Bruun, s'il existe, sera observable dans la seconde partie du XXIème siècle pour des sites de faible énergie et peu anthropisés. L'analyse globale de sensibilité montre par ailleurs que les sites considérés ne devraient pas être exposés à des régimes de tempête présentant une grande variabilité interannuelle. Elle montre que des sites anthropisés ou de haute énergie peuvent être considérés si les effets des processus longitudinaux s'annulent en moyenne, ou du moins s'ils sont quantifiables.

Discussion et perspectives

Dans ce chapitre, une source importante d'incertitudes n'a pas été considérée : si la loi de Bruun est biaisée, les résultats énoncés précédemment sont faux. Pour évaluer comment cette source d'incertitude affecte nos résultats, il serait nécessaire de considérer un modèle ayant une logique et une formulation très différentes de celle de la loi de Bruun. Un tel modèle pourrait être celui de Ranasinghe et al. (2012).

Quatrième partie

Interprétation et perspectives

Cette dernière partie vise à interpréter les résultats obtenus et à les placer dans le contexte plus large de l'étude des conséquences de l'élévation du niveau de la mer et du changement climatique. Elle se divise en deux chapitres :

- dans le chapitre 8, nous mettons en perspective les résultats obtenus : nous examinons dans quelle mesure cette thèse contribue à répondre aux questions posées dans le chapitre 1, et notamment à la question essentielle : l'élévation du niveau marin actuel cause-t-il une érosion littorale perceptible dans les observations d'évolution du trait de côte ?
- dans le chapitre 9, nous élargissons la discussion à d'autres domaines concernés par l'impact du changement climatique, afin de déterminer dans quelle mesure les approches étudiées dans cette thèse pourraient être transposées.

Chapitre 8

Interprétation des résultats obtenus

En apparence, les résultats de cette thèse forment un ensemble cohérent : D'une part, l'approche analytique montre que les effets de l'élévation du niveau de la mer sont noyés dans le bruit de la mobilité du trait de côte actuel. D'autre part, l'analyse des observations montre une grande variabilité de l'évolution du trait de côte. Pourtant, nous avons recensé un certain nombre de limites dans chacune des approches visées dans les chapitres précédents. Ceci appelle non seulement une discussion visant à mettre en perspective les résultats obtenus, mais aussi une analyse des recherches qui pourraient être conduites pour progresser dans la connaissance des effets de l'élévation du niveau de la mer actuelle et future.

Dans cette section, nous revenons sur chacune des questions de recherche présentée en conclusion du chapitre 1 et mettons en perspective les résultats obtenus.

8.1 Méthodes pour évaluer le rôle du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte

Les questions de recherche posées en introduction sont les suivantes : comment procéder pour identifier un rôle des variations du niveau marin dans l'évolution du trait de côte ? Quelle confiance leur accorder ? Sur quelles hypothèses reposent-elles ? Quels sont leurs besoins en termes de collecte de données ?

Ces questions de recherche ont été examinées dans le Chapitre 2. Nous avons identifié deux principaux types d'approches :

- méthodes uniquement fondées sur l'analyse d'observations
- méthodes fondées sur la comparaison d'observation avec un modèle

Les deux apports principaux de ce chapitre de thèse sont les suivants : tout d'abord, nous avons présenté l'ensemble des méthodes existantes pour déceler un rôle de l'élévation du niveau de la mer dans les mouvements du trait de côte. Par ailleurs, nous avons mis en évidence que les méthodes fondées sur les observations posent dans ce cas précis moins de difficultés que celles fondées sur une comparaison avec un modèle. En effet, les modèles actuellement disponibles ne sont pas assez précis pour isoler la contribution d'une élévation du niveau de la mer de l'ordre de quelques millimètres par an dans les évolutions du trait de côte observées. Les méthodes fondées sur la comparaison d'observations à un

modèle peuvent continuer à être améliorées en prenant mieux en compte les conditions d'application des différents modèles morphodynamiques disponibles. Ainsi, par exemple, le modèle de submersion passive ne devrait être utilisé que pour des sites côtiers préservés de tout changement morphologique.

Dans tous les cas, ces méthodes requièrent des données d'évolutions du trait de côte représentatives pour une à plusieurs décennies. Elles nécessitent par ailleurs de connaître l'élévation du niveau de la mer à la côte. Or, le nombre de sites pour lesquels de telles données existent est relativement limité. Cette contrainte a conduit à une focalisation des études sur un nombre limité de sites, en particulier la côte est des États-Unis (Leatherman et al., 2000b; Zhang et al., 2004; Gutierrez et al., 2011). Notre revue des méthodes existantes a donc soulevé le besoin de multiplier les observations pérennes et de diffuser les observations existantes. Ceci pose la question de la mise en réseau des observatoires du trait de côte actuel et de la diffusion de leurs données.

Lorsque l'on multiplie les sites d'étude, il devient nécessaire de constituer des bases de données. Nous avons constaté que même pour une base de données comme Eurosion qui a suivi un protocole de contrôle qualité des données rigoureux, de petites hétérogénéités peuvent être identifiées. Elles sont liées à des interprétations d'utilisateurs différents, et à la nécessité d'agréger la donnée à différentes échelles (régional, national) au cours du processus de constitution de la base de données. Une perspective de recherche consisterait ici à réfléchir à la sémantique et au modèle de données utilisé explicitement ou implicitement pour décrire les informations d'évolution du trait de côte. En particulier, il serait nécessaire de disposer d'un modèle capable de couvrir l'ensemble des cas possibles (par exemple, le cas d'une côte stable sur le long terme, mais pour laquelle des mouvements du trait de côte autour d'une position d'équilibre existent [1]). Il serait également nécessaire de disposer, dans la métadonnée, d'une description de l'histoire de la donnée, depuis la mesure jusqu'à sa réinterprétation et son agrégation dans une large base de données côtières. Le champ disciplinaire visé ici est celui de la représentation des connaissances et de la géoinformatique.

8.2 Méthodes pour évaluer les variations du niveau de la mer relativement à la côte

Les questions de recherche posées en introduction sont les suivantes : Comment évaluer l'élévation du niveau de la mer à la côte ? Quelles méthodes sont disponibles ? Peut-on proposer des méthodes pour estimer les mouvements verticaux du sol avec le même niveau de précision que ceux atteints par la mesure de l'élévation du niveau de la mer ?

Ces questions sont abordées dans le Chapitre 3. Nous avons proposé une approche combinant des données de géodésie ponctuelles (marégraphie, GPS permanents) avec deux techniques d'interférométrie satellitaire (empilement d'interférogrammes et technique PSI) pour évaluer la composante la plus méconnue des variations du niveau marin relativement à la côte : les mouvements de la surface du sol. Nous avons montré l'applicabilité de la technique dans trois cas (Alexandrie, Manille et Dakar), complémentaires au regard de la nature des mouvements verticaux du sol et du problème de la disponibilité des données.

Notre apport est ici essentiellement méthodologique, car il n'est pas aujourd'hui envisageable de couvrir l'ensemble du littoral avec cette technique de mesure des mouvements du sol. De fait, les limitations de cette approche sont bien connues : la technique InSAR

1. Notons que ce cas particulier est prévu dans la base de données Eurosion.

est plus adaptée à la mesure des mouvements du sol dans des zones urbaines, il est difficile de couvrir des zones de très grande emprise et les mesures pour évaluer la précision ne sont pas les mêmes pour l'InSAR d'une part et pour les mesures marégraphiques et de GPS permanents d'autre part. Partant de ces difficultés, plusieurs perspectives de recherche sont ouvertes :

- concernant l'emprise de la mesure, Chaussard et al. (2013) montrent qu'il est possible de mettre en place une chaîne de traitement pour couvrir un pays, au moins pour les images en bande L du satellite ALOS. Concernant la bande C, on peut noter que les satellites Sentinel-1 ont une fauchée beaucoup plus large que leurs prédécesseurs ERS 1/2 et ENVISAT.
- concernant les limites d'applicabilité en zones non urbaines, une première possibilité consiste à utiliser des données de bande L (acquises par exemple par le satellite ALOS). D'autres perspectives de recherches sont offertes par les traitements par réflecteurs diffus et par les aquisitions plus fréquentes des nouveaux satellites Sentinel-1 de l'ESA.
- concernant le manque d'homogénéité des évaluations de la précision de l'InSAR d'une part, des GPS et de la marégraphie d'autre part, il serait intéressant de disposer de points de référence où seraient installés plusieurs dispositifs : un GPS permanent et/ou un marégraphe, mais aussi des cornets réflecteurs. Ces derniers dispositifs réfléchissent le signal radar vers le satellite, et permettent d'identifier précisément à quel endroit la mesure est effectuée. En comparant les mesures effectuées, il serait possible de mieux évaluer les différences entre les différentes évaluations de la justesse et de la précision et d'identifier les méthodes les plus adaptées.

Ces trois points appellent des recherches en géodésie spatiale appliquée au cas des zones côtières, s'appuyant en particulier sur le développement de nouvelles chaînes de calcul pour le traitement des images des satellites Sentinel-1 de l'Agence Spatiale Européenne, dont les acquisitions ont débuté fin 2014.

8.3 Analyse d'observations côtières et tentatives de détection d'un rôle du niveau de la mer

Les questions de recherche posées en introduction sont les suivantes : quels résultats obtient-on en appliquant les méthodes ci-dessus à des données côtières de France Métropolitaine et d'outre-mer ? Dans quelle mesure ces résultats contribuent-ils à éclairer les controverses sur le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans l'érosion côtière ?

Nous avons procédé à cette analyse dans les chapitres 5 et 6. Les résultats montrent qu'il existe une grande diversité de situations selon les sites, ce qui suggère qu'il est encore trop tôt pour que l'élévation du niveau de la mer d'origine climatique cause un recul généralisé du trait de côte.

On peut se demander pourquoi certaines études trouvent une relation entre les variations spatiales de l'élévation du niveau de la mer et celles de l'évolution du trait de côte, alors que d'autres n'en trouvent aucune. Si on exclut la possibilité que toutes les relations trouvées sont dues au hasard, les résultats reflètent peut-être simplement le fait que les systèmes côtiers répondent différemment à de même taux d'élévation du niveau de la mer. Ceci amène à s'interroger sur le type de site le plus adapté à l'observation des effets de l'élévation du niveau de la mer (voir sous-section 8.5).

On peut également souligner que lorsqu'un rôle important de l'élévation du niveau de la mer est identifié, il s'agit presque systématiquement de sites pour lesquels des mouvements verticaux du sol amplifient les variations du niveau de la mer (ex : Scandinavie, Hawaï, côte est des Etats-Unis). Or, ces processus de mouvements verticaux du sol sont actifs depuis plusieurs millénaires. Ceci suggère qu'il faut prendre en compte non seulement la vitesse d'élévation du niveau de la mer, mais aussi sa durée.

Néanmoins, nous avons suggéré que les îlots sableux reposant sur des récifs immergés exposés aux vagues saisonnières sont peut être des systèmes tout particulièrement propices à l'observation des effets de l'élévation du niveau de la mer. Dans ce cas, on s'attend en effet à ce que l'action combinée des vagues saisonnières et de l'élévation du niveau marin favorise l'érosion des îlots sableux. Deux études parues en 2016 évoquent ce processus (Albert et al., 2016; Garcin et al., 2016).

Ainsi, il existe des perspectives de recherches pour les sites dont on peut prouver qu'ils sont affectés par des variations du niveau de la mer différentes de la moyenne globale. Certains de ces sites sont déjà bien connus (Baie de Chesapeake, Scandinavie, Hawaï), tandis que d'autres restent à découvrir. Dans tous les cas, il est nécessaire que ces sites bénéficient d'un suivi pérenne et homogène dans le temps. Pour les observatoires du trait de côte, il s'agit ici de définir, puis d'intégrer dans leurs pratiques, des protocoles qui permettront, à terme, d'observer des impacts de l'élévation du niveau de la mer.

8.4 Quand pourra-t-on observer les effets de l'élévation du niveau de la mer sur le trait de côte ?

Les questions soulevées en introduction étaient les suivantes : peut-on aujourd'hui déterminer à quelle date les effets de l'élévation du niveau de la mer sont devenus ou deviendront observables ? Quelles sont les sources d'incertitudes limitant la détermination de ce point de basculement ?

Dans le chapitre 7, nous avons vu que si l'élévation du niveau de la mer induit le recul des plages sableuses prédit par la loi de Bruun, les impacts seront observables d'ici le milieu du XXIème siècle dans le cas de scénarios de changement climatique RCP 4.5 et supérieurs. A ces conditions, il sera alors possible de valider ou de réfuter la loi de Bruun et toutes les lois suivant la même forme analytique.

Le prolongement le plus évident de cet axe de recherche serait de procéder à la même analyse pour plusieurs modèles de réponse des plages sableuses à l'élévation du niveau de la mer. Il s'agirait donc d'avoir recours à un modèle qui aurait une logique très différente de celui de Bruun. Un candidat idéal est l'approche de Ranasinghe et al. (2012), selon laquelle les impacts du niveau de la mer peuvent être évalués en considérant l'impact de chaque tempête sur le pied de dunes. En appliquant cette approche, on pourrait par ailleurs estimer quelle part des incertitudes sur le recul du trait de côte est due à la variabilité des modèles existants. Cela soulève deux questions de recherche :

- tout d'abord, comme le système considéré (le pied de dune) a besoin d'un certain temps pour se reconstituer, il n'est plus possible de traiter l'élévation du niveau de la mer de manière indépendante à chaque pas de temps. Au contraire, il faut développer un modèle statistique qui génère des scénarios d'élévation du niveau de la mer, mais tout en conservant des caractéristiques réalistes (variabilité interannuelle, pluridécénale, distribution des scénarios globaux respectant les valeurs de l'IPCC). Il y a un choix à faire parmi les modèles disponibles. Ici, il est sans doute possible de

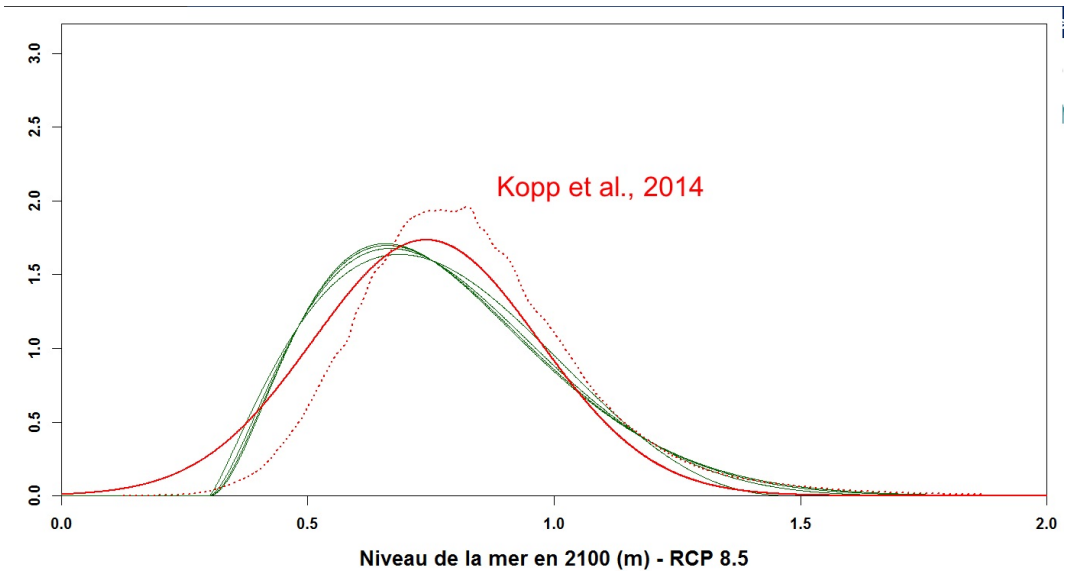

Figure 8.1 – Comparaison des distributions de probabilité utilisées dans cette thèse (en vert, pour 4 "high-end scénarios" allant de 1.5 à 3m) avec d'autres distributions compatibles avec le 5ème rapport du GIEC (Données : hypothèse Gaussienne pour le GIEC (en rouge), distribution non paramétrique pour Kopp et al., 2014, en pointillés rouges).

s'appuyer sur les modèles visant à examiner les tendances et les accélérations dans les tendances globales (Visser et al., 2015).

– ensuite, le modèle fondé sur l'étude des processus situés en pied de dunes présente la difficulté d'être lent à converger (Ranasinghe et al., 2012). L'approche classique consisterait ici à mettre en place un métamodèle, c'est à dire un modèle conservant approximativement les mêmes caractéristiques que le modèle original, mais convergeant plus rapidement. En pratique, il s'agit de trouver une approximation polynomiale du modèle original. Ce type de recherche se diffuse actuellement rapidement dans le domaine des géosciences, en particulier pour l'analyse des risques côtiers (exemple : Rohmer et Idier, 2012).

Une dernière perspective concerne la mise en place de scénarios probabilisés d'élévation du niveau de la mer. Nous avons utilisé ici des scénarios fondés sur le GIEC (Church et al., 2013a). Ces scénarios ont l'avantage de reposer sur un consensus scientifique, mais ils présentent plusieurs difficultés : tout d'abord, il ne sont présentés sous forme probabiliste que partiellement, et avant 2100 uniquement (Church et al., 2013a,b). Par ailleurs, les valeurs possibles de l'élévation du niveau de la mer au-delà de la fourchette vraisemblable sont contestées. La fourchette vraisemblable du GIEC elle-même est débattue, et de nouveaux résultats paraissent pour les discuter. De nombreuses études viennent ainsi compléter, enrichir et parfois contester les scénarios du GIEC. Ils proviennent de modélisations complètes des processus (Kopp et al., 2014), de synthèses de "dires d'experts" (Bamber et Aspinall, 2013), ou encore par des modélisations semi-empiriques (Rahmstorf, 2007; Vermeer et Rahmstorf, 2009; Grinsted et al., 2010). La Figure 8.1) montre que les scénarios actuellement disponibles pour 2100 dans le cas du scénario RCP 8.5 sont compatibles avec les choix que nous avons effectués. Au cours des prochaines années, un enjeu sera de procéder à une synthèse de ces résultats afin de stabiliser des scénarios probabilisés de l'élévation du niveau de la mer future, et permettre ainsi aux ingénieurs en charge de l'adaptation de réaliser les études nécessaires.

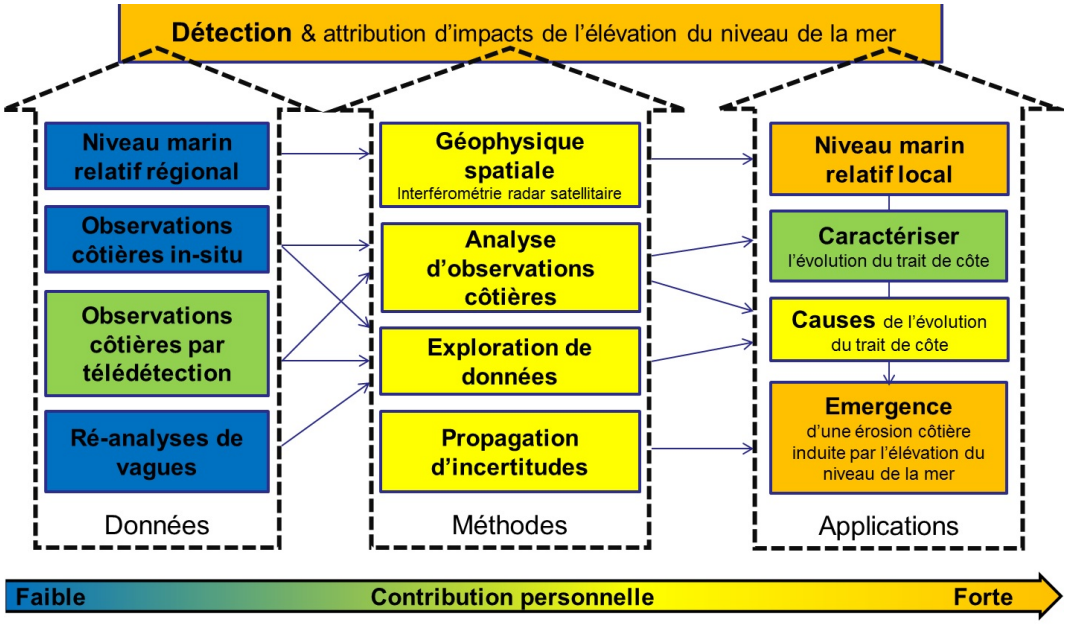

FIGURE 8.2 – Positionnement de la recherche conduite au cours de cette thèse.

8.5 Synthèse

Cette thèse a bénéficié de nombreux travaux antérieurs (Figure 8.2). Elle apporte des méthodes et des résultats préliminaires dans trois domaines :

- la **détection** d'impacts de l'élévation du niveau de la mer
- l'étude des changements de **niveaux marins relatifs** locaux
- l'étude de l'**émergence** d'impacts de l'élévation du niveau de la mer

En conclusion, nous constatons qu'il est encore trop tôt pour observer des effets érosifs de l'élévation du niveau de la mer d'origine climatique. Ceci nous amène à nous demander pour quels types de sites peut-on espérer observer des effets du changement climatique le plus rapidement ? Qu'ils soient fondés sur des observations ou des simulations numériques, nos résultats sous orientent vers des plages sableuses peu affectées par les activités anthropiques et par du transport sédimentaire longitudinal. Ceci ne constitue pas une surprise, et des études antérieures s'étaient déjà orientées vers ce type de sites (exemple : Zhang et al., 2004). Une seconde classe de candidats sont les plages coralliennes : dans ces milieux, l'élévation du niveau de la mer permet un plus grand transfert d'énergie des vagues par delà la barrière récifale. Il est possible qu'un tel processus soit à l'œuvre actuellement sur les plages de l'atoll de Tetiaroa orientées vers l'est. Ces considérations permettent de montrer l'intérêt de mener des observations pérennes sur ce type de sites en France métropolitaine et outre-mer, qui portent à la fois sur les processus hydrosédimentaires côtiers, mais aussi sur la caractérisation des variations du niveau de la mer à la côte.

Chapitre 9

Perspectives d'applications en dehors des domaines étudiés dans cette thèse

Bien que cette thèse se focalise sur la question de l'érosion et du recul du trait de côte, elle ouvre des perspectives au-delà de ce champ disciplinaire. Nous discutons ci-dessous les applications potentielles pour l'étude d'autres impacts de l'élévation du niveau de la mer, en particulier la submersion marine. Nous examinons ensuite dans quelle mesure ces résultats sont utiles plus généralement pour l'étude de l'adaptation au changement climatique et pour justifier qu'il est nécessaire de l'atténuer.

9.1 Les impacts du niveau de la mer

Lors de cette thèse, nous avons montré que les nombreux facteurs impliqués dans l'érosion du trait de côte rendaient complexe la caractérisation d'un rôle de l'élévation du niveau de la mer. A présent, élargissons la perspective en considérant les conséquences de l'élévation du niveau de la mer les plus couramment considérées (submersions marines, renforcement des défenses côtières, érosion, conséquences pour les écosystèmes, intrusions salines dans les aquifères côtiers...). Un lien de causalité plus ou moins direct existe entre l'élévation du niveau de la mer et chacun de ces phénomènes. Si nous devions aujourd'hui ordonner qualitativement ces phénomènes selon la force de ce lien de causalité, nous pourrions proposer le classement suivant (en s'appuyant notamment sur l'article Nicholls et Cazenave, 2010)

- submersions marines plus fréquentes et plus intenses ou affectant de nouvelles zones
- intrusions salines dans les estuaires et des lagons
- baisse du niveau de sécurité des infrastructures côtières (débordement, défaillances) et leur renforcement
- érosion et recul du trait de côte
- risques pour les personnes, dommages pour les infrastructures et pertes économiques
- intrusions salines dans les estuaires et les aquifères côtiers
- conséquences pour les écosystèmes

Les premiers éléments de cette liste ont les liens les plus étroits avec l'élévation du niveau de la mer. Au contraire, l'étude de ses derniers éléments nécessite de considérer de

nombreux facteurs outre l'élévation du niveau marin. Par exemple, les risques pour les personnes nécessitent de considérer la dynamique démographique et territoriale (Hanson et al., 2011) et la part inévitable de l'adaptation à l'élévation du niveau de la mer (Hallegatte et al., 2013). Un autre exemple, probablement encore plus complexe, concerne les écosystèmes côtiers. Ainsi, pour ce qui concerne le cas des marais côtiers, la quantification des taux d'accrétion et d'érosion sont une source d'incertitudes importantes (Chu-Agor et al., 2011), de même que les conséquences de tempêtes plus fréquentes (ex : mortalité accrue d'amphibiens, reptiles et insectes), de taux de salinité plus hauts (ex : modification de la végétation) et de résilience ou d'évolution de l'écosystème considéré.

Pour toutes ces questions pour lesquelles de nombreux facteurs doivent être pris en compte, il est tentant d'avoir recours à des formulations simplifiées des impacts primaires de l'élévation du niveau de la mer (submersion permanente passive des littoraux bas, érosion suivant la loi de Bruun ou submersion temporaire sans prise en compte du "wave setup"). Lors de recherches futures, il restera à évaluer comment les erreurs induites par ces simplifications se propagent dans les chaines de modélisation menant aux impacts humains, environnementaux et économiques. Ici, une extension de l'analyse globale de sensibilité proposée dans le chapitre 7 permettra de mieux évaluer le degré de confiance que l'on peut accorder à ce type de modélisations. Ce faisant, il devient possible de placer les évolutions attendues dans le temps. Ces deux points constituent des pistes de recherches à mener au-delà des domaines visés par cette thèse.

9.2 Implications pour l'étude des impacts du changement climatique

Loin de n'affecter que les zones côtières, le changement climatique concerne de nombreux risques : sécheresses et inondations, risques pour les ressources en eau, le confort thermique, la santé, les écosystèmes... Cependant, quel que soit le secteur considéré, des questions génériques se posent :

- localisation des impacts : quels sont les territoires les plus menacés ?
- dimension temporelle des évolutions : à quelles échéances les conséquences du changement climatique deviennent perceptibles et nécessitent une adaptation ?
- quantification des impacts : peut-on évaluer les intensités, périodes de retour des aléas concernés ? Peut-on estimer l'ampleur des pertes humaines, environnementales et économiques futures ?

Dans cette thèse, nous avons insisté sur l'intérêt d'examiner les enseignements des observations en amont de ces questionnements (Figure 9.1). En effet, les observations permettent de mettre en évidence des évolutions et elles sont nécessaires pour attribuer ces évolutions à un ou plusieurs processus. Enfin, elles sont le seul élément dont nous disposons pour valider des modèles prospectifs. Or, les méthodes présentées dans le chapitre 2 et appliquées dans les chapitres 5 et 6 peuvent être transposées à d'autres domaines. A titre d'exemple, une étude récente a examiné si des évolutions récentes dans les séries piézométriques pouvaient être attribuables au changement climatique (Vernoux et Seguin, 2013). Cette étude, uniquement fondée sur des observations, examine leur variabilité spatiale et leurs dynamiques temporelles de manière analogues aux études revues dans le chapitre 2. Dans leurs grandes lignes, les méthodes d'analyse présentées dans ces chapitres 2, 5 et 6 sont donc transposables à d'autres domaines. Ceci constitue un autre axe de recherches en dehors du champ disciplinaire de cette thèse. La synthèse du GIEC sur la détection et

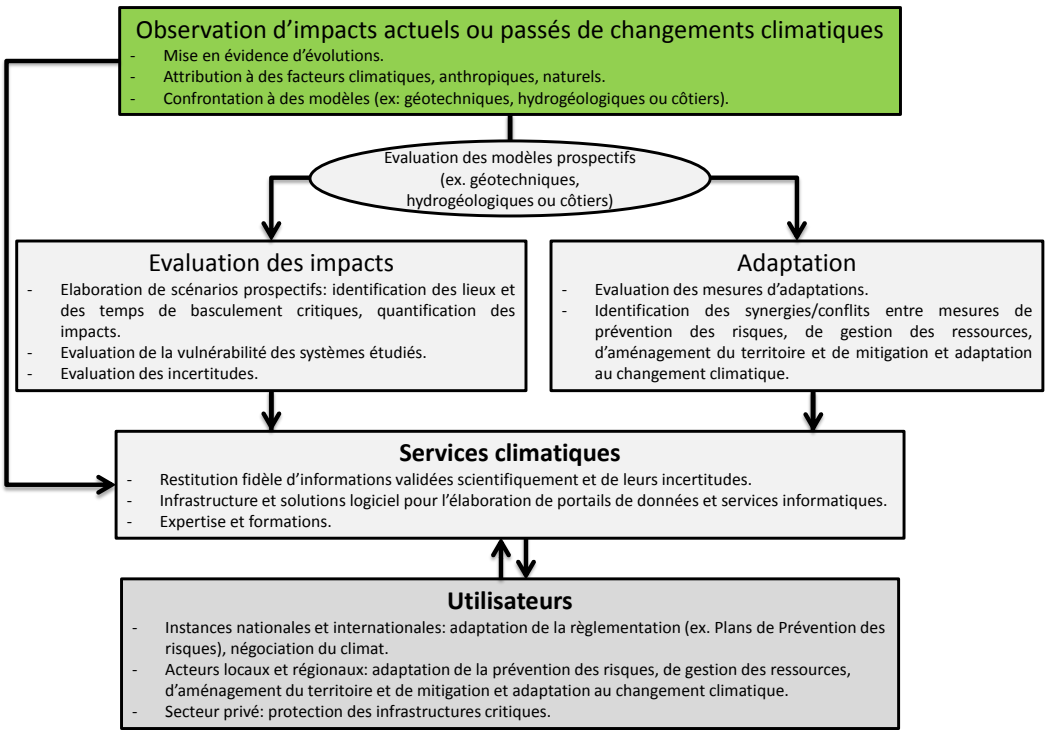

Figure 9.1 – Une proposition d'approche générale vis-à-vis des conséquences du changement climatique.

l'attribution des impacts du changement climatique montre que ce sujet de recherche est tout particulièrement important et actuel (Cramer et al., 2014).

9.3 Implications pour l'atténuation du changement climatique

Une fois l'analyse des observations disponibles réalisée, il devient possible de tester différents modèles prospectifs et leur sensibilité aux incertitudes liées aux données d'entrée (Figure 9.1). Dans le chapitre 7, nous avons montré l'intérêt d'avoir recours à une analyse globale de sensibilité pour examiner cette question. Pourvu que des lois de probabilité puissent être définies pour les différentes variables d'entrée (exemple : températures, précipitations, etc.), cette méthode est utile dans les très nombreux cas où des données incomplètes ou incertaines sont utilisées en entrée de modèles numériques dont la validation est problématique. Dans le domaine de l'étude des impacts du changement climatique, l'étude de Saltelli et D'Hombres (2010) donne un exemple de l'intérêt de l'application cette méthode : cette étude examine l'analyse de sensibilité du rapport Stern (Stern et al., 2006), qui visait à montrer que quelques soient les données et les modèles utilisés, les coûts induits par le changement climatique à l'échelle globale sont très importants, à tel point qu'une réduction des émissions de gaz à effet de serre serait l'option la plus avantageuse économiquement. Saltelli et D'Hombres (2010) montrent qu'en réalité, il n'est pas possible de démontrer rigoureusement la robustesse de cette assertion avec les données et les modèles mis en place. Saltelli et D'Hombres (2010) soulignent par ailleurs que les

évidences produites par ce rapport (et confirmées depuis par deux rapports du GIEC) sont suffisamment claires pour justifier une politique de réduction des émissions de gaz à effet de serre. Leur étude attire l'attention sur l'intérêt de progresser dans la modélisation des conséquences du changement climatique et de réaliser des analyses de sensibilités rigoureuses lorsque des modèles prospectifs sont utilisés. Elle ne remet bien sûr pas en question l'urgence de réduire les concentrations de gaz à effets de serre dans l'atmosphère.

De telles études ont des implications importantes pour informer les politiques publiques d'atténuation du changement climatique. En réalisant des études de sensibilité semblables à celles de Saltelli et D'Hombres (2010), il devient possible de mieux discriminer les effets bénéfiques attendus de politiques ambitieuses de limitations des gaz à effet de serre. Dans le chapitre 7 de cette thèse, nous montrons que si la loi de Bruun est vérifiée, un recul généralisé des plages sableuses peut encore être évité, pourvu que l'on suive le scénario de changement climatique RCP 2.6. Au contraire, nous montrons que tous les autres scénarios mènent à des reculs des plages importants. Ce scénario RCP 2.6 implique une action urgente et des efforts de réduction des émissions de gaz à effet de serre particulièrement important puisqu'il s'agit à terme que les activités humaines en deviennent captatrices (Guivarch et Hallegatte, 2013; Fabert et al., 2014). En décidant de limiter l'augmentation des températures globales à moins de 2 degrés par rapport à la période pré-industrielle, les états se sont implicitement engagés à le suivre. Pour conclure sur l'importance de la mitigation, il resterait à tester cette hypothèse pour un modèle alternatif à celui de la loi de Bruun (par exemple le modèle de Ranasinghe et al. (2012), qui examine comment la succession des tempêtes empêche la dune de se reconstituer à mesure que le niveau marin s'élève).

La méthode mise en place dans le chapitre 7 ouvre donc la perspective de mieux appréhender les bénéfices de l'atténuation du changement climatique. Dans l'article Le Cozannet et al. (2015b), nous montrons que si l'augmentation de la fréquence des submersions marines en Languedoc-Roussillon est inévitable, une large gamme d'options d'adaptation existe dans le cas d'un scénario RCP 2.6. Au contraire, l'adaptation est beaucoup plus problématique dans le cas d'un autre scénario (RCP 4.5 ou supérieur). Certes, ces conclusions ne portent que sur un site local. Néanmoins, de nombreuses études vont dans le même sens (Purvis et al., 2008; Ranasinghe et al., 2012; Chu-Agor et al., 2014; Anderson et al., 2015), ce qui suggère une multiplication de bouleversements s'exerçant localement si le taux d'élévation du niveau de la mer n'est pas stabilisé au cours du XXIème siècle. Compte tenu du nombre de phénomènes, de variables et de modèles à considérer, nous pensons qu'un champ de recherches immenses s'ouvre pour de futures analyses de sensibilité dans le domaine des projections d'impacts du changement climatique.

9.4 Implications pour l'adaptation au changement climatique

Pour ce qui concerne l'adaptation, l'une des questions importante identifiée dans la Figure 9.1 est l'évaluation des mesures d'adaptations (Hallegatte, 2009). Si ce questionnement est traité depuis longtemps par la communauté scientifique (exemple : Costa, 1998), il est devenu particulièrement actuel du fait de la mise en place de nouveaux instruments réglementaires tels que les schémas régionaux climat-air-énergie (notamment leur volet adaptation). Nous avons vu que notre approche permettait de mieux appréhender la dimension temporelle de cette question, et donc en particulier d'évaluer pour quelle période de temps telle ou telle mesure d'adaptation serait pertinente. La perspective de recherche est ici de donner une justification solide à des choix de "chemins d'adaptation" (exemple :

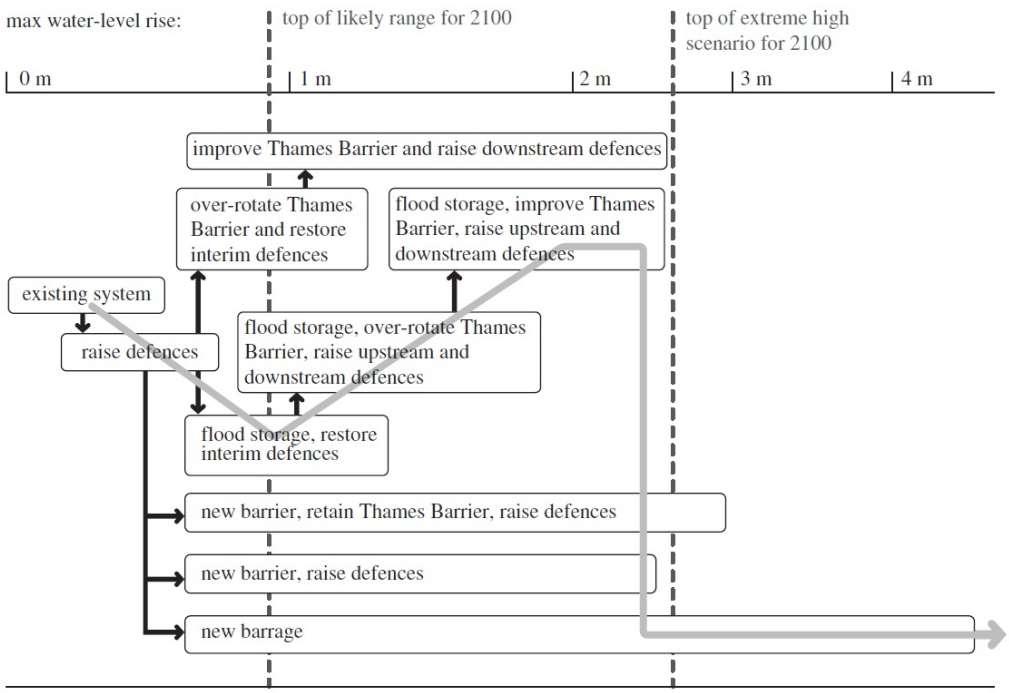

Figure 9.2 – Exemple d'arbre de décision pour l'adaptation au changement climatique examinant partiellement la dimension temporelle des impacts attendus (D'après : Smith et al., 2011)

Smith et al., 2011). De fait, cette dimension temporelle fait défaut dans de nombreuses études, du fait de l'absence de scénarios probabilisés pour les variables climatiques, environnementales et démographiques (voir la figure 9.2 pour un contre-exemple). Une autre perspective est de répondre à la demande publique de mettre en place des "services climatiques", à travers lesquels les informations et données issues de la recherche seraient restitués aux acteurs publics et privés, afin de favoriser leur adaptation et la mise en œuvre, à leur échelle, de stratégie d'atténuation pertinentes (Figure 9.1).

9.5 Conclusion : vers une approche pour l'étude des impacts du changement climatique

Quel que soit le domaine étudié, des questions génériques se posent concernant l'étude du changement climatique et de ses impacts :

- Étude des évolutions de variables climatiques clés (températures moyennes et extrêmes, niveau de la mer, régimes de précipitations)
- Étude des impacts observés et futurs pour les aléas et les risques (ex : submersions marines, fluviales ou par remontée de nappes, érosion du sol ou du littoral, risques pour les ressources en eau ou pour la santé)
- Étude des impacts pour plusieurs scénarios d'adaptation et développement de services pour l'aide à l'adaptation.

A partir des travaux de cette thèse, nous avons proposé une approche générale qui traite de chacune de ces questions et qui est transposable au delà du champ thématique visé par

cette thèse. Cette approche offre de larges perspectives de recherches, en particulier en géosciences, avec des implications importantes pour la mise en œuvre de l'adaptation et de la mitigation.

Conclusion

Dans cette thèse, nous avons examiné la question des conséquences de l'élévation du niveau de la mer pour le recul du trait de côte. Cette question de la détection et de l'attribution d'impacts du changement climatique est identifiée comme un des enjeux important par le GIEC (Cramer et al., 2014). La question de recherche principale de cette thèse est la suivante : peut-on aujourd'hui détecter un effet de l'élévation du niveau de la mer actuel pour l'évolution du trait de côte ?

L'analyse de données côtières en Polynésie Française et en Europe suggère qu'il est encore trop tôt pour détecter un effet de l'élévation du niveau de la mer d'origine climatique pour le recul du trait de côte. Aujourd'hui, une certaine cohérence entre les observations de l'évolution du trait de côte et les mesures d'élévation du niveau de la mer est observée dans deux cas : (1) lorsque des mouvements verticaux du sol très rapides ont lieu (de l'ordre du centimètre par an ou davantage) ; (2) lorsque des mouvements verticaux du sol induisent une élévation du niveau de la mer comparable aux effets du climat (quelques millimètres par an), mais depuis plusieurs milliers d'années. Dans les données que nous avons analysées, ce cas se produit en Fennoscandie, affectée par le rebond post-glaciaire. La littérature scientifique présente d'autres cas d'études qui viennent conforter cette hypothèse (côte est des Etats-Unis, archipel d'Hawaï, embouchure du Chao-Phraya, etc.)

Nous suggérons que les effets de l'élévation du niveau de la mer pour l'évolution du trait de côte pourraient devenir observables dans les prochaines années à décennies. Cette proposition s'appuie sur des observations et un exercice de modélisation. Tout d'abord, nous avons constaté une tendance à l'érosion dans certains secteurs de Polynésie Française qui semble cohérente avec un effet attendu de l'élévation du niveau de la mer : la surélévation du niveau de l'eau au-dessus d'une barrière récifale permettrait ainsi la propagation de davantage d'énergie issue des vagues à l'intérieur du lagon, favorisant l'érosion de secteurs abrités. Des mesures dans de tels secteurs permettrait de vérifier cette hypothèse.

Par ailleurs, nous avons effectué une analyse de sensibilité de l'équation du bilan sédimentaire côtier pour différentes projections de l'élévation du niveau de la mer correspondants à différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Dans le cas d'une forte réduction des concentrations de ces gaz dans l'atmosphère (scénario RCP 2.6), un effet majeur de l'élévation du niveau de la mer sur le recul du trait de côte (tel qu'il est calculé dans l'équation du bilan sédimentaire côtier) serait évité. Dans le cas d'émissions de gaz à effet de serre insuffisamment réduites (RCP 4.5 et au-delà), nous avons constaté que les effets de l'élévation du niveau de la mer causeraient un basculement vers des régimes de recul du trait de côte très différents de ceux d'aujourd'hui dès la seconde partie du XXIème siècle. Ce résultat est fondé sur une équation dont certains termes sont contestables. C'est le cas notamment du terme de Bruun, qui calcule les conséquences de l'élévation du niveau

de la mer. Néanmoins, nous avons modélisé les contributions des différents processus côtiers par des distributions de probabilités suffisamment larges pour couvrir un nombre de situations important. Aussi, nous suggérons qu'au minimum, cet exercice de modélisation définit des périodes de temps privilégiées lors desquelles il deviendra possible de vérifier la justesse de cette équation.

Cette thèse examine par ailleurs la question de la mesure du niveau de la mer relativement à la côte, c'est à dire prenant en compte les mouvements verticaux du sol locaux. Nous montrons qu'il est possible de répondre à cette question en combinant des données d'interférométrie radar avec d'autres données géodésiques ponctuelles.

Finalement, beaucoup reste à faire dans le domaine de la détection (et peut être un jour de l'attribution) d'un rôle de l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte. Cela ouvre également des perspectives de recherches pour l'étude des conséquences de l'élévation du niveau de la mer pour les risques. En particulier, nos projets de recherche au BRGM pour les prochaines années visent à mieux appréhender les processus physiques en jeu aux échelles locales dans des régions littorales lorsque le climat évolue. Pour cela, nous projetons d'utiliser des outils de mathématiques appliquées abordés dans cette thèse tels que les réseaux Bayésiens et les analyses globales de sensibilité.

Bibliographie

Aagaard, T., R. Davidson-Arnott, B. Greenwood et J. Nielsen. 2004, «Sediment supply from shoreface to dunes : linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution», *Geomorphology*, vol. 60, n° 1–2, doi :10.1016/j.geomorph.2003.08.002, p. 205–224, ISSN 0169-555X.

Aagaard, T. et P. Sørensen. 2013, «Sea level rise and the sediment budget of an eroding barrier on the danish north sea coast», *Journal of Coastal Research*, vol. SI 65, p. 434–439.

Ablain, M., A. Cazenave, G. Larnicol, M. Balmaseda, P. Cipollini, Y. Faugère, M. J. Fernandes, O. Henry, J. A. Johannessen, P. Knudsen, O. Andersen, J. Legeais, B. Meyssignac, M. Picot, M. Roca, S. Rudenko, M. G. Scharffenberg, D. Stammer, G. Timms et J. Benveniste. 2014, «Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993-2010) from the climate change initiative project», *Ocean Science Discussions*, vol. 11, n° 4, doi :10.5194/osd-11-2029-2014, p. 2029–2071.

Ablain, M., J. Legeais, P. Prandi, M. Marcos, L. Fenoglio-Marc, H. Dieng, J. Benveniste et A. Cazenave. 2016, «Satellite altimetry-based sea level at global and regional scales», *Surveys in Geophysics*, p. 1–25.

Aguilera, P. A., A. Fernandez, R. Fernandez, R. Rumi et A. Salmeron. 2011, «Bayesian networks in environmental modelling», *Environmental Modelling and Software*, vol. 26, n° 12, doi :10.1016/j.envsoft.2011.06.004, p. 1376–1388, ISSN 1364-8152.

Albert, S., J. Leon, A. Grinham, J. Church, B. Gibbes et C. Woodroffe. 2016, «Interactions between sea-level rise and wave exposure on reef island dynamics in the solomon islands», *Environmental Research Letters*, vol. x, n° x.

Allen, J. R. 1981, «Beach erosion as a function of variations in the sediment budget, Sandy-Hook, New-Jersey, USA», *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 6, n° 2, doi :10.1002/esp.3290060207, p. 139–150, ISSN 0197-9337.

Almar, R., E. Kestenare, J. Reyns, J. Jouanno, E. Anthony, R. Laibi, M. Hemer, Y. Du Penhoat et R. Ranasinghe. 2015, «Response of the bight of Benin (Gulf of Guinea, West Africa) coastline to anthropogenic and natural forcing, part1 : Wave climate variability and impacts on the longshore sediment transport», *Continental Shelf Research*, vol. 110, p. 48–59.

Amoudry, L. O. et A. J. Souza. 2011, «Deterministic coastal morphological and sediment transport modeling : A review and discussion», *Reviews of Geophysics*, vol. 49, doi : 10.1029/2010rg000341, p. 21, ISSN 8755–1209.

Anderson, T. R., C. H. Fletcher, M. M. Barbee, L. N. Frazer et B. M. Romine. 2015, «Doubling of coastal erosion under rising sea level by mid-century in Hawaii», *Natural Hazards*, p. 1–29.

Andréfouët, S., M. Claereboudt, P. Matsakis, J. Pages et P. Dufour. 2001, «Typology of atoll rims in Tuamotu Archipelago (French Polynesia) at landscape scale using SPOT HRV images», *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22, n° 6, p. 987–1004.

Anthony, E., R. Almar et T. Aagaard. 2016, «Recent shoreline changes in the Volta river delta, West Africa : the roles of natural processes and human impacts», *African Journal of Aquatic Science*, p. 1–7.

Anthony, E. J. 2015, «Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas : A review», *Marine Geology*, vol. 361, p. 53–78.

Aouiche, I., L. Daoudi, E. J. Anthony, M. Sedrati, E. Ziane, A. Harti et P. Dussouillez. 2016, «Anthropogenic effects on shoreface and shoreline changes : Input from a multi-method analysis, Agadir Bay, Morocco», *Geomorphology*, vol. 254, p. 16–31.

Ardhuin, F., E. Rogers, A. V. Babanin, J.-F. Filipot, R. Magne, A. Roland, A. Van Der Westhuysen, P. Queffeulou, J.-M. Lefevre, L. Aouf et al.. 2010, «Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I : Definition, calibration, and validation», *Journal of Physical Oceanography*, vol. 40, n° 9, p. 1917–1941.

Ashton, A. D., M. J. A. Walkden et M. E. Dickson. 2011, «Equilibrium responses of cliffed coasts to changes in the rate of sea level rise», *Marine Geology*, vol. 284, n° 1–4, doi :10.1016/j.margeo.2011.01.007, ISSN 0025-3227.

Aubanel, A., N. Marquet, J. M. Colombani et B. Salvat. 1999, «Modifications of the shore line in the Society islands (French Polynesia)», *Ocean & coastal management*, vol. 42, n° 5, p. 419–438.

Bagnold, R. A. 1941, «The physics of wind blown sand and desert dunes», *Methuen, London*, vol. 265.

Bailard, J. A. 1981, «An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 86, n° C11, doi : 10.1029/JC086iC11p10938, p. 10 938–10 954, ISSN 2156-2202. URL http://dx.doi.org/10.1029/JC086iC11p10938.

Ballu, V., M.-N. Bouin, P. Simeoni, W. C. Crawford, S. Calmant, J.-M. Bore, T. Kanas et B. Pelletier. 2011, «Comparing the role of absolute sea-level rise and vertical tectonic motions in coastal flooding, Torres Islands (Vanuatu)», *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 108, n° 32, doi :10.1073/pnas.1102842108, ISSN 0027–8424.

Bamber, J. L. et W. Aspinall. 2013, «An expert judgement assessment of future sea level rise from the ice sheets», *Nature Climate Change*, vol. 3, n° 4, p. 424–427.

Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. Montaggioni, G. Cabioch, G. Faure et F. Rougerie. 1996, «Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge», *Nature*, vol. 382, n° 6588, p. 241–244.

Becker, M., B. Meyssignac, C. Letetrel, W. Llovel, A. Cazenave et T. Delcroix. 2012, «Sea level variations at tropical Pacific islands since 1950», *Global and Planetary Change*, vol. 80–81, doi :10.1016/j.gloplacha.2011.09.004, p. 85–98, ISSN 0921-8181.

Ben Abdallah, N., N. Mouhous-Voyneau et T. Denoeux. 2014, «Combining statistical and expert evidence using belief functions : Application to centennial sea level estimation taking into account climate change», *International Journal of Approximate Reasoning*, vol. 55, n° 1, p. 341–354.

Bilskie, M. V., S. C. Hagen, S. C. Medeiros et D. L. Passeri. 2014, «Dynamics of sea level rise and coastal flooding on a changing landscape», *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n° 3, doi :10.1002/2013gl058759, p. 927–934, ISSN 0094-8276 ; 1944-8007.

Bird, E. 1985, *Coastal changes : a global review*, Wiley, New-York, 219 p..

Bird, E. C. 1996, «Coastal erosion and rising sea-level», dans *Sea-Level Rise and Coastal Subsidence*, Springer, p. 87–103.

Boak, E. H. et I. L. Turner. 2005, «Shoreline definition and detection : A review», *Journal of Coastal Research*, vol. 21, n° 4, doi :10.2112/03-0071.1, p. 688–703, ISSN 0749-0208.

Bock, Y., S. Wdowinski, A. Ferretti, F. Novali et A. Fumagalli. 2012, «Recent subsidence of the Venice Lagoon from continuous GPS and interferometric synthetic aperture radar», *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 13, doi :10.1029/2011gc003976, ISSN 1525–2027.

Bonnet, X., M. J. Briand, F. Brischoux, Y. Letourneur, T. Fauvel et P. Bustamante. 2014, «Anguilliform fish reveal large scale contamination by mine trace elements in the coral reefs of New Caledonia», *Science of the Total Environment*, vol. 470, p. 876–882.

Brooks, B. A., M. A. Merrifield, J. Foster, C. L. Werner, F. Gomez, M. Bevis et S. Gill. 2007, «Space geodetic determination of spatial variability in relative sea level change, Los Angeles basin», *Geophysical Research Letters*, vol. 34, n° 1, doi :10.1029/2006gl028171, ISSN 0094-8276.

Brooks, S. M. et T. Spencer. 2012, «Shoreline retreat and sediment release in response to accelerating sea level rise : Measuring and modelling cliffline dynamics on the Suffolk coast, UK», *Global and Planetary Change*, vol. 80–81, doi :10.1016/j.gloplacha.2011.10.008, ISSN 0921-8181.

Brown, S., R. J. Nicholls, S. Hanson, G. Brundrit, J. A. Dearing, M. E. Dickson, S. L. Gallop, S. Gao, I. D. Haigh, J. Hinkel et al.. 2014, «Shifting perspectives on coastal impacts and adaptation», *Nature Climate Change*, vol. 4, n° 9, p. 752–755.

Brunel, C. et F. Sabatier. 2007, «Pocket beach vulnerability to sea-level rise», *Journal of Coastal Research*, p. 604–609, ISSN 0749-0208.

Brunel, C. et F. Sabatier. 2009, «Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French mediterranean coast», *Geomorphology*, vol. 107, n° 1-2, doi : 10.1016/j.geomorph.2007.05.024, p. 47–57, ISSN 0169-555X.

Bruun, P. 1962, «Sea-level rise as a cause of shore erosion», *Journal Waterways and Harbours Division*, vol. 88, p. 117–130.

Bulteau, T., A. Baills, L. Petitjean, M. Garcin, H. Palanisamy et G. Le Cozannet. 2015, «Gaining insight into regional coastal changes on La Réunion island through a bayesian data mining approach», *Geomorphology*, vol. 228, p. 134–146.

Bulteau, T., M. Garcin, C. Oliveros et N. Lenôtre. 2011, «Synthèse des travaux menés sur l'observation de l'évolution du trait de côte», cahier de recherche, BRGM. Rapport BRGM/RP-59396-FR.

Butel, R., H. Dupuis et P. Bonneton. 2002, «Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic coast using in-situ data», *Journal of Coastal Research*, vol. 36, p. 96–108.

Carton, J. A. et B. S. Giese. 2008, «A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA)», *Monthly Weather Review*, vol. 136, n° 8, p. 2999–3017.

Cazenave, A., E. Berthier, G. Le Cozannet, V. Masson-Delmotte, B. Meyssignac et D. Salas y Mélia. 2015, «Le niveau de la mer : variations passées, présentes et futures», *Rubrique : Océnographie*.

Cazenave, A., H.-B. Dieng, B. Meyssignac, K. von Schuckmann, B. Decharme et E. Berthier. 2014, «The rate of sea-level rise», *Nature Climate Change*, vol. 4, n° 5, p. 358–361.

Cazenave, A., K. Dominh, F. Ponchaut, L. Soudarin, J. Cretaux et C. Le Provost. 1999, «Sea level changes from Topex-Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS», *Geophysical Research Letters*, vol. 26, n° 14, p. 2077–2080.

Cazenave, A. et G. Le Cozannet. 2014, «Sea level rise and its coastal impacts», *Earth's Future*, vol. 2, n° 2, doi :10.1002/2013EF000188, p. 15–34, ISSN 2328-4277. URL http://dx.doi.org/10.1002/2013EF000188.

Cazenave, A. et W. Llovel. 2010, *Contemporary Sea Level Rise*, *Annual Review of Marine Science*, vol. 2, Annual Reviews, Palo Alto, ISBN 1941-1405978-0-8243-4502-0, p. 145–173, doi :10.1146/annurev-marine-120308-081105.

Charles, E., D. Idier, P. Délécluse, M. Déqué et G. Le Cozannet. 2012, «Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France», *Ocean Dynamics*, vol. 62, n° 6, doi : 10.1007/s10236-012-0534-8, p. 831–848, ISSN 1616-7341.

Chaussard, E., F. Amelung, H. Abidin et S.-H. Hong. 2013, «Sinking cities in Indonesia : ALOS PALSAR detects rapid subsidence due to groundwater and gas extraction», *Remote Sensing of Environment*, vol. 128, p. 150–161.

Chu-Agor, M., J. Guzman, R. Muñoz-Carpena, G. Kiker et I. Linkov. 2014, «A simplified approach for simulating changes in beach habitat due to the combined effects of long-term sea level rise, storm erosion, and nourishment», *Environmental Modelling & Software*, vol. 52, p. 111–120.

Chu-Agor, M., R. Muñoz-Carpena, G. Kiker, A. Emanuelsson et I. Linkov. 2011, «Exploring vulnerability of coastal habitats to sea level rise through global sensitivity and uncertainty analyses», *Environmental Modelling & Software*, vol. 26, n° 5, p. 593–604.

Church, J., P. Clark, A. Cazenave, J. Gregory, S. Jevrejeva, M. Merrifield, G. Milne, R. Nerem, P. Nunn, A. Payne, W. Pfeffer, D. Stammer et U. A.S. 2013a, *Sea Level Change*, Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working

Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1137–1216, doi :10.1017/CBO9781107415324.026.

Church, J. A., P. U. Clark, A. Cazenave, J. M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M. A. Merrifield, G. A. Milne, R. S. Nerem, P. D. Nunn et al.. 2013b, «Sea-level rise by 2100», *Science*, vol. 342, n° 6165, p. 1445–1445.

Church, J. A. et N. J. White. 2006, «A 20th century acceleration in global sea-level rise», *Geophysical Research Letters*, vol. 33, n° 1, doi :10.1029/2005gl024826, ISSN 0094-8276.

Church, J. A. et N. J. White. 2011, «Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century», *Surveys in Geophysics*, vol. 32, n° 4-5, doi :10.1007/s10712-011-9119-1, p. 585–602, ISSN 0169-3298.

Church, J. A., N. J. White, R. Coleman, K. Lambeck et J. X. Mitrovica. 2004, «Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950-2000 period», *Journal of Climate*, vol. 17, n° 13, doi :10.1175/1520-0442(2004)017, p. 2609–2625, ISSN 0894-8755.

Chust, G., A. Borja, P. Liria, I. Galparsoro, M. Marcos, A. Caballero et R. Castro. 2009, «Human impacts overwhelm the effects of sea-level rise on Basque coastal habitats (N Spain) between 1954 and 2004», *Estuarine Coastal and Shelf Science*, vol. 84, n° 4, doi :10.1016/j.ecss.2009.07.010, p. 453–462, ISSN 0272-7714.

Clemente, R. S., G. Q. Tabios, R. P. Abracosa, C. C. David et A. B. Inocencio. 2001, «Groundwater supply in Metro Manila : Distribution, environmental and economic assessment», cahier de recherche, Philippine Institute for Development Studies.

Coco, G. et A. B. Murray. 2007, «Patterns in the sand : From forcing templates to self-organization», *Geomorphology*, vol. 91, n° 3–4, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.04.023, p. 271–290, ISSN 0169-555X.

Connell, J. 2003, «Losing ground ? Tuvalu, the greenhouse effect and the garbage can», *Asia Pacific Viewpoint*, vol. 44, n° 2, doi :10.1111/1467-8373.00187, p. 89–107, ISSN 1467-8373. URL http://dx.doi.org/10.1111/1467-8373.00187.

Cooper, G. F. 1990, «The computational complexity of probabilistic inference using bayesian belief networks», *Artificial intelligence*, vol. 42, n° 2, p. 393–405.

Cooper, J. A. G. et O. H. Pilkey. 2004a, «Longshore drift : Trapped in an expected universe», *Journal of Sedimentary Research*, vol. 74, n° 5, doi :10.1306/022204740599, p. 599–606, ISSN 1527-1404.

Cooper, J. A. G. et O. H. Pilkey. 2004b, «Sea-level rise and shoreline retreat : time to abandon the Bruun rule», *Global and Planetary Change*, vol. 43, n° 3-4, doi :10.1016/j.gloplacha.2004.07.001, p. 157–171, ISSN 0921-8181.

Corbella, S. et D. D. Stretch. 2012, «Decadal trends in beach morphology on the east coast of South Africa and likely causative factors», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 12, n° 8, doi :10.5194/nhess-12-2515-2012, p. 2515–2527, ISSN 1561-8633.

Costa, S. 1998, «Elévation du niveau marin et stratégies de réponse : le cas du littoral normano-picard», dans *Annales de géographie*, JSTOR, p. 179–200.

Cowell, P. J., M. J. Stive, A. W. Niedoroda, D. J. Swift, H. J. de Vriend, M. C. Buijsman, R. J. Nicholls, P. S. Roy, G. M. Kaminsky, J. Cleveringa et al.. 2003, «The coastal-tract (part 2) : Applications of aggregated modeling of lower-order coastal change», *Journal of Coastal Research*, p. 828–848.

Cramer, W., G. Yohe, M. Auffhammer, C. Huggel, U. Molau, M. Silva Dias, A. Solow, D. Stone et L. Tibig. 2014, «Detection and attribution of observed impacts», Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects, Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 979–1037.

Crowell, M., S. P. Leatherman et M. K. Buckley. 1991, «Historical shoreline change - error analysis and mapping accuracy», *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n° 3, p. 839–852, ISSN 0749-0208.

Dagum, P. et M. Luby. 1993, «Approximating probabilistic inference in bayesian belief networks is NP-hard», *Artificial intelligence*, vol. 60, n° 1, p. 141–153.

Dangendorf, S., M. Marcos, A. Müller, E. Zorita, R. Riva, K. Berk et J. Jensen. 2015, «Detecting anthropogenic footprints in sea level rise», *Nature communications*, vol. 6.

Davidson-Arnott, R. G. 2005, «Conceptual model of the effects of sea level rise on sandy coasts», *Journal of Coastal Research*, p. 1166–1172.

Dawson, A. G., C. Gomez, W. Ritchie, C. Batstone, M. Lawless, J. S. Rowan, S. Dawson, J. McIlveny, R. Bates et D. Muir. 2012, «Barrier island geomorphology, hydrodynamic modelling, and historical shoreline changes : An example from South Uist and Benbecula, Scottish Outer Hebrides», *Journal of Coastal Research*, vol. 28, n° 6, doi :10.2112/jcoastres-d-11-00184.1, p. 1462–1476, ISSN 0749-0208.

De La Torre, Y. 2004, «Synthese morphodynamique des littoraux de La Réunion, état des lieux et tendances d'évolution à l'échelle de l'île», cahier de recherche, BRGM/RP53307-FR.

De Vriend, H. J., M. Capobianco, T. Chesher, H. E. De Swart, B. Latteux et M. J. F. Stive. 1993, «Approaches to long-term modeling of coastal morphology - a review», *Coastal Engineering*, vol. 21, n° 1–3, doi :10.1016/0378-3839(93)90051-9, p. 225–269, ISSN 0378-3839.

Des Garets, E. 2005, «Bilan des connaissances sur les surcotes marines en Polynésie», cahier de recherche, BRGM. Rapport BRGM/RP-55038-FR.

Douglas, B., M. T. Kearney et S. P. Leatherman. 2000, *Sea level rise : History and consequences*, vol. 75, Academic Press.

Duvat, V. 2015, «Changement climatique et risques côtiers dans les îles tropicales», dans *Annales de géographie*, 5, Armand Colin/Dunod, p. 541–566.

Emery, K. et G. Kuhn. 1982, «Sea cliffs : their processes, profiles, and classification», *Geological Society of America Bulletin*, vol. 93, n° 7, p. 644–654.

Ericson, J. P., C. J. Vörösmarty, S. L. Dingman, L. G. Ward et M. Meybeck. 2006, «Effective sea-level rise and deltas : causes of change and human dimension implications», *Global and Planetary Change*, vol. 50, n° 1, p. 63–82.

Etienne, S. 2012, «Marine inundation hazards in French Polynesia : geomorphic impacts of tropical cyclone Oli in February 2010», *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 361, n° 1, p. 21–39.

Eurosion. 2004, «A European initiative for sustainable coastal erosion management», URL http://www.eurosion.org.

Evelpidou, N., I. Kampolis, P. A. Pirazzoli et A. Vassilopoulos. 2012, «Global sea-level rise and the disappearance of tidal notches», *Global and Planetary Change*, vol. 92-93, doi :10.1016/j.gloplacha.2012.05.013, p. 248–256, ISSN 0921-8181.

Fabert, B. P., A. Pottier, E. Espagne, P. Dumas et F. Nadaud. 2014, «Why are climate policies of the present decade so crucial for keeping the 2C target credible ?», *Climatic Change*, vol. 126, n° 3-4, p. 337–349.

Ferretti, A., A. Monti-Guarnieri, C. Prati, F. Rocca et D. et. 2007a, *InSAR Principles-Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation*, vol. 19.

Ferretti, A., C. Prati et F. Rocca. 2001, «Permanent scatterers in SAR interferometry», *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 39, n° 1, doi :10.1109/36.898661, p. 8–20, ISSN 0196-2892.

Ferretti, A., G. Savio, R. Barzaghi, A. Borghi, S. Musazzi, F. Novali, C. Prati et F. Rocca. 2007b, «Submillimeter accuracy of insar time series : Experimental validation», *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 45, n° 5, p. 1142–1153.

Fletcher, C. H., B. M. Romine, A. S. Genz, M. M. Barbee, M. Dyer, T. R. Anderson, S. C. Lim, S. Vitousek, C. Bochicchio et B. M. Richmond. 2012, *National assessment of shoreline change : Historical shoreline change in the Hawaiian Islands*, US Department of the Interior, US Geological Survey.

Forbes, D. L. 2011, *State of the Arctic coast 2010 : Scientific review and outlook*, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Institute of Coastal Research.

Ford, M. 2012, «Shoreline changes on an urban atoll in the Central Pacific ocean : Majuro Atoll, Marshall Islands», *Journal of Coastal Research*, vol. 28, n° 1, doi : 10.2112/jcoastres-d-11-00008.1, p. 11–22, ISSN 0749-0208.

Ford, M. 2013, «Shoreline changes interpreted from multi-temporal aerial photographs and high resolution satellite images : Wotje Atoll, Marshall Islands», *Remote Sensing of Environment*, vol. 135, doi :10.1016/j.rse.2013.03.027, p. 130–140, ISSN 0034-4257 ; 1879-0704.

Garcin, M., A. Baills, G. Le Cozannet, T. Bulteau, A.-L. Auboin et J. Sauter. 2013, «Pluri-decadal impact of mining activities on coastline mobility of estuaries of New Caledonia (South Pacific)», *Journal of Coastal Research*, doi :10.2112/si65-084.1, p. 494–499, ISSN 0749-0208 ; 1551-5036. SI 65, 12th International Coastal Symposium (ICS) Apr 09-12, 2013, Plymouth Univ, Sch Marine Sci and Engn, Coastal Proc Res Grp, Plymouth, ENGLAND.

Garcin, M., J. F. Desprats, M. Fontaine, R. Pedreros, N. Attanayake, S. Fernando, C. H. E. R. Siriwardana, U. De Silva et B. Poisson. 2008, «Integrated approach for coastal hazards and risks in Sri Lanka», *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 8, n° 3, doi :10.5194/nhess-8-577-2008, p. 577–586.

Garcin, M., M. Vende-Leclerc, P. Maurizot, G. Le Cozannet, B. Robineau et A. Nicolae-Lerma. 2016, «Lagoon islets as indicators of recent environmental changes in the South Pacific–the New Caledonian example», *Continental Shelf Research*.

Gattuso, J.-P., A. Magnan, R. Billé, W. Cheung, E. Howes, F. Joos, D. Allemand, L. Bopp, S. Cooley, C. Eakin et al.. 2015, «Contrasting futures for ocean and society from different anthropogenic co2 emissions scenarios», *Science*, vol. 349, n° 6243, p. aac4722.

Gehrels, W. R. 2010, «Late holocene land-and sea-level changes in the british isles : implications for future sea-level predictions», *Quaternary Science Reviews*, vol. 29, n° 13, p. 1648–1660.

Genna, A., J. Capdeville, J. Dubreuilh et C. Mallet. 2005, «Recent and present evolution of the French Basque coast (analysis and prediction)», *Comptes Rendus Geosciences*, vol. 337, n° 16, p. 1474–1483.

Goldstein, R., H. Zebker et C. Werner. 1988, «Satellite radar interferometry 2-D phase unwrapping», *Radio Science*, vol. 23, n° 4, p. 713–720.

Gornitz, V. 1991, «Global coastal hazards from future sea level rise», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 89, n° 4, p. 379–398.

Grady, A. E., L. J. Moore, C. D. Storlazzi, E. Elias et M. A. Reidenbach. 2013, «The influence of sea level rise and changes in fringing reef morphology on gradients in alongshore sediment transport», *Geophysical Research Letters*, vol. 40, n° 12, doi : 10.1002/grl.50577, p. 3096–3101, ISSN 0094-8276.

Gratiot, N., E. J. Anthony, A. Gardel, C. Gaucherel, C. Proisy et J. T. Wells. 2008, «Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes», *Nature Geoscience*, vol. 1, n° 3, doi :10.1038/ngeo127, p. 169–172, ISSN 1752-0894.

Grinsted, A., J. C. Moore et S. Jevrejeva. 2010, «Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD», *Climate Dynamics*, vol. 34, n° 4, p. 461–472.

Guivarch, C. et S. Hallegatte. 2013, «2C or not 2C ?», *Global Environmental Change*, vol. 23, n° 1, p. 179–192.

Gutierrez, B. T., N. G. Plant et E. R. Thieler. 2011, «A bayesian network to predict coastal vulnerability to sea level rise», *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, vol. 116, doi :F0200910.1029/2010jf001891, p. 15, ISSN 0148-0227.

Hallegatte, S. 2009, «Strategies to adapt to an uncertain climate change», *Global Environmental Change*, vol. 19, n° 2, p. 240–247.

Hallegatte, S., C. Green, R. J. Nicholls et J. Corfee-Morlot. 2013, «Future flood losses in major coastal cities», *Nature Climate Change*, vol. 3, n° 9, doi :10.1038/nclimate1979, p. 802–806, ISSN 1758-678X ; 1758-6798.

Hanson, H., S. Aarninkhof, M. Capobianco, J. A. Jimenez, M. Larson, R. J. Nicholls, N. G. Plant, H. N. Southgate, H. J. Steetzel, M. J. F. Stive et H. J. de Vriend. 2003, «Modelling of coastal evolution on yearly to decadal time scales», *Journal of Coastal Research*, vol. 19, n° 4, ISSN 0749-0208.

Hanson, S., R. Nicholls, N. Ranger, S. Hallegatte, J. Corfee-Morlot, C. Herweijer et J. Chateau. 2011, «A global ranking of port cities with high exposure to climate extremes», *Climatic Change*, vol. 104, n° 1, doi :10.1007/s10584-010-9977-4, p. 89–111, ISSN 0165-0009. Si.

Hapke, C. et N. Plant. 2010, «Predicting coastal cliff erosion using a bayesian probabilistic model», *Marine geology*, vol. 278, n° 1, p. 140–149.

Hay, C. C., E. Morrow, R. E. Kopp et J. X. Mitrovica. 2015, «Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise», *Nature*, vol. 517, n° 7535, p. 481–484.

Heckerman, D. 1997, «Bayesian networks for data mining», *Data mining and knowledge discovery*, vol. 1, n° 1, p. 79–119.

Hegerl, G. et F. Zwiers. 2011, «Use of models in detection and attribution of climate change», *Wiley Interdisciplinary Reviews-Climate Change*, vol. 2, n° 4, doi :10.1002/wcc.121, p. 570–591, ISSN 1757-7780.

Hijioka, Y., E. Lin, J. Pereira, R. Corlett, X. Cui, G. Insarov, R. Lasco, E. Lindgren et A. Surjan. 2014, *Asia*, Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B : Regional Aspects, Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1327–1370.

Højsgaard, S. 2012, «Graphical independence networks with the grain package for R», *Journal of Statistical Software*, vol. 46, n° 10, p. 1–26.

Homma, T. et A. Saltelli. 1996, «Importance measures in global sensitivity analysis of nonlinear models», *Reliability Engineering & System Safety*, vol. 52, n° 1, p. 1–17.

Howarth, J. et M. Palmer. 2011, «The Liverpool Bay coastal observatory», *Ocean Dynamics*, vol. 61, n° 11, p. 1917–1926.

Idier, D., B. Castelle, M. Poumadere, Y. Balouin, R. B. Bertoldo, F. Bouchette, F. Boulahya, O. Brivois, D. Calvete, S. Capo, R. Certain, E. Charles, E. Chateauminois, E. Delvallee, A. Falques, P. Fattal, M. Garcin, R. Garnier, A. Hequette, P. Larroude, S. Lecacheux, G. Le Cozannet, M. Maanan, C. Mallet, A. Maspataud, C. Oliveros, M. Paillart, J.-P. Parisot, R. Pedreros, N. Robin, M. Robin, E. Romieu, M.-H. Ruz, J. Thiebot et C. Vinchon. 2013, «Vulnerability of sandy coasts to climate variability», *Climate Research*, vol. 57, n° 1, doi :10.3354/cr01153, p. 19–44, ISSN 0936-577X.

Inman, D. L. et R. Dolan. 1989, «The outer banks of North-Carolina - budget of sediment and inlet dynamics along a migrating barrier system», *Journal of Coastal Research*, vol. 5, n° 2, p. 193–237, ISSN 0749-0208.

Iooss, B. 2011, «Revue sur l'analyse de sensibilité globale de modèles numériques», *Journal de la Société Française de Statistique*, vol. 152, n° 1, p. 3–25.

Ishii, M. et M. Kimoto. 2009, «Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections», *Journal of Oceanography*, vol. 65, n° 3, p. 287–299.

Jansen, M. J. 1999, «Analysis of variance designs for model output», *Computer Physics Communications*, vol. 117, n° 1, p. 35–43.

Jeanson, M., E. J. Anthony, S. Etienne et F. Dolique. 2014a, «Morphodynamic characterization of beaches on a pacific atoll island : Tetiaroa, French Polynesia», *Journal of Coastal Research*, vol. 70, n° sp1, p. 176–181.

Jeanson, M., F. Dolique et E. J. Anthony. 2014b, «A GIS-based coastal monitoring and surveillance observatory on tropical islands exposed to climate change and extreme events : the example of Mayotte Island, Indian ocean», *Journal of Coastal Conservation*, vol. 18, n° 5, p. 567–580.

Jevrejeva, S., A. Grinsted et J. C. Moore. 2014a, «Upper limit for sea level projections by 2100», *Environmental Research Letters*, vol. 9, n° 10, p. 104 008. URL http://stacks.iop.org/1748-9326/9/i=10/a=104008.

Jevrejeva, S., J. C. Moore, A. Grinsted, A. P. Matthews et G. Spada. 2014b, «Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807», *Global and Planetary Change*, vol. 113, doi :10.1016/j.gloplacha.2013.12.004, p. 11–22, ISSN 0921-8181 ; 1872-6364.

Kaergaard, K. et J. Fredsoe. 2013, «A numerical shoreline model for shorelines with large curvature», *Coastal Engineering*, vol. 74, n° 0, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.11.011, p. 19 – 32, ISSN 0378-3839.

Kakroodi, A., S. Kroonenberg, A. Goorabi et M. Yamani. 2013, «Shoreline response to rapid 20th century sea-level change along the Iranian Caspian coast», *Journal of Coastal Research*.

Katsman, C. A., A. Sterl, J. J. Beersma, H. W. van den Brink, J. A. Church, W. Hazeleger, R. E. Kopp, D. Kroon, J. Kwadijk, R. Lammersen, J. Lowe, M. Oppenheimer, H. P. Plag, J. Ridley, H. von Storch, D. G. Vaughan, P. Vellinga, L. L. A. Vermeersen, R. S. W. van de Wal et R. Weisse. 2011, «Exploring high-end scenarios for local sea level rise to develop flood protection strategies for a low-lying delta-the Netherlands as an example», *Climatic Change*, vol. 109, n° 3–4, doi :10.1007/s10584-011-0037-5, p. 617–645, ISSN 0165-0009.

Kemp, A. C., B. P. Horton, J. P. Donnelly, M. E. Mann, M. Vermeer et S. Rahmstorf. 2011, «Climate related sea-level variations over the past two millennia», *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 108, n° 27, doi :10.1073/pnas.1015619108, p. 11 017–11 022, ISSN 0027-8424.

Kench, P. S. et R. W. Brander. 2006, «Response of reef island shorelines to seasonal climate oscillations : South maalhosmadulu atoll, maldives», *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, vol. 111, n° F1.

Kerman, J. 2011, «A closed-form approximation for the median of the Beta distribution», *arXiv preprint arXiv :1111.0433*.

Kooi, H., P. Johnston, K. Lambeck, C. Smither et R. Molendijk. 1998, «Geological causes of recent (similar to 100 yr) vertical land movement in the Netherlands», *Tectonophysics*, vol. 299, n° 4, doi :10.1016/s0040-1951(98)00209-1, p. 297–316, ISSN 0040-1951.

Kopp, R. E., R. M. Horton, C. M. Little, J. X. Mitrovica, M. Oppenheimer, D. J. Rasmussen, B. H. Strauss et C. Tebaldi. 2014, «Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide-gauge sites», *Earth's Future*, vol. 2, n° 8, doi :10.1002/2014EF000239, p. 383–406, ISSN 2328-4277. URL http://dx.doi.org/10.1002/2014EF000239.

Kuo, C., C. Shum, A. Braun et J. Mitrovica. 2004, «Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide gauge data in Fennoscandia», *Geophysical Research Letters*, vol. 31, n° 1.

Lambeck, K., C. D. Woodroffe, F. Antonioli, M. Anzidei, W. R. Gehrels, J. Laborel et A. J. Wright. 2010, «Paleoenvironmental records, geophysical modelling, and reconstruction of sea level trends and variability on centennial and longer timescales», .

Larrue, S. et T. Chiron. 2011, «Les îles de Polynésie française face à l'aléa cyclonique», *VertigO-la revue électronique en sciences de l'environnement*, vol. 10, n° 3.

Le Cozannet, G., A. Ait-Kaci, S. Colas, X. De Lacaze, S. Lecacheux, C. Mirgon, C. Peinturier, M. Garcin et C. Oliveros. 2013a, «Recent GIS based national assessments of climate change consequences in France : methods, results and lessons learnt.», dans *Journal of Coastal Research*, vol. 65, p. pp–1421.

Le Cozannet, G., M. Garcin, T. Bulteau, C. Mirgon, M. L. Yates, M. Mendez, A. Baills, D. Idier et C. Oliveros. 2013b, «An AHP-derived method for mapping the physical vulnerability of coastal areas at regional scales», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 13, n° 5, p. 1209–1227, ISSN 1561-8633.

Le Cozannet, G., M. Garcin, L. Petitjean, A. Cazenave, M. Becker, B. Meyssignac, P. Walker, C. Devilliers, O. Le Brun, S. Lecacheux, A. Baills, T. Bulteau, M. Yates et G. Wöppelmann. 2013c, «Exploring the relation between sea level rise and shoreline erosion using sea level reconstructions : an example in French Polynesia», *Journal of Coastal Research*, doi :10.2112/si65-361.1, p. 2137–2142, ISSN 0749-0208 ; 1551-5036.

Le Cozannet, G., S. Lecacheux, E. Delvallee, N. Desramaut, C. Oliveros et R. Pedreros. 2011, «Teleconnection pattern influence on sea-wave climate in the Bay of Biscay», *Journal of Climate*, vol. 24, n° 3, doi :10.1175/2010JCLI3589.1, p. 641–652.

Le Cozannet, G., D. Raucoules, G. Wöppelmann, M. Garcin, S. Da Sylva, B. Meyssignac, M. Gravelle et F. Lavigne. 2015a, «Vertical ground motion and historical sea-level records in Dakar (Senegal)», *Environmental Research Letters*, vol. 10, n° 8, p. 084 016.

Le Cozannet, G., D. Raucoules, G. Wöppelmann, M. de Michele et A. Poupardin. 2014, «InSAR monitoring of ground motions impacts for in-situ sea level measurement : The example of Dakar (Senegal)», dans *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2014 IEEE International*, p. 970–973, doi :10.1109/IGARSS.2014.6946588.

Le Cozannet, G., J. Rohmer, A. Cazenave, D. Idier, R. Van de Wal, R. De Winter, R. Pedreros, Y. Balouin, C. Vinchon et C. Oliveros. 2015b, «Evaluating uncertainties of future marine flooding occurrence as sea-level rises», *Environmental Modelling & Software*, vol. 73, p. 44–56.

Le Cozannet, G., G. Wöppelmann, D. Raucoules, M. de Michele et M. Marcos. 2012, «Using a series of satellite methods to assess land subsidence in Alexandria», *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 1, p. 1064.

Le Mouélic, S., D. Raucoules, C. Carnec et C. King. 2005, «A least squares adjustment of multi-temporal InSAR data», *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, vol. 71, n° 2, p. 197–204.

Le Roy, S., R. Pedreros, C. André, F. Paris, S. Lecacheux, F. Marche et C. Vinchon. 2015, «Coastal flooding of urban areas by overtopping : dynamic modelling application to the Johanna storm (2008) in Gâvres (France)», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 15, n° 11, p. 2497–2510.

Leatherman, S. P., K. Zhang et B. C. Douglas. 2000a, «Reply to comment on sea level rise shown to drive coastal erosion», *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 81, n° 38, doi :10.1029/00EO00330, p. 437–441, ISSN 2324-9250. URL http://dx.doi.org/10.1029/00EO00330.

Leatherman, S. P., K. Zhang et B. C. Douglas. 2000b, «Sea level rise shown to drive coastal erosion», *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 81, n° 6, doi : 10.1029/00EO00034, p. 55–57, ISSN 2324-9250.

Lecacheux, S., T. Bulteau et R. Pedreros. 2014, «Updating knowledge of cyclonic wave hazard for Tahiti and Moorea islands (French Polynesia) through a probabilistic approach», *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, vol. 2, n° 1, doi :10.5194/nhessd-2-725-2014, p. 725–756. URL http://www.nat-hazards-earth-syst-sci-discuss.net/2/725/2014/.

Lecacheux, S., R. Pedreros, G. Le Cozannet, J. Thiébot, Y. Torre et T. Bulteau. 2012, «A method to characterize the different extreme waves for islands exposed to various wave regimes : a case study devoted to Reunion island», *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 12, n° 7, p. 2425–2437.

Lenôtre, N., J. Ferrandini, M. Delfau et J. Panighi. 1996, «Present vertical movements of Corsica (France) using compared levelling data», *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences, Serie Ii, Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, vol. 323, n° 11.

Lenôtre, N., P. Thierry, R. Blanchin et G. Brochard. 1999, «Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France)», *Tectonophysics*, vol. 301, n° 3-4, doi :10.1016/s0040-1951(98)00228-5, ISSN 0040-1951.

Lesser, G. R., J. A. Roelvink, J. van Kester et G. S. Stelling. 2004, «Development and validation of a three-dimensional morphological model», *Coastal Engineering*, vol. 51, n° 8–9, doi :10.1016/j.coastaleng.2004.07.014, p. 883–915, ISSN 0378-3839.

Letortu, P., S. Costa, O. Maquaire, C. Delacourt, E. Augereau, R. Davidson, S. Suanez et J. Nabucet. 2015, «Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of upper normandy : the contribution of terrestrial laser scanning», *Geomorphology*, vol. 245, p. 3–14.

List, J. H., A. H. Sallenger, M. E. Hansen et B. E. Jaffe. 1997, «Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion : testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands», *Marine Geology*, vol. 140, n° 3-4, doi :10.1016/s0025-3227(97)00035-2, ISSN 0025-3227. Times Cited : 25.

Magrin, G., J. Marengo, J.-P. Boulanger, M. Buckeridge, E. Castellanos, G. Poveda, F. Scarano et V. S. 2014, *Central and South America*, Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B : Regional Aspects, Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1499–1566.

Marriner, N., J. Goiran et C. Morhange. 2008, «Alexander the Great's tombolos at Tyre and Alexandria, eastern Mediterranean», *Geomorphology*, vol. 100, n° 3, p. 377–400.

Mars, J. et D. Houseknecht. 2007, «Quantitative remote sensing study indicates doubling of coastal erosion rate in past 50 yr along a segment of the arctic coast of alaska», *Geology*, vol. 35, n° 7, p. 583–586.

Masson-Delmotte, V., M. Schulz, A. Abe-Ouchi, J. Beer, A. Ganopolski, J. González Rouco, E. Jansen, K. Lambeck, J. Luterbacher, T. Naish, T. Osborn, B. Otto-Bliesner, T. Quinn, R. Ramesh, M. Rojas, X. Shao et A. Timmermann. 2013, *Information from Paleoclimate Archives.*, Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 383–464, doi :10.1017/CBO9781107415324.026.

Massonnet, D. et K. L. Feigl. 1998, «Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface», *Reviews of Geophysics*, vol. 36, p. 441–500.

Massonnet, D. et T. Rabaute. 1993, «Radar interferometry - limits and potential», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 31, n° 2, p. 455–464.

McGranahan, G., D. Balk et B. Anderson. 2007, «The rising tide : assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones», *Environment and Urbanization*, vol. 19, n° 1, doi :10.1177/0956247807076960, ISSN 0956-2478.

Menéndez, M. et P. L. Woodworth. 2010, «Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge data set», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 115, n° C10, doi :10.1029/2009JC005997, ISSN 2156-2202. URL http://dx.doi.org/10.1029/2009JC005997.

Meyssignac, B., M. Becker, W. Llovel et A. Cazenave. 2012, «An assessment of two-dimensional past sea level reconstructions over 1950-2009 based on tide-gauge data and different input sea level grids», *Surveys in Geophysics*, vol. 33, n° 5, doi :10.1007/s10712-011-9171-x, p. 945–972, ISSN 0169-3298.

Meyssignac, B. et A. Cazenave. 2012, «Sea level : A review of present-day and recent-past changes and variability», *Journal of Geodynamics*, vol. 58, p. 96–109, ISSN 0264-3707.

Miller, K. G., M. A. Kominz, J. V. Browning, J. D. Wright, G. S. Mountain, M. E. Katz, P. J. Sugarman, B. S. Cramer, N. Christie-Blick et S. F. Pekar. 2005, «The Phanerozoic record of global sea-level change», *Science*, vol. 310, n° 5752, p. 1293–1298.

Mimura, N. 1999, «Vulnerability of island countries in the south Pacific to sea level rise and climate change», *Climate Research*, vol. 12, n° 2-3, doi :10.3354/cr012137, p. 137–143, ISSN 0936-577X.

Mimura, N. et H. Nobuoka. 1999, «Verification of the Bruun rule for the estimation of shoreline retreat caused by sea-level rise», p. 607–616.

Moore, J. 1970, «Relationship between subsidence and volcanic load, hawaii», *Bulletin Volcanologique*, vol. 34, n° 2, p. 562–576.

Morton, R. A. 2007, «Historical changes in the Mississippi-Alabama barrier-island chain and the roles of extreme storms, sea level, and human activities», cahier de recherche, US Geological Survey.

Morton, R. A. 2008, «Historical changes in the Mississippi-Alabama barrier-island chain and the roles of extreme storms, sea level, and human activities», *Journal of Coastal Research*, vol. 24, n° 6, doi :10.2112/07-0953.1, p. 1587–1600, ISSN 0749-0208.

Morton, R. A., J. C. Bernier, J. A. Barras et N. F. Ferina. 2005, «Historical subsidence and wetland loss in the Mississippi Delta plain : likely causes and future implications», cahier de recherche, US Geological Survey.

Murphy, K. et al.. 2001, «The bayes net toolbox for matlab», *Computing science and statistics*, vol. 33, n° 2, p. 1024–1034.

Naïm, P., P.-H. Wuillemin, P. Leray, O. Pourret et A. Becker. 2011, *Réseaux bayésiens*, Editions Eyrolles.

Nicholls, R. J. et A. Cazenave. 2010, «Sea-level rise and its impact on coastal zones», *Science*, vol. 328, n° 5985, doi :10.1126/science.1185782, ISSN 0036-8075.

Nunn, P. D. 2013, «The end of the Pacific ? effects of sea level rise on Pacific island livelihoods», *Singapore Journal of Tropical Geography*, vol. 34, n° 2, doi :10.1111/sjtg.12021, p. 143–171, ISSN 1467-9493. URL http://dx.doi.org/10.1111/sjtg.12021.

Nurse, L., R. McLean, J. Agard, L. Briguglio, V. Duvat-Magnan, N. Pelesikoti, E. Tompkins et A. Webb. 2014, *Small islands*, Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B : Regional Aspects, Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1613–1654.

Ostanciaux, E., L. Husson, G. Choblet, C. Robin et K. Pedoja. 2012, «Present-day trends of vertical ground motion along the coast lines», *Earth-Science Reviews*, vol. 110, n° 1-4, doi :10.1016/j.earscirev.2011.10.004, p. 74–92, ISSN 0012-8252.

Ostroumov, V., V. Rachold, A. Vasiliev et V. Sorokovikov. 2005, «An application of a Markov-chain model of shore erosion for describing the dynamics of sediment flux», *Geo-marine letters*, vol. 25, n° 2-3, p. 196–203.

Paris, R., P. Wassmer, J. Sartohadi, F. Lavigne, B. Barthomeuf, E. Desgages, D. Grancher, P. Baumert, F. Vautier, D. Brunstein et C. Gomez. 2009, «Tsunamis as geomorphic crises : Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia)», *Geomorphology*, vol. 104, n° 1-2, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.040, p. 59–72, ISSN 0169-555X. Coastal Geomorphology.

Penduff, T., M. Juza, L. Brodeau, G. Smith, B. Barnier, J.-M. Molines, A.-M. Tréguier et G. Madec. 2010, «Impact of global ocean model resolution on sea-level variability with emphasis on interannual time scales», *Ocean Science*, vol. 6, n° 1, p. 269–284.

Pepe, A., E. Sansosti, P. Berardino et R. Lanari. 2005, «On the generation of ERS/ENVISAT DInSAR time-series via the SBAS technique», *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, vol. 2, n° 3, doi :10.1109/LGRS.2005.848497, p. 265–269, ISSN 1545-598X.

Phien-Wej, N., P. Giao et P. Nutalaya. 2006, «Land subsidence in Bangkok, Thailand», *Engineering Geology*, vol. 82, n° 4, p. 187–201.

Pilkey, O. H., R. S. Young et D. M. Bush. 2000, «Comment on sea level rise shown to drive coastal erosion», *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 81, n° 38, doi :10.1029/00EO00327, p. 436–436, ISSN 2324-9250. URL http://dx.doi.org/10.1029/00EO00327.

Pirazzoli, P. A. et L. F. Montaggioni. 1988, «Holocene sea-level changes in French-Polynesia», *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, vol. 68, n° 2-4, doi : 10.1016/0031-0182(88)90037-5, ISSN 0031-0182.

Plutarque. 110, *Vie d'Alexandre*, n° XXXVI dans Vies Parallèles. Trad D. Ricard, accessible via : www.cndp.fr.

Purvis, M. J., P. D. Bates et C. M. Hayes. 2008, «A probabilistic methodology to estimate future coastal flood risk due to sea level rise», *Coastal engineering*, vol. 55, n° 12, p. 1062–1073.

Quelennec, R., C. Oliveros, R. Uhel et W. Devos. 1998, «Corine : érosion côtière», *Environmental and quality of life series. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg (170 pp.)*.

R Core Team. 2014, *R : A Language and Environment for Statistical Computing*, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL http://www.R-project.org/.

Rahmstorf, S. 2007, «A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise», *Science*, vol. 315, n° 5810, p. 368–370.

Ranasinghe, R., D. Callaghan et M. J. F. Stive. 2012, «Estimating coastal recession due to sea level rise : beyond the Bruun rule», *Climatic Change*, vol. 110, n° 3–4, p. 561–574, ISSN 0165-0009.

Ranasinghe, R., D. Trang Minh, S. Uhlenbrook, D. Roelvink et M. Stive. 2013, «Climate-change impact assessment for inlet-interrupted coastlines», *Nature Climate Change*, vol. 3, n° 1, doi :10.1038/nclimate1664, p. 83–87, ISSN 1758-678X.

Raucoules, D., B. Bourgine, M. de Michele, G. Le Cozannet, L. Closset, C. Bremmer, H. Veldkamp, D. Tragheim, L. Bateson, M. Crosetto, M. Agudo et M. Engdahl. 2009, «Validation and intercomparison of Persistent Scatterers Interferometry : PSIC4 project results», *Journal of Applied Geophysics*, vol. 68, n° 3, doi :10.1016/j.jappgeo.2009.02.003, p. 335–347.

Raucoules, D., G. Le Cozannet, M. De Michele, G. Wöppelmann, A. Cazenave et al.. 2013a, «Subsidence et élévation du niveau marin dans les villes côtières : apports de l'interférométrie radar satellitaire», *Geosciences*, , n° 17, p. 46–53.

Raucoules, D., G. Le Cozannet, G. Wöppelmann, M. De Michele, M. Gravelle, A. Daag et M. Marcos. 2013b, «High nonlinear urban ground motion in Manila (Philippines) from 1993 to 2010 observed by DInSAR : Implications for sea-level measurement», *Remote Sensing of Environment*, vol. 139, p. 386–397.

Raucoules, D., I. Parcharidis, D. Feurer, F. Novalli, A. Ferretti, C. Carnec, E. Lagios, V. Sakkas, S. Le Mouelic, G. Cooksley et S. Hosford. 2008, «Ground deformation detection of the greater area of Thessaloniki (northern Greece) using radar interferometry techniques», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 8, n° 4, p. 779–788, ISSN 1561-8633.

Regard, V., T. Dewez, D. Bourles, R. Anderson, A. Duperret, S. Costa, L. Leanni, E. Lasseur, K. Pedoja et G. M. Maillet. 2012, «Late holocene seacliff retreat recorded by 10 be profiles across a coastal platform : theory and example from the english channel», *Quaternary Geochronology*, vol. 11, p. 87–97.

Rohmer, J., J. Douglas, D. Bertil, D. Monfort et O. Sedan. 2014, «Weighing the importance of model uncertainty against parameter uncertainty in earthquake loss assessments», *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol. 58, doi :10.1016/j.soildyn.2013.11.006, p. 1–9, ISSN 0267-7261 ; 1879-341X.

Rohmer, J. et D. Idier. 2012, «A meta-modelling strategy to identify the critical offshore conditions for coastal flooding», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 12, n° 9, doi :10.5194/nhess-12-2943-2012, ISSN 1561-8633.

Romine, B. M., C. H. Fletcher, M. M. Barbee, T. R. Anderson et L. N. Frazer. 2013, «Are beach erosion rates and sea-level rise related in Hawaii ?», *Global and Planetary Change*, vol. 108, doi :10.1016/j.gloplacha.2013.06.009, p. 149–157, ISSN 0921-8181.

Roy, P. et J. Connell. 1991, «Climatic-change and the future of Atoll states», *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n° 4, p. 1057–1075, ISSN 0749-0208.

Sallenger, A. H., R. Morton, C. Fletcher, E. R. Thieler et P. Howd. 2000, «Comment on sea level rise shown to drive coastal erosion», *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 81, n° 38, doi :10.1029/EO081i038p00436-02, p. 436–436, ISSN 2324-9250. URL http://dx.doi.org/10.1029/EO081i038p00436-02.

Saltelli, A. 2004, «Global sensitivity analysis : an introduction», dans *Proc. 4th International Conference on Sensitivity Analysis of Model Output (SAMO'04)*, p. 27–43.

Saltelli, A., P. Annoni, I. Azzini, Francesca Campolongo, M. Ratto et S. Tarantola. 2010, «Variance based sensitivity analysis of model output. design and estimator for the total sensitivity index», *Computer Physics Communications*, vol. 181, n° 2, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.cpc.2009.09.018, p. 259–270, ISSN 0010-4655.

Saltelli, A. et B. D'Hombres. 2010, «Sensitivity analysis didn't help. a practitioner's critique of the Stern review», *Global Environmental Change-Human and Policy Dimensions*, vol. 20, n° 2, doi :10.1016/j.gloenvcha.2009.12.003, p. 298–302, ISSN 0959-3780.

Saltelli, A., M. Ratto, T. Andres, F. Campolongo, J. Cariboni, D. Gatelli, M. Saisana et S. Tarantola. 2008, *Global sensitivity analysis : the primer*, John Wiley & Sons.

Salvat, B., A. Aubanel, M. Adjeroud, P. Bouisset, D. Calmet, Y. Chancerelle, N. Cochennec, N. Davies, A. Fougerousse, R. Galzin et al.. 2008, «Le suivi de l'état des récifs coralliens de Polynésie française et leur récente évolution», *Revue d'Ecologie de la Terre et de la Vie*, vol. 63, n° 1-2, p. 145–177.

Sankararaman, S. et S. Mahadevan. 2013, «Separating the contributions of variability and parameter uncertainty in probability distributions», *Reliability Engineering & System Safety*, vol. 112, p. 187–199.

Santamaria-Gomez, A., M. Gravelle, X. Collilieux, M. Guichard, B. Martin Miguez, P. Tiphaneau et G. Wöppelmann. 2012, «Mitigating the effects of vertical land motion in tide gauge records using a state-of-the-art GPS velocity field», *Global and Planetary Change*, vol. 98-99, doi :10.1016/j.gloplacha.2012.07.007, p. 6–17, ISSN 0921-8181. Santamaria-Gomez, Alvaro/E-4573-2013.

Scutari, M. 2010, «Learning bayesian networks with the bnlearn R package», *Journal of Statistical Software*, vol. 35, n° 3, p. 1–22. URL http://www.jstatsoft.org/v35/i03/.

Shearman, P., J. Bryan et J. P. Walsh. 2013, «Trends in deltaic change over three decades in the Asia-Pacific region», *Journal of Coastal Research*, vol. 29, n° 5, doi :10.2112/jcoastres-d-12-00120.1, p. 1169–1183, ISSN 0749-0208 ; 1551-5036.

Shennan, I., G. Milne et S. Bradley. 2012, «Late Holocene vertical land motion and relative sea-level changes : lessons from the British Isles», *Journal of Quaternary Science*, vol. 27, n° 1, p. 64–70.

Sheppard, C., D. J. Dixon, M. Gourlay, A. Sheppard et R. Payet. 2005, «Coral mortality increases wave energy reaching shores protected by reef flats : examples from the Seychelles», *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 64, n° 2, p. 223–234.

Silva, P., X. Bertin, A. Fortunato et A. Oliveira. 2009, «Intercomparison of sediment transport formulas in current and combined wave-current conditions», *Journal of Coastal Research*, p. 559–563.

Singh, B. 1997, «Climate-related global changes in the southern Caribbean : Trinidad and Tobago», *Global and Planetary Change*, vol. 15, n° 3-4, doi :10.1016/s0921-8181(97)00006-4, p. 93–111, ISSN 0921-8181.

Slangen, A., M. Carson, C. Katsman, R. van de Wal, A. Köhl, L. Vermeersen et D. Stammer. 2014a, «Projecting twenty-first century regional sea-level changes», *Climatic Change*, vol. 124, n° 1-2, doi :10.1007/s10584-014-1080-9, p. 317–332.

Slangen, A., J. A. Church, X. Zhang et D. Monselesan. 2014b, «Detection and attribution of global mean thermosteric sea level change», *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n° 16, p. 5951–5959.

Smith, M. S., L. Horrocks, A. Harvey et C. Hamilton. 2011, «Rethinking adaptation for a 4C world», *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 369, n° 1934, p. 196–216.

Sobol', I. 1967, «On the distribution of points in a cube and the approximate evaluation of integrals», *USSR Computational Mathematics and Mathematical Physics*, vol. 7, n° 4, doi :http://dx.doi.org/10.1016/0041-5553(67)90144-9, p. 86 – 112, ISSN 0041-5553.

Sobol', I. 2001, «Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their Monte Carlo estimates», *Mathematics and Computers in Simulation*, vol. 55, n° 1-3, doi :10.1016/s0378-4754(00)00270-6, p. 271–280, ISSN 0378-4754.

Soudarin, L., J.-F. Crétaux et A. Cazenave. 1999, «Vertical crustal motions from the DORIS space-geodesy system», *Geophysical Research Letters*, vol. 26, n° 9, p. 1207–1210.

Soulsby, R. 1997, *Dynamics of marine sands : a manual for practical applications*, Thomas Telford.

Spada, G. 2016, «Glacial isostatic adjustment and contemporary sea level rise : An overview», *Surveys in Geophysics*, p. 1–33.

Stammer, D., A. Cazenave, R. M. Ponte et M. E. Tamisiea. 2013, «Causes for contemporary regional sea level changes», *Annual review of marine science*, vol. 5, doi : 10.1146/annurev-marine-121211-172406, p. 21–46, ISSN 1941-1405.

Stanley, D. J. 1990, «Recent subsidence and northeast tilting of the Nile-Delta, Egypt», *Marine Geology*, vol. 94, n° 1-2, doi :10.1016/0025-3227(90)90108-v, p. 147–154, ISSN 0025-3227.

Stanley, J.-D. et M. A. Toscano. 2009, «Ancient archaeological sites buried and submerged along Egypt's Nile Delta coast : Gauges of Holocene delta margin subsidence», *Journal of Coastal Research*, vol. 25, n° 1, doi :10.2112/08a-0013.1, p. 158–170, ISSN 0749-0208.

Stern, N. H., H. M. Treasury et al.. 2006, *Stern Review : The economics of climate change*, vol. 30, HM treasury London.

Stive, M. J. et Z. Wang. 2003, «Chapter 13 morphodynamic modeling of tidal basins and coastal inlets», dans *Advances in Coastal Modeling*, *Elsevier Oceanography Series*, vol. 67, édité par V. Lakhan, Elsevier, p. 367 – 392, doi :http://dx.doi.org/10.1016/S0422-9894(03)80130-7.

Stive, M. J. F. 2004, «How important is global warming for coastal erosion ? An editorial comment», *Climatic Change*, vol. 64, n° 1–2, doi :10.1023/B:CLIM.0000024785.91858.1d, ISSN 0165-0009. Times Cited : 30.

Stive, M. J. F., S. G. J. Aarninkhof, L. Hamm, H. Hanson, M. Larson, K. M. Wijnberg, R. J. Nicholls et M. Capobianco. 2002, «Variability of shore and shoreline evolution», *Coastal Engineering*, vol. 47, n° 2, doi :10.1016/s0378-3839(02)00126-6, p. 211–235, ISSN 0378-3839.

Stockdon, H. F., R. A. Holman, P. A. Howd et A. H. Sallenger Jr. 2006, «Empirical parameterization of setup, swash, and runup», *Coastal engineering*, vol. 53, n° 7, p. 573–588.

Suanez, S., M. Garcin, T. Bulteau, M. Rouan, L. Lagadec et L. David. 2012, «Les observatoires du trait de côte en France métropolitaine et dans les DOM», *EchoGéo*, , n° 19.

Tamisiea, M. E. 2011, «Ongoing glacial isostatic contributions to observations of sea level change», *Geophysical Journal International*, vol. 186, n° 3, doi :10.1111/j.1365-246X.2011.05116.x, p. 1036–1044, ISSN 0956-540X.

Tamisiea, M. E. et J. X. Mitrovica. 2011, «The moving boundaries of sea level change understanding the origins of geographic variability», *Oceanography*, vol. 24, n° 2, p. 24–39, ISSN 1042-8275.

Testut, L., V. Duvat, V. Ballu, R. M. Fernandes, F. Pouget, C. Salmon et J. Dyment. 2015, «Shoreline changes in a rising sea level context : The example of grande glorieuse, scattered islands, western indian ocean», *Acta Oecologica*.

Thieler, E. et E. Hammar-Klose. 1999, «National assessment of coastal vulnerability to future sea-level rise : Preliminary results for the US Atlantic coast open-file report 99-593», *Washington : US Geological Survey*.

Thieler, E. R. et W. W. Danforth. 1994, «Historical shoreline mapping .1. improving techniques and reducing positioning errors», *Journal of Coastal Research*, vol. 10, n° 3, p. 549–563, ISSN 0749-0208.

Timmermann, A., S. McGregor et F.-F. Jin. 2010, «Wind effects on past and future regional sea level trends in the southern Indo-Pacific», *Journal of Climate*, vol. 23, n° 16, p. 4429–4437.

Uehara, K., P. Sojisuporn, Y. Saito et T. Jarupongsakul. 2010, «Erosion and accretion processes in a muddy dissipative coast, the Chao Phraya river delta, Thailand», *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 35, n° 14, doi :10.1002/esp.2012, ISSN 0197-9337.

Usai, S. 2003, «A least squares database approach for SAR interferometric data», *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, n° 4, doi :10.1109/tgrs.2003.810675, p. 753–760, ISSN 0196-2892.

Vafeidis, A. T., R. J. Nicholls, L. McFadden, R. S. Tol, J. Hinkel, T. Spencer, P. S. Grashoff, G. Boot et R. J. Klein. 2008, «A new global coastal database for impact and vulnerability analysis to sea-level rise», *Journal of Coastal Research*, p. 917–924.

Vellinga, P. et S. P. Leatherman. 1989, «Sea-level rise, consequences and policies», *Climatic Change*, vol. 15, n° 1-2, doi :10.1007/bf00138851, p. 175–189, ISSN 0165-0009. Times Cited : 20.

Vermeer, M. et S. Rahmstorf. 2009, «Global sea level linked to global temperature», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 106, n° 51, p. 21 527–21 532.

Vernoux, J.-F. et J. Seguin. 2013, «Etablissement d'un réseau de référence piézométrique pour le suivi de l'impact du changement climatique sur les eaux souterraines (année 3)», cahier de recherche, BRGM. Rapport BRGM/RP-61807-FR.

Vinchon, C., S. Aubie, Y. Balouin, L. Closset, M. Garcin, D. Idier et C. Mallet. 2009, «Anticipate response of climate change on coastal risks at regional scale in Aquitaine and Languedoc Roussillon (France)», *Ocean and Coastal Management*, vol. 52, n° 1, doi :10.1016/j.ocecoaman.2008.09.011, p. 47–56, ISSN 0964-5691.

Visser, H., S. Dangendorf et A. C. Petersen. 2015, «A review of trend models applied to sea level data with reference to the acceleration-deceleration debate», *Journal of Geophysical Research : Oceans*.

Wahl, T., I. Haigh, P. Woodworth, F. Albrecht, D. Dillingh, J. Jensen, R. Nicholls, R. Weisse et G. Wöppelmann. 2013, «Observed mean sea level changes around the north sea coastline from 1800 to present», *Earth-Science Reviews*, vol. 124, p. 51–67.

Wang, J., W. Gao, S. Xu et L. Yu. 2012, «Evaluation of the combined risk of sea level rise, land subsidence, and storm surges on the coastal areas of Shanghai, China», *Climatic Change*, vol. 115, n° 3–4, doi :10.1007/s10584-012-0468-7, p. 537–558, ISSN 0165-0009. URL http://dx.doi.org/10.1007/s10584-012-0468-7.

Watson, C. S., N. J. White, J. A. Church, M. A. King, R. J. Burgette et B. Legresy. 2015, «Unabated global mean sea-level rise over the satellite altimeter era», *Nature Climate Change*.

Webb, A. P. et P. S. Kench. 2010, «The dynamic response of reef islands to sea-level rise : Evidence from multi-decadal analysis of island change in the Central Pacific», *Global and Planetary Change*, vol. 72, n° 3, doi :10.1016/j.gloplacha.2010.05.003, p. 234–246, ISSN 0921-8181.

Wegmüller, U., C. Werner, T. Strozzi et A. Wiesmann. 2004, «Multi-temporal interferometric point target analysis», *Analysis of Multi-temporal remote sensing images, Smits and Bruzzone (ed.), Series in Remote Sensing*, vol. 3, p. 136–144.

Wong, P., I. Losada, J.-P. Gattuso, J. Hinkel, A. Khattabi, K. McInnes, Y. Saito et A. Sallenger. 2014, *Coastal systems and low-lying areas*, Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects, Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 361–409.

Woodroffe, C. D. 2008, «Reef-island topography and the vulnerability of atolls to sea-level rise», *Global and Planetary Change*, vol. 62, n° 1–2, doi :10.1016/j.gloplacha.2007.11.001, p. 77–96, ISSN 0921–8181.

Woodroffe, C. D. et C. V. Murray-Wallace. 2012, «Sea-level rise and coastal change : the past as a guide to the future», *Quaternary Science Reviews*, vol. 54, doi :10.1016/j.quascirev.2012.05.009, ISSN 0277-3791.

Woodworth, P., F. N. Teferle, R. Bingley, I. Shennan et S. Williams. 2009, «Trends in uk mean sea level revisited», *Geophysical Journal International*, vol. 176, n° 1, p. 19–30.

Woodworth, P. L. et M. Menéndez. 2015, «Changes in the mesoscale variability and in extreme sea levels over two decades as observed by satellite altimetry», *Journal of Geophysical Research : Oceans*.

Woodworth, P. L., M. Menendez et W. R. Gehrels. 2011, «Evidence for century-timescale acceleration in mean sea levels and for recent changes in extreme sea levels», *Surveys in Geophysics*, vol. 32, n° 4-5, doi :10.1007/s10712-011-9112-8, p. 603–618, ISSN 0169-3298.

Wöppelmann, G., G. Le Cozannet, M. de Michele, D. Raucoules, A. Cazenave, M. Garcin, S. Hanson, M. Marcos et A. Santamaria-Gomez. 2013, «Is land subsidence increasing the exposure to sea level rise in Alexandria, Egypt ?», *Geophysical Research Letters*, vol. 40, n° 12, doi :10.1002/grl.50568, p. 2953–2957, ISSN 0094-8276.

Wöppelmann, G., C. Letetrel, A. Santamaria, M. N. Bouin, X. Collilieux, Z. Altamimi, S. D. P. Williams et B. M. Miguez. 2009, «Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame», *Geophysical Research Letters*, vol. 36, doi : 10.1029/2009gl038720, ISSN 0094-8276.

Wöppelmann, G. et M. Marcos. 2012, «Coastal sea level rise in southern Europe and the nonclimate contribution of vertical land motion», *Journal of Geophysical Research-Oceans*, vol. 117, doi :10.1029/2011jc007469, ISSN 0148-0227.

Wöppelmann, G. et M. Marcos. 2015, «Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability», *Reviews of Geophysics*.

Wöppelmann, G., B. M. Miguez, M. N. Bouin et Z. Altamimi. 2007, «Geocentric sea-level trend estimates from GPS analyses at relevant tide gauges world-wide», *Global and Planetary Change*, vol. 57, n° 3-4, doi :10.1016/j.gloplacha.2007.02.002, p. 396–406, ISSN 0921-8181.

Wöppelmann, G., B. M. Míguez et R. Créach. 2008, «Tide gauge records at Dakar, Senegal (Africa) : towards a 100-years consistent sea-level time series ?», dans *Poster presented at EGU General Assembly.*

Yates, M. L. et G. Le Cozannet. 2012, «Brief communication 'evaluating European coastal evolution using bayesian networks'», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 12, n° 4, doi :10.5194/nhess-12-1173-2012, p. 1173–1177, ISSN 1561-8633.

Yates, M. L., G. Le Cozannet, M. Garcin, E. Salai et P. Walker. 2013, «Multidecadal atoll shoreline change on Manihi and Manuae, French Polynesia», *Journal of Coastal Research*, vol. 29, n° 4, doi :10.2112/JCOASTRES-D-12-00129.1, p. 870–882, ISSN 0749-0208.

Yuan, C. et M. J. Druzdzel. 2006, «Importance sampling algorithms for bayesian networks : Principles and performance», *Mathematical and Computer Modelling*, vol. 43, n° 9, p. 1189–1207.

Zhang, K. Q., B. C. Douglas et S. P. Leatherman. 2004, «Global warming and coastal erosion», *Climatic Change*, vol. 64, n° 1-2, doi :10.1023/b:clim.0000024690.32682.48, ISSN 0165-0009.

Table des matières

Sommaire **9**

Introduction **11**

Partie I État des connaissances **13**

Chapitre 1 — L'élévation du niveau de la mer et ses conséquences pour le recul du trait de côte **17**

1.1 Motivation : l'élévation du niveau de la mer 17
1.1.1 Les variations du niveau marin global 17
1.1.2 Causes et variabilité de l'élévation du niveau marin actuelle 19
1.1.3 Implications pour le littoral 23
1.2 Mobilité du trait de côte et érosion côtière 24
1.2.1 Définitions et processus en jeu 24
1.2.2 Que sait-on de l'évolution du trait de côte actuel ? 25
1.3 Le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte . 26
1.3.1 Synthèses du GIEC 27
1.3.2 Analyse d'observations côtières 28
1.3.3 Approche analytique 30
1.4 Problématique et questions de recherche 33

Chapitre 2 — Méthodes pour évaluer le rôle de l'élévation du niveau de la mer dans le recul du trait de côte **35**

2.1 Méthodes fondées sur l'analyse d'observations uniquement 36
2.1.1 Méthode des signatures spatiales 36
2.1.2 Méthode des dynamiques temporelles 41
2.2 Méthodes fondées sur la comparaison entre des observations et un modèle . 45
2.2.1 Principes 45
2.2.2 Choix d'un modèle de morphodynamique côtière 45
2.2.3 Revue des études fondées sur des modèles 47
2.2.4 Limites et portée des résultats obtenus 49
2.3 Limites en termes de données 50
2.3.1 Données d'évolution du trait de côte 50
2.3.2 Données de niveau marin à la côte 52
2.3.3 Disponibilité d'autres données côtières 53
2.4 Conclusions et implications pour cette thèse 55
2.5 Résumé du chapitre 2 56

Partie II Méthodes, outils et données 57

Chapitre 3 — Mesure du niveau marin relatif à la côte : apports de l'interférométrie radar satellitaire 61
3.1 L'interférométrie radar satellitaire dans le contexte de l'étude du niveau de la mer . . . 62
3.1.1 Motivation . . . 62
3.1.2 Méthodes d'interférométrie radar satellitaire (InSAR) . . . 64
3.1.3 Applications de l'InSAR à l'étude de l'élévation du niveau de la mer 67
3.2 Mesure des déformations de surfaces par InSAR et PSI sur trois sites côtiers 69
3.2.1 Cas de déformations du sol rapides et non-linéaires : Manille (Philippines) . . . 69
3.2.2 Cas de déformations lentes : Alexandrie (Égypte) . . . 72
3.2.3 Cas de faibles déformations avec peu d'images SAR disponibles : Dakar (Sénégal) . . . 79
3.3 Potentiel et limites de l'InSAR pour la mesure des variations du niveau marin relativement à la côte . . . 85
3.3.1 Difficultés de traitement spécifique aux sites côtiers . . . 85
3.3.2 Perspectives pour améliorer la précision de la mesure . . . 87
3.4 Conclusions et implications pour cette thèse . . . 88
3.5 Résumé du chapitre 3 . . . 89

Chapitre 4 — Analyse d'une base de données côtière : méthodes et données européennes 91
4.0.1 Motivation . . . 92
4.1 Analyse du contenu de la base de données côtières Eurosion . . . 92
4.1.1 Présentation de la base de données Eurosion . . . 93
4.1.2 Examen détaillé du contenu de la base de données Eurosion . . . 95
4.1.3 Potentiel et limites de la base de données Eurosion en recherche côtière 112
4.2 Analyse de bases de données côtières avec des réseaux Bayésiens . . . 112
4.2.1 Pourquoi avoir recours aux réseaux Bayésiens ? . . . 112
4.2.2 Introduction à la modélisation d'une base de données côtières par réseaux Bayésiens . . . 113
4.2.3 Analyse de réseaux plus complexes . . . 116
4.2.4 Applicabilité à la base de données Eurosion : apprentissage de structures . . . 117
4.3 Conclusion . . . 119
4.4 Résumé du chapitre 4 . . . 120

Partie III Résultats 121

Chapitre 5 — Analyse qualitative d'observations en Polynésie Française 125
5.1 Motivation . . . 126
5.2 Élévation du niveau de la mer : données disponibles . . . 126
5.2.1 Reconstructions de l'élévation du niveau de la mer en Polynésie Française . . . 127
5.2.2 Rôle des mouvements verticaux du sol . . . 128
5.3 Effets attendus de l'élévation du niveau de la mer pour les atolls . . . 129
5.4 Collecte d'observations de la mobilité du trait de côte . . . 131

5.5 Analyse des processus à l'origine des mouvements du trait de côte 137
5.5.1 Identification des causes potentielles de l'évolution du trait de côte . 137
5.5.2 Effets des vagues saisonnières, de tempêtes, ou de cyclones 137
5.5.3 Quelles causes d'évolution avons-nous pu détecter ? 140
5.6 Conclusion : variabilité spatiale de l'élévation du niveau de la mer et mobilité du trait de côte en Polynésie Française 140
5.7 Résumé du chapitre 5 142

Chapitre 6 — Application de la méthode des signatures spatiales à la base de données européenne Eurosion 143
6.1 Motivation 144
6.1.1 Principe général 144
6.1.2 Résultats d'études antérieures 144
6.1.3 Questions de recherches relatives au rôle de l'élévation du niveau de la mer 147
6.2 Réseaux Bayésiens pour évaluer l'importance relative des différentes variables : théorie et application à la base de données Eurosion 148
6.2.1 Graphe du réseau Bayésien 148
6.2.2 Pré-traitement des données 149
6.2.3 Apprentissage et inférence 149
6.2.4 Analyse de l'importance relative des différentes variables 153
6.3 Rôle des variations du niveau de la mer 154
6.3.1 Analyse des performances de réseaux Bayésiens 154
6.3.2 Analyse de la somme des ratios de log-vraisemblance selon les secteurs 156
6.3.3 Analyse de la carte des ratios de log-vraisemblance 157
6.3.4 Besoins en termes d'amélioration de la base de données Eurosion . . 158
6.4 Conclusion : variabilité spatiale de l'élévation du niveau de la mer et mobilité du trait de côte en Europe 159
6.5 Résumé du chapitre 6 163

Chapitre 7 — Approche analytique dans le cas des plages sableuses 165
7.1 Retour sur l'équation du bilan sédimentaire littoral 166
7.1.1 L'équation du "coastal track" 166
7.1.2 Construction de l'équation du "coastal track" 167
7.1.3 Analyse des équations de conservation locales 167
7.1.4 Rôle de l'élévation du niveau de la mer dans l'équation du "coastal track" 169
7.2 Projections probabilistes du recul du trait de côte 170
7.2.1 Modélisation stochastique pour des scénarios d'élévation du niveau marin prédéterminés 171
7.2.2 Scénarios de niveau de la mer global 173
7.2.3 Variabilité régionale du niveau marin 175
7.2.4 Reculs du trait de côte pour des scénarios d'élévation du niveau de la mer incertains 177
7.2.5 Conclusion sur la modélisation probabiliste du recul du trait de côte au XXIème siècle 180
7.3 Analyse des incertitudes 181
7.3.1 Méthode : analyse globale de sensibilité 182
7.3.2 Résultats : analyse des sources d'incertitudes 183
7.3.3 Interprétation des résultats obtenus 187

7.4 Conclusion et perspectives de recherche 187
7.5 Résumé du chapitre 7 189

Partie IV Interprétation et perspectives 191

Chapitre 8 — Interprétation des résultats obtenus 195
8.1 Méthodes pour évaluer le rôle du niveau de la mer dans la mobilité du trait de côte 195
8.2 Méthodes pour évaluer les variations du niveau de la mer relativement à la côte 196
8.3 Analyse d'observations côtières et tentatives de détection d'un rôle du niveau de la mer 197
8.4 Quand pourra-t-on observer les effets de l'élévation du niveau de la mer sur le trait de côte ? 198
8.5 Synthèse 200

Chapitre 9 — Perspectives d'applications en dehors des domaines étudiés dans cette thèse 201
9.1 Les impacts du niveau de la mer 201
9.2 Implications pour l'étude des impacts du changement climatique 202
9.3 Implications pour l'atténuation du changement climatique 203
9.4 Implications pour l'adaptation au changement climatique 204
9.5 Conclusion : vers une approche pour l'étude des impacts du changement climatique 205

Conclusion 207

Table des figures

1.1 Mesures de l'élévation du niveau de la mer au cours du XXème siècle et depuis 1992 (Source : Cazenave et al., 2015). 18
1.2 Comparaison des vitesses d'élévation du niveau de la mer à différentes périodes de temps (D'après : GIEC, 2013 : Masson-Delmotte et al., 2013) . . . 20
1.3 Variabilité régionale de l'élévation du niveau marin : (a) variabilité régionale de l'élévation du niveau marin mesurée par l'altimétrie entre 1992 et 2012 ; (b) variabilité régionale de l'élévation du niveau marin induite par les effets stériques ; (c) résidus et (d) corrélation entre les cartes (a) et (b) ; pour les cartes (a) et (b), la moyenne globale a été retirée (Données AVISO et Ishii et Kimoto, 2009 ; Source : LEGOS, Cazenave et Le Cozannet, 2014). 21
1.4 Impacts de l'ajustement isostatique global (GIA) pour la mesure du niveau marin relatif (tel qu'il serait mesuré par un marégraphe ; source : Tamisiea, 2011). 22
1.5 Causes des variations du niveau marin relatives (Source : adapté d'après Cazenave et Le Cozannet (2014)). 23
1.6 Processus naturels (A) et anthropogéniques (B) impliqués dans la mobilité sédimentaire en zones côtières (modifié d'après Cazenave et Le Cozannet, 2014). 25
1.7 Couverture et exemple de contenu de la base de données Eurosion (Données : Eurosion ; d'après Cazenave et Le Cozannet (2014)) 26
1.8 Evolution de la sémantique utilisée dans les chapitres du GIEC consacrés aux impacts côtiers entre 1990 et 2014 (Source : Brown et al., 2014). 27
1.9 Attribution et détection d'impacts du changement climatique dans les zones côtières (Source : GIEC, 2014 : Wong et al., 2014) 29
1.10 Différentes évolutions possibles du trait de côte selon l'élévation du niveau de la mer et la dynamique sédimentaire (Modifié d'après Bird, 1985). 30
1.11 Illustration du principe de Bruun (Source : Cooper et Pilkey, 2004b). 31

2.1 Synthèse des observations de mobilité du trait de côte et de variations du niveau marin à Maui et Oahu (Hawaï) (Source : Romine et al., 2013) 38
2.2 Observations des taux d'élévation du niveau de la mer relativement à la côte est des États-Unis (gauche) et localisation des secteurs étudiées par Zhang et al. (2004) (droite) (Source : Zhang et al., 2004) 40
2.3 Graphe élaboré par Gutierrez et al. (2011) pour représenter les liens de causalités entre les variables de la base de données côtières de la côte est des États-Unis assemblée par Thieler et Hammar-Klose (1999) (Source : Gutierrez et al., 2011) 40
2.4 Historique (1) des extractions d'hydrocarbures et d'eaux souterraines en Louisiane du Sud (2) des changements de surface des marais maritimes par submersion ou émergence (Source : Morton et al., 2005) 43

2.5 Déplacement moyen du trait de côte entre 1945 et 2012 sur l'atoll de Wotje, calculée sur les segments du trait de côte pour lesquels l'intégralité des traits de côtes historiques sont disponibles (Adapté de Ford, 2013) 44
2.6 Figure montrant une corrélation entre le taux d'élévation du niveau marin et le recul du trait de côte sur la côte est des États-Unis (Source : Leatherman et al., 2000b) 48
2.7 Localisation des études de détection et d'attribution examinées dans les tables 2.1, 2.2 et 2.3. 51
2.8 Données de niveau de la mer utilisées par Webb et Kench (2010) ; à gauche : localisation des sites étudiés (carrés) et données marégraphiques auxquelles l'étude fait référence (triangles) ; à droite : données de reconstruction de Church et al. (2004) utilisées (Source : Webb et Kench, 2010) 52

3.1 Paramètres géométriques utilisés en interférométrie radar satellitaire. $B_\perp$ représente la composante perpendiculaire de l'écart orbital entre deux passages du satellite (positions S_1 et S_2). R représente le chemin optique entre le capteur et le sol. θ est l'angle de visée du satellite. P_1 et P_2 représentent deux positions d'un même point. L'analyse de la phase du signal vise ainsi à mesurer la projection du déplacement de ce point sur la ligne de visée du satellite (r). 64
3.2 Marégraphes de la base de données du PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) couvrant une période de plus de 100 ans et ayant au moins 70% de données validées. Données : PSMSL, sélectionnées par G. Wöppelmann ; figure réalisée sous ArcGIS. 68
3.3 Moyennes annuelles des mesures marégraphiques à Manille. Données : National Mapping and Resource Information Authority of the Philippines, distribuées par le PSMSL ; Figure et calculs des tendances réalisés sous R. . 70
3.4 Vitesse des déformations de surface dans la ligne de visée du satellite à Manille (Philippines), pour la période 1993-1998. Les valeurs négatives correspondent à des déplacements en direction du capteur, c'est à dire à des surrections. Données : ERS 1/2 (ESA) ; Traitements réalisés sous GAMMA par Daniel Raucoules ; Figure réalisée sous ArcGIS. D'après : Raucoules et al., 2013b. 71
3.5 Vitesse des déformations de surface dans la ligne de visée du satellite à Manille (Philippines), pour les périodes 2003-2005, 2005-2008 et 2007-2010. Les valeurs négatives correspondent à des déplacements en direction du capteur, c'est à dire à des surrections. Données : ERS 1/2 (ESA) ; Traitements réalisés sous GAMMA par Daniel Raucoules ; Figure réalisée sous ArcGIS. D'après : Raucoules et al., 2013b. 72
3.6 Résultat de l'étude d'interférométrie radar à Alexandrie (Égypte). Données : ERS 1/2 (ESA) ; Traitements réalisés sous GAMMA par Marcello de Michele (traitement du MNT et PSI), et par moi-même (Focalisation et coregistration des images SAR) ; Figure réalisée sous ArcGIS. D'après : Wöppelmann et al., 2013. 73
3.7 Interpolation des données des champ de vitesse PS pour la partie urbanisée de la ville d'Alexandrie. Figure réalisée sous ArcGIS. 74
3.8 Interprétation des mouvements observés par InSAR à Alexandrie. Dessin colorisé par Chromatiques Editions ; D'après Raucoules et al., 2013a. 75

3.9 Subsidence côtière à Alexandrie et écart type des tendances des PS. Ces valeurs sont estimées en considérant un disque de rayon 500 m autour de chaque segment du trait de côte. Figure réalisée sous ArcGIS, d'après Le Cozannet et al., 2012. 75

3.10 Résultats du traitement PSI à Alexandrie. Cette figure suggère l'existence d'un plan résiduel : la subsidence (respectivement : la surrection) est plus fréquente au sud-ouest (respectivement : au nord-ouest). Figure réalisée sous ArcGIS, d'après : Wöppelmann et al., 2013. 76

3.11 Estimation de la pente du plan résiduel le long de transects dans la direction sud-ouest / nord-est à Alexandrie. Figure réalisée sous ArcGIS et Matlab. . 77

3.12 Séries temporelles : (1) en haut : du GPS permanent et du point PS le plus proche du GPS ; (2) en bas : du point PS le plus proche du marégraphe. Toutes les vitesses sont dans la ligne de visée du satellite. Données : ESA / SONEL / Centre d'Etudes Alexandrines ; Figure réalisée sous Excel, adaptée de Wöppelmann et al., 2013. 78

3.13 Diagramme baseline / date d'acquisition indiquant les images SAR exploitables pour le traitement interférométrique. Les traits indiquent les interférogrammes cohérents utilisés pour le traitement par empilement d'interférogrammes. L'origine de l'axe des ordonnées fait référence à l'image SAR acquise le 23 octobre 2003. Figure réalisée sous Matlab. 81

3.14 Vitesses de déformations de surface dans la ligne de visée du radar entre 1993 et 2010. Données : ESA (ERS1, ERS2 et Envisat) ; Traitements réalisés sous GAMMA ; Figure réalisée sous ArcGIS ; d'après Le Cozannet et al., 2015a. 82

3.15 Vitesses des déformations de surface dans la ligne de visée du satellite entre 1993 et 2001 d'une part (données : ESA ; ERS1 et ERS2), et entre 2003 et 2010 d'autre part (données : Envisat). Les valeurs négatives indiquent un déplacement vers le capteur (surrection). La palette de couleurs est saturée à ses bornes supérieures et inférieures afin de permettre d'apprécier la stabilité générale de la zone. Traitements réalisés sous GAMMA ; Figure réalisée sous ArcGIS. 83

3.16 Cohérence moyenne des interférogrammes ERS et Envisat. L'extension de la zone cohérente correspond aux zones urbanisées pour la période considérée. Ainsi, avec l'extension urbaine, les interférogrammes Envisat sont plus cohérents que les interférogrammes ERS. Données : ESA ; Traitements réalisés sous GAMMA ; Figure réalisée sous ArcGIS. 84

3.17 Déformations de surface sur la zone du port de Dakar pour la période 2003-2010. Données : ESA ; Traitements réalisés sous GAMMA ; Figure réalisée sous ArcGIS. 85

4.1 Traitements de données successifs lors de la mise en place de bases de données côtières. 93

4.2 Localisation des secteurs non étudiés dans la base de données Eurosion (Données : Eurosion ; Figure réalisée sous R). Ces secteurs représentent 29 100 km des 130 000 km du trait de côte Eurosion. 94

4.3 Localisation des différents types géomorphologiques littoraux dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R). 97

4.4 Localisation des différentes classes d'évolution du trait de côte dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R). 101
4.5 Variabilité de l'élévation du niveau de la mer le long des côtes européennes selon les données Eurosion (2004) ; Figure réalisée sous ArcGIS. 105
4.6 Variabilité spatiale de la hauteur significative des vagues dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R). 107
4.7 Variabilité spatiale du marnage dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R).108
4.8 Variabilité spatiale de l'élévation du niveau marin relative dans le sous-ensemble de la base de données Eurosion étudié dans cette thèse (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R). 109
4.9 Localisation des secteurs littoraux pour lesquels la présence d'ouvrages est renseignée dans la base de données Eurosion (Données Eurosion ; Figure réalisée sous R). 110
4.10 Un exemple de réseau Bayésien simple : la variable "Géomorphologie" (G) explique partiellement la variable aléatoire "Evolution du trait de côte" (E). 114
4.11 Réseau Bayésien identifié par un algorithme d'apprentissage de structures, connaissant les 17 000 observations sélectionnées de la base de données Eurosion (Données : Eurosion ; analyse réalisée avec R et la librairie BNLEARN (R Core Team, 2014; Scutari, 2010)) 118

5.1 Tendance linéaire des variations du niveau marin de 1955 à 2002 en Polynésie Française selon les données de reconstruction de Becker et al. (2012) et Meyssignac et al. (2012). Les atolls étudiés sont indiqués par des carrés. D'après : Le Cozannet et al. (2013c) ; Figure réalisée sous ArcGIS. 128
5.2 Illustration des différentes possibilités dévolution d'une île basse corallienne à mesure que le niveau marin s'élève (Source : figure extraite de Bird (1996)). Dans ce schéma, plusieurs possibilités d'évolution sont proposées, y compris celle selon laquelle le récif pourrait être revitalisé par la montée du niveau de la mer, que les îles bénéficient d'apports sédimentaires plus importants, et, *in fine*, voient leurs surface s'accroître. Cette hypothèse ne parait pas la plus vraisemblable si l'on considère les autres conséquences du changement climatique pour les coraux : élévation de la température de surface des océans et acidification (Gattuso et al., 2015). 130
5.3 Atolls de Manihi, Tetiaroa, Tupai et Manuae/Scilly (Données source : Yates et al. (2013) et Le Cozannet et al. (2013c) ; Figure réalisée sous ArcGIS). Les îlots sont numérotés dans le sens horaire. 131
5.4 Evolution pluridécénale des différents îlots de Manihi, Tetiaroa, Tupai et Manuae/Scilly (Données source : Yates et al. (2013) et Le Cozannet et al. (2013c) ; Figure réalisée sous ArcGIS). 133
5.5 Evolution pluridécénale des différents îlots de Manihi, Tetiaroa, Tupai et Manuae/Scilly, côté lagon et côté océan (Données source : Yates et al. (2013) et Le Cozannet et al. (2013c) ; Figure réalisée sous ArcGIS). 134

6.1 Graphe élaboré par Gutierrez et al. (2011) pour représenter les liens entre les variables de la base de données côtières de la côte est des États-Unis assemblée par Thieler et Hammar-Klose (1999). Source : Gutierrez et al., 2011. 145

6.2 Somme des ratios de log-vraisemblance obtenus pour des réseaux bayésiens intégrant différents sous-ensembles de variables explicatives de l'évolution du trait de côte de la côte est des Etats-Unis. Plus la valeur est élevée, plus la connaissance des variables précisée en-dessous de chaque barre permet d'améliorer les prédictions d'évolution du trait de côte du réseau Bayésien. Ce graphique montre que pour la côte est des Etats-Unis, l'élévation du niveau de la mer est la variable la plus importante. Source : Gutierrez et al. (2011). 146
6.3 Graphe élaboré par Yates et Le Cozannet (2012) pour représenter les liens de causalités entre les variables de la base de données côtières Eurosion (Eurosion, 2004). Source : Yates et Le Cozannet, 2012. 146
6.4 Somme des ratios de log-vraisemblance obtenus pour des réseaux bayésiens intégrant différents sous-ensembles de variables explicatives de l'évolution du trait de côte européen. Ce graphique montre que pour notre sélection de données européennes, l'élévation du niveau de la mer est la seconde variable la plus importante pour expliquer l'évolution du trait de côte, après la géomorphologie. Source : Yates et Le Cozannet (2012) 147
6.5 Graphe retenu dans ce chapitre pour représenter les liens entre les variables de la base de données côtières Eurosion. Figure réalisée avec R. 149
6.6 Répartition spatiale des 3 classes de variations de niveau de la mer retenues. Données : Eurosion ; Figure réalisée avec R. 150
6.7 Répartition spatiale des 3 classes de hauteur significative des vagues retenues. Données : Eurosion ; Figure réalisée avec R. 151
6.8 Répartition spatiale des 3 classes de marnage retenues. Données : Eurosion ; Figure réalisée avec R. 152
6.9 Somme des ratios de log-vraisemblance obtenue pour des réseaux bayésiens intégrant différents sous-ensembles de variables explicatives de l'évolution du trait de côte européen. Données : Eurosion (2004) ; Calculs et figure réalisés avec R. 155
6.10 Ratios de log-vraisemblance obtenus pour des réseaux bayésiens lorsque toutes les variables explicatives sont connues. Données : Eurosion (2004) ; Calculs et figure réalisés avec R. 158
6.11 Ratios de log-vraisemblance obtenus pour des réseaux bayésiens lorsque seules la géomorphologie et l'élévation du niveau de la mer sont connues. Données : Eurosion (2004) ; Calculs et figure réalisés avec R. 159
6.12 Carte des différences entre évolution du trait de côte observée et prédite par le réseau Bayésien de Gutierrez et al. (2011), sur la côte est des États-Unis. La légende (encadré en bas à droite de la Figure) explique que pour les sites indiqués en bleu, il n'y a pas de différence entre les observations et la prédiction du modèle Bayésien à la résolution des observations d'évolution du trait de côte. Pour les autres sites (couleurs verte, jaune, orange et rouge), la différence entre les observations et la prédiction du modèle est d'autant plus importante que le nombre de "bin" sont élevés. Les "bins" correspondent ici à des classes d'évolution du trait de côte (plus de 2 m/an, de 2 à 1 m par an, moins de 1 m/an). Source : Gutierrez et al. (2011) 162

7.1 Profil de plage et grandeurs utilisées dans les équations de cette section. . . 167
7.2 Approche algorithmique générale adoptée pour générer des scénarios de recul du trait de côte. 171

7.3 Mobilité du trait de côte pour les ordres de grandeurs des processus transversaux et longitudinaux proposés par Stive (2004), ici obtenue en effectuant 100 000 simulations aléatoires et sous l'hypothèse de niveau marin stable, de 1,7 mm/an (moyenne au XXème siècle), de 3,2 mm/an (moyenne actuelle) et de 1 cm/an (possible en 2100). 173

7.4 Densité de probabilité obtenue pour représenter le niveau marin global en 2100 pour le scénario RCP 8.5 avec les hypothèses exposées dans la section 7.2.2. Ici, les paramètres de la loi Beta sont $\alpha = 2.25$ et $\beta = 3.64$. . . . 175

7.5 Scénarios de niveau marin globaux utilisés dans cette thèse. Les valeurs médianes (traits pleins), la fourchette vraisemblable (tirets) et les valeurs maximales et minimales sont fondées sur le GIEC et des hypothèses complémentaires (voir la section 7.2.2). Pour chaque date, la forme de la distribution est indiquée par l'intensité de la couleur. 176

7.6 Vitesse de mobilité du trait de côte annuelle V_{tca} au cours du XXIème siècle sous l'hypothèse de scénarios d'élévation du niveau marin fondés sur le GIEC et en considérant de manière équiprobable des sites anthopisés ou non et exposés ou non à des forçages énergétiques. Les valeurs positives indiquent un recul du trait de côte. 177

7.7 Vitesse de mobilité du trait de côte annuelle V_{tca} au cours du XXIème siècle sous l'hypothèse de scénarios d'élévation du niveau marin fondés sur le GIEC et en considérant de manière indépendante les cas de sites anthopisés ou non, et exposés ou non à des forçages énergétiques. 179

7.8 Vitesse de mobilité du trait de côte annuelle V_{tca} au cours du XXIème siècle pour des côtes de faible énergie peu anthropisées et en considérant séparément les scénarios d'élévation du niveau marin fondés sur le GIEC. 180

7.9 Vitesse de mobilité du trait de côte annuelle V_{tca} au cours du XXIème siècle pour des côtes de haute énergie peu anthropisées et en considérant séparément les scénarios d'élévation du niveau marin fondés sur le GIEC. 181

7.10 Evolution des indices de Sobol' de premier ordre au cours du XXIème siècle, pour les 12 paramètres d'entrée sélectionnés. Ces indices correspondent à la contribution de chacun des paramètres d'entrée à la variance de la fonction objectif (ici : le recul annuel du trait de côte) si les autres paramètres sont moyennés. A l'exception des termes d'interaction, ces indices peuvent être utilisés pour classer les différentes sources d'incertitudes par ordre d'importance. Seuls les indices dont l'effet de premier ordre est important sont nommés. Les couleurs correspondent aux regroupements de variables suivants : scénarios de changement climatique (pourpre), élévation du niveau marin (rouge), variables côtières locales (vertes), anthropisation locale du site (jaune) et caractère aléatoire des tempêtes futures (bleu). 184

7.11 Evolution des indices de Sobol d'ordre total au cours du XXIème siècle, pour les 12 paramètres d'entrée sélectionnés. Ces indices correspondent à l'effet total de chacun des paramètre, c'est à dire la somme de leur effet de premier ordre et de toutes leurs interactions avec d'autres paramètres. Les paramètres dont les indices totaux sont nuls peuvent être fixés à leurs valeurs moyennes dans l'équation 7.2 sans effet important pour la variance de la variable de sortie (mobilité du trait de côte). 185

8.1 Comparaison des distributions de probabilité utilisées dans cette thèse (en vert, pour 4 "high-end scénarios" allant de 1.5 à 3m) avec d'autres distributions compatibles avec le 5ème rapport du GIEC (Données : hypothèse Gaussienne pour le GIEC (en rouge), distribution non paramétrique pour Kopp et al., 2014, en pointillés rouges). 199
8.2 Positionnement de la recherche conduite au cours de cette thèse. 200

9.1 Une proposition d'approche générale vis-à-vis des conséquences du changement climatique. 203
9.2 Exemple d'arbre de décision pour l'adaptation au changement climatique examinant partiellement la dimension temporelle des impacts attendus (D'après : Smith et al., 2011) 205

Liste des tableaux

1.1 Contributions des principaux processus causant l'élévation du niveau marin global pour différentes périodes de temps, et comparaison aux observations disponibles (Source : GIEC, 2013 : Church et al., 2013a) 20

2.1 Liste d'études fondées sur la recherche de similitudes entre la variabilité spatiale des changements du trait de côte et l'élévation du niveau de la mer (méthodes des signatures spatiales) 37

2.2 Liste d'études fondées sur la recherche de similitudes entre les dynamiques temporelle des changements du trait de côte et de l'élévation du niveau de la mer (méthodes des dynamiques temporelles) 42

2.3 Liste d'études fondées sur la recherche de similitudes entre la variabilité spatiale des changements du trait de côte et l'élévation du niveau de la mer (méthodes des signatures spatiales) 46

2.4 Méthodes et données pour évaluer différentes composantes des variations du niveau de la mer à la côte. 54

4.1 Mise à jour de l'information portée sur le trait de côte Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014)) 94

4.2 Géomorphologie des littoraux européens selon la base de données Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014)) . 98

4.3 Évolution des littoraux européens selon la base de données Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014)) 100

4.4 Matrice de fréquence des transitions entre états de *Corine Land Cover* et d'*Eurosion*. Les colonnes représentent les états finaux (années 1990) et les lignes les états initiaux (années 1980) (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014)) 102

4.5 Synthèse de l'information lithologique dans la base de données Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R) 104

4.6 Indication de la présence d'ouvrages dans la base de données Eurosion (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014)) 111

4.7 Matrice de fréquence des transitions entre états de *Corine Land Cover* et d'*Eurosion* pour le champ indiquant la présence d'ouvrages de défense côtière. Les colonnes représente les états finaux (années 1990) et les lignes les états initiaux (années 1980) (Données : Eurosion (2004) ; Calculs réalisés avec R (R Core Team, 2014)) 111

4.8 Table représentant, pour un site côtier sélectionné au hasard, la probabilité d'être rattaché à l'une des trois grandes classes géomorphologiques côtières (Falaises, rivages limono-vaseux, plages), dans un cas idéalisé représentatif des côtes de France métropolitaine. 115

4.9 Table représentant la probabilité d'évolution du trait de côte connaissant la géomorphologie, dans un cas idéalisé représentatif des côtes de France métropolitaine. 115

5.1 Tendances linéaires de l'élévation du niveau marin entre 1955 et 2002 en mm/an au niveau des atolls étudiés et pour quatre reconstructions issues de Meyssignac et al. (2012). 128
5.2 Évolution des surfaces de différents îlots des atolls de Tetiaroa, Tupai et Manuae/Scilly. 135
5.3 Évolution des surfaces de différents îlots de l'atoll de Manihi. Pour cet atoll qui est habité de manière permanente, la présence d'infrastructures est indiquée. 136
5.4 Principaux régimes de vagues identifiés par application d'un algorithme des K-moyennes pour des séries temporelles de vagues comprises entre 1997 et 2011, pour le point de la réanalyse de vagues situé par -16,55°N et -153,3°E. Les saisons indiquées dans le tableau sont celles de l'hémisphère sud. 138

7.1 Ordre de grandeur des effets de différents processus sédimentaires transversaux pour la mobilité du trait de côte selon Stive (2004) et pour une profondeur de fermeture de 10m. Les effets des vagues font référence aux processus transversaux causés par l'assymétrie des vagues. 170
7.2 Ordre de grandeur des effets de différents processus sédimentaires longitudinaux pour la mobilité du trait de côte selon Stive (2004) et pour une profondeur de fermeture de 10m. 170