



HAL
open science

Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale : de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits

Pauline Letortu

► **To cite this version:**

Pauline Letortu. Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale : de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits. Géographie. Université de Caen, 2013. Français. NNT : . tel-01018719

HAL Id: tel-01018719

<https://theses.hal.science/tel-01018719>

Submitted on 4 Jul 2014

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 de Caen Basse-Normandie

École doctorale ED 556 – Homme, Sociétés, Risques et Territoires

Thèse de doctorat

présentée et soutenue le 4 décembre 2013

par

Pauline Letortu

pour obtenir le

Doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie

Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

**Le recul des falaises crayeuses haut-normandes
et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale :
de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits**

Directeur de thèse : Stéphane Costa

Jury

Edward Anthony :	Professeur des Universités, Aix-Marseille Université (rapporteur)
Denis Mercier :	Professeur des Universités, Université de Nantes (rapporteur)
Marie-Françoise André :	Professeur des Universités, Université de Clermont 2 (examinatrice)
Christophe Delacourt :	Professeur des Universités, Université de Bretagne Occidentale (examinateur)
David Goutx :	Ingénieur Météo-France, Direction interrégionale Île-de-France (invité)
Stéphane Costa :	Professeur des Universités, Université de Caen Basse-Normandie (directeur de thèse)

Université de Caen Basse-Normandie
École doctorale ED 556 – Homme, Sociétés, Risques et Territoires

Thèse de doctorat

présentée et soutenue le 4 décembre 2013

par

Pauline Letortu

pour obtenir le

Doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie

Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

**Le recul des falaises crayeuses haut-normandes
et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale :
de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits**

Directeur de thèse : Stéphane Costa

Jury

Edward Anthony :	Professeur des Universités, Aix-Marseille Université (rapporteur)
Denis Mercier :	Professeur des Universités, Université de Nantes (rapporteur)
Marie-Françoise André :	Professeur des Universités, Université de Clermont 2 (examinatrice)
Christophe Delacourt :	Professeur des Universités, Université de Bretagne Occidentale (examineur)
David Goutx :	Ingénieur Météo-France, Direction interrégionale Île-de-France (invité)
Stéphane Costa :	Professeur des Universités, Université de Caen Basse-Normandie (directeur de thèse)

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS	3
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS.....	7
INTRODUCTION GÉNÉRALE	9
PARTIE I : CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL DE LA BAIE DES VEYS (CALVADOS) À LA BAIE DE SOMME (SOMME)	13
CHAPITRE 1 : CADRE MORPHOSTRUCTURAL GÉNÉRAL ET TYPES DE LITTORAUX	17
CHAPITRE 2 : CONDITIONS CLIMATIQUES ET MÉTÉOROLOGIQUES	39
CHAPITRE 3 : CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES MARINES EN MANCHE CENTRALE ET ORIENTALE	57
CHAPITRE 4 : ANTHROPISATION DU SECTEUR D'ÉTUDE : RÉPARTITION DES POPULATIONS, ÉVOLUTION ET OUVRAGES DE DÉFENSE CONTRE LA MER	73
PARTIE II : LE RECU DES FALAISES HAUT-NORMANDES : VITESSES ET RYTHMES DE RECU À L'ÉCHELLE HISTORIQUE RÉCENTE (1939-2008) ET SUR L'ENSEMBLE DU LITTORAL HAUT-NORMAND	87
CHAPITRE 5 : MÉTHODES ET TECHNIQUES POUR LA QUANTIFICATION DU RECU DES FALAISES : QUEL « TRAIT DE CÔTE », QUELS DOCUMENTS ET QUELLES MÉTHODES DE CALCUL UTILISER ?	91
CHAPITRE 6 : RÉPARTITION SPATIALE DU RECU : L'INFLUENCE DES CARACTÉRISTIQUES MORPHOSTRUCTURALES ET DES ACTIONS ANTHROPIQUES	121
CHAPITRE 7 : DE L'INTÉRÊT DU SUIVI DES ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS : VERS LA DÉFINITION DES RYTHMES ET DES TEMPORALITÉS DU RECU DES FALAISES	139
PARTIE III : VERS LA DÉTERMINATION DES FACTEURS ET DES PROCESSUS RESPONSABLES DU DÉCLENCHEMENT DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES ET LA QUANTIFICATION DES TAUX D'ABLATION	167
CHAPITRE 8 : RÉPARTITION SPATIALE ET TEMPORELLE DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES	171
CHAPITRE 9 : VERS LA DÉTERMINATION DES FACTEURS RESPONSABLES DU DÉCLENCHEMENT DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES : INTÉGRATION DE LA COMPOSANTE GÉOMORPHOLOGIQUE DANS L'APPROCHE STATISTIQUE ET EXPERTE	201
CHAPITRE 10 : QUANTIFICATION DES TAUX D'ABLATION DU FRONT DE FALAISE ET ESTIMATION DES AGENTS ET PROCESSUS RESPONSABLES PAR SCANNER LASER TERRESTRE	241
PARTIE IV : DE L'INTÉRÊT DU RECU DES FALAISES DANS LA LUTTE CONTRE LES INONDATIONS PAR LA MER.....	279
CHAPITRE 11 : RECU DES FALAISES : LE SEUL APPORT ACTUEL EN SILEX DES PLAGES DE GALETS HAUT-NORMANDES	283
CHAPITRE 12 : SUBMERSIONS MARINES DU CALVADOS À LA SOMME : FRÉQUENCE/INTENSITÉ DU PHÉNOMÈNE ET CARTOGRAPHIE DES SITES SENSIBLES	301
CHAPITRE 13 : VERS LA CARTOGRAPHIE DE L'ALÉA « SUBMERSION MARINE » EN NORMANDIE.....	335
CONCLUSION GÉNÉRALE	357
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	365
TABLE DES FIGURES	395
TABLE DES MATIÈRES	403

REMERCIEMENTS

Cette thèse nominative est en réalité un véritable travail d'équipe avec de belles rencontres tout au long de ces quatre années de recherche, au sein du laboratoire LETG-Caen Géophen (Géographie Physique et Environnement) de l'Université de Caen Basse-Normandie, et ailleurs. C'est donc avec un grand plaisir que je tente ici d'exprimer ma plus sincère et profonde gratitude.

Je tiens à exprimer mes premiers remerciements et manifester toute ma gratitude à mon directeur de thèse, Stéphane Costa, Professeur des Universités à l'Université de Caen. Sa rencontre fut déterminante puisque des bancs de ses cours de géomorphologie littorale en licence, me voici aujourd'hui à la fin de mon doctorat grâce à la confiance qu'il m'a accordée. Ses qualités pédagogiques, scientifiques et humaines m'ont permis d'effectuer ce travail doctoral dans des conditions optimales. Je le remercie pour sa disponibilité tout au long de la thèse, aussi bien au laboratoire que sur le terrain, ses précieux conseils et son soutien indéfectible qui constituent les clés de l'aboutissement de cette thèse.

Je souhaite remercier Olivier Maquaire, pour son accueil chaleureux au sein du laboratoire LETG-Caen Géophen (Géographie Physique et Environnement). Je lui suis très reconnaissante pour son implication dans ce travail de thèse, où sa rigueur topographique (en toutes conditions météorologiques) sur les missions scanner laser terrestre a permis l'obtention de résultats de qualité. Je le remercie pour ses encouragements et sa disponibilité. Je remercie également Daniel Delahaye, directeur du laboratoire à mon arrivée (et jusqu'au 31 décembre 2011), pour son accueil.

Je veux remercier Edward Anthony, Professeur des Universités à l'Université Aix-Marseille, et Denis Mercier, Professeur des Universités à Nantes, pour m'avoir fait l'honneur d'être rapporteurs de cette thèse. Leur intérêt pour ce travail est un grand honneur. Je remercie Marie-Françoise André, Professeur à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand d'avoir accepté d'évaluer ce travail. Je tiens à remercier chaleureusement Christophe Delacourt pour la confiance qu'il m'a accordée en prêtant le scanner laser terrestre, ses encouragements et conseils précieux en fin de thèse, et pour avoir accepté d'être examinateur. Merci à David Goutx d'avoir accepté d'être membre du jury de ce doctorat.

Je voudrais ensuite remercier les personnes qui m'ont donné les moyens d'effectuer ce travail dans de bonnes conditions matérielles. Cette thèse a été financée par le CNRS pendant 3 ans, grâce au soutien de Marc Robin, dans le cadre d'un contrat doctoral. Un demi-poste d'ATER (Attaché Temporaire à l'Enseignement et à la Recherche) à l'Université de Rennes 2 a contribué au soutien financier en fin de thèse. Je tiens à remercier le Département de Géographie de Rennes 2 (dirigé en 2012 par Johan Oswald puis Nadia Dupont) pour son accueil chaleureux et tout particulièrement l'équipe du LETG-Rennes Costel, dirigée par Hervé Quénot, pour la mise à disposition d'un bureau dans leurs locaux. Les nombreuses interactions avec les membres du laboratoire ont été des plus enrichissantes et je leur exprime ici toute ma reconnaissance et gratitude.

Cette recherche est donc le résultat d'interactions multiples qui m'ont beaucoup apporté. Ainsi, je tiens à remercier chaleureusement :

- l'équipe du laboratoire Géophen et tout particulièrement Olivier Cantat et Jean-Michel Cador pour leur large disponibilité et les nombreuses discussions qui furent un grand atout durant cette thèse ;

- Emmanuel Augereau du laboratoire Domaines Océaniques à l'Université de Bretagne Occidentale pour ses venues sur le terrain, et pour avoir partagé ses connaissances sur l'acquisition et le traitement des données laser terrestre. Son efficacité, sa disponibilité ont été un gage de réussite pour les traitements laser de cette thèse, un grand merci ;

- Emmanuel Bonnet, du laboratoire IDEES-Caen pour son aide, et ses conseils avisés en analyse spatiale ainsi que ces encouragements multiples tout au long de la thèse ;

- Serge Lebourg, Nolwenn Boucher et Aurélie Fengler qui m'ont accueillie à bras ouverts au sein de l'association ESTRAN de Dieppe et permis d'avoir accès au recensement des mouvements gravitaires qui a été réalisé en collaboration avec le Géophen. Leur expertise de terrain a été très riche en enseignements ;

- Abdelkrim Bensaid pour son aide précieuse pour les traitements en SIG ainsi que Robert Davidson pour son aide aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire ;

- Jean Nabucet et Sébastien Rapinel pour m'avoir aidée dans le traitement des données LIDAR aéroporté, mais aussi pour leurs nombreuses attentions lors de mes séjours à Rennes ;

- Cyril Coinaud, Julien Normand et Nicolas Jégou, pour les très nombreuses discussions autour des données et leurs conseils avisés en traitement statistique. Mille mercis ;

- Hervé Quénel pour sa venue sur les falaises haut-normandes pour y installer des capteurs thermiques et pour sa sympathie et ses encouragements en fin de thèse ;

- Sylvain Guillou et Manuel Rott pour leur disponibilité et leur travail de simulation des submersions marines à Étretat ;

- Laëtitia Chevallier pour avoir consacré du temps à observer la relation entre les gradients de pression et la NAO en utilisant la transformée en ondelette ;

- Clément Michoud, Dario Carrea et Romain Cancouët pour les missions MLS mais aussi le sondeur multi-faisceau ;

- Rémi Caspar (Météo-France Le Havre) et Hélène Poullain (Météo-France Caen-Carpique) pour m'avoir aidée par leurs conseils précieux en submersions marines, ainsi qu'à Marie-Annick Bühler pour sa disponibilité et l'accès aux données Météo-France ;

- les membres LETG et tout particulièrement Serge Suanez (qui a initié la collaboration avec le laboratoire Domaines Océaniques), Vincent Dubreuil, Valérie Bonnardot, Mohammed Maanan, Thomas Corpetti, Samuel Corgne, Laurence Hubert-Moy, et Simon Dufour pour leurs conseils et encouragements ;

- Nicolas Blanpain et Daniel Tasset pour leurs nombreux et sympathiques encouragements ;

- Blandine Parey, Janine Laillier et Élisabeth Jamet pour leurs relectures assidues de la thèse. Un grand merci ;

- l'équipe d'IFREMER de Port-en-Bessin, notamment Philippe Riou, Romain Le Gendre, Franck Maheux et Olivier Duplessis pour leurs données en modélisation des vagues et leurs conseils ;

- la mairie de Varengueville-sur-Mer et l'agglomération de Dieppe pour l'autorisation de mener des levés scanner laser terrestre ;

- les docteurs, doctorants, stagiaires et contractuels du Géophen pour m'avoir accompagnée tout au long de cette aventure avec une pensée toute particulière et affectueuse pour Philippe Léger et Guillaume Thirard qui m'ont aidée sur le terrain, toujours encouragée et pour toutes les discussions et précieux conseils dispensés ;

- les jeunes docteurs, doctorants et ingénieurs du laboratoire Costel, en particulier à Émilie Bourget, Clémence Vannier, Alban Thomas, Solen Le Clec'h, Pauline Dusseux qui m'ont accueillie si chaleureusement.

Je tiens tout particulièrement à adresser un grand merci à mes amis : Aline, Anthony, Julie, Romain, Fabian, Adèle, Cédric, Gaëtan, Thomas, Sébastien, Justine ... qui ont fait preuve d'un soutien sans limite. Je souhaite affectueusement remercier Jenny et Trevor, Joe, Amanda et Paul, pour leurs encouragements d'outre-Manche.

Avec une grande émotion, j'adresse mes remerciements à mes parents et ma famille qui m'ont permis d'effectuer mes études en toute sérénité et ont toujours porté un fort intérêt au travail que j'effectuais. Leur soutien et leur sollicitude ont largement contribué à l'aboutissement de ce travail. Je leur exprime ici toute ma gratitude et leur dédie ce travail.

Mon dernier remerciement va tout naturellement à Dimitri, qui m'a accompagnée à chacune des étapes de mon cursus universitaire. Je tiens à lui exprimer toute ma reconnaissance pour son soutien et ses attentions permanentes qui m'ont permis d'aller toujours plus loin...

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ACP : Analyse en Composantes Principales

ANOVA : Analyse de Variance

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

CAH : Classification Ascendante Hiérarchique

CETE : Centre d'Études Techniques de l'Équipement

CETMEF : Centre d'Études Techniques Maritimes et Fluviales

CLAREC : Contrôle par Laser Aéroporté des Risques Environnementaux Côtiers

DDE : Direction Départementale de l'Équipement

DGPS : Differential Global Positioning System ou GPS différentiel

DREAL : Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement

ETP : ÉvapoTranspiratoire Potentielle

ETR : ÉvapoTranspiratoire Réelle

GIEC : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

Ifremer : Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer

IGN : Institut Géographique National

INSEE : Institut National de la Statistique et des Études Économiques

LCHF : Laboratoire Central d'Hydraulique de France

LIDAR : Light Detection and Ranging

MEEDDAT : Ministère de l'Écologie de l'Énergie du Développement Durable et de l'Aménagement du Territoire

MEDTL : Ministère de l'Écologie, du Développement Durable, des Transports et du Logement

MNS : Modèle Numérique de Surface

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NCEP : National Centers for Environmental Prediction

PPR(L) : Plans de Prévention des Risques (Littoraux)

ROLNP : Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard.

RU : Réserve Utile

RVB : Rouge Vert Bleu

SHOM : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

SIG : Système d'Information Géographique

THR : Très Haute Résolution

TLS : Terrestrial Laser Scanning ou Scanner Laser Terrestre

UTC : Temps Universel Coordonné

INTRODUCTION GÉNÉRALE

◆ Contexte de recherche

Jusqu'à récemment, la grande majorité des travaux effectués en géomorphologie littorale portaient sur les plages, les marais littoraux et d'autres types de côtes économiquement importantes ou marquées par des évolutions rapides et potentiellement vulnérables, notamment à l'élévation du niveau moyen de la mer.

Alors que les côtes rocheuses et à falaises représenteraient près de 80 % du linéaire côtier mondial (Isakov, 1953 ; Emery et Kuhn, 1982 ; Sunamura, 1992), c'est depuis peu que l'étude de ces formes d'ablation connaît un regain d'intérêt.

La relative faiblesse de la production scientifique sur l'évolution actuelle des côtes rocheuses est probablement le résultat de la lenteur des évolutions et de la complexité de ces systèmes côtiers. En effet, leur morphogénèse est fonction de leurs caractéristiques morphostructurales, variables spatialement et parfois temporellement. Mais ces formes sont aussi régies par de multiples agents et processus marins et sub-aériens qui se combinent et se relaient dans le temps et l'espace. En dépit de ces difficultés, notre recherche vise clairement la quantification de la dynamique de ces systèmes complexes que sont les côtes à falaises à recul rapide, auxquelles sont associées les plages de galets et les plates-formes d'érosion marine. Cette démarche, qui n'est pas nouvelle en géomorphologie littorale, notamment pour les côtes d'accumulation, est plus originale pour les côtes à falaises. Notre objectif sera donc de rendre compte de l'inégale répartition spatiale et/ou temporelle des vitesses et des rythmes du recul par l'étude des facteurs et des processus responsables des dynamiques.

Cette approche systémique oblige à déterminer les niveaux de relations, d'une part, entre les éléments constitutifs du système (falaise/cordon de galets/plate-forme, qui constituent une mosaïque de formes aux vitesses d'évolution contrastées et pourtant interdépendantes), et, d'autre part, entre les agents et les processus morphogènes et les formes. Dans un second temps, nos travaux ont une vocation appliquée puisqu'ils tenteront de fournir des éléments de quantification de l'aléa (« érosion côtière » et « submersion marine »). En effet, la multiplication des sites urbanisés rattrapés par le recul des falaises est sans précédent. De plus, ce retrait qui constitue désormais une des principales sources en sédiments des plages de galets ne semble pas suffisant pour compenser la pénurie sédimentaire contemporaine des côtes d'accumulation qui peinent à assurer leur rôle de « tampon » protecteur contre l'assaut des houles de tempête. Ces problématiques de gestion de l'aléa ont mis en évidence la nécessité de quantifier les vitesses et les rythmes de retrait, les dynamiques spatiales et temporelles des évolutions, les agents et les processus responsables de la morphogénèse et des aléas. Le développement récent de méthodes et outils de quantification permet de contribuer au débat scientifique et d'apporter des éléments de réponse aux questions des sociétés, notamment sur la prévision/prévention des risques dits naturels.

◆ Définition d'une problématique de recherche

Les études menées jusqu'à présent sur les côtes rocheuses et à falaises (notamment à recul rapide) se concentrent souvent sur l'estimation des vitesses de retrait entre deux états connus, ou sur les facteurs responsables du déclenchement de mouvements de masse majeurs. Ces dernières ont permis d'acquérir des informations sur :

- la répartition spatiale des évolutions du haut de falaise (Prêcheur, 1960 ; Costa, 1997 ; Moore et al., 1999 ; Benumof et al., 2000 ; Lahousse et al., 2000 ; Costa et al., 2004 ; Greenwood et Orford, 2008 ; Young et al., 2009 ; Del Río et Gracia, 2013) ;

- l'influence, sans pouvoir la quantifier précisément, des facteurs internes ou des agents responsables du déclenchement des mouvements de masse (Duperrret et al., 2002, 2004 ; Hénaff et al., 2002a ; Trenhaile, 2002 ; Lahousse et Pierre, 2003a).

En dépit de nombreux efforts, il convient d'admettre que **des améliorations sont nécessaires** dans ce domaine, mais aussi **et surtout dans la détermination** : (1) **des rythmes de retrait**, (2) **des taux d'ablation** (en particulier faire la part de l'ébouilisation de celle des mouvements de masse dans le recul des falaises), (3) **des agents et des processus (marins et continentaux) responsables du déclenchement des mouvements gravitaires**.

Ces questions de recherche fondamentale, qui ont de nombreuses applications dans le cadre de la détermination des aléas, vont structurer notre recherche. Cette dernière a un **double objectif** :

1) **identifier et quantifier la répartition spatiale, l'intensité et les temporalités des dynamiques du système côtier** (falaise/plate-forme/cordon de galets) ;

2) **définir les combinaisons et l'efficacité des phénomènes responsables des aléas côtiers** (« recul des falaises » et « submersion marine »).

Pour répondre à ces objectifs, nous mènerons une réflexion autour de **quatre questions principales** :

1) **observe-t-on un accroissement des vitesses et des rythmes de recul des falaises ?**

2) **la mobilité des falaises crayeuses est-elle le résultat de la primauté des agents et des processus d'érosion continentaux et/ou marins ?**

3) **les taux d'ablation actuels des falaises sont-ils à même de compenser la pénurie sédimentaire contemporaine des plages de galets** (compensation nécessaire pour limiter l'aléa « submersion marine ») ?

4) **les submersions marines sont-elles le résultat d'une incapacité chronique des cordons à jouer leur rôle de « tampon » protecteur ou la conséquence d'une éventuelle évolution de la fréquence et/ou de l'intensité des tempêtes ?**

◆ Orientations méthodologiques et choix de la zone d'étude

Afin de répondre à cette approche quantitative sur la dynamique côtière, les agents et les processus responsables, et les aléas induits, il est nécessaire d'obtenir des données fiables. Quant aux vitesses et des rythmes de recul, notre travail s'appuiera sur une approche traditionnelle. Il s'agit de l'analyse des **photographies aériennes verticales** (préalablement géoréférencées ou orthorectifiées) de **l'IGN** (1947-2008) et de **données LIDAR** (RGE Alt[®] 2011, IGN et CLAREC, 2012). Ces travaux se feront sur **l'ensemble du linéaire haut-normand**.

La réflexion sur les facteurs (externes) responsables du déclenchement des mouvements gravitaires sera menée à partir d'une banque de données originale. En collaboration avec l'association ESTRAN, **un inventaire hebdomadaire de tous les mouvements gravitaires sur quelques dizaines de km de linéaire côtier a été effectué entre 2002 et 2009**. Cet inventaire, associé à un **recensement d'événements de la presse locale (janvier 1950 à juillet 2013)** a été croisé avec les agents et les processus communément évoqués dans la littérature comme responsables de leur déclenchement. Pour ce faire, **plusieurs méthodes statistiques bivariées et multivariées** ont été menées sur ces populations, doublées par **une approche dite « à dires d'expert »**. La **dimension géomorphologique** a été intégrée dans ces analyses.

Les taux d'ablation seront abordés grâce à l'utilisation d'un **scanner laser terrestre** déployé à de multiples reprises (saisonnement et durant 28 mois) **sur deux sites d'exposition différente**. Ces mesures à très haute résolution permettent de fournir des éléments de réponse quant à la répartition spatiale et temporelle des taux d'ablation, mais également sur la quantité de silex produite annuellement et par km linéaire.

Enfin, les submersions marines (fréquence/intensité) sont abordées sous l'angle atmosphérique. Après avoir réalisé **l'inventaire des inondations par la mer entre 1950 et 2010**, nous avons recherché, par **une approche inductive**, les **facteurs météo-marins et morphologiques** (et leur combinaison) contribuant à l'apparition et à l'ampleur de ces événements générateurs de dommages.

Le fil conducteur de notre démarche est, d'une part, la compréhension des répartitions spatiales et temporelles des dynamiques, et d'autre part, la détermination des combinaisons, des temporalités, et des seuils qui caractérisent ces dynamiques.

L'ensemble des questions abordées se feront selon **une approche par emboîtement** :

- **d'échelles spatiales** :

- pour les falaises : de l'ensemble du littoral haut-normand à l'échelle de la zone atelier levée au scanner laser terrestre ;

- pour les submersions marines : de l'ensemble de l'Atlantique nord à l'échelle des sites soumis aux franchissements.

- **d'échelles temporelles** :

- pour les falaises : de la période historique récente (1939-2008) à l'échelle des mouvements gravitaires ;

- pour les submersions marines : de la période historique récente (1950-2010) à l'échelle du passage du front froid.

◆ **Structuration de la thèse**

La thèse se structure en quatre parties qui reprennent les objectifs précédemment définis. La première partie présentera le secteur d'étude, à savoir le littoral normand-picard. Il revêt un intérêt tout particulier pour l'analyse de l'aléa « érosion côtière » et « submersion marine » en raison (1) des caractéristiques topographiques et altimétriques des côtes basses urbanisées du littoral normand-picard (de la baie des Veys à la baie de Somme) ; (2) de la déficience actuelle des plages à protéger ces zones inondables (débouché de vallée dont le plancher est souvent inférieur aux pleines mers de vive-eau) ; (3) de l'intense dynamique régressive des falaises crayeuses haut-normandes (induites par un potentiel structural globalement peu résistant et donc favorable à la météorisation) ; (4) de la direction générale de la côte qui en fait un rivage ouvert (surtout la Haute-Normandie et la Picardie) et exposé aux flux atmosphériques d'ouest perturbés.

La première partie s'attachera à présenter **le contexte environnemental de la baie des Veys (Calvados) à la baie de Somme (Somme)**. Après avoir détaillé le cadre morphostructural général et la variété des types de littoraux rencontrés sur notre secteur d'étude (chapitre 1), une attention particulière sera portée à l'étude des conditions météo-marines qui conditionnent la survenue et l'intensité des submersions marines ainsi que l'efficacité des agents et processus d'érosion (chapitres 2 et 3). Nous évoquerons l'anthropisation du système littoral qui fait de cet espace un territoire à risques et qui a perturbé son fonctionnement par des extractions sédimentaires et des ouvrages transversaux (chapitre 4).

La seconde partie s'intéressera au **recul des falaises haut-normandes (vitesses et rythmes de recul) à l'échelle historique récente, sur l'ensemble du littoral haut-normand**. Le premier chapitre présentera une réflexion méthodologique autour du calcul des vitesses et des résultats obtenus (chapitre 5). Le chapitre suivant s'attachera à expliquer la répartition spatiale du retrait au regard des caractéristiques morphostructurales et des perturbations anthropiques (chapitre 6). Le troisième chapitre cherchera à étudier les rythmes et les temporalités du recul des falaises au travers du suivi diachronique des éboulements/écroulements sur les photographies aériennes verticales. Ces premiers résultats seront intégrés dans une réflexion sur la cartographie de l'aléa « recul des falaises » en intégrant ces rythmes d'ablation (chapitre 7).

La troisième partie est consacrée à **la détermination des facteurs et des processus responsables du déclenchement des mouvements gravitaires et à la quantification des taux d'ablation sur un linéaire côtier restreint**. Le premier chapitre présentera la répartition spatiale et temporelle des mouvements gravitaires recensés par l'association ESTRAN (chapitre 8). Le second s'interrogera sur la détermination des facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires par des approches statistique et experte, intégrant la composante géomorphologique. Il s'agira d'identifier les types de temps propices au déclenchement et d'apporter une première hiérarchisation des facteurs responsables de ce départ brutal de matériel (chapitre 9). Le troisième chapitre fournira, par l'utilisation d'un scanner laser terrestre, la production de débris et les taux d'ablation du front de falaise en contexte de falaises vives et mortes. Ce chapitre a aussi pour objectif d'apporter des informations sur les agents et processus responsables de l'ablation (chapitre 10).

La quatrième partie s'intéresse au **rôle du recul des falaises dans la lutte contre les inondations par la mer**. Le premier chapitre s'attachera à quantifier le seul apport actuel en silex alimentant les plages de galets haut-normandes, à savoir le recul des falaises (chapitre 11). Un inventaire des submersions marines du Calvados à la Somme sera effectué (1950-2010), en insistant sur leur évolution en fréquence et en intensité, sur l'identification des sites sensibles et sur la détermination des facteurs participant à leur survenue et leur intensité (chapitre 12). Le dernier chapitre de cette thèse, à vocation exploratoire, sera consacré à la définition de l'aléa « submersions marines » en Normandie avec une réflexion sur sa cartographie (chapitre 13).

PREMIÈRE PARTIE

CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL DE LA BAIE DES VEYS (CALVADOS) À LA BAIE DE SOMME (SOMME)

INTRODUCTION DE DE LA PREMIÈRE PARTIE

Cette première partie présente les conditions environnementales générales du littoral normand-picard (cadre morphostructural, météo-marin et anthropique). Elle **permet de poser les bases de l'analyse quantitative du risque naturel (aléas « érosion côtière » et « submersion marine ») qui constitue notre objectif**. Pour ce faire, un découpage géographique a été adopté : l'analyse de l'érosion des falaises à recul rapide s'étend sur la section côtière du cap d'Antifer au Tréport (Seine-Maritime) et l'étude des submersions marines de la baie des Veys (Calvados) à la baie de Somme (Somme).

Les caractéristiques géomorphologiques du secteur d'étude constituent le cadre sur lequel les facteurs et les processus d'érosion agissent. Ces caractéristiques déterminent également : (1) les grands volumes et les unités topographiques majeures (côtes à falaises, côtes d'accumulation et basses), (2) le potentiel structural mis à disposition des agents et des processus d'érosion, (3) le fonctionnement du système complexe falaise/plate-forme d'érosion marine/cordon de galets. Cette description fera l'objet du chapitre 1.

Le chapitre 2 sera consacré aux conditions climatiques et météorologiques responsables, en partie, de la dynamique du système côtier étudié. Les facteurs dits externes participent activement à l'érosion et à la genèse des submersions. Le secteur d'étude, situé aux latitudes tempérées, est marqué par la concomitance de nombreux facteurs météorologiques (exposition aux flux atmosphériques perturbés de quadrant ouest auxquels sont associées des précipitations abondantes et fréquentes, quelques périodes de gel/dégel). Ces derniers sont souvent évoqués dans la littérature comme agents responsables du déclenchement des mouvements gravitaires. Quant aux submersions marines, il est communément admis que l'exposition aux vents forts et aux passages dépressionnaires sont des facteurs essentiels à leur genèse. L'analyse des conditions climatiques et météorologiques est fondamentale pour notre étude, à laquelle il faut ajouter la variabilité des configurations géographiques rencontrées sur le secteur (position d'« abri » et d'« exposition »).

En raison de leur agressivité et de leur influence sur les processus subaériens, les conditions hydrodynamiques seront présentées dans le chapitre 3. Elles sont aussi déterminantes pour l'étude de la dynamique régressive des falaises et des submersions marines. L'originalité du secteur d'étude est sa localisation au sein d'une mer épicontinentale et intracontinentale (la Manche), qui n'est pas sans influence sur les conditions hydrodynamiques. De même, les configurations géographiques variées entre la baie des Veys et la baie de Somme (direction générale du trait de côte, type de côte d'accumulation, altitude des basses vallées) déterminent des degrés d'exposition divers.

L'intégration de la composante humaine est essentielle et fait partie du concept de risque. L'appropriation croissante du littoral depuis le milieu du XVIII^{ème} siècle (littoralisation) aboutit à une modification des flux d'eau et de sédiments lourde de conséquences pour l'érosion côtière et les submersions marines. Ainsi, entre création d'enjeux et perturbation des dynamiques côtières, la présentation du contexte historique de l'anthropisation et de ses modalités est essentielle et sera exposée dans le chapitre 4.



CHAPITRE 1 : CADRE MORPHOSTRUCTURAL GÉNÉRAL ET TYPES DE LITTORAUX

- 1.1. Cadre morphostructural général et types de côtes
- 1.2. Caractéristiques lithostratigraphiques du littoral haut-normand : connaissance fondamentale pour l'analyse des falaises crayeuses
- 1.3. Le système falaise/plate-forme d'érosion marine/cordon de galets haut-normand

INTRODUCTION

Principalement connues pour leurs falaises de craies immortalisées par de nombreux peintres, les côtes entre la baie des Veys (Calvados) et la baie de Somme (Somme) (environ 250 km) présentent une grande diversité d'environnements côtiers. En dehors des baies et estuaires, la succession de côtes à falaises et de côtes basses met en exergue des caractéristiques morphostructurales variées. Ce secteur d'étude, le long de la Manche centrale et orientale, est marqué par une succession de plateaux, légèrement ondulés, caractéristiques des bassins sédimentaires. Ces plateaux sont fortement disséqués par des vallées drainées ou sèches (valleuses), plus ou moins larges et principalement adaptées à la structure (souvent perpendiculaires, voire obliques au rivage). Ce bassin sédimentaire se termine vers l'ouest de manière abrupte à son contact avec la mer. Ainsi, apparaissent des falaises taillées dans des terrains d'âge jurassique ou crétacé inférieur au sud du cap d'Antifer, et datées du Crétacé supérieur au nord. Ces côtes d'ablation, dites à recul rapide, sont généralement associées à une plate-forme d'érosion marine et à un cordon (sableux, parfois légèrement dunifié pour les côtes du Calvados, de galets pour la Seine-Maritime et la Somme ; flèche de galets limitée au nord par l'estuaire de la Somme). Les formes en creux (réseau hydrographique qui interrompt les falaises) constituent les zones basses où se sont préférentiellement installées les populations. Le débouché des vallées est généralement constitué, pour les petits fleuves côtiers, de plaines alluviales, et pour les plus grands, de marais maritimes (baie de Somme). Le point commun de ces côtes basses est leur altitude souvent inférieure à celle des plaines mers de vive-eau.

En raison de sa diversité morphologique, le littoral normand-picard constitue un espace de travail privilégié pour étudier le recul des falaises (vitesses, rythmes et modalités d'évolution) et les inondations par la mer (fréquence, intensité). Pour ce dernier aléa, les configurations géographiques et de site, complexifient l'analyse. La côte du Calvados est orientée O-E, en position de « fond de baie » (celle de la Seine) et donc d'abri par rapport aux flux d'ouest perturbés, tandis que celle de la Seine-Maritime et de la Somme, orientée SO-NE, est davantage « exposée » aux conditions anémométriques et d'agitation.

Dans ce premier chapitre, l'objectif est de **présenter ce cadre général en insistant sur les différents types de côtes rencontrés, leurs caractéristiques topographiques, morphologiques et lithostratigraphiques, mais aussi les interactions entre les modelés littoraux**. Ce cadre morphostructural est un facteur fondamental, car il commande les vitesses et les modalités d'évolution des falaises. De plus, les interactions entre plate-forme, falaise et cordon de galets que nous nous proposons de définir, ne sont pas sans influence sur l'intensité du recul et sur la survenue des submersions marines.

Pour ce faire, ce chapitre est découpé en trois parties. Dans une première partie, il s'agira de présenter le cadre morphostructural général et les types de côtes en présence sur le littoral normand-picard. Puis, nous présenterons les caractéristiques lithostratigraphiques, notamment du littoral haut-normand (potentiel structural favorable à la météorisation), qui sera le seul secteur à faire l'objet de l'analyse du recul des falaises. Nous disposons sur ce linéaire côtier de plusieurs études de référence, et de nouveaux jeux de données, permettant (1) d'effectuer une approche diachronique, (2) d'augmenter la représentativité temporelle des résultats, (3) et d'apporter des éléments quantitatifs sur les facteurs responsables du déclenchement des éboulements/écroulements et les taux d'ablation. Enfin, la vision systémique de la dynamique littorale sera introduite à travers l'étude des interactions entre les trois modelés littoraux que sont la falaise, le cordon de galets et la plate-forme (modelés interdépendants, évoluant pourtant sur des pas de temps différents). Ces interactions sont susceptibles d'atténuer ou d'accentuer les modalités de l'érosion, et la fréquence et/ou l'intensité des franchissements par la mer. L'analyse

de l'aléa « submersion de tempête » concerne l'ensemble de la section côtière étudiée (250 km entre la baie des Veys et la baie de Somme).

1.1. Cadre morphostructural général et types de côtes

1.1.1. Grands ensembles et direction du littoral de la baie des Veys à la baie de Somme

Localisées dans le nord-ouest de la France, les côtes étudiées du Calvados (110 km entre Isigny-sur-Mer et Honfleur), de la Seine-Maritime et de la Somme (145 km du Havre à Cayeux-sur-Mer) appartiennent à la terminaison nord-occidentale du Bassin sédimentaire parisien (Figure 1.1).

1.1.1.1. Terminaison nord-occidentale du Bassin parisien

Le Calvados se caractérise, dans sa configuration continentale, tout d'abord par sa situation de contact entre le Massif armoricain (sud-ouest du département) et la terminaison nord-occidentale du Bassin parisien (nord et ouest du département) et par une succession de plateaux et de dépressions. Le premier plateau, à l'ouest, de la zone de subsidence du bassin de Carentan à l'amorce de la cuesta du Pays d'Auge, se situe entre 10 et 90 m d'altitude. À l'est, après avoir franchi la vallée de l'Orne, et de la Dives, le second plateau apparaît entre Houlgate et Honfleur. Il s'agit du plateau du Pays d'Auge, vaste revers de cuesta, où les altitudes varient entre 130 et 200 m. Ce dernier est entrecoupé localement par des dépressions où se sont installés des marais, tels le marais littoral de Pennedepie. Au nord-est de la vallée à méandres encaissés de la Seine, dans les départements de la Seine-Maritime et de la Somme, les grands ensembles sont constitués des plateaux du Pays de Caux et du Vimeu, d'aspect tabulaire, d'altitude moyenne d'environ 150 m et découpés par des vallées et valleuses.

Ces plateaux, qui se terminent de manière abrupte par des falaises, sont profondément disséqués par le réseau hydrographique, dont les principaux cours d'eau sont l'Orne, la Dives, la Touques, la Seine, l'Arques et la Bresle. Ces vallées et valleuses, formes en creux du plateau, présentent à leur débouché un encaissement important correspondant à la hauteur des falaises. De nombreux marais sont présents le long du littoral calvadosien, avec les marais de Ver-Meuvoines, de la Dives (marais littoral de Villers-Blonville) et le marais de l'estuaire de l'Orne. Les altitudes y sont modestes (moins de 5 m à proximité du littoral, derrière le cordon). En revanche, les vallées de Haute-Normandie sont assez larges (largeur kilométrique) et sont d'anciennes plaines alluviales. Leurs altitudes sont également très modestes par rapport aux plaines de vive-eau, les rendant sensibles aux inondations continentales et marines.

À une échelle plus fine, les multiples périodes épirogéniques, du Crétacé au Plio-Quaternaire (Furon, 1934 ; Vigarié, 1954 ; Wyns, 1977 ; Cavelier et Medioni, 1980 ; Mégrien et Mégrien, 1980 ; Wazi, 1988 ; Quesnel, 1997 ; Font, 2002 ; Hauchard et al., 2002 ; Laignel, 2003 ; André et al., 2006), ne sont pas sans conséquences sur la topographie et les étages géologiques mis à l'affleurement.

Le grand plateau, à l'ouest du Calvados, est en réalité découpé en de nombreux plateaux côtiers (Bessin), surélevés en « touche de piano » en raison de failles (relativement récentes, Plio-Quaternaire) de direction N10° à N20°, N90° (failles des Hachettes) et N155° (Font, 2002). Par contre, à l'est, le plateau du Pays d'Auge demeure peu faillé (Figure 1.1).

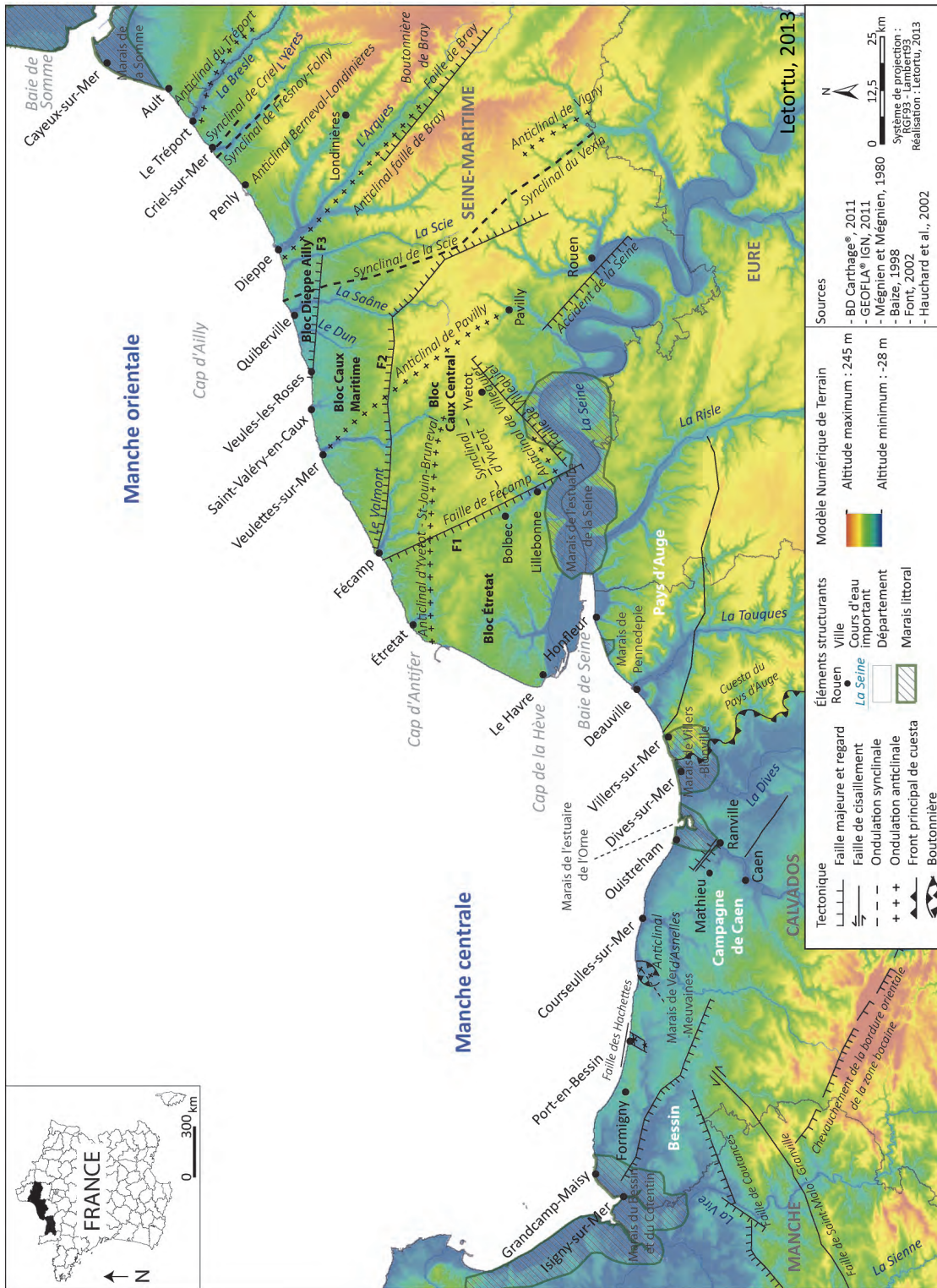


Figure 1.1 : Schéma morphostructural général entre la baie des Veys et la baie de Somme (d'après Mégnien et Mégnien, 1980 ; Baize, 1998 ; Font, 2002 ; Hauchard et al., 2002)

Les plateaux du Pays de Caux et du Vimeu, malgré leur allure monotone, présentent différentes déformations sous forme de successions d'ondulations anticlinales et synclinales, de direction NO/SE (direction armoricaine), quelquefois prolongées par des flexures ou des failles (Cavelier et al, 1979 ; Mégnien et Mégnien, 1980 ; Cazes et al, 1985 ; Pomerol et Feugueur, 1986 ; Cavelier et Lorenz, 1987). Quatre compartiments tectoniques peuvent être individualisés (Hauchard et al., 2002 ; Laignel et al., 2003) dont le linéament F1 (Figure 1.1), qui sépare le bloc tectonique Caux occidental et Caux central de direction N150-160 (faille Fécamp-Lillebonne, décrochement de l'ordre d'une centaine de mètres). Il s'agit d'un élément majeur de la tectonique régionale.

Ces déformations sont, en partie, à l'origine des variations altitudinales des falaises haut-normandes à plate-forme d'érosion marine. La moyenne est de l'ordre de 70 m, en revanche, localement, les commandements sont variés (Figure 1.2). L'ensellement topographique, particulièrement marqué le long de l'axe Tôtes/Quiberville, correspond à la terminaison nord-occidentale de la gouttière normande qui suit l'ondulation synclinale du Vexin et se prolonge par celle de la Scie (exutoire à *Pourville*). À une échelle plus fine, d'autres lignes de hauteurs moins marquées que les précédentes peuvent être observées. Il s'agit des axes Saint-Jouin-Bruneval/Yvetot, Fécamp/Doudeville (direction ONO-ESE), Veulettes/Pavilly, Berneval/Londinières, Le Tréport/Gamaches (direction NO-SE) qui correspondent également à des ondulations anticlinales (Figure 1.1). Le relief de la partie occidentale du plateau haut-normand s'individualise en grands blocs. Ils se distinguent peu dans la topographie en raison, d'une part, d'un nivellement progressif causé par plusieurs périodes d'érosion, et d'autre part, d'une fossilisation du substrat crayeux par des résidus à silex et des lœss.

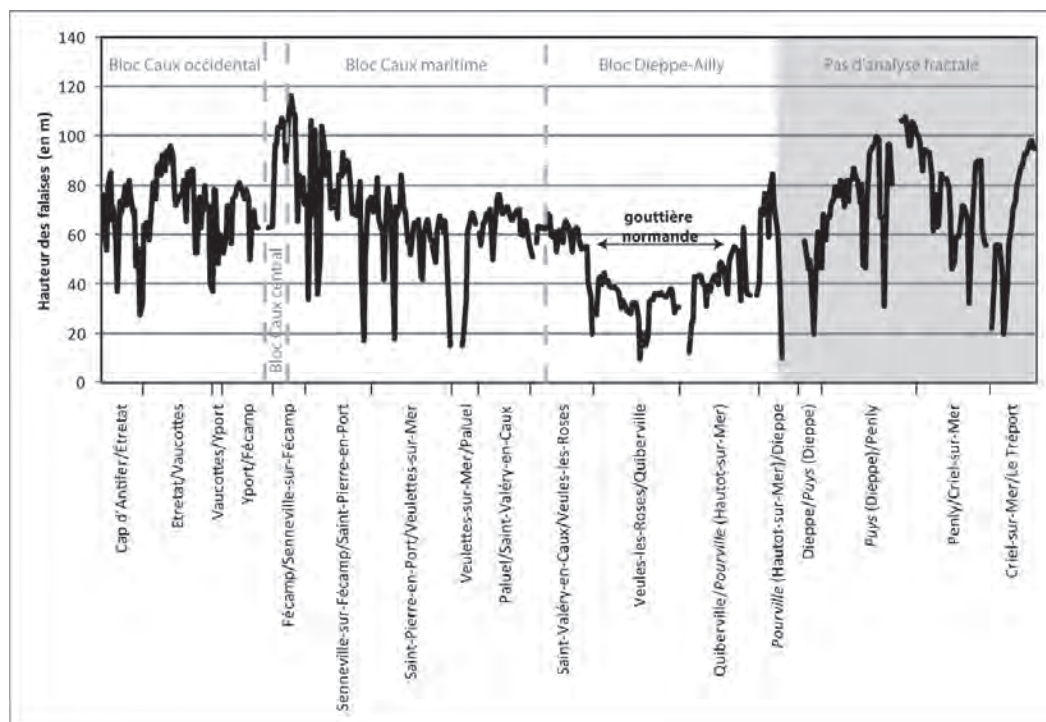


Figure 1.2 : Relation entre la hauteur des falaises (Costa, 2000) entre le cap d'Antifer et Le Tréport et le découpage tectonique d'après l'analyse fractale (Hauchard et al., 2002)

1.1.1.2. Diverses orientations côtières

Le dessin d'ensemble du littoral du Calvados à la Somme est varié et se traduit par diverses expositions aux vents et aux houles dominantes d'ouest. Cette exposition influe largement sur la sensibilité à l'aléa « submersion marine » des vallées basses, mais aussi à l'érosion

marine (attaque des vagues en pied de falaise). Les irrégularités d'échelle moyenne influencent le sens et l'intensité du transit des sédiments, et conditionnent ainsi l'équilibre dynamique du littoral.

Les côtes sont marquées par deux orientations bien distinctes :

1) la direction O-E pour les côtes du Calvados, avec, dans le détail, l'estuaire de l'Orne qui constitue un léger rentrant ;

2) la direction SO-NE pour la Haute-Normandie et la Picardie avec, dans le détail, le cap d'Antifer qui représente un point d'inflexion (SSO-NNE pour Le Havre/cap d'Antifer et SO-NE pour le cap d'Antifer/Ault). La flèche de Cayeux a une orientation plutôt N-S (adaptations aux fortes houles de quadrant ouest).

L'origine tectonique de l'orientation O-E du Calvados est avérée (Font, 2002 ; Lagarde et al., 2003), elle est supposée pour la Seine-Maritime (Prêcheur, 1960 ; Pomerol, 1973 ; Mégnien et Mégnien, 1980 ; Hauchard, 2002). Elle est notamment évoquée par C. Prêcheur (1960) à travers l'exemple de l'alignement des caps et des arches à Étretat. Cet alignement serait le résultat de fracturations parallèles au rivage ayant permis l'installation de réseaux karstiques, évidés ensuite par la mer après la dernière transgression marine holocène (Figure 1.3).



Figure 1.3 : Alignement des arches à Étretat et position de la fracture supposée

À l'échelle de la Manche centrale et orientale, la configuration générale du rivage est déterminante. La côte du Calvados est encadrée par deux avancées continentales (la presqu'île du Cotentin et le promontoire du Pays de Caux) qui lui confèrent des conditions météo-marines « abritées » en baie de Seine. Le littoral compris entre le cap d'Antifer et la baie de Somme apparaît comme un littoral « exposé ».

1.1.2. Des côtes à falaises meubles et à roches cohérentes

Le relief des plateaux dérive d'une structure ondulée, parfois faillée, caractéristique des bassins sédimentaires et qui explique les variations lithostratigraphiques rencontrées le long des côtes à falaises. L'intérêt porté à celles-ci vient du fait que, certaines d'entre elles, reculent vite (avec des mouvements gravitaires pouvant être massifs), et menacent les populations imprudemment installées en haut de falaise. Cependant, les personnes circulant en pied de falaise, notamment durant la période estivale, sont également menacées.

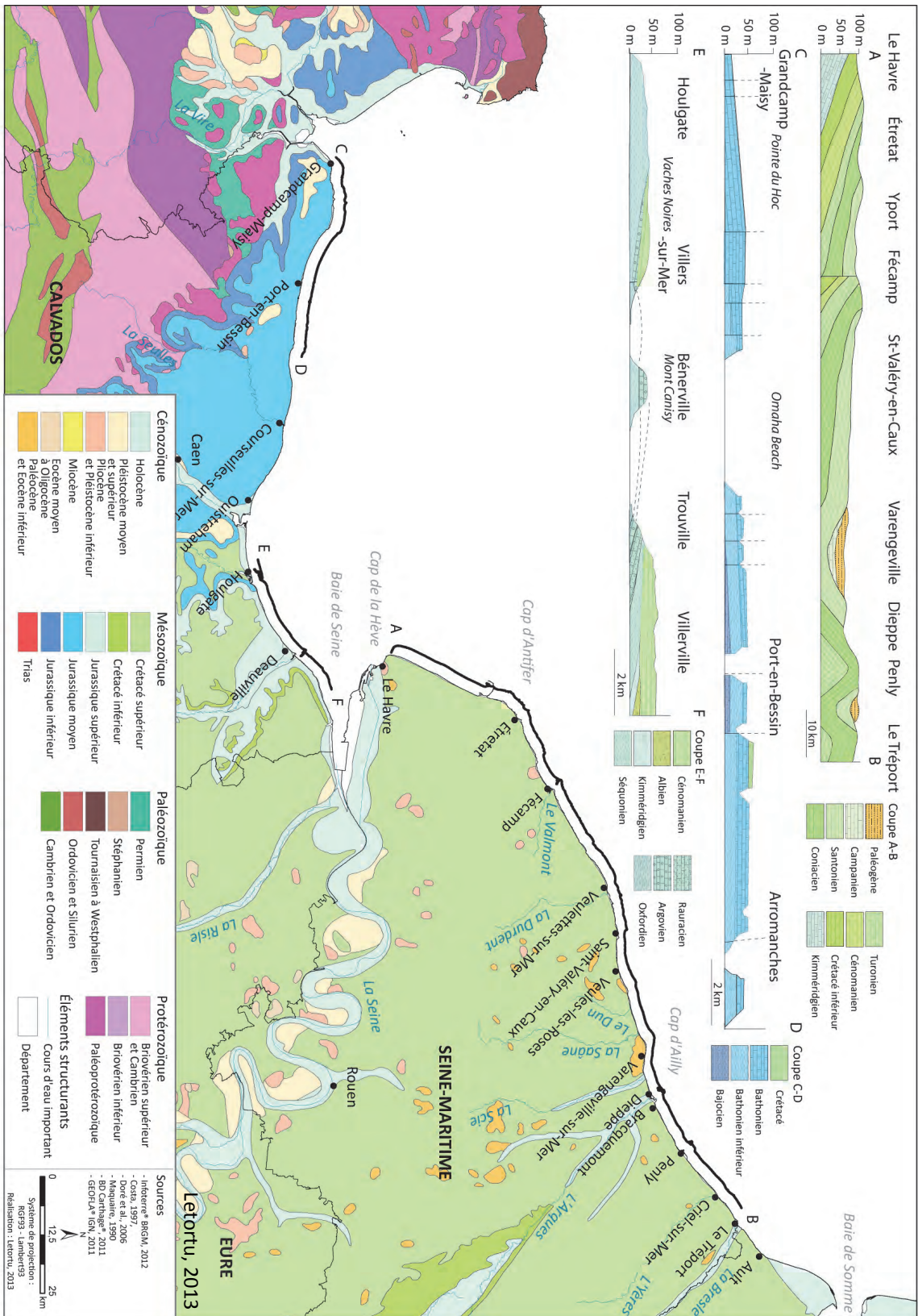


Figure 1.4 : Géologie continentale sur le littoral normand et picard (Infoterre® BRGM, 2012 ; Costa, 1997 ; Maquaire, 1990 ; Doré et al., 2006)

À l'ouest du Calvados, les falaises vives du Bessin sont taillées dans les roches cohérentes (calcaires jurassiques du Bajocien et du Bathonien) s'étendant sur 20 km, de Grandcamp-Maisy à Saint-Côme-de-Fresné (coupe C-D de la Figure 1.4). Dans la Campagne de Caen, un dispositif similaire se reproduit aux dépens d'un plateau aux altitudes plus faibles. Plusieurs secteurs peu étendus de petites falaises vives calcaires (inférieures à 10 m), composées de récifs d'éponges fossiles du Bathonien, sont présents à proximité de Saint-Aubin-sur-Mer et de Luc et Lion-sur-Mer, (Maquaire, 1990).

Le long du plateau du Pays d'Auge, les falaises taillées dans le Jurassique et le Crétacé inférieur et supérieur, sont discontinues et plus meubles (coupe E-F de la Figure 1.4). Les falaises des Vaches Noires, à glissement ou à coulée, formant un paysage de badlands et de pinacles, sont taillées dans l'Oxfordien où s'intercalent quelques lits calcaires. Les falaises disparaissent ensuite au profit d'estuaires de taille modeste, comme celui de la Touques. Elles réapparaissent à partir de Trouville, avec un commandement moyen de 40 à 50 m. Leur pied est constitué de matériaux d'âge jurassique (séries calcaires et marneuses) surmontés de terrains albiens (Crétacé inférieur), et cénomaniens (Crétacé supérieur) (coupe E-F de la Figure 1.1). Elles se prolongent jusqu'aux environs de Honfleur.

Du cap d'Antifer à Ault, les falaises sont taillées principalement dans la craie du Crétacé supérieur (du Cénomaniens au Campanien) avec différents faciès plus ou moins riches en lits de silex (Cavelier et Médioni, 1980). Les déformations locales (ondulations à grand rayon de courbure et failles, notamment celle de Fécamp) (Figure 1.1) expliquent l'affleurement de quelques terrains jurassiques et crétacés inférieurs (entre Octeville et Le Havre), ou bien la conservation de terrains sableux et argileux d'âge tertiaire (Sotteville-sur-Mer, le cap d'Ailly entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengeville-sur-Mer ; Bignot, 1962 ; 1983 ; Gruas et Bignot, 1985) (coupe A-B de la Figure 1.4).

Dans le cadre de cette thèse, nous insisterons sur les falaises crayeuses et à recul rapide de la section côtière cap Antifer/Le Tréport pour lesquelles de multiples données ont été acquises.

1.1.3. Des côtes basses au débouché des vallées drainées et sèches

De la baie des Veys (Calvados) à la baie de Somme (Somme), les côtes basses au débouché des vallées drainées possèdent des caractéristiques morpho-sédimentaires variées (pente, granulométrie). L'intérêt particulier porté à ces espaces vient du fait qu'ils sont fortement urbanisés, parfois d'altitude inférieure au niveau des pleines mers de vive-eau, et donc vulnérables aux inondations marines (et continentales).

Le long du rivage calvadosien, les côtes d'accumulation sont souvent sableuses et correspondent à de petits estuaires bordés de marais littoraux (Ver-Meuvoines par exemple). Ces secteurs de faible altitude sont souvent caractéristiques de deltas et d'anciennes côtes submergées (transgression post-glaciaire), d'âge plutôt récent. Ces côtes basses se caractérisent par un cordon sableux ou limoneux et pouvant être dunifié (Colleville-sur-Mer). Les espaces déprimés sont souvent urbanisés et protégés par de nombreux ouvrages longitudinaux et transversaux de défense contre la mer (Figure 1.5).



Figure 1.5 : La côte basse sableuse urbanisée d'Asnelles avec ses enrochements et épîs

Les côtes basses de la Seine-Maritime et de la Somme se situent au droit des vallées et des valleuses. Les principales vallées sont la Valmont, la Durdent, le Dun, la Saâne, la Scie, l'Arques, l'Yères et la Bresle, avec une orientation et un sens d'écoulement grossièrement SE/NO (adaptées à la structure). À leur débouché (de longueur kilométrique et à fond plat, induit par le colmatage fluvio-marin flandrien) (Figure 1.6), elles sont barrées par un cordon de galets, lui-même adossé à un perré. Certaines vallées, comme la Durdent, la Saâne et la Scie sont caractérisées par des zones marécageuses en fond de vallée, traduisant la difficulté des cours d'eau à rejoindre le niveau de base actuel. Les valleuses (une quarantaine environ, et plus nombreuses que les vallées drainées), aboutissent à la mer, mais le thalweg demeure suspendu, à des hauteurs variables de l'estran.



Figure 1.6 : Côte basse de Veulettes-sur-Mer au droit de la vallée de la Durdent

Certaines de ces côtes basses sont situées à plus d'un mètre sous le niveau de pleine mer de vive-eau (Costa, 1997) tandis que de nombreuses communes ont une hauteur proche du niveau extrême de période de retour décennale (SHOM-CETMEF, 2012) (Figure 1.7).

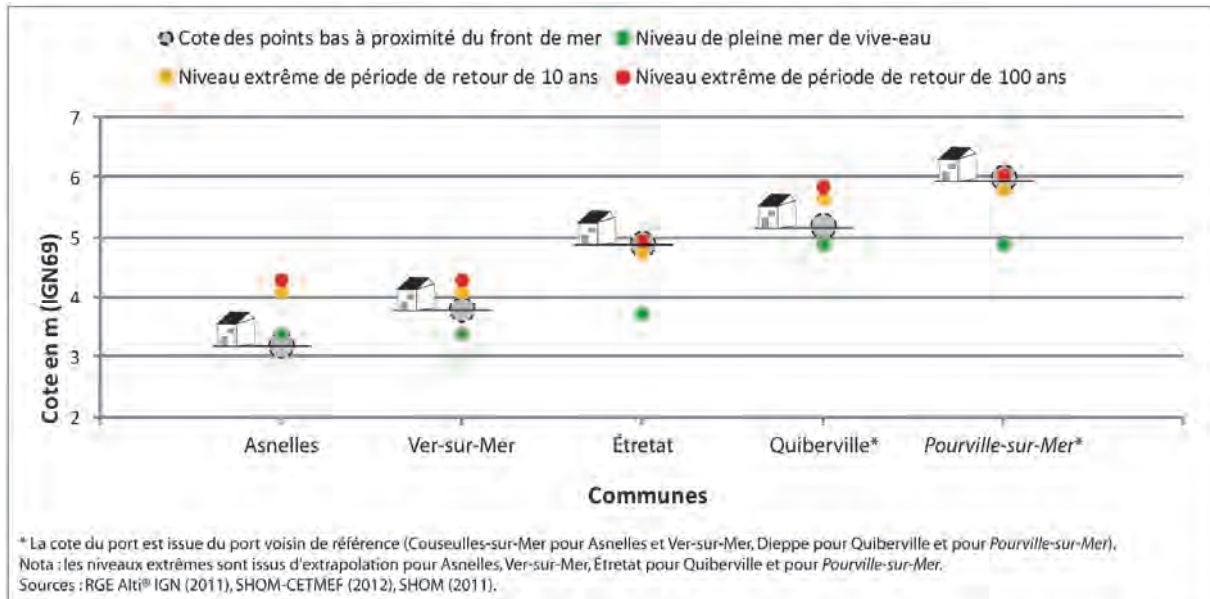


Figure 1.7 : Altitude des fonds de vallées (IGN69) de quelques communes au regard des niveaux extrêmes

De par ces caractéristiques, ces espaces sont sensibles aux submersions marines et ont déjà payé un lourd tribut dans le passé (en février 1990 (Vivian) pour les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme, et en février 2010 (Xynthia) pour les côtes du Calvados) (Figure 1.8).



Figure 1.8 : Submersions marines à Fécamp et Ver-sur-Mer

1.2. Caractéristiques lithostratigraphiques du littoral haut-normand : connaissance fondamentale pour l'analyse des falaises crayeuses

1.2.1. Lithostratigraphie des craies du Crétacé supérieur

Quelques auteurs ont réalisé des synthèses sur les connaissances stratigraphiques, cartographiques et lithologiques du substrat crayeux de l'ouest du Bassin parisien (Laignel, 1997, 2002 ; Quesnel, 1997 ; Laignel et al., 1998a, 1998b, 1999 ; Laignel et Meyer, 2000 ; Laignel et al., 2002a, 2002b ; Quesnel et al., 2000, 2003 ; Costa et al., 2001, 2002a ; Lasseur, 2007). Les craies du Crétacé supérieur rencontrées à l'affleurement sur le littoral entre le cap d'Antifer et Le Tréport sont datées du Cénomaniens au Campanien. Chaque étage présente un ou plusieurs faciès de craie qui lui sont généralement spécifiques :

1) la craie du Cénomaniens contient des éléments détritiques (argile, quartz) en taux variable. Cette craie hétérogène peut être glauconieuse ou noduleuse, car ces formations sont transgressives (Juignet, 1974) et ont donc plusieurs faciès. Sur notre secteur d'étude, cinq faciès principaux existent : la craie noduleuse, la marne plus ou moins sableuse, la craie grosse argileuse, la craie argileuse glauconieuse plus ou moins sableuse, et la craie plus ou moins argileuse et plus ou moins sableuse (Laignel, 2003) ;

2) la craie du Turonien est argileuse, grisâtre à blanchâtre, à bancs noduleux fréquents et avec une teneur en silex nulle à faible. Le Turonien possédant deux faciès majeurs, cet étage est souvent subdivisé en Turonien inférieur et moyen (craie argileuse grisâtre sans silex), et le Turonien supérieur (craie légèrement argileuse blanchâtre à grisâtre avec quelques silex) (Laignel, 2003) ;

3) le Coniacien se caractérise par une craie blanche riche en silex. Elle peut être légèrement argileuse, avoir un aspect jaunâtre ou grisâtre, posséder quelques bancs noduleux ou conglomératiques à sa base (Laignel, 2003) ;

4) le Santonien se caractérise par une craie blanche riche en silex (Laignel, 2003) ;

5) le Campanien a une craie blanche (parfois jaunâtre) à silex (Laignel, 2003).

Ces différences de sédimentation¹ observées dans la craie ont permis la mise en place d'un découpage autre que la classification géologique internationale. Il s'agit du découpage lithostratigraphique selon la méthode événementielle (Mortimore, 1983, 1986). Cette méthode, mise en place et utilisée outre-Manche, a été transposée au littoral haut-normand et contient neuf membres avec des correspondances avec la classification internationale (Mortimore et Pomerol, 1987, 1990 ; Pomerol et al., 1987 ; Mortimore et al., 2004 ; Hoyez, 2008) (Figure 1.9).

La conservation inégale des terrains sur l'ensemble du littoral haut-normand ne permet pas toujours une bonne reconnaissance des différents étages. De ce fait, la classification internationale sera préférée à celle dite événementielle. Cependant, à échelle fine, pour la zone de Dieppe (centre du bassin avec une forte épaisseur permettant une bonne conservation des terrains), le recours à cette classification stratigraphique plus détaillée est possible.

¹ Ces différences peuvent être le résultat de variations des taux de sédimentation, de différentes figures sédimentaires de dépôt, de modifications diagénétiques précoces (silex, hard-grounds, dolotomisation, phosphatisation).

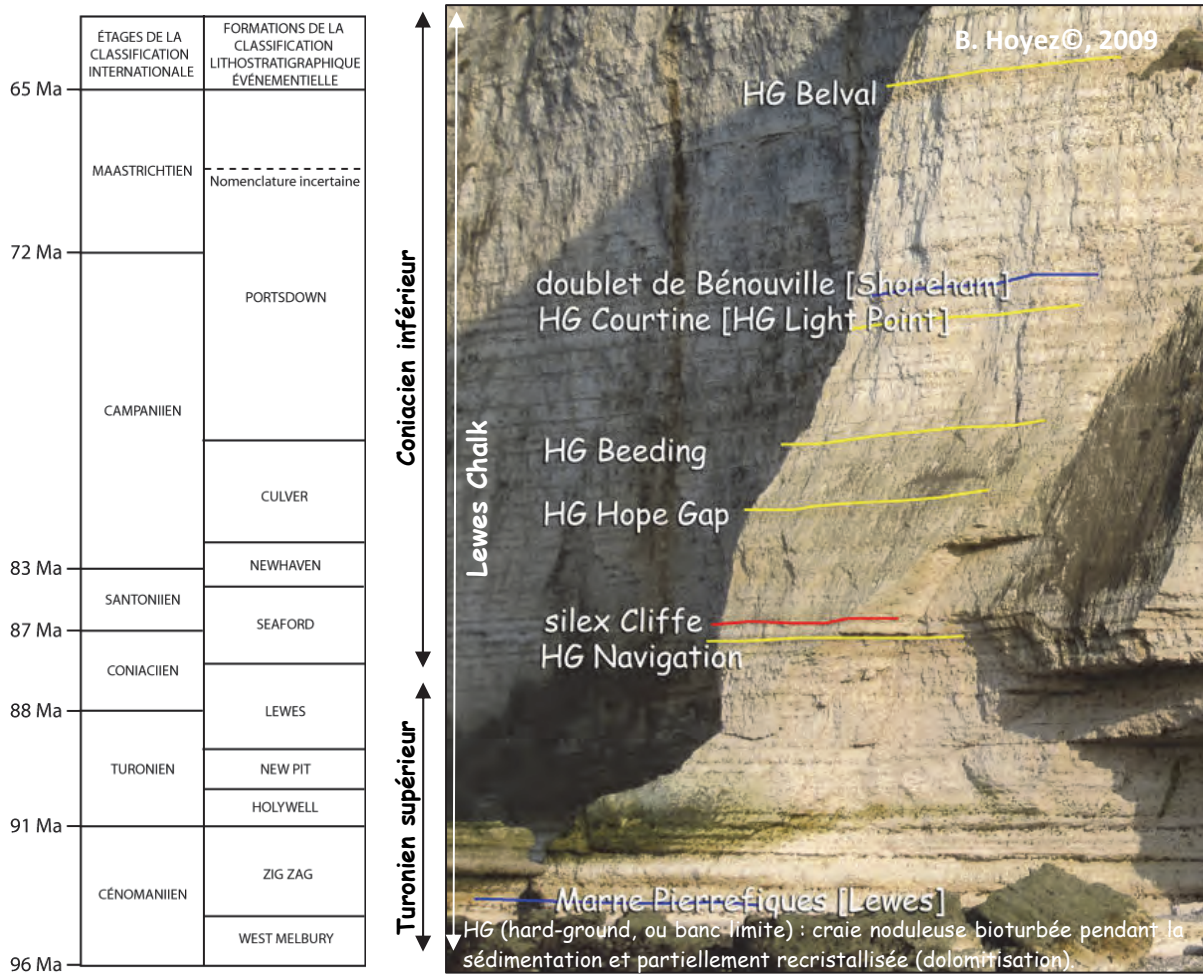


Figure 1.9 : Correspondances des classifications et stratigraphie événementielle à Étretat (pointe de Belval, taillée dans le Lewes Chalk)

Quant à la répartition spatiale (Figure 1.10), les craies du Cénomaniens n'apparaissent que très localement au pied des falaises du cap d'Antifer, d'Étretat et à l'est de Fécamp. Le Turonien affleure du cap d'Antifer à Étretat, de Fécamp à Életot, puis de Pys (est de Dieppe) au Tréport, où il atteint son extension maximale à Penly. Le Coniacien est présent sur une grande partie du littoral haut-normand, entre le cap d'Antifer et Saint-Valéry-en-Caux puis de Dieppe au Tréport (position en pied de falaise entre les Petites-Dalles et Saint-Valéry-en-Caux). Les craies santonniennes constituent l'essentiel de la falaise entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe. Elles affleurent en haut de falaise entre Étretat et Senneville-sur-Fécamp.

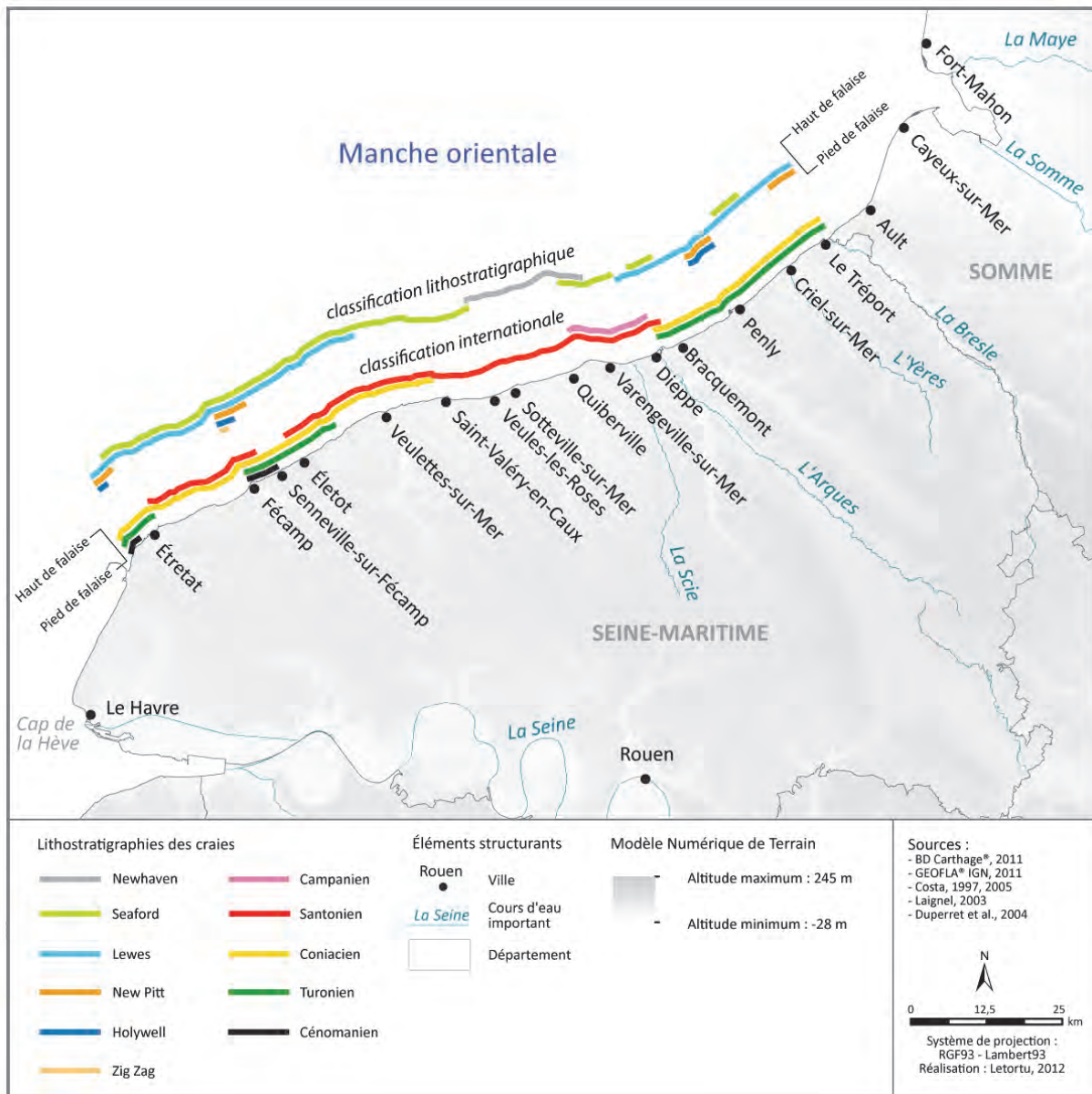


Figure 1.10 : Affleurement des craies du cap d'Antifer au Tréport (Costa, 1997, 2005 ; Laignel, 2003 ; Duperret et al., 2004)

1.2.2. Propriété physique des craies du Crétacé supérieur

Ces différents étages s'accompagnent de quelques contrastes de résistance subtils. Or, cette capacité de résistance va directement influencer sur l'efficacité, ou non, des principaux agents d'érosion mécanique et physico-chimique. La détermination de cette résistance est souvent basée sur deux propriétés physiques : la densité, la porosité/perméabilité. Ces caractéristiques physiques varient d'un étage à l'autre (Figure 1.11) (Laignel, 2003 ; Mortimore et al., 2004).

De manière générale, la craie est d'autant plus fragile que sa porosité est haute et sa densité faible (Figure 1.11). Des changements cycliques dans la craie (cycles d'humectation/dessiccation par exemple) aboutissent, à terme, à la diminution de la densité rocheuse (perte progressive de masse rocheuse). Les tensions subies par le massif crayeux se concentrent alors en des points particuliers favorisant la rupture. En synthèse et au regard de la

Figure 1.11, les craies les plus sensibles sont celles du Campanien et du Santonien et, dans une moindre mesure, le Coniacien.

Étages stratigraphiques	Faciès	Porosité %	Perméabilité millidarcy	Densité
Cénomanién	craie noduleuse, marne plus ou moins sableuse, craie grise argileuse, craie argileuse glauconieuse plus ou moins sableuse, craie plus ou moins argileuse et plus ou moins sableuse	15,4 à 41,3	0,1 à 13,1	1,6 à 2,1 (craie noduleuse 1,8 à 2,4)
Turonien	Turonien sup : craie grisâtre, blanchâtre légèrement argileuse Turonien inf, moy : craie grise argileuse Turonien inf, moy, sup : craie noduleuse	26,3 à 47	0,1 à 4,1	1,7 à 2,1 (Ts : 1,7 à 1,9) (Ti,m : 1,9 à 2,1) (craie noduleuse 1,9 à 2,4)
Coniacien	craie blanche (faciès dominant) craie blanchâtre légèrement argileuse (essentiellement à la base) craie noduleuse (essentiellement à la base)	22,6 à 38,3	1,1 à 2,6	1,6 à 1,7 1,8 à 1,9 (craie noduleuse 1,9 à 2,4)
Santonien	craie blanche craie noduleuse très rare	40,2 à 45,6	3,5 à 5,6	1,6 à 1,8 (craie noduleuse 1,9 à 2,2)
Campanien	craie blanche	43,4 à 45	3,8 à 6,5	
Totalité des étages et faciès de craies				
Maximum		47	13,1	2,1 (craie noduleuse 2,4)
Minimum		15,4	0,1	1,6

Figure 1.11 : Synthèse des caractéristiques physiques des craies de l'Ouest du Bassin de Paris (d'après Laignel, 1997, 2002 ; Laignel et al., 2006)

Au-delà des caractéristiques lithologiques et physiques, le réseau de fracturation (micro et macro-fissuration) est essentiel. Selon l'orientation des fractures et la densité de fracturation, le massif crayeux peut être affecté par un « pré-découpage » favorable à l'instabilité. Cependant, cette caractéristique ne peut pas être étudiée en raison de l'absence de données continues dans l'espace et à échelle fine (tronçons de 100 m par exemple).

1.2.3. Morphologie de détail des falaises haut-normandes

Ces subtiles variations de résistance entre les étages de craie peuvent être à l'origine d'érosions différentielles se retrouvant dans le profil des falaises.

Nous retrouvons tout au long du littoral haut-normand (cap d'Antifer/Le Tréport), trois grands types de falaises :

1) le premier type correspond aux falaises dites simples qui sont les plus fréquentes. Ces dernières sont composées en majorité de craies du Coniacien et du Santonien bien stratifiées, qui lui confèrent sa verticalité. Elles sont parfois entaillées à leur sommet par de profonds entonnoirs de dissolution (Costa, 1997) (Figure 1.12) ;

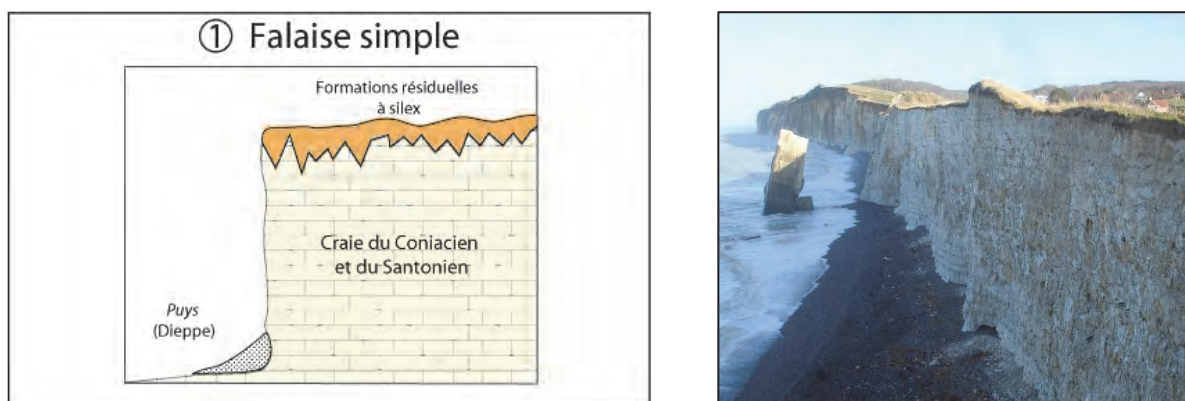


Figure 1.12 : Falaise simple (Costa, 2005) et l'exemple de Sainte-Marguerite-sur-Mer (Letortu, 17/01/2010)

2) le second type est dit à piédestal résistant. Les escarpements sont généralement constitués d'un « ressaut basal » (Costa, 1997) correspondant à l'affleurement du Turonien, voire localement du Cénomaniens plus résistant. Aussi, au sommet ou au centre, on constate souvent des craies du Coniacien et du Santonien. Le reste de la falaise et le pied sont constitués de craies plus marneuses (plus résistantes). Ces falaises se situent à Étretat, entre Yport et Senneville-sur-Fécamp, et entre Belleville-sur-Mer et Mesnil-en-Caux (Costa, 1997) (Figure 1.13) ;

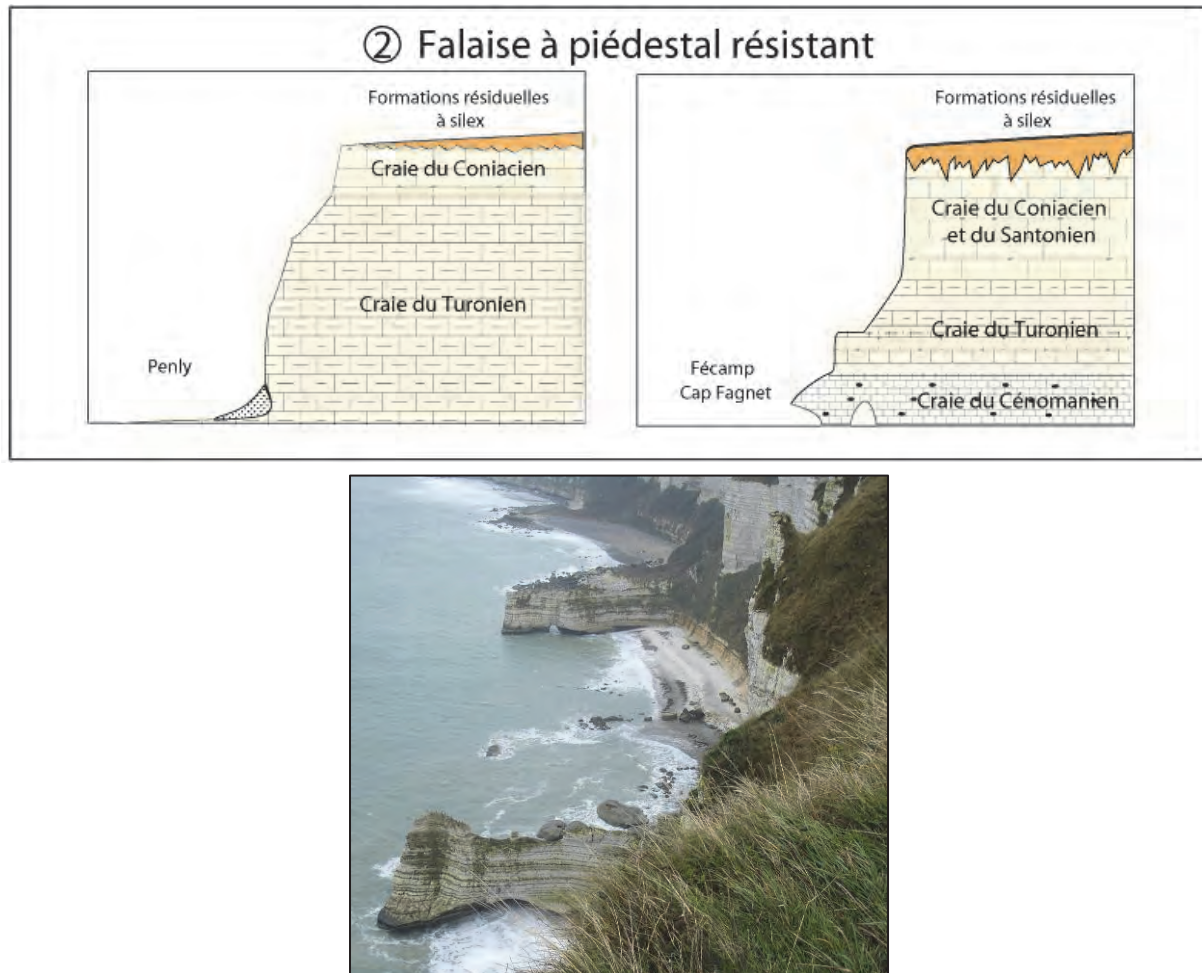


Figure 1.13 : Falaise à piédestal résistant (Costa, 2005) et l'exemple au cap Fagnet (Letortu, 20/11/2009)

3) le troisième type est représenté par les falaises dites complexes. Elles s'observent sur quelques kilomètres entre Sotteville-sur-Mer et Pourville-sur-Mer, et près de Criel-sur-Mer (*Bois de Cise*). Elles se caractérisent, à leur base, par des craies du Coniacien et du Santonien, surmontées par des terrains meubles sablo-argileux, en haut de la falaise. Ces dernières se composent de trois arrière-falaises avant l'abrupt terminal crayeux (Costa, 2005) (Figure 1.14).

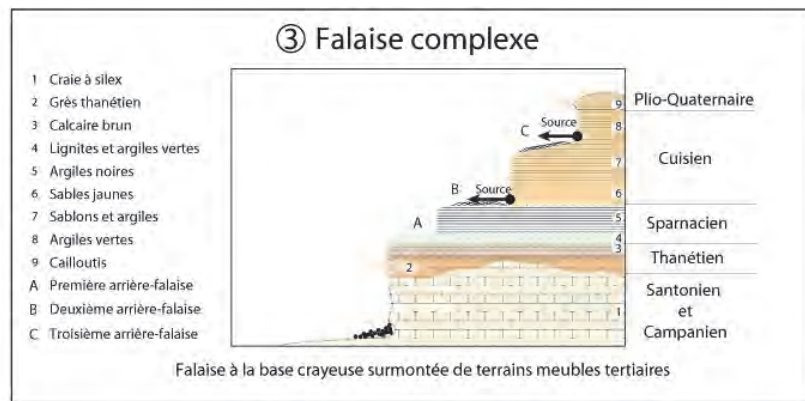


Figure 1.14 : Falaise complexe (Costa, 2005) au cap d'Ailly

1.3. Le système falaise/plate-forme d'érosion marine/cordon de galets haut-normand

Le littoral compris entre Antifer et Le Tréport est donc constitué de falaises crayeuses au pied desquelles se développe une plate-forme d'érosion marine d'une largeur moyenne de 200 m et de faible pente. Cette dernière est localement recouverte, notamment dans sa partie supérieure par un cordon de galets plus ou moins épais. Ces trois modelés sont en fait indissociables parce que leur évolution est interdépendante, mais sur des pas de temps variés.

Le recul des falaises détermine la largeur et la pente de la plate-forme. Cette dernière influence l'intensité des facteurs hydrodynamiques et donc, partiellement, les vitesses d'évolution de l'abrupt. Le cordon de galets est lié, à la production de silex issue de l'ablation des falaises, et, dans une moindre mesure, du platier rocheux. Son volume, dicte l'efficacité des actions marines sur les falaises.

1.3.1. Les plates-formes d'érosion marine : morphologie et interaction avec les falaises

Leur aspect général est assez homogène et correspond à une surface rocheuse légèrement inclinée vers la mer (pente de 0,2 % au Tréport à 2 % au cap d'Antifer). Leur largeur est comprise entre 100 et 350 m, et est particulièrement importante au nord de Saint-Valéry-en-Caux et jusqu'au Tréport.

Ces plates-formes sont parfois caractérisées, dans leur partie terminale, par des abrupts métriques, voire plurimétriques. Cette rupture de pente brutale correspond au « low tide cliff » des anglo-saxons, parfois interprétée comme la position d'un paléorivage (Trenhaile, 1983 ; Sunamura, 1991 ; Regard et al., 2012).

De nombreux auteurs soulignent l'importance des plates-formes dans la dynamique régressive des falaises, au travers de leur largeur et de leur rugosité (Zenkovitch, 1967 ; Trenhaile et al., 1999 ; Stephenson et Kirk, 2000) et que la vitesse du recul de la falaise est inversement proportionnelle à la largeur de la zone intertidale (Guilcher 1954 ; Sunamura, 1992 ; Costa et al., 2002a ; Hénaff et al., 2002a).

1.3.2. Le cordon de galets : une accumulation de haut de plage

Les formes d'accumulation haut-normandes et picardes peuvent avoir plusieurs formes : flèches libres ou bien cordons adossés à des perrés au débouché des vallées ou au pied des falaises. Les cordons adossés sont principalement présents en Seine-Maritime et en Somme et constituent une forme de haut de plage.

Ces formes d'accumulation de haut de plage ont une largeur moyenne de 40 m. Leur base se situe à 3 m environ au-dessus des plus basses mers, et leur crête vers 2 à 3 m au-dessus des plus hautes mers (Costa, 2005). Mais, la distribution des galets est hétérogène (Figure 1.15).



Figure 1.15 : Cordon de galets adossé au perré à Pourville-sur-Mer (commune d'Hautot-sur-Mer) (Letortu, 28/06/2010)

Au pied des falaises, la largeur des cordons de galets est plus faible (15-20 m) et leur épaisseur n'excède pas 2 à 3 m. Au débouché des vallées, où ils sont adossés à des ouvrages de défense contre la mer de type longitudinal (digue ou perré), leur largeur peut dépasser les 100 m, et leur épaisseur 11 m (jetée de Dieppe, Costa et Delahaye, 2005).

Alors que la répartition était homogène entre le pied des falaises et les plages d'accumulation jusque dans les années 1970 (LCHF, 1972), les stocks de galets en présence semblent se concentrer désormais sur les plages d'accumulation (Costa, 1997). Cette évolution est-elle toujours d'actualité ? La réponse à cette question est d'importance en termes de gestion du risque puisqu'un cordon de galets volumineux est plus à même de faire face aux fortes conditions d'agitation marine.

La dimension moyenne des galets constituant les plages haut-normandes est de l'ordre de 40 à 75 mm et dépasse rarement 140 mm. Le suivi granulométrique mené sur quelques-unes de ces plages montre que la répartition des sédiments dans le profil peut évoluer entre deux marées (Costa, 2005). Par ailleurs, les cordons de galets ne sont pas entièrement constitués de galets. Il existe plusieurs fractions granulométriques (galets, graviers, sables) (Carter et Orford, 1980). Ces caractéristiques granulométriques et de pente font de ces accumulations, des plages dites composites (Jennings et Shulmeister, 2002).

Enfin, ces plages de galets se distinguent aussi par leurs réponses morphologiques aux conditions hydrodynamiques. Définis comme étant morphologiquement réfléchissantes (Short et Wright, 1984 ; Nicholls et Wright, 1991 ; Dolique, 1998 ; Short, 1999, 2001), les cordons de galets peuvent constituer, de par leur adaptation morphologique aux conditions hydrodynamiques, un « tampon » protecteur face aux fortes vagues et aux submersions marines. Cependant, en Haute-Normandie, la majorité des cordons sont adossés à des ouvrages longitudinaux de défense (digues, perrés). L'adaptation morphologique aux conditions d'agitation est perturbée par la réflexion des vagues de tempête (Paskoff, 1985 ; Carter, 1988 ; Costa, 1997 ; Morel, 1997 ; Orford et al., 2001). Ces vagues réfléchies sur les perrés produisent des tris granulométriques et engendrent un abaissement du profil de plage qui favorise les franchissements par la mer (Costa, 1997, 2005). Ce fonctionnement spécifique sera étudié dans le chapitre 12 consacré aux submersions marines.

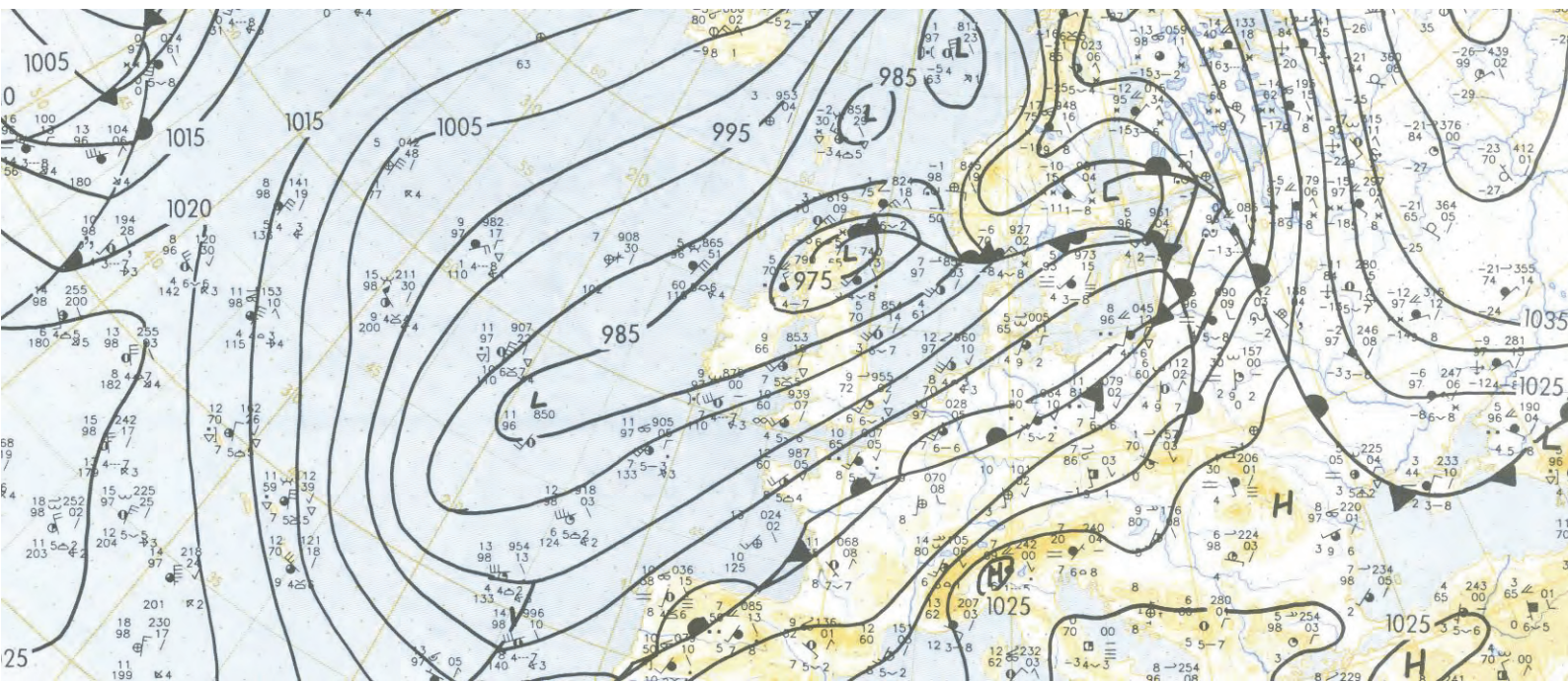
CONCLUSION DU CHAPITRE 1

Entre la baie des Veys et la baie de Somme, le littoral étudié présente des **morphologies variées** : des côtes basses et des côtes à falaises.

Les **côtes basses** (sableuses et/ou à galets) se situent **au droit des vallées drainées** ou sèches et sont parfois associées à des marais littoraux. Ces **côtes d'accumulation**, généralement d'ampleur modeste, **sont également caractérisées par une topographie déprimée** (parfois inférieure d'un mètre aux pleines mers de vive-eau), **les rendant particulièrement sensibles au franchissement par la mer**. Cette sensibilité est d'autant plus grande que les plages sont adossées à des ouvrages longitudinaux de défense contre la mer. Ces derniers limitent l'ajustement des cordons aux conditions d'agitation et peuvent accentuer l'abaissement de leur profil. La fréquence et l'ampleur des submersions marines peuvent aussi être contrôlées par le dessin d'ensemble du rivage normand-picard. Il conviendra de s'interroger sur le degré d'exposition aux flux atmosphériques d'ouest perturbés des côtes calvadosiennes de direction O-E (et situées à l'est du Cotentin) et celles de Haute-Normandie et de Picardie de direction (SO-NE).

Les caractéristiques structurales régionales induisent tout au long du littoral, **l'affleurement de divers étages géologiques assez favorables à la météorisation**. Notre travail consacré à **l'érosion des falaises s'étend du cap d'Antifer au Tréport**. Ces abrupts sont taillés dans les craies du Crétacé supérieur (du Cénomaniens au Campanien). Derrière une apparente homogénéité lithologique, se cache en fait, une véritable variété de faciès, responsables de la diversité des modelés de falaises. Il s'agira, dans ce travail doctoral, de quantifier les vitesses et les rythmes de recul des abrupts (et leur répartition spatiale) qui sont suggérés par ces types de profils de falaises.

L'ensemble de ces caractéristiques confèrent à ce littoral un intérêt tout particulier pour l'étude de l'aléa « érosion côtière » et « submersion marine ». Après la présentation du cadre géomorphologique, il convient désormais de fournir des éléments d'informations sur les agents et les processus morphogéniques qui vont exploiter ce potentiel morphostructural, ainsi que les facteurs météo-marins responsables des inondations par la mer.



CHAPITRE 2 : CONDITIONS CLIMATIQUES ET MÉTÉOROLOGIQUES

2.1. Conditions climatologiques et météorologiques du secteur d'étude : fréquence/intensité/durée d'action

2.2. Les divers agents d'érosion retenus pour l'étude du déclenchement des mouvements gravitaires : représentativité de la période étudiée (2002-2009) et conjonctures (écarts à la tendance)

INTRODUCTION

Au-delà des facteurs internes déterminant un potentiel morphostructural favorable à la météorisation, la paroi est soumise à des agents exogènes, externes. Ce sont les actions continentales ou subaériennes qui sont spécifiques sur le littoral. Les conditions climatiques et météorologiques (paramètres hydriques et thermiques) sont essentielles dans le façonnement des rivages rocheux et notamment dans le déclenchement des mouvements gravitaires. Ces caractéristiques thermiques et pluviométriques correspondent parfois à des types de temps induisant la mise en action d'autres processus d'érosion. Aux types de temps à gel ou à grands abats d'eau pouvant affecter l'équilibre dynamique de l'abrupt crayeux, sont parfois associés des vents, induisant une houle qui agit au pied des falaises. La houle lorsqu'elle est conjuguée à une marée de vive-eau favorise les inondations par la mer

Le littoral normand et picard, situé de part et d'autre du 50°N, appartient au domaine tempéré océanique. Ce climat « tempéré de façade ouest » se caractérise par de faibles contrastes thermiques et des précipitations relativement homogènes tout au long de l'année. **Au-delà d'une présentation des caractéristiques généralisées et moyennes, se cache un climat plus complexe, marqué par une forte variabilité temporelle et spatiale de ces paramètres, et par quelques « excès » qu'il convient d'étudier.**

Dans un premier temps, les conditions climatologiques et météorologiques seront présentées en insistant sur les variations de fréquence, d'intensité, et de durées d'action des températures, des précipitations, et du vent. Ces paramètres n'agissant pas de manière cloisonnée, nous présenterons les types de temps afin d'évaluer les combinaisons de facteurs les plus fréquentes. Par ailleurs, l'influence du contexte géographique sera abordée au travers de l'étude du degré d'exposition du rivage aux vents forts d'afflux. Dans un second temps, afin de s'assurer de la représentativité de la période étudiée (2002-2009), notamment pour les agents et les processus d'érosion jugés responsables du déclenchement des mouvements gravitaires, une analyse a été menée à la lumière de la normale climatique. De même, nous présenterons l'intérêt de réfléchir en termes de précipitations efficaces (qui nécessitent le calcul du bilan hydrique).

2.1. Conditions climatologiques et météorologiques du secteur d'étude : fréquence/intensité/durée d'action

2.1.1. Présentation générale

Entre les hautes pressions subtropicales (au sud) et les basses pressions subpolaires (au nord), l'Europe occidentale subit en règle générale un flux d'ouest provenant de l'Atlantique. Il est rythmé par le passage de perturbations plus ou moins actives selon la saison. En hiver, la migration vers le sud et le creusement de la dépression d'Islande sont synonymes d'un surcroît d'humidité et de vent dans une ambiance relativement douce, alors qu'en été, la remontée vers le nord de l'anticyclone des Açores assure un temps plus agréable, même s'il n'est pas totalement exempt de séquences perturbées (Figure 2.1).

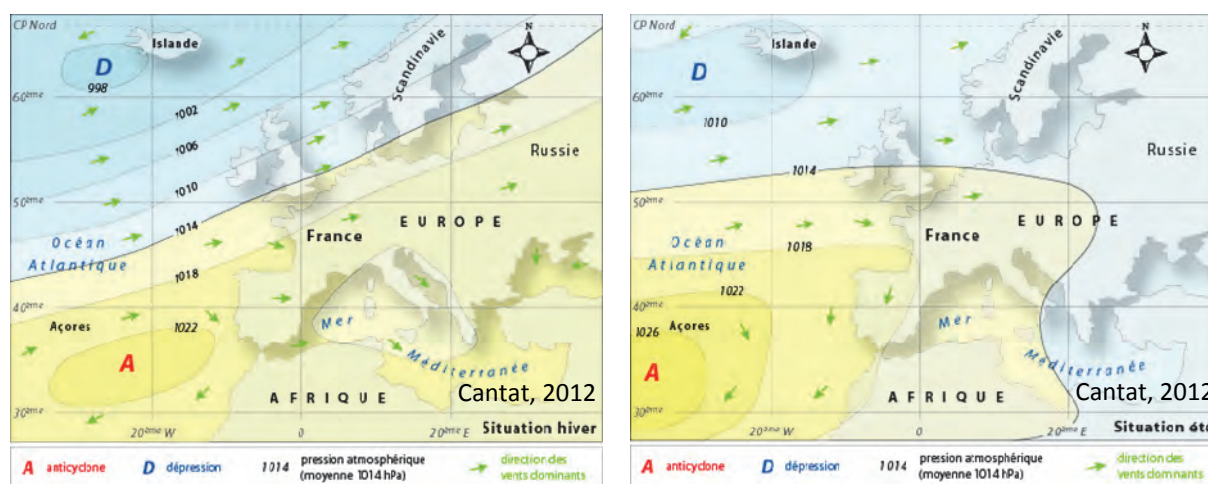


Figure 2.1 : Types de circulation dominante en hiver et en été (Cantat et al., 2012a)

De part et d'autre du 50^{ème} parallèle nord, le climat des côtes du Calvados, de la Seine-Maritime et de la Somme peut être caractérisé par (données Météo-France, 1971-2000) :

1) la douceur et la faible amplitude saisonnière des températures mensuelles (températures moyennes annuelles de 10,5°C, dont 5°C en janvier, et 17°C en juillet à Dieppe²). Ces températures moyennes décroissent légèrement du Calvados à la Somme (moyenne annuelle de 10,9°C à Caen-Carpiquet³) en raison des variations latitudinales ;

2) la régularité des précipitations avec 130 jours de pluies/an, même si l'automne et le début de l'hiver sont les mois les plus humides. Le cumul annuel est d'environ 700 mm pour le Calvados, et de 800 mm pour la Seine-Maritime et la Somme avec un été arrosé (respectivement 300 et 400 mm) (Figure 2.2) ;

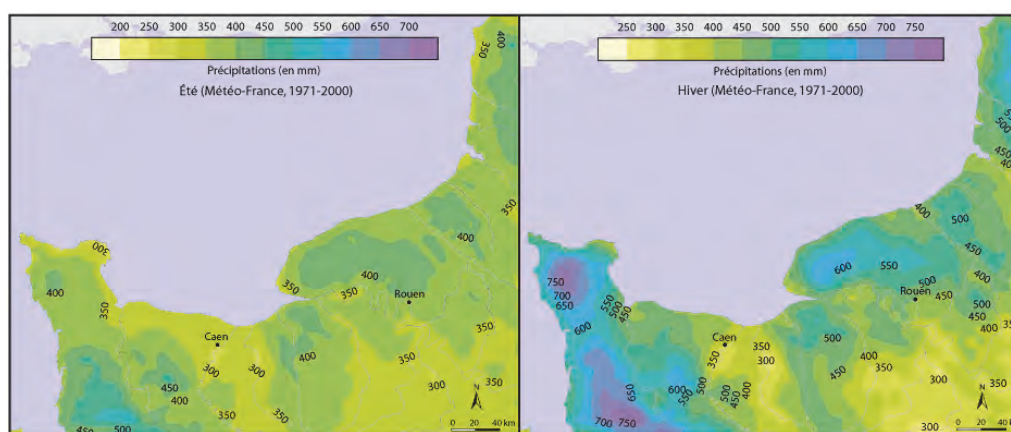


Figure 2.2 : Cumul des précipitations en été et en hiver (Météo-France, 1971-2000)

² La station météorologique de Dieppe est de type 0 (station professionnelle avec observation humaine, sur place, de temps sensible), localisée à 38 m d'altitude sur le plateau crayeux (49°56'N ; 1°05'E). Préalablement expertisée d'un point de vue météorologique et environnemental afin d'évaluer sa fiabilité et sa représentativité géographique, cette station sera la référence pour le littoral haut-normand étudié.

³ La station météorologique de Caen-Carpiquet est de type 0, localisée à 67 m sur le plateau calcaire (49°11'N ; 0°27'O). Cette station est utilisée ici pour fournir les caractéristiques climatiques sur une normale, mais, en raison de l'expertise météorologique et environnementale menée préalablement, la station de référence sur le littoral calvadosien est Bernières-sur-Mer (2 m d'altitude, 49°20'N ; 0°26'O, mise en service depuis août 2001), de type 1 (station avec observation humaine, non professionnelle ou à distance, de temps sensible).

3) La fréquence et la violence des vents (seulement 5,7 % de vent calme), avec un vent moyen annuel de 5,2 m/s à Dieppe. Ce vent est de direction dominante d'ouest (de sud-ouest à nord-ouest), notamment de novembre à février (plus de 15 % des vents tri-horaires ≥ 8 m/s, sur la période 1981-2010 à Dieppe) (Figure 2.3).

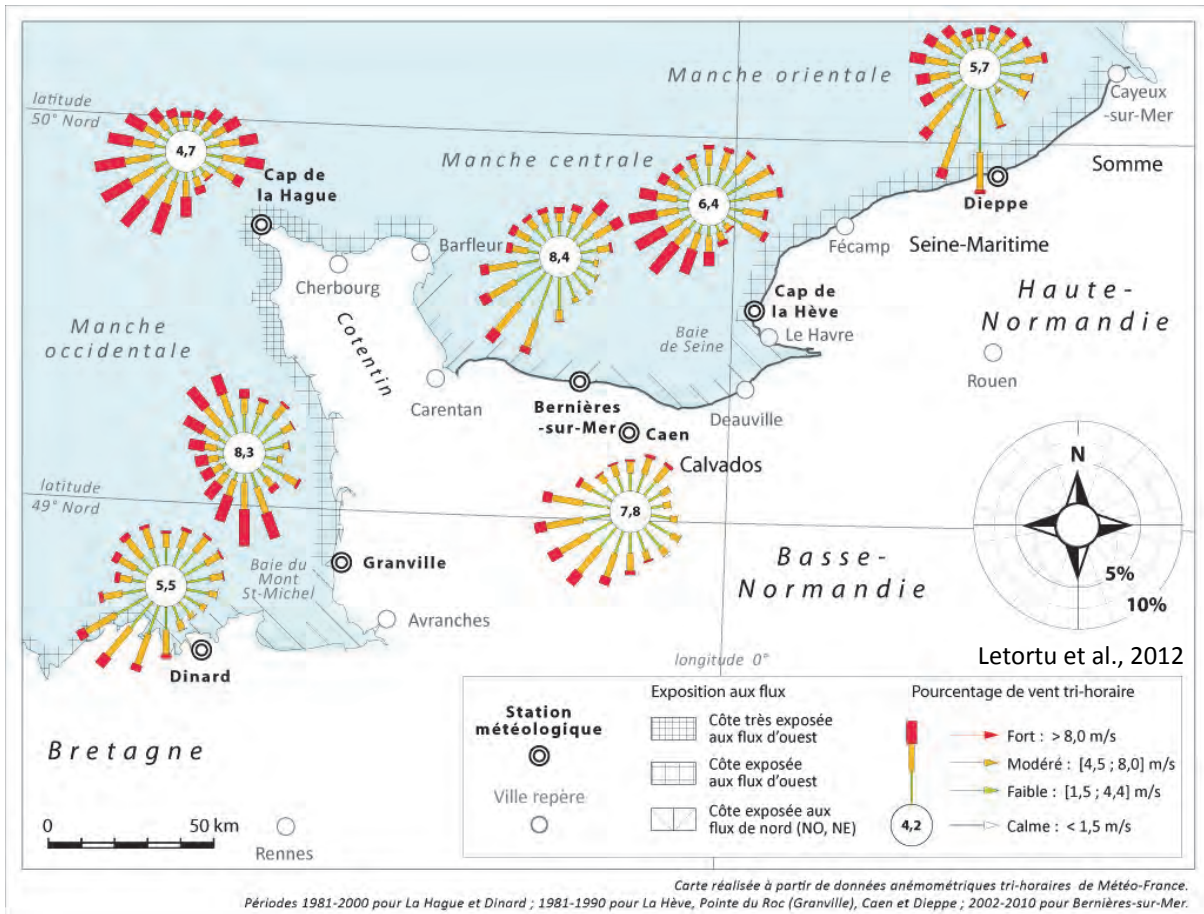


Figure 2.3 : Diversité régionale du vent tri-horaire sur la période 1981-2010, et exposition aux flux de composante ouest à nord-est sur les côtes de la Manche (Letortu et al., 2012)

2.1.2. Types de circulations et types de temps

Les conditions thermiques et pluviométriques ne doivent pas être étudiées séparément. Elles se combinent à travers des types de temps (induits par des types de circulations) qui peuvent avoir également des conséquences sur les agents et les processus marins. À l'échelle synoptique de l'Atlantique nord et de l'Europe, les types de circulations atmosphériques ont fait l'objet d'une classification à partir des travaux de P. Hess et H. Brezowsky (1969). Cette dernière repose sur l'analyse des champs de pression au niveau de la mer et du géopotential à 500 hPa. Cette classification identifie 29 types de circulations (GWL : Grosswetterlagen), regroupés en trois classes (circulation zonale, mixte et méridienne), ou en cinq grands types (GWT : Grosswettertypen). Ces données sont disponibles sur la période 1948-2009 (Werner et Gerstengarbe, 2010) et nous permettent d'apprécier, à l'échelle synoptique, les combinaisons d'agents (précipitations, variations thermiques) susceptibles de participer à l'érosion des abrupts crayeux, et à la survenue des submersions (vent, conditions d'agitation marine).

Sur la période 1981-2009, la classification fait ressortir l'importance de la circulation atmosphérique d'ouest (27,5 %, dont près de la moitié sont cycloniques, WZ) suivies de celles de nord-ouest et de nord (27 %, dont le quart correspond aux circulations cycloniques de sud-ouest, SWZ). La partie occidentale de l'Europe est particulièrement exposée aux influences des dépressions océaniques, et donc, aux types de temps perturbés qui dominent approximativement les 2/3 de l'année (Pédelaborde, 1958 ; Trzpit, 1970).

Trois principaux types de situations synoptiques, à l'échelle de l'Atlantique nord, sont à l'origine des vents forts d'afflux en Manche orientale et centrale.

Le creusement d'une profonde dépression et la formation corrélative d'un gradient barométrique marqué aboutit à des vents forts de composante ouest affectant la Seine-Maritime et la Somme. L'exemple du 10/03/2008 (18 h UTC) en est l'illustration. La carte synoptique des champs de pression montre, pour ce cas, une dépression mobile de front polaire (965 hPa) centrée sur l'Angleterre, et des hautes pressions subtropicales à 1025 hPa basées sur leur aire d'origine, les Açores (Figure 2.4).

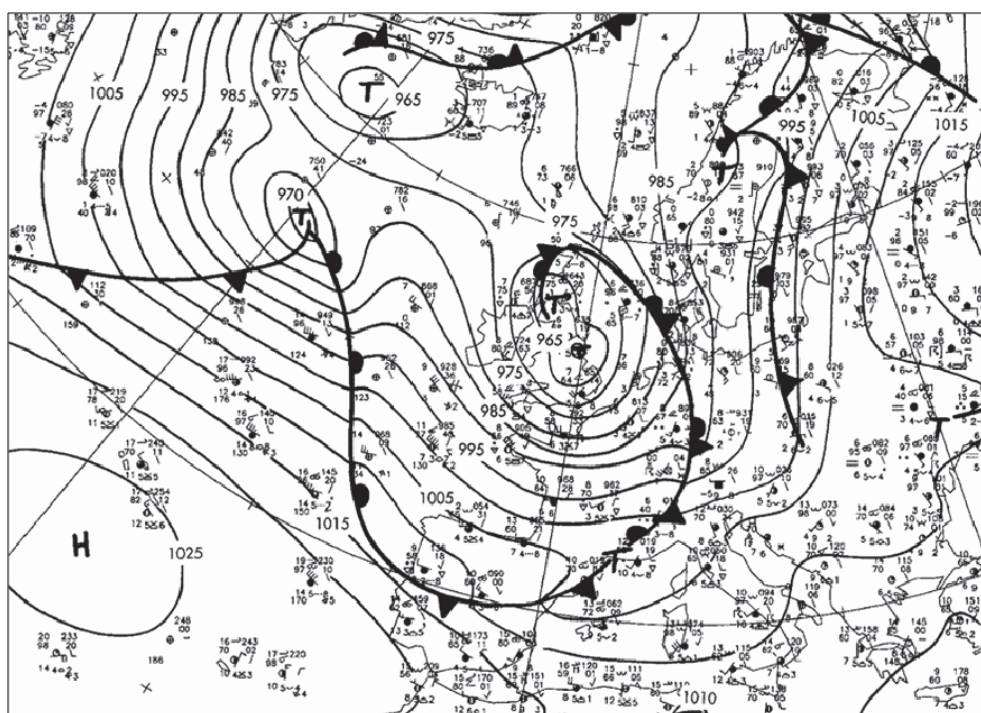


Figure 2.4 : Situation synoptique générant un fort vent de composante ouest en Manche. Exemple du 10/03/2008 à 18 h UTC, d'après les archives de la météorologie allemande (<http://www.wetter3.de>)

Entre ces deux centres d'action, la force du gradient et la force de Coriolis produisent un flux d'ouest très rapide et durable à hauteur de la Manche, comme en témoigne la force des vents au cap de La Hague⁴ entre 12 h et 24 h UTC (Figure 2.5).

⁴ La station météorologique de La Hague (Auderville) est de type 0 (station professionnelle avec observation humaine, sur place, de temps sensible), localisée à 6 m d'altitude (49°44'N ; 1°56'O). Cette station est parfois utilisée pour caractériser les conditions anémométriques générales dans le bassin de la Manche, car sa position est exempte de facteurs géographiques locaux, et pleinement ouverte aux flux atmosphériques (sans influence continentale).

LA HAGUE		12H	13H	14H	15H	16H	17H	18H	19H	20H	21H	22H	23H	24H
direction du vent moyen	en °													
force du vent moyen	en km/h	61	61	73	73	80	73	58	58	65	80	76	76	65
force rafale maximale	en km/h	87	95	112	115	126	112	104	91	108	108	111	108	108

Figure 2.5 : Force et direction du vent moyen et force de la plus forte rafale au cap de La Hague, le 10/03/2008 (d'après données Météo-France) (Cantat et al., 2012b)

Les vents forts de nord-est affectant la côte occidentale du Calvados correspondent à deux types de situations synoptiques distinctes. L'un est associée à la proximité de basses pressions (Figure 2.6), l'autre à de hautes pressions (Figure 2.7).

Pour le premier type (cas du 23/12/2010, Figure 2.6), une vaste dépression (< 995 hPa) en lien avec un thalweg d'altitude vient se centrer sur la France, contrastant avec la dorsale anticyclonique s'étirant sur l'Atlantique, des Açores au nord du Royaume-Uni (> 1020 hPa). L'enroulement des vents autour des basses pressions occasionne un flux de composante est sur la Manche. Le temps se caractérise par un vent soutenu de nord-est, des températures froides et des précipitations sous forme de pluie ou de neige fondante.

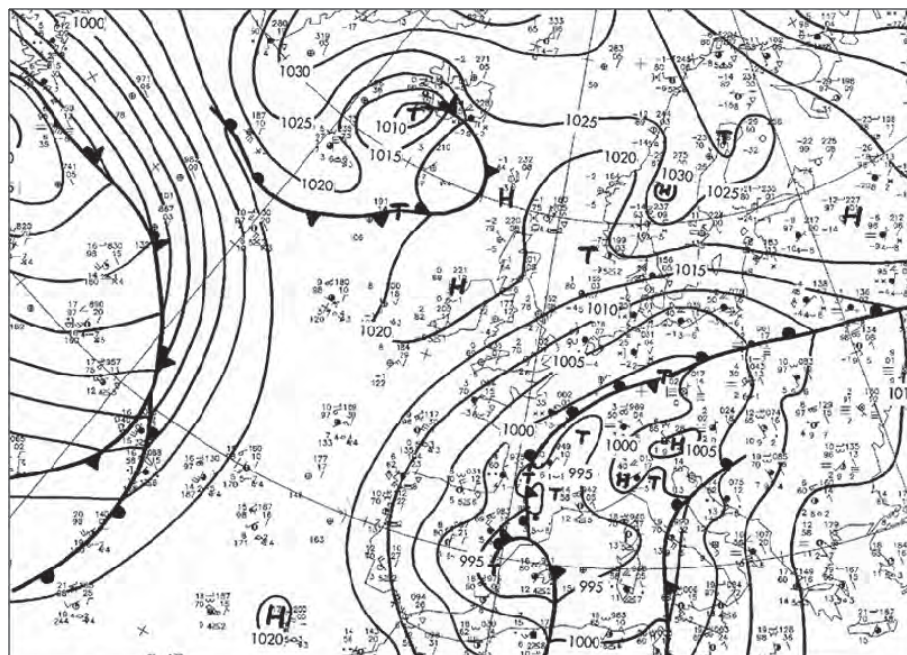


Figure 2.6 : Situation synoptique générant un fort vent de nord-est en Manche. Exemple du 23/12/2010 à 12 h UTC, d'après les archives de la météorologie allemande (<http://www.wetter3.de>)

Pour le second type (exemple du 10/03/2010, Figure 2.7), un anticyclone relativement puissant (> 1030 hPa) positionné sur l'Angleterre dirige un flux de composante est, s'écoulant de l'Europe centrale à l'Atlantique. La force du vent est accentuée sur la Manche en raison du resserrement du gradient avec la dépression centrée en Méditerranée, en cours de comblement (> 1005 hPa). Le vent et les températures froides pour la saison sont en partie compensés dans la journée par la présence d'un très large ensoleillement (beau temps anticyclonique) (Cantat et al., 2012b).

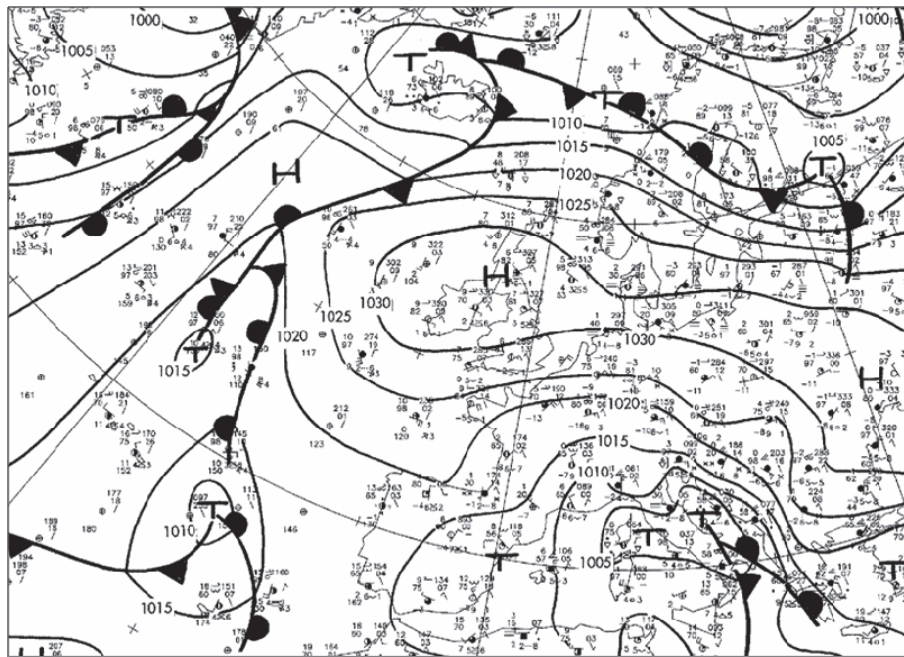


Figure 2.7 : Situation synoptique générant un fort vent de Nord-est en Manche. Exemple du 10/03/2010 à 12 h UTC, d'après les archives de la météorologie allemande (<http://www.wetter3.de>)

Bien que moins forts que les grands courants d'ouest, ces vents de nord-est, par leur durée d'action (effet cumulatif), peuvent former une mer agitée souvent morphogène (leur efficacité sur la mer est accrue par un fetch supérieur à 200 km entre le détroit du pas de Calais et la presqu'île du Cotentin) (Figure 2.8).

le 23 décembre 2010						le 10 mars 2010							
BERNIERES/MER		à l'arrière de basses pressions					BERNIERES/MER		sous des hautes pressions				
		06H	09H	12H	15H	18H			06H	09H	12H	15H	18H
pression	en Hpa	1004	1004	1005	1005	1006	pression	en Hpa	1024	1024	1023	1022	1023
direction du vent moyen	en °	↙	↙	↙	↙	↙	direction du vent moyen	en °	↙	↙	↙	↙	↙
force du vent moyen	en km/h	45	43	44	44	48	force du vent moyen	en km/h	44	49	53	49	46
force rafale maximale	en km/h	72	66	62	63	74	force rafale maximale	en km/h	58	67	80	70	68

Figure 2.8 : Pression atmosphérique, force et direction du vent moyen et force de la plus forte rafale à Bernières-sur-mer, le 23 décembre 2010 et le 10 mars 2010 (d'après données Météo-France) (Cantat et al., 2012b)

Si la force des vents est sensiblement identique dans les deux cas, le risque de submersion est accentué pour les types de situations du 23/12/2010. Les basses pressions provoquent une élévation du niveau marin théorique (surcote barométrique).

2.1.3. Fréquence/intensité/durée d'action

Les caractéristiques générales évoquées précédemment masquent une variabilité intra et interannuelle des conditions météorologiques rencontrées le long du littoral étudié, en raison d'une dynamique météorologique littorale active (Figure 2.9).

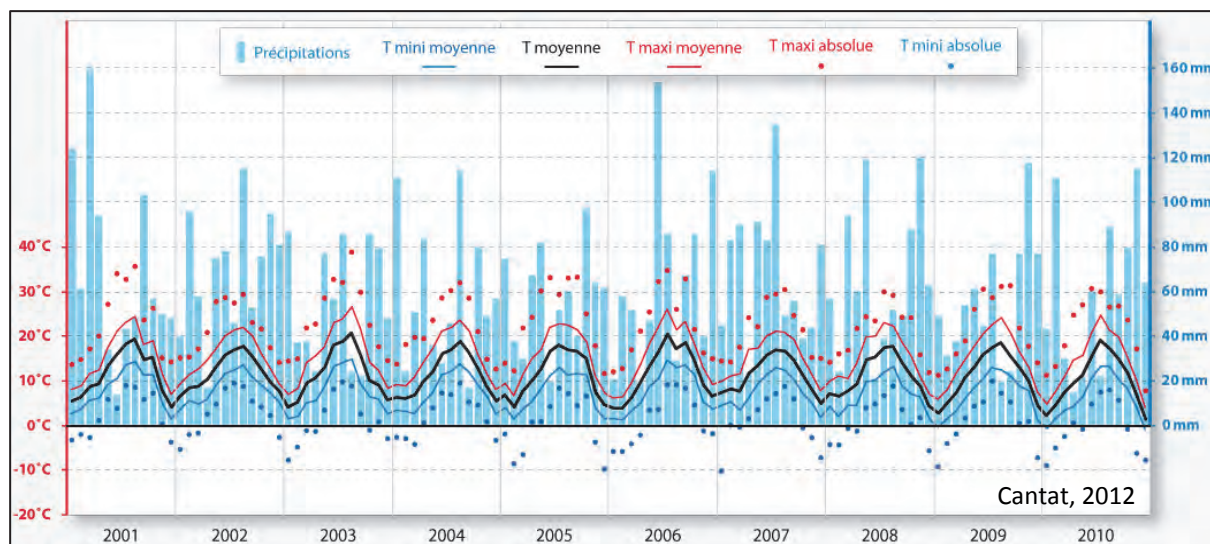


Figure 2.9 : Variabilité des températures et des précipitations dans la Plaine de Caen entre 2001 et 2010 (Cantat, 2012 in DREAL, sous presse)

À titre d'exemple, pour le site de Dieppe, de ce travail ressort :

- pour les températures : durant 87 % de l'année, les températures journalières maximales oscillent entre 1 et 24°C (1971-2000). Celles-ci sont plus élevées ($\geq 25^{\circ}\text{C}$) seulement 2 % de l'année (soit 7 jours/an, entre juin et septembre), et une seule journée par an dépasse les 30°C. Quant aux températures froides ($\leq 0^{\circ}\text{C}$), celles-ci représentent 9 % de l'année (soit 32 jours/an), entre octobre et avril. En collaboration avec O. Cantat, une analyse sur les chroniques a été réalisée (1981-2012) pour apporter des informations sur les durées d'action des facteurs météorologiques. Sur les jours de gel, 77 % des cas se produisent durant au moins deux jours consécutifs (soit 7% de l'année). Les séquences mettent en évidence des périodes où le gel peut être durable (en moyenne 5 jours), et la série maximale atteint 28 jours sans dégel (de février à mars 1986). Quant à l'intensité du gel, la moitié des cas se situent entre 0°C et -2°C, l'autre inférieurs à -2°C. Des gels sévères (sous les -5°C) se produisent 5 jours/an (1 % de l'année) et atteignent parfois des températures minimales inférieures à -15°C. L'alternance des séquences (gel/dégel) est aussi importante dans la déstabilisation du matériel. Un total d'environ 28 cycles⁵ est enregistré annuellement (1981-2010) ;

- pour les précipitations : tandis que dans l'année, un peu plus d'un jour sur trois est pluvieux (130 jours de précipitations/an), cette fréquence atteint près d'un jour sur deux d'octobre à janvier. Ces pluies donnent, dans 77 % des cas, entre 1 et 5 mm d'eau. Les précipitations journalières dépassent les 10 mm seulement 6 % de l'année (soit 22 jours). L'analyse des séquences met en évidence que les précipitations agissent sur de longues durées, puisque ces dernières, sur un minimum de sept jours consécutifs, représentent 32 % de l'année. Dès lors que le seuil de précipitations est supérieur à 5 mm (cette valeur assure l'humidité au sol, même en contexte estival), les séquences de pluie, sur au moins quatre jours, s'avèrent plus rares, avec 7 % des cas (échelle annuelle). Ces précipitations, peu intenses, mais cumulées sur de longues périodes de temps, sont sujettes à préparer le massif crayeux à la rupture. Les phénomènes plus extrêmes (notamment les orages estivaux capables de générer des précipitations de plus de 55 mm en une journée) peuvent survenir et fournir également les conditions favorables au déclenchement des mouvements gravitaires ;

⁵ Un cycle d'alternance gel/dégel est comptabilisé lorsque la température minimale journalière est inférieure à 0°C et celle maximale journalière est supérieure à 0°C.

- pour le vent : les variations saisonnières dépendent du déplacement latitudinal des deux principaux centres d'action, l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande (configuration zonale). L'hiver, le rail des dépressions a une position plus méridionale qu'en été, engendrant une fréquence maximale des vents de quadrant sud-ouest à nord-ouest (Figure 2.10). En été, les vents forts sont plutôt de secteur nord (nord-ouest à nord-est) et sont moins fréquents. À Dieppe, les vents les plus fréquents, en toutes saisons et toutes forces confondues, sont de quadrant sud (38 % sur la période 1981-2010) et ouest (24 %), et dans une moindre mesure de nord-est. Ainsi, les flux de quadrant ouest et nord ne sont pas les plus fréquents, en revanche, ce sont les plus forts. Les vents les plus forts (supérieurs à 8 m/s) sont donc de secteur ouest (2,7 %) agissant de novembre à mars (Figure 2.10, soulignant aussi le caractère hautement variable des vents forts d'ouest aux intersaisons) et de nord-ouest (moins fréquents (1,8 %), mais intenses) d'avril à juin.

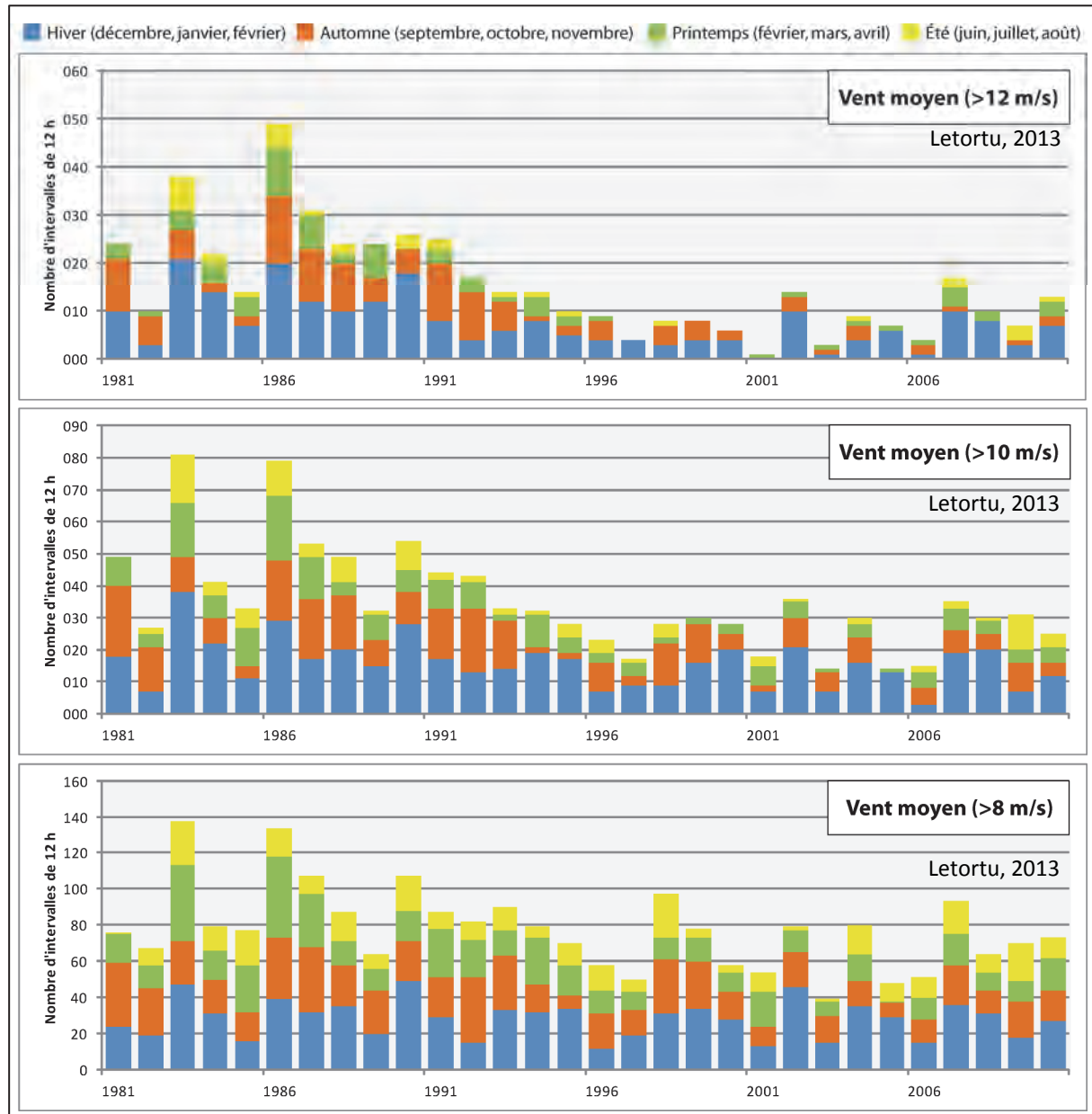


Figure 2.10 : Saisonnalité de la force des vents moyens de quadrant ouest (225-315°N, soit d'afflux à la côte) toutes les 12 h à Dieppe (1981-2010)

L'analyse des chroniques souligne que durant 10 % de l'année, les vents moyens sont forts (≥ 8 m/s) et soufflent au moins trois jours consécutifs (la durée moyenne est de 5 jours). Quant aux vents très forts, 8 % de l'année présentent au moins trois jours consécutifs de fortes rafales (≥ 16 m/s) de composante d'afflux (260° - 030° N pour Dieppe). Ces conditions anémométriques sont susceptibles de générer des conditions d'agitation marine fortes avec une attaque frontale par rapport au trait de côte. En raison des différentes orientations du rivage, le même travail a été effectué pour la station de Bernières-sur-Mer en baie de Seine (2003-2012). Les vents moyens, soufflant au moins trois jours consécutifs à plus de 8 m/s, se produisent moins fréquemment qu'à Dieppe avec 4 % de l'année (contre 5 % à Dieppe pour la même période). En revanche, les fortes rafales (≥ 16 m/s) d'afflux (300° - 060° N) sont présentes environ 14 % dans l'année.

Bien évidemment, tous ces facteurs se combinent et se relaient dans le temps et l'espace. De plus, la description de ces paramètres souligne une saisonnalité marquée, où la période hivernale concentre des précipitations fortes, des vents forts et des alternances gel/dégel (temps perturbés). C'est à cette saison que le plus grand nombre d'éboulements/écroulements et de submersions marines devrait être observé.

2.1.4. Le rôle de la configuration géographique

Les cas d'inondation par la mer sont causés par la conjonction de vents forts d'afflux, qui induisent une forte houle, associés à une pleine mer de vive-eau. Cependant, l'ampleur des dommages est conditionnée par l'exposition du littoral : notamment aux vents et houles d'afflux (perpendiculaires à la côte). Le secteur compris entre Isigny-sur-Mer et Cayeux-sur-Mer comprend une grande diversité géographique des orientations du trait de côte (chapitre 1, partie I), et donc, des expositions aux flux atmosphériques perturbés (influençant les fetchs).

Trois stations permettent d'analyser la différenciation spatiale des conditions anémométriques du littoral : le cap de la Hague, Bernières-sur-Mer et Dieppe. Vu son site parfaitement ouvert et au cœur de la Manche, la station « finistérienne » du cap de La Hague restitue bien la force et la direction des vents dus à la seule force du gradient. Elle témoigne, par comparaison, du rôle des facteurs géographiques à méso-échelle sur la vitesse et la direction des vents dans l'entonnoir menant au pas de Calais (Cantat et al., 2012a). Sur les 250 km étudiés, les différences de vents en force et direction sont notables.

Par conséquent, les côtes du Calvados orientées O-E bénéficient d'un effet d'abri (Figure 2.3) :

- aux flux de sud-ouest à nord-ouest (vents généralement forts), par protection du Cotentin (8,4 % de vent calme à Bernières contre 5,7 % à Dieppe). Cette position d'« abri » pour ces secteurs de vent s'atténue vers la partie orientale du Calvados ;

- aux flux de nord-est par « protection » du Pays de Caux. Pour ces secteurs de vent, cette position d'« abri » s'atténue vers la partie occidentale du Calvados.

A contrario, le littoral haut-normand et picard (du Havre à Cayeux-sur-Mer, orienté sud-ouest/nord-est) est fortement affecté par les flux de sud-ouest à nord-ouest pour lesquels les fetchs sont importants. Les effets des flux de nord-est sont ici moins prononcés en raison de leur direction globalement parallèle au tracé de la côte de Fécamp au Tréport, et encore plus limités dans sa terminaison occidentale (du cap d'Antifer au cap de La Hève) avec l'orientation plus méridienne du rivage.

2.1.5. Choix des stations météorologiques de référence pour l'étude

Parce que le vent est un facteur majeur, le choix des stations météorologiques pour le secteur étudié est fondamental. Il s'agit de choisir celles qui sont représentatives géographiquement, avec une exhaustivité et une profondeur temporelle suffisante pour explorer l'évolution sur plus d'une normale climatique (30 ans).

Sur le secteur haut-normand et picard, la station Météo-France du cap de la Hève (Le Havre, 100 m d'altitude, mise en service en janvier 1881) et le sémaphore de Dieppe (38 m d'altitude, mise en service en janvier 1945) sont les deux seuls postes de mesures en contexte littoral. Concernant les données anémométriques, S. Costa (1997) évoque un phénomène connu des prévisionnistes de la station du Havre, à savoir que la position de chacune des stations sous-estime des secteurs de vent. Le sémaphore dieppois minore les flux de sud, tandis que la station du cap de la Hève minimise ceux de nord. En raison de l'importance des conditions anémométriques préférentiellement d'afflux (ici d'ouest à nord-est), nous avons choisi comme référence le sémaphore de Dieppe.

Pour le Calvados, il existe une seule station en configuration littorale. Il s'agit de la station de Bernières-sur-Mer (2 m d'altitude) mise en service le 01/08/2001. Cette station littorale présente « *l'avantage d'être placée dans un environnement dégagé favorable à la fiabilité des observations (aucun effet de canalisation, absence d'obstacle autour du site). Ces raisons en font une station de qualité* » (Savouret, 2007, p 36). Le problème est sa profondeur temporelle limitée. De ce fait, nous nous sommes intéressés à la station de Caen-Carpiquet (67 m d'altitude et à 16 km du littoral) qui a l'avantage d'avoir une position proche du littoral et d'avoir été mise en service en octobre 1944. En revanche, celle-ci sous-estime considérablement les vents forts d'afflux en baie de Seine en raison des effets de rugosité. La station météorologique de Bernières-sur-Mer a été préférée.

2.2. Les divers agents d'érosion retenus pour l'étude du déclenchement des mouvements gravitaires : représentativité de la période étudiée (2002-2009) et conjonctures (écarts à la tendance)

2.2.1. Force du vent, précipitations et températures sur une normale climatique

Les paramètres météorologiques tels que le vent, les précipitations et les températures vont être présentés ici dans le cadre de la recherche des facteurs et des processus responsables du déclenchement des mouvements gravitaires entre Veules-les-Roses et Le Tréport (chapitre 9, partie III) et ce, sur la période 2002-2009. Nous avons replacé cette période dans une normale climatique (1981-2011, station de Dieppe). Conformément aux préconisations techniques de Météo-France, la période postérieure à 1981 garantit une homogénéité des séries temporelles (harmonisation des instruments et des procédures de mesure).

L'objectif est de s'assurer que ces huit années ne soient pas trop différentes du contexte climatique général. Cela pourrait nuire à la représentativité des résultats. Le recours à des données lissées, désaisonnalisées et corrigées de la tendance (définissant communément la « conjoncture » dans l'étude statistique des chroniques), permet de repérer les périodes durant lesquelles ces agents ont été particulièrement actifs, ou inactifs, par rapport à la tendance (qui correspond à 0 sur l'axe des ordonnées). Les conjonctures (écart à la tendance) ont été calculées à l'échelle mensuelle pour la force du vent moyen tri-horaire, les précipitations journalières et les températures moyennes journalières sur la durée d'une normale climatique (Figure 2.11).

Entre 1981 et 2011, chacun des agents connaît une très légère tendance à la baisse, mais elle n'est pas significative (seuil du test de signification statistique de 5%). Cette période connaît une relative stabilité, cependant elle reste marquée par une forte variabilité, inhérente aux latitudes dites tempérées.

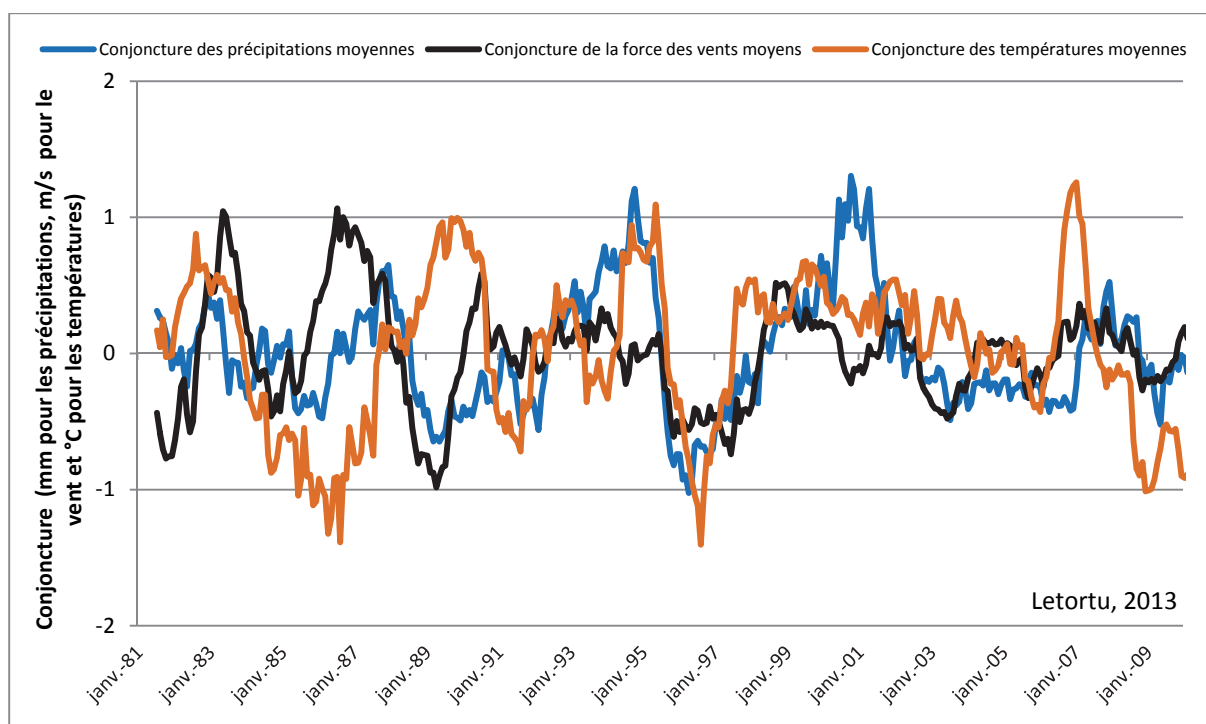


Figure 2.11 : Conjoncture des vents moyens, températures moyennes et précipitations moyennes à l'échelle mensuelle à Dieppe de 1981 à 2011 (données Météo-France). Séries corrigées des tendances et variations saisonnières respectives par lissage par moyenne mobile d'ordre 12 dans un modèle additif.

Des périodes où le vent moyen est plus fort sont mises en évidence (1983, 1986-1987, 1990 et 1999). À partir des années 2000, et donc pour la période qui nous intéresse, la variabilité diminue car les écarts à la tendance des vents moyens tri-horaires sont moins marqués (en noir sur la Figure 2.11).

Des périodes de températures plus élevées sont également visibles : 1983, 1989-1990, 1994-1995, 1998-2004, et surtout le pic de 2007 (année de la dernière canicule). À l'inverse, des périodes de températures plus fraîches existent : 1984-1987, 1991, 1996-1997 et 2008-2011. La période 2006-2011 connaît, notamment, une forte variabilité avec des alternances rapides de périodes « plus chaudes » et « plus fraîches » (en orange sur la Figure 2.11).

La conjoncture des précipitations montre des écarts positifs à la tendance en 1983, 1987, 1993-1996, 2008 (en bleu sur la Figure 2.11).

Ce travail souligne que les années 1990 connaissent une variabilité beaucoup plus marquée qu'au cours des autres décennies. Les pulsations positives de 1983 et 1987 sont proches de celles observées pour les vents. Il semblerait que les flux d'ouest perturbés aient été particulièrement actifs durant cette période. Ces derniers s'accompagnent de vents forts et de précipitations abondantes (en bleu sur la Figure 2.11). De manière générale, la période 2002-2009 est représentative de la normale étudiée (1981-2011), même si la variabilité des agents est moins forte qu'au début de la normale (sauf pour les températures moyennes fin 2006 qui sont plus fraîches).

2.2.2. De l'intérêt d'utiliser les précipitations efficaces : le bilan hydrique

Le cheminement des précipitations entre l'atmosphère et la lithosphère (avant son retour dans l'atmosphère par évaporation) s'organise dans le cadre du cycle de l'eau. Le circuit intégral de l'eau dans la nature (bilan hydrologique, cadre bleu) et les composantes d'un bilan partiel à caractère agro-climatique (bilan hydrique, cadre vert) sont présentés dans la Figure 2.12.

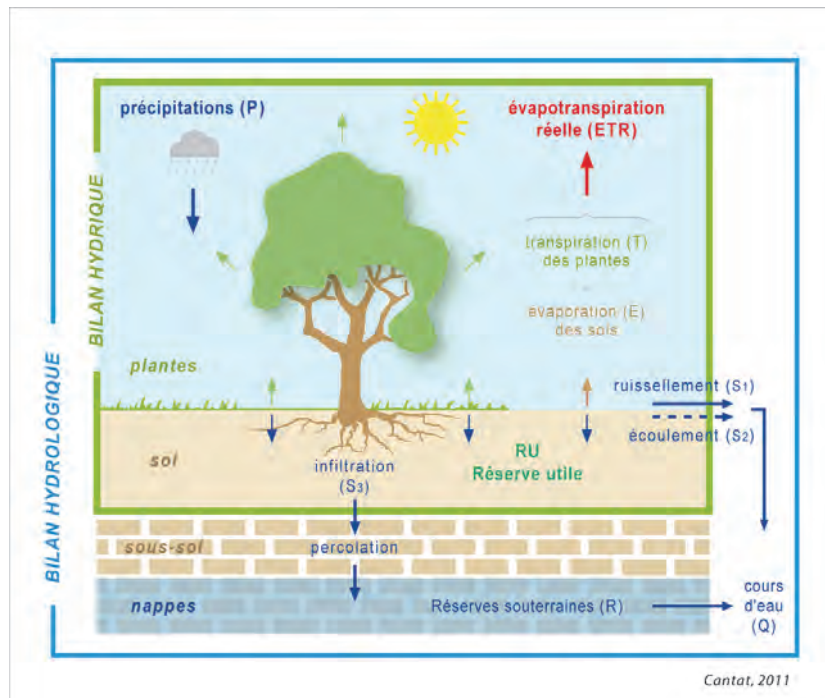


Figure 2.12 : Figure simplifiée du bilan hydrologique (cycle complet de l'eau dans la nature) et du bilan hydrique (cycle partiel de l'eau, ne prenant pas en compte les réserves souterraines profondes mais seulement celles que contient le sol agronomique, appelées réserve utile ou RU) (Lamy et al., 2013)

L'eau affectant le substrat crayeux est le résultat de précipitations brutes, dont tout ou partie a été interceptée par la végétation et le sol. Plus que les totaux pluviométriques, ce sont les quantités de précipitations affectant réellement la falaise, appelées précipitations efficaces, qui doivent être appréciées à travers la mise en place d'un bilan hydrique. Ces dernières correspondent aux précipitations brutes (P) auxquelles est soustraite l'évapotranspiration réelle (ETR).

Sur la période 2002-2009, un bilan hydrique stationnel a été calculé à Dieppe (réserve utile (RU) de 50 mm⁶ dont le comportement est à décroissance exponentielle (valeurs de précipitations de Dieppe et d'ETP de Caen-Carpique⁷).

Grâce à ce bilan, les valeurs de précipitations dites efficaces ont été obtenues à l'échelle mensuelle, décadaire et journalière, et seront préférées aux précipitations brutes dans le chapitre 9 (partie III).

⁶ À défaut d'analyse pédologique, la réserve utile est généralement fixée à 100 mm (valeur retenue à la suite des travaux précurseurs de l'agronome américain Thornthwaite), mais la faible épaisseur des sols en haut de falaise a déterminé le choix d'un seuil plus bas.

⁷ Une station intermédiaire était disponible : Saint-Gatien (près de Deauville). Mais celle-ci est située à 139 m d'altitude et est localisée près d'un aéroport entouré de bois, soit un contexte peu représentatif de la zone d'étude.

Ce bilan hydrique est aussi utile pour observer la saisonnalité des facteurs thermiques et pluviométriques évoqués dans le déclenchement des mouvements gravitaires par le biais du déficit et du surplus hydrique⁸ (eau disponible à l'infiltration et au ruissellement). Une part de ce surplus est un vecteur important d'érosion par ruissellement de surface (S1) et peut être à l'origine de mouvements de terrain, notamment dans les matériaux d'âge tertiaire et quaternaire situés en haut de falaise. L'autre partie peut s'infiltrer et percoler dans le massif crayeux (d'autant plus que celui-ci est fracturé et karstifié) *via* la porosité du sol et du sous-sol (S2) (Lamy et al., 2012). Cette part contribue à la recharge des nappes d'eau souterraines (R) qui peuvent également intervenir dans l'érosion des falaises à travers le battement du toit de la nappe (Figure 2.12).

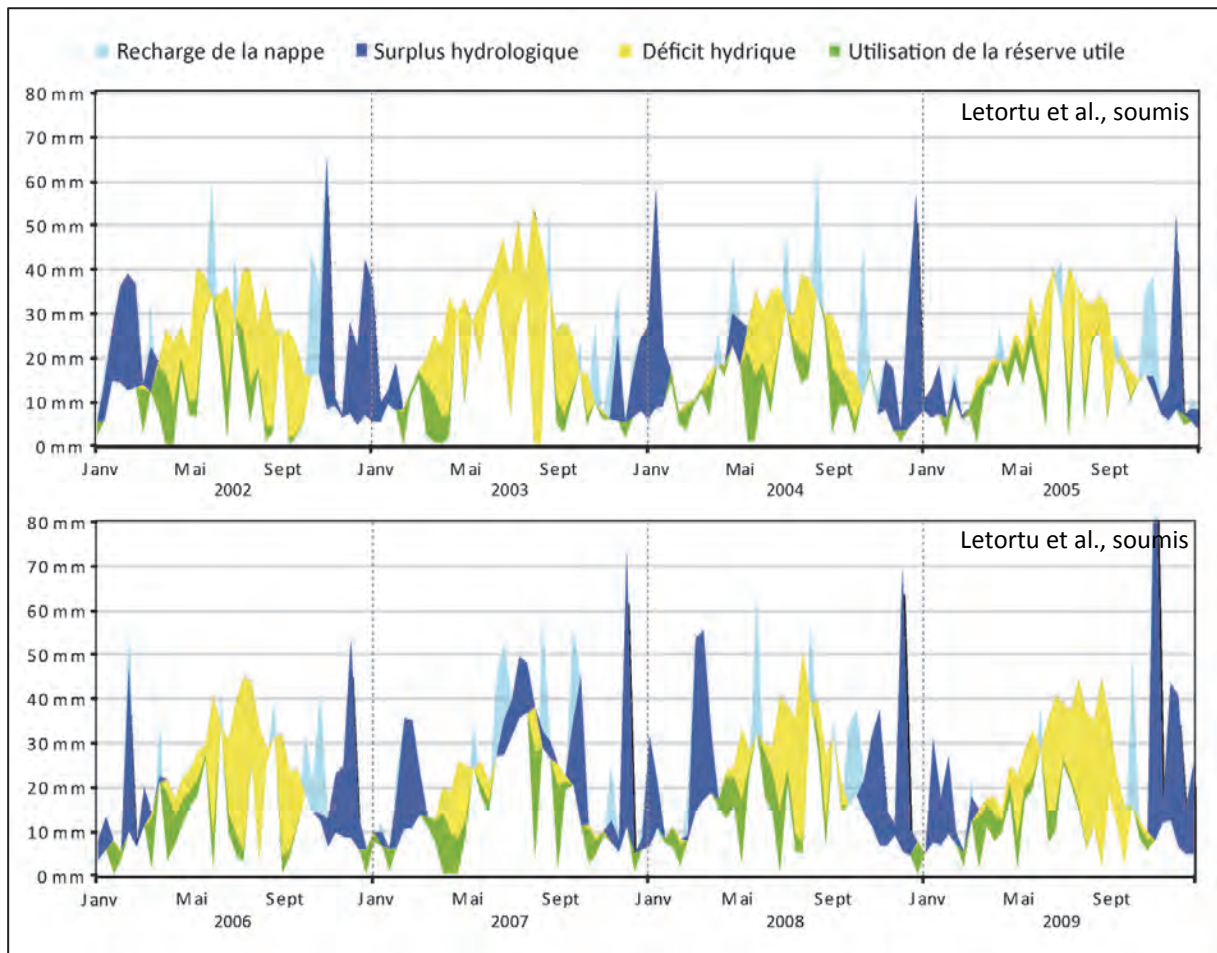


Figure 2.13 : Bilan hydrique à Dieppe sur les décades de 2002 à 2009 (Letortu et al., soumis)

Ce bilan permet de discrétiser l'année en période sèche (période de déficit) et humide (période de surplus) (Figure 2.13), ce qui nous paraît bien plus pertinent que le découpage en année civile. Les surplus hydriques sont de durée et d'intensité variables sur la période 2002-2009, mais commencent généralement au mois de septembre. Ce nouveau découpage sera utilisé pour l'analyse de la répartition spatiale et temporelle des mouvements gravitaires (chapitre 8, partie III).

⁸ L'excédent de précipitations (P) comparé à la demande évapo-transpiratoire (ET) constitue le surplus hydrologique (S).

2.2.3. Le battement du toit de la nappe de la craie : un facteur déclenchant des mouvements gravitaires mal connu

L'évolution de ce facteur interne est indirectement liée aux conditions climatiques, notamment aux précipitations et aux températures. C'est la raison pour laquelle nous en faisons l'analyse. Par ailleurs, il est souvent évoqué dans la littérature, comme étant potentiellement responsable du déclenchement des éboulements/écroulements. Les variations de la cote de la nappe de la craie entraînent des pressions hydrostatiques au sein du massif crayeux, susceptibles de déstabiliser les parois.

Sur les plateaux de Haute-Normandie, le substratum crayeux karstifié est recouvert par des formations superficielles plus ou moins épaisses : des sols sur limons et argiles à silex (altérites de craie). L'aquifère régional crayeux est décrit comme présentant une grande disparité de régimes piézométriques. Les différences dans l'expression des fluctuations interannuelles des eaux souterraines sont liées aux caractéristiques géologiques locales de l'aquifère de la craie (Slimani, 2009 ; Slimani et al., 2009).

La craie, roche poreuse carbonatée, contient une nappe plus ou moins bien développée qui assure l'essentiel des ressources en eau. L'existence de cette nappe « libre » est due à la porosité, appelée parfois « porosité totale » (environ 30 à 40 %, Rodet, 1992) (qui contient pour l'essentiel de l'eau non mobilisable en raison de la dimension des pores), mais surtout à sa perméabilité ou « porosité efficace ».

Le toit de la nappe a une profondeur qui dépend de la morphologie de surface. Plus on se rapproche des exutoires des vallées, plus la nappe est proche de la surface. Elle atteint sa profondeur maximale sous les plateaux (dépasse les 100 m). En revanche, nous manquons de données à l'approche de la côte, notamment sur les conditions de rabattement du toit de la nappe au niveau des falaises. C'est la raison pour laquelle, nous ne pourrions malheureusement pas prendre en considération ce facteur qu'il conviendrait d'intégrer dans des travaux ultérieurs.

CONCLUSION DU CHAPITRE 2

Situé aux latitudes moyennes, le secteur étudié bénéficie d'un **climat tempéré océanique, en revanche, des phénomènes extrêmes peuvent survenir** (gel à -15°C , précipitations journalières supérieures à 55 mm). De par la variabilité saisonnière, annuelle et interannuelle du climat inhérente à nos latitudes, notre travail s'est attaché (1) à présenter les paramètres météorologiques en termes de fréquence/intensité/durée d'action, (2) à prendre en compte les facteurs géographiques (exposition) et surtout, (3) à obtenir une vision systémique des forçages météorologiques qui agissent sur l'hydrosphère et la lithosphère.

Pour l'étude des aléas («érosion côtière» et «submersion marine»), l'analyse des conditions climatiques et météorologiques nécessite une **approche par emboîtement d'échelles spatiales et temporelles**. La climatologie moyenne est marquée par des flux d'ouest auxquels s'ajoutent des phénomènes plus instantanés qui peuvent jouer à l'échelle locale (vent d'afflux). Sur le secteur d'étude, le vent de sud-ouest à nord-est est violent, fréquent et peut agir sur de longues durées (plusieurs jours), notamment en hiver. La particularité de notre analyse porte sur la **prise en compte du contexte géographique régional et local. Les côtes du Calvados bénéficient d'un climat plus «abrité»** en raison de la direction générale de son rivage, de l'existence du Cotentin au nord-ouest et du cap d'Antifer au nord-est. Plus faiblement affectée par les flux d'ouest, la partie occidentale du Calvados sera plus sensible aux coups de vent de nord-est et sa partie orientale à ceux de nord-ouest. **Les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme seront sous l'influence des flux de quadrant ouest** (ouest à nord-ouest). L'analyse des conditions météorologiques doit donc être nuancée en fonction de ces caractéristiques géographiques.

S'agissant de l'érosion côtière, du fait d'un potentiel structural favorable à la météorisation, **les craies du Crétacé supérieur** (friables et poreuses) **sont particulièrement sensibles aux processus qui ont pour vecteurs l'eau et les variations de températures (alternance gel/dégel)**.

La présence de la mer rend les zones côtières souvent humides. De ce fait, les processus d'érosion, dont l'intervention dépend de l'eau, y trouvent des conditions favorables. Les précipitations, de l'ordre de 700 à 800 mm/an se répartissent assez régulièrement sur l'année (130 jours/an, notamment les mois d'octobre à mars et plus particulièrement de novembre à février). Il n'est pas rare d'observer 7 jours d'affilée de précipitations (32 % de l'année), tout comme des événements paroxysmaux (orages). Ceci est d'autant plus important que cette période pluvieuse peut être associée au gel. Le climat normand réputé pour la douceur de ces hivers, n'exclut pas des périodes de gel, rarement intenses (même si quelques épisodes peuvent atteindre -15°C), mais durant lesquelles les alternances gel/dégel peuvent être fréquentes. Le nombre moyen annuel est de l'ordre de 28 jours. À l'échelle horaire, les alternances sont beaucoup plus nombreuses.

Dans le cadre de notre thèse, notamment sur la recherche des agents et des processus responsables du déclenchement des mouvements gravitaires, nous ne pouvons pas uniquement nous satisfaire des données de Météo-France (mesures sur le plateau et sous abri). C'est la raison pour laquelle :

- pour déterminer l'influence de la cryoclastie, nous avons disposé des capteurs thermiques en sub-surface des fronts de falaises et jusqu'à 20 cm de profondeur, pour deux orientations de falaise (exposition nord et ouest) avec des enregistrements toutes les minutes (chapitre 9, partie III) ;

- s'agissant des précipitations, pour plus de réalisme, nous avons calculé les précipitations efficaces à l'aide du bilan hydrique.

Ces caractéristiques thermiques et pluviométriques correspondent parfois à des types de temps qui mettent en action d'autres processus d'érosion. Aux types de temps à gel ou à grands abatements d'eau (instantanés ou cumulés) qui affectent l'équilibre de l'abrupt crayeux, sont parfois associés des vents, formateurs d'une houle au pied des falaises (chapitre 3, partie I). Cela montre que l'érosion des falaises est le résultat de l'action combinée d'agents et de processus qui peuvent se relayer dans le temps et dans l'espace.



CHAPITRE 3 : CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES MARINES EN MANCHE CENTRALE ET ORIENTALE

- 3.1. Les états de mer : un secteur marqué par des mers du vent
- 3.2. Marée semi-diurne associée à des courants forts
- 3.3. Surcotes et niveaux extrêmes instantanés
- 3.4. Niveau de la mer passé, actuel et futur

INTRODUCTION

Les actions marines sont bien évidemment déterminantes sur la dynamique littorale, du fait de leur agressivité et de leur influence sur les processus subaériens. Elles sont aussi sous l'étroite dépendance du contexte climatique, voire d'effets de site qui modulent la fréquence et l'intensité de leurs actions.

Sous l'étroite dépendance des conditions météorologiques, notamment du vent, les conditions hydrodynamiques (houle, marée et courants associés, niveaux extrêmes) constituent un agent fondamental dans la dynamique des milieux côtiers. Le littoral normand-picard n'échappe pas à ce constat, même si les caractéristiques morphologiques du secteur d'étude, à l'échelle de la Manche, jusqu'à l'échelle des sites, influencent l'efficacité, voire les temps d'action de ces agents morphogéniques marins.

En raison de la géométrie des côtes (en forme d'entonnoir vers le pas de Calais) et les faibles profondeurs, cette mer épicontinentale qu'est la Manche est soumise à un régime de marée macrotidal associé à des forts courants et des mers du vent parfois violentes. **L'objectif de ce chapitre est double. Il s'agit, d'une part, de présenter les conditions hydrodynamiques générales (état de mer, marée et courants associés, niveaux marins moyens et instantanés) et, d'autre part, d'insister sur le rôle des configurations géographiques rencontrées le long des côtes étudiées (position « exposée »/ « abritée ») qui peuvent modifier de manière importante ces conditions.**

C'est pourquoi, dans une première partie, nous fournirons les données (disparates) concernant les états de mer, puis, dans une seconde partie, celles sur la marée et les courants associés. La troisième partie de ce chapitre sera consacrée aux niveaux extrêmes instantanés susceptibles d'affecter les côtes basses lors de conditions météo-marines paroxysmales. L'évolution actuelle et future du niveau marin, qui peut expliquer la réitération des submersions marines sur le littoral normand-picard, sera abordée dans une dernière partie.

3.1. Les états de mer : un secteur marqué par des mers du vent

Conformément aux données de vent (chapitre 2, partie I), les houles significatives les plus fréquentes et les plus fortes apparaissent entre octobre et mars. Elles sont, par ordre d'importance, d'ouest à sud-ouest, puis de nord-ouest, alors que les houles de nord et de nord-est sont plus faibles (Allen et Delannoy, 1990). Pour la station de Dieppe, la période la plus sensible aux afflux d'eau sur le littoral est comprise entre novembre et février, et largement dominée par les flux provenant du quadrant ouest.

Au regard des données de houle, le sens prédominant des transits sédimentaires s'effectue vers le nord-est (65 % du temps contre 35 % du temps vers le sud-ouest).

Tandis que peu de données sont disponibles le long des côtes du Calvados, les hauteurs significatives⁹ de la houle (annuelle, décennale et centennale) sont disponibles sur cinq sites de Haute-Normandie : Le Havre, Antifer, Paluel, Dieppe et Penly allant de 3,5 m au Havre pour une houle de période de retour annuelle à 4,3 m à Dieppe (Figure 3.1). La houle significative $H_{1/3}$ reste inférieure à 1 m, pendant 70 % du temps et reste inférieure à 2 m pendant 95 % du temps. La houle est supérieure à 3 m uniquement 0,3 % du temps, soit environ 25 h/an (Teisson, 1986).

⁹ La hauteur significative des vagues peut être appréciée par une analyse temporelle (ou dite vague par vague), notée alors $H_{1/3}$ (moyenne du tiers supérieur des hauteurs d'un train de vagues) ou, estimée par analyse spectrale, notée alors H_{m0} (hauteur significative calculée à partir du moment d'ordre zéro de la densité spectrale).

Localisation	Le Havre	Antifer*	Paluel	Dieppe	Penly
Hauteur annuelle (en m)	3,5	4,1	4,1	4,3	3,8
Hauteur décennale (en m)	4,6	5,7	4,9	5,7	4,7

* Évaluation légèrement sous-estimée en raison de mesures réalisées à cadence fixe qui peuvent ne pas enregistrer les pics

Figure 3.1 : Hauteurs significatives de la houle ($H_{1/3}$) pour divers sites du littoral de la Seine-Maritime (Allen et Delannoy, 1990 ; STNMTE, 1995)

Sur le secteur étudié, l'agitation est de type « mer du vent » (conforme au vent local). Seules les houles du large provenant du fuseau très étroit de plein ouest peuvent arriver directement jusqu'au littoral de la Seine-Maritime et de la Somme (Figure 3.2), mais l'étroitesse du fuseau, la faible profondeur des fonds, et la réfraction causent un amortissement sensible de ces vagues. Les côtes du Calvados ne sont pas affectées de manière frontale par la houle océanique d'ouest (même si celle-ci peut entrer en Manche par diffraction à la pointe du Cotentin). Pour cette côte « abritée », le fuseau le plus dangereux est celui de nord-est, puisque la distance sur laquelle souffle le vent sans rencontrer d'obstacle peut s'étendre sur plus de 550 km (Figure 3.2).

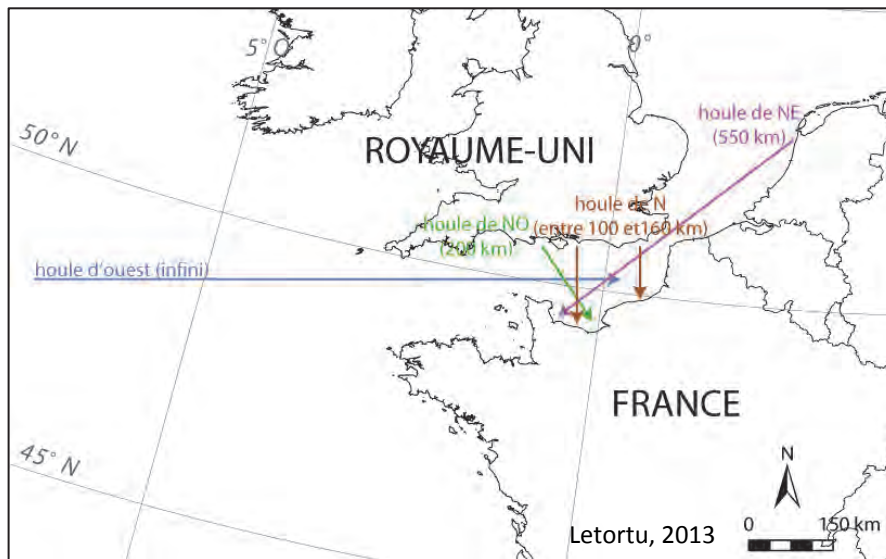


Figure 3.2 : Fetchs sur le secteur d'étude

Les données houlographiques de bouée sont disponibles sur le site internet ANEMOC et CANDHIS (couvrant une zone plus large, notamment les côtes du Calvados). Même si ces résultats récents sont comparables aux précédents, les quelques différences sont probablement imputables à leur faible représentativité temporelle (dépassant rarement l'année).

À titre d'exemple, sur la bouée du Havre – Metzinger, les houles de nord-ouest sont les plus fréquentes (plus de 30 %), en revanche, l'amplitude des vagues reste limitée. Les hauteurs (H_{m0}) sont 44 % du temps inférieures ou égales à 0,5 m, et dépassent 2,3 m seulement 1 % du temps.

Les H_{m0} de période de retour annuelle (selon la loi d'ajustement de Distribution Généralisée de Pareto) sont croissantes de l'ouest du Calvados jusqu'à la baie de Somme, allant de 3,73 m au large de Grandcamp à 4,97 m au large de Dieppe (contre une $H_{1/3}$ de 4,3 m à Dieppe d'après Allen et Delannoy, 1990).

La période de la houle en Manche s'étend de 2 à 19 s. La moyenne est de l'ordre de 5 à 7 s. Ainsi, pour les houles les plus fortes :

- de sud-ouest à ouest, les périodes sont de l'ordre de 6 à 9 s ;

- de nord-ouest à nord, les périodes sont de l'ordre de 5 à 7 s ;
- de nord-ouest, les périodes sont inférieures à 6 s (Augris et al., 2004).

Les périodes de houle sont relativement faibles en raison de courts fetchs, induits par le caractère épicontinental et semi-fermé de la Manche.

Les conditions d'agitation ne semblent pas pouvoir mettre en mouvement les galets en-dessous du zéro hydrographique (seulement les sables grossiers) (LCHF, 1972 ; Augris et al., 2004). L'alimentation actuelle des plages de galets ne peut se faire que par le recul des falaises. Ce point est important pour la quantification du budget sédimentaire des plages de galets et donc pour leur capacité à jouer leur rôle de tampon protecteur contre l'assaut des houles de tempête (chapitre 11, partie IV). Néanmoins, les limites spatiales et le temps d'action des vagues sont également dépendants du niveau du plan d'eau.

3.2. Marée semi-diurne associée à des courants forts

L'onde de marée provient de l'Atlantique et se propage, lors du flot, d'ouest en est. Ce phénomène de marée astronomique, de type semi-diurne (période de 12h24), est complexe en Manche en raison de la bathymétrie et de la géométrie du bassin. Les mers épicontinentales à issues multiples en forme d'entonnoir ont tendance à accroître considérablement l'amplitude de la marée et le marnage. Le secteur d'étude correspond en grande majorité à un environnement de type macrotidal (voire mégatidal) avec un marnage moyen de l'ordre de 7 m. De la baie des Veys à la baie de Somme, le marnage de vive-eau moyenne est de 6 m à Grandcamp, et de 8 m au Havre pour atteindre 10 m en baie de Somme (9 m à Dieppe) (Figure 3.3). D'Antifer au Tréport, la durée de la marée est plus courte au flot (5-5h30) qu'au jusant (7 h) (Augris et al., 2004). Pour les côtes du Calvados, le flot et le jusant sont sensiblement égaux avec toutefois une légère prépondérance du flot (qui porte vers l'est-sud-est) (LCHF, 1986).

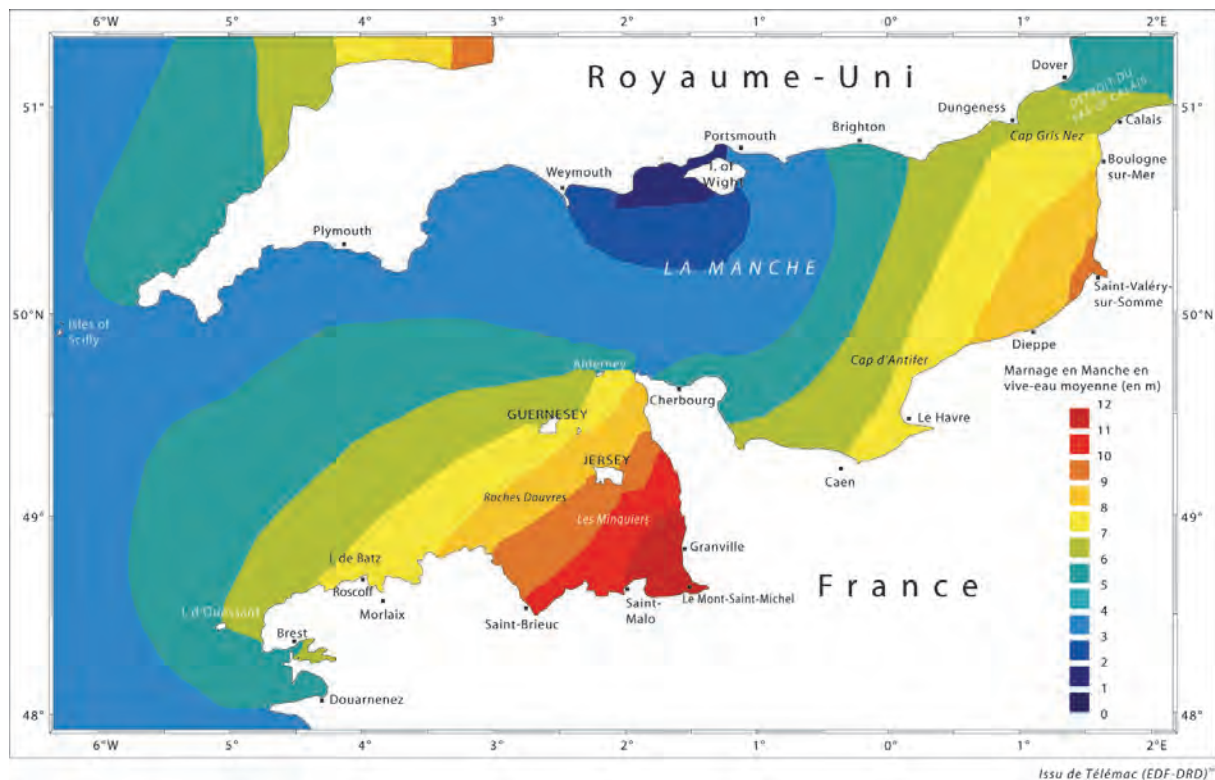


Figure 3.3 : Le marnage de vive-eau moyenne en Manche (EDF-DRD)

Les courants de marée sont importants au large de notre secteur d'étude (2 à 3 nœuds). Leur force s'explique par la présence du barrage formé par le Cotentin qui canalise les vidanges et remplissages successifs du golfe normano-breton (Figure 3.4).

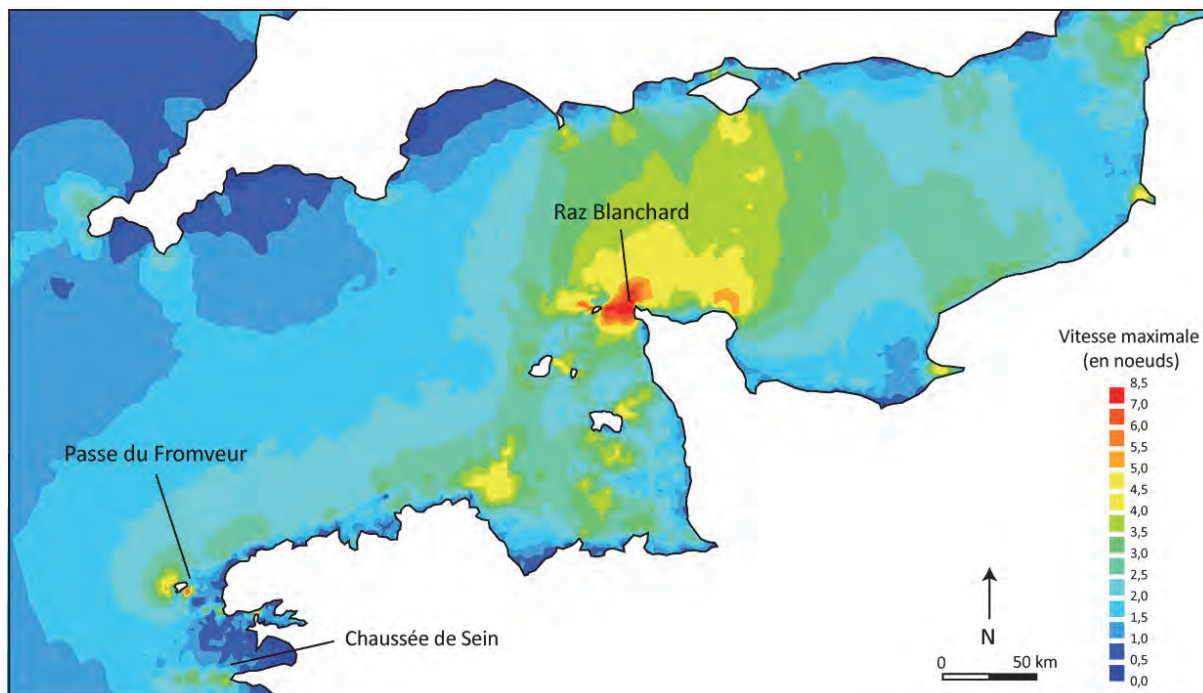


Figure 3.4 : Vitesses des courants maximaux en Manche (SHOM, 2000)

En Manche orientale et centrale, les courants de marée se dirigent parallèlement à la côte (même si les forçages météorologiques peuvent modifier ce schéma général). Les vitesses varient entre 0,5 et 1 m/s en baie de Seine puis croissent du cap de la Hève (0,6 m/s) à Étretat (près de 2 m/s ; SHOM, 1996), puis décroissent progressivement vers l'est pour atteindre 0,9 m/s devant la baie de Somme (Figure 3.5). Devant les baies de Somme et de Seine, les courants sont de type giratoire avec une rotation cyclonique. Les vitesses du flot sont en général 20 à 30 % plus fortes que celles du jusant (0,8 à 1 m/s pour le flot, et 0,5 à 0,7 m/s pour le jusant en Manche orientale).

Les vitesses maximales atteignent 4,5 nœuds en Manche centrale et orientale, mais décroissent rapidement vers la côte pour être très faibles (environ 0,5 nœud, soit 0,25 m/s) au dessus des -6 m (cote marine). Sur la zone intertidale, ces derniers ne dépassent guère 0,2 m/s (Levoy in Costa et Delahaye, 2002).

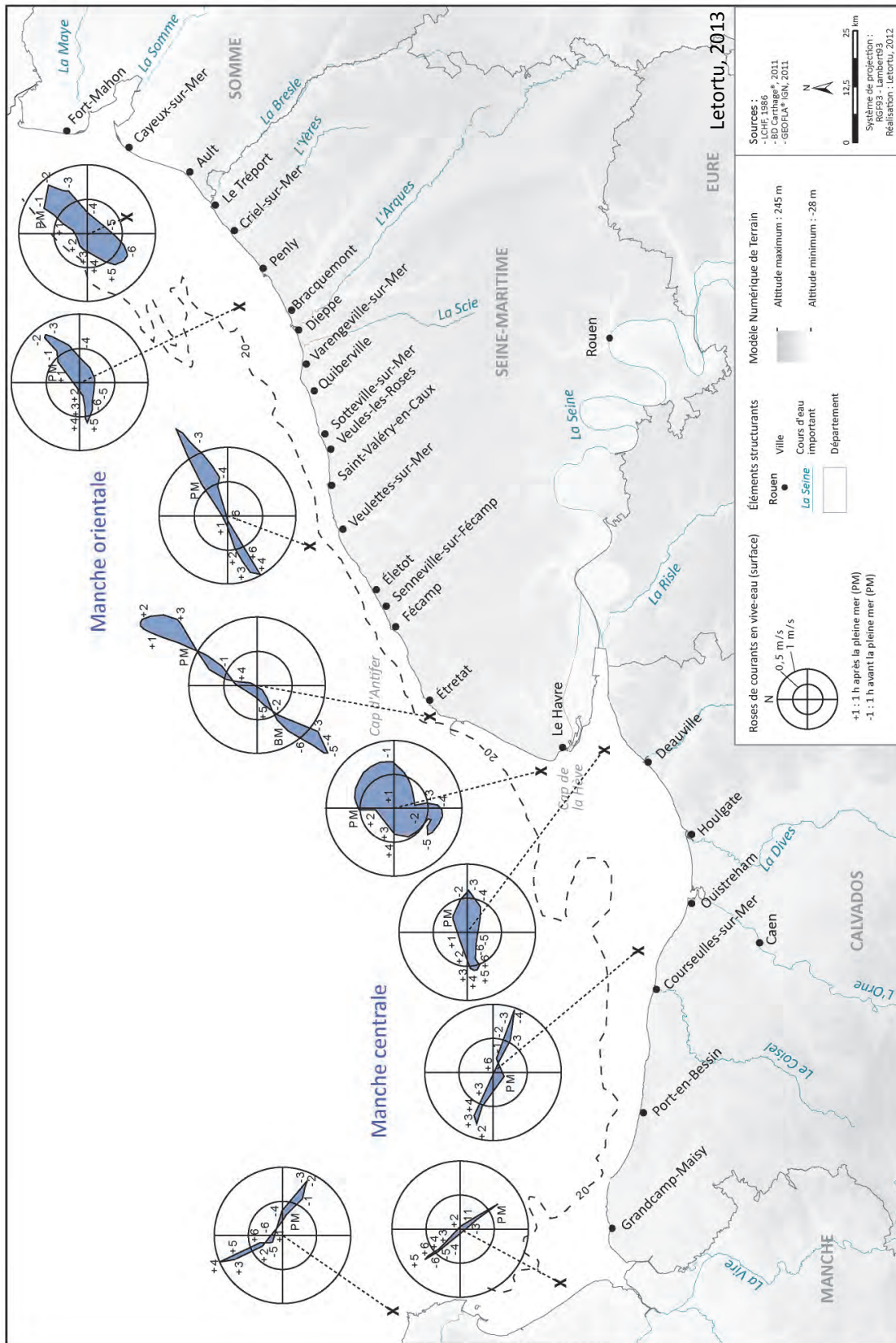


Figure 3.5 : Vitesses et directions des courants de marée, en vive-eau, le long du littoral en Manche (LCHF, 1986)

Les courants ont finalement une action limitée sur la dynamique littorale inter et supratidale. Ces derniers, seuls, ne peuvent pas mettre en mouvement les galets sur l'estran, tout au plus les sables grossiers, et ce, en-dessous de -7 m à -10 m (Larsonneur, 1971).

3.3. Surcotes et niveaux extrêmes instantanés

Pour comprendre la dynamique littorale, et évaluer le risque d'inondation par la mer des côtes basses urbanisées, il est nécessaire de connaître les niveaux extrêmes. Ces derniers comprennent : 1) le niveau moyen de la mer associé à la marée astronomique, 2) les surcotes barométriques liées aux centres d'action atmosphériques, et 3) les effets hydrodynamiques (swash runup, wave setup).

D'après les tableaux du SHOM (2011), le niveau marin moyen de notre secteur d'étude de la baie des Veys à la baie de Somme varie de 4,40 à 5,49 m (cote marine, Figure 3.6).

Nom du port	Zéro hydrographique (m)		Conversion zéro hydrographique et IGN69	IGN 69 (m)	
	PMVE	NM		PMVE	NM
Cayeux-sur-Mer	9,85	5,49			
Le Tréport	9,50	5,05	-4,517	4,98	0,53
Dieppe	9,35	4,94	-4,448	4,90	0,49
Le Havre	7,90	4,88	-4,378	3,52	0,50
Trouville-Deauville	8,30	5,15			
Courseulles-sur-Mer	7,40	4,56	-3,990	3,41	0,57
Grandcamp	7,20	4,40	-4,087	3,11	0,31

PMVE : le niveau des pleines mers de vive-eau ; NM : le niveau moyen.

Figure 3.6 : Références altimétriques maritimes de Grandcamp à Cayeux-sur-Mer (SHOM, 2011)

3.3.1. Les surcotes

L'amplitude de la hauteur de la marée peut être influencée par des facteurs météorologiques de courte période susceptibles de faire varier la hauteur d'eau attendue (prédictions du SHOM) :

- de forts vents d'afflux (surcote anémométrique) ;
- auxquels s'ajoutent des basses pressions, qui, par effet de baromètre inversé¹⁰, vont augmenter la hauteur du plan d'eau (surcote barométrique).

Cette élévation peut s'avérer particulièrement dommageable lorsque les conditions météo-marines sont agitées au moment des pleines mers de vive-eau. Les volumes d'eau franchissant les ouvrages côtiers, ou les cordons dunaires, seront alors plus importants.

L'analyse de l'évolution de leur fréquence présente un intérêt majeur en termes de compréhension de l'aléa et de gestion du risque. Plusieurs études ont été consacrées aux temps de retour des surcotes sur le littoral français, et ce, à différentes échelles :

- nationale (Simon, 1994, 2008) ;
- le long des côtes atlantiques (Tabeaud, 1996 ; Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Pirazzoli, 2000 ; Nicolle, 2006 ; Pouvreau, 2008 ; Feuillet et al., 2012), notamment en Mer d'Iroise ;

¹⁰ Effet de baromètre inversé : une variation de plus ou moins 1 hPa de part et d'autre de 1013 hPa en surface génère respectivement une décote et une surcote d'1 cm du niveau moyen marin.

- en Méditerranée (Ullmann et Pirazzoli, 2007) ;

- le long des côtes de la Manche (Teisson, 1989 ; Costa et al., 2004 ; Pirazzoli et al., 2004, 2006 ; Pirazzoli et Tomasin, 2007 ; Suanez et al., 2007 ; Tomasin et Pirazzoli, 2008 ; Wöppelmann et al., 2008).

En Manche orientale, les principales surcotes sont généralement constatées lors des tempêtes associées à des flux de secteur ouest qui tendent à pousser l'eau océanique dans la Manche. Cet afflux est généralement associé à une profonde dépression sur les îles britanniques ou en Mer du Nord. Les zones les plus affectées par les surcotes varient avec la position de la dépression et son emprise spatiale (Pirazzoli et al., 2006).

La surcote de période de retour décennale et centennale à Dieppe est respectivement estimée à 0,90 et 1,13 m (Simon, 2008) (Figure 3.7). Les valeurs centennales proposées par B. Simon sont bien plus faibles que celles fournies par J.C. Besnard qui indiquait que la surcote de retour centennale était de l'ordre de 1,32 m.

Période de retour de la surcote en cm (ports de référence)	1 an	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
Cherbourg	≈50	≈70	≈75	≈85	≈90
Le Havre	≈70	≈100	≈105	≈115	≈125
Dieppe	≈65	≈90	≈95	≈105	≈110

Figure 3.7 : Période de retour des surcotes en cm (ports de référence) (Simon, 2008)

Cependant, les valeurs de surcote les plus élevées à Dieppe ont été enregistrées le 16/10/1987 (1,79 m), puis 1,19 m le 11/12/1979, et 1,17 m le 24/11/1984.

L'étude des surcotes au cours du XX^{ème} siècle a montré que la fréquence des facteurs atmosphériques (dépressions atmosphériques, vents d'ouest), contribuant au phénomène, a eu tendance à baisser (Pirazzoli, 2000 ; Pirazzoli et al. 2004, 2006). Ces surcotes, associées à des niveaux de pleine mer génèrent des niveaux marins extrêmes. Ce dernier point sera développé en détail dans le chapitre 13 (partie IV).

3.3.2. Calculs des niveaux extrêmes (sans les effets de la houle)

La connaissance des niveaux extrêmes s'appuie sur les travaux du SHOM-CETMEF (2012). Cette analyse est basée sur les observations disponibles dans les ports (marégraphes) afin d'estimer les périodes de retour des hauteurs d'eau. Le CETMEF, en collaboration avec le SHOM, réalise des cartes de niveaux marins extrêmes de pleine mer pour différentes périodes de retour. Elles sont exprimées en centimètres, avec pour référentiel altimétrique IGN69 (Figure 3.8). En dehors de ces ports de référence, il existe des ports intermédiaires (Étretat par exemple). Ces derniers se caractérisent par des mesures de moins de 10 ans, ce qui explique qu'elles n'ont pas pu être exploitées pour l'analyse des extrêmes. Pour ces zones, il existe malgré tout des cartes d'interpolation qu'il convient d'utiliser avec précaution en raison de leur faible représentativité temporelle.

Ce document est d'une grande importance car il est possible d'évaluer la période de retour des niveaux d'eau observés lors des submersions marines. Il sera, à ce titre, utilisé dans le chapitre 13 (partie IV).

Port de référence	Durée d'observation (lacunes)	Période de retour (hauteur d'eau en cm, IGN69)		
		10 ans	50 ans	100 ans
Boulogne-sur-Mer	20,8 ans (38,6 %)	549	566	574
Dieppe	37,7 ans (32,5 %)	600	616	623
Le Havre	35,4 ans (7,4 %)	453	472	481
Cherbourg	33,7 ans (4,8 %)	400	406	414

Figure 3.8 : Niveaux extrêmes de pleine mer pour les ports de référence sur et autour de notre secteur d'étude (référence IGN69, SHOM-CETMEF, 2012)

Toutefois, ces calculs imposent quelques précautions. Les effets hydrodynamiques sur les plages n'étant pas pris en compte, les estimations ont une représentativité limitée dans certaines configurations, comme les fonds de baie, les estuaires et les zones éloignées des ports de référence. Enfin, une source d'incertitudes concerne l'utilisation de méthodes d'ajustements statistiques, dont le choix des seuils et des lois peuvent conduire à des écarts dans les résultats (Goulain, 2012). De plus, ne tenant pas compte des effets de houle, les niveaux marins extrêmes calculés par cette méthode peuvent sous-estimer l'aléa. Ces effets hydrodynamiques devront, par la suite, être pris en compte, pour la problématique des submersions marines, puisqu'ils peuvent modifier de manière importante les estimations de l'aléa « inondation », et les cartographies des zones inondables (Lewis et al., 2013).

3.3.3. Les effets hydrodynamiques

Les effets hydrodynamiques sont traditionnellement scindés en deux types : 1) la surélévation liée au déferlement sur la plage (swash runup) 2) et celle liée à l'action de la houle avant le déferlement (accumulation d'eau à la côte) (wave setup) (Figure 3.9).

Le terme synthétique est le runup (la différence verticale entre le niveau maximum atteint par le jet de rive et le niveau moyen de la mer sans agitation) (Komar, 1998). Ces effets hydrodynamiques (terme général de runup) peuvent générer des niveaux d'eau extrêmes (Komar, 1998 ; Bellomo et al., 1999 ; Ruggiero et al., 2001 ; Benavente et al., 2006 ; Matias et al., 2012) qui vont influencer sur les processus d'érosion côtière dès lors que le swash atteint le pied de la plage. Le franchissement par les vagues d'une barrière ou d'un ouvrage de défense dépend aussi largement des processus du runup (Cariolet et Suanez, 2013).

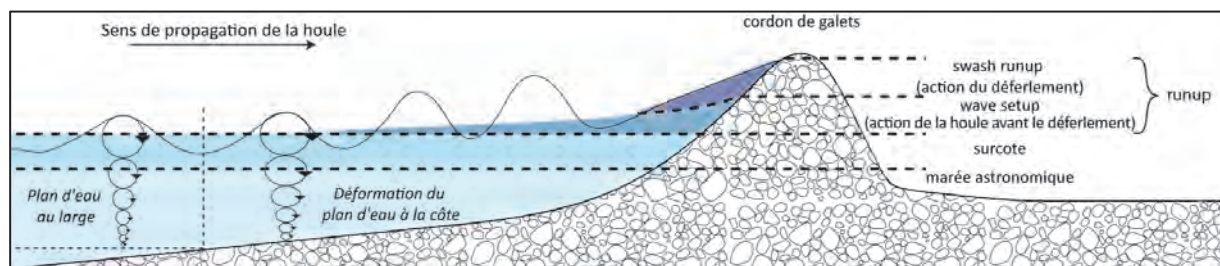


Figure 3.9 : Paramètres intervenant dans la génération de hauts niveaux d'eau sur le cordon de galets, dont le wave setup et le swash runup (modifié de Fichaut et Suanez, 2007)

Le phénomène de wave setup est un phénomène majeur dans la problématique des submersions marines, car il détermine, entre autres, le niveau extrême du plan d'eau, et par conséquent, le point de déferlement des vagues. Ce dernier constitue une des clés de compréhension de l'ampleur des submersions marines. En effet, la cartographie des inondations par la mer est basée sur les valeurs des niveaux extrêmes mesurés sur les marégraphes des ports qui n'enregistrent que très rarement, ou partiellement, les phénomènes de wave setup (zone d'abri). Par conséquent, le zonage de l'aléa et du risque peut être minimisé. En outre, ce

phénomène de wave setup n'est pas sans conséquence sur la capacité de résistance des ouvrages de défense contre la mer.

Faute de mesures *in situ* pour les environnements macrotidaux, le runup est souvent estimé à partir de formules calibrées en milieu micotidal et mésotidal (Cariolet, 2011). Des travaux récents l'intègrent désormais en milieu macrotidal (Suanez et Stéphan, 2006 ; Fichaut et Suanez, 2008 ; Stéphan, 2008 ; Cariolet, 2011 ; Sabatier et al., 2009 ; Suanez et al., 2009 ; Suanez et Cariolet, 2010 ; Stéphan et al., 2010 ; Cariolet et al., 2012 ; Cariolet et Suanez, 2013). Ces résultats restent difficiles à transposer aux cordons de galets de Haute-Normandie et de Picardie adossés à des ouvrages, car leurs comportements sont très différents.

Les résultats de DHI (2008) indiquent que le wave setup pourrait atteindre une valeur centennale de l'ordre de 0,80 m dans le secteur de Quiberville.

3.4. Niveau de la mer passé, actuel et futur

Le niveau marin se définit comme la hauteur moyenne de la surface de la mer par rapport à un référentiel stable. Ce niveau a subi d'importantes variations, notamment au cours du Quaternaire. L'élévation contemporaine du niveau moyen de la mer présente un risque pour les régions littorales puisqu'elle pourrait s'accompagner d'un accroissement de l'érosion côtière et des submersions marines (en nombre et en intensité). Cette question revêt une importance sociale, économique, et donc politique considérable parce que la population permanente des communes littorales françaises métropolitaines avoisinait 6,5 millions d'habitants en 2006. Il s'agit ici, d'une part, de présenter une synthèse de l'évolution passée (puisque la position actuelle du rivage en est en grande partie le résultat), et contemporaine du niveau moyen de la mer sur le secteur d'étude et, d'autre part, d'évoquer les scénarios pour le futur. Ces valeurs probables d'élévation future du niveau marin doivent être intégrées dans les zonages de l'aléa « inondation par la mer ».

3.4.1. Variations du niveau passé

Après la dernière grande période de glaciation (Würm), induisant un niveau marin inférieur à l'actuel de près de 110 à 130 m, une rapide remontée du niveau de la mer s'est effectuée il y a 18 000 ans sur les côtes françaises métropolitaines. À partir de 10 500 BP (Holocène), le transfert d'eau entre la calotte et l'océan s'accélère en raison d'un réchauffement important. Elle aurait été ponctuée par une période de refroidissement (dite Boréal, 9 000 BP), et par une période particulièrement chaude (Atlantique ou optimum de l'Holocène aux environs de 7 500 BP). Vers 5 000 à 6 000 BP, les changements sont beaucoup plus lents, car tous les glaciers, sauf ceux qui existent actuellement, étaient proches de leur disparition. Il est généralement admis que le niveau de la mer actuel fut presque atteint, à 2 ou 3 mètres près (dans les environnements macrotidaux, il est particulièrement hasardeux de fournir des altitudes précises) (Figure 3.10).

Comme les variations relatives du niveau de la mer correspondent au cumul des variations du niveau de l'eau et de celles du niveau du sol, elles changent d'une localité à une autre. En Europe du nord-ouest, même si un assez large consensus (Gehrels, 2009 ; Baeteman, 2011) admet que peu de changements du niveau global des mers sont intervenus au cours des 6 000 dernières années, plusieurs études réalisées dans la partie orientale de la Manche, et en mer du Nord envisagent des variations d'échelle centennale. Ces dernières ne pourraient pas être uniquement attribuées à des soulèvements ou affaissements d'origine glacio-hydro-isostatique (Shennan, 1986 ; Long, 2003 ; Behre, 2007, 2012 ; Gandouin et al., 2007).

De cette histoire géologique, et notamment des variations quaternaires du niveau moyen de la mer, il reste peu d'héritages sur la côte à falaises régularisée de Haute-Normandie et de Picardie (à l'exception des estuaires). Cependant, les quelques héritages corrélatifs de la transgression holocène, et notamment depuis le Subboréal (karst côtier de forme deltaïque, cône

de gélifractions sédimentées fossilisant des éléments de plage datés de l'Éémien (Rodet, 1992, 2003 ; Lautridou et Rodet, 2003 ; datations cosmogéniques des silex de platier (Regard et al., 2012)...) semblent indiquer, que depuis, l'évolution du trait de côte a été peu importante. Il conviendra donc de s'interroger sur l'évolution rapide actuelle du rivage, que de nombreux auteurs relient à l'élévation du niveau de la mer contemporaine et/ou aux perturbations anthropiques.

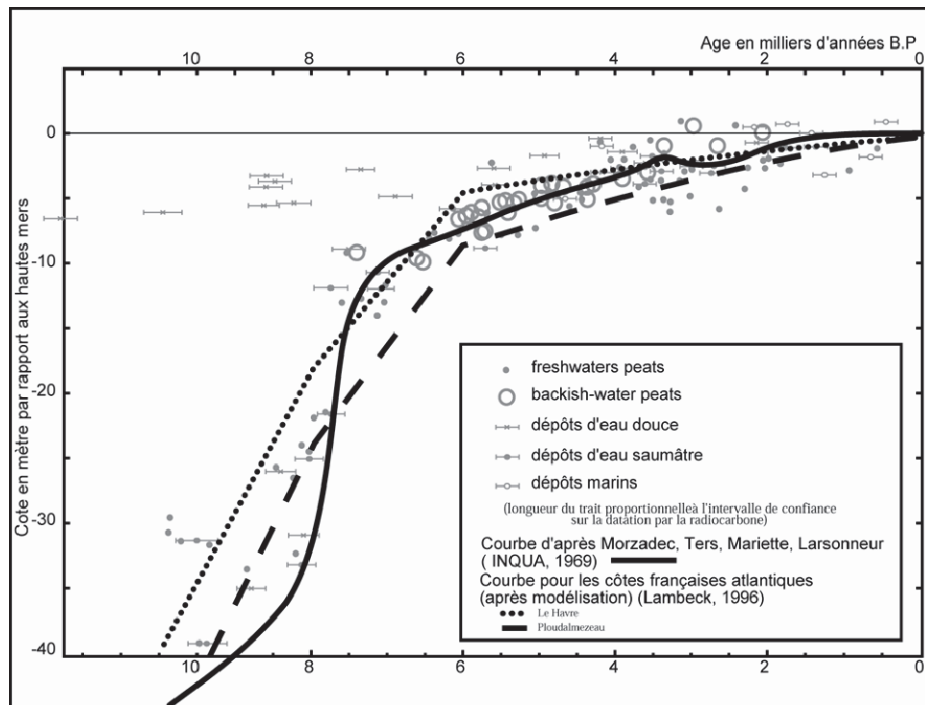


Figure 3.10 : Courbes des modifications relatives du niveau marin au cours de l'Holocène pour le nord-ouest de la France (d'après Morzadec et al., 1969 et Lambeck, 1996)

3.4.2. Variations contemporaines du niveau moyen de la mer

Les données recueillies à l'échelle mondiale depuis le début du XX^{ème} siècle, notamment marégraphiques puis satellitaires, ont mis en évidence une augmentation du niveau de la mer rapide au cours du dernier siècle (de 1,5 à 3 mm/an). Ce rythme est jusqu'à cinq fois supérieur à celui des derniers millénaires (GIEC, 2007 ; Cazenave et Llovel., 2010). Ces chiffres, représentatifs de la variation globale du niveau des océans, masquent une forte disparité régionale.

En France, pour les côtes atlantique et méditerranéenne françaises, le taux d'élévation varie de -0,09 à 3,0 mm/an entre 1807 et 2007 (Figure 3.11). Cette distribution régionale complexe des évolutions du niveau marin s'explique par de nombreux paramètres locaux : la température de surface des mers et de l'océan, la salinité, les courants marins, la pression de surface, l'apport d'eaux continentales ou encore des phénomènes isostatiques.

Site d'observation	Période	Source	Taux de variation du niveau de la mer (mm/an)
Brest	1807-1890	Wöppelmann et al. (2006)	-0,09 ± 0,15
	1890-1980		1,30 ± 0,15
	1980-2004		3,00 ± 0,50
Saint-Jean de Luz	1942-1996	Marcos et Tsimplis (2008)	2,10 ± 0,30
Marseille	1885-2007	Letetrel (2009)	1,10 ± 0,10
	1885-2004	Marcos et Tsimplis (2008)	1,20 ± 0,10

Figure 3.11 : Variations du niveau de la mer dans trois ports de référence en France depuis le XIX^{ème} siècle

À l'échelle de la Manche centrale et orientale, des disparités d'élévation sont constatées. Le réseau de marégraphes et l'acquisition de données à long terme du SHOM ont permis à P.A. Pirazzoli (2008) et I. Haigh et al. (2009) de fournir des informations sur la période du XX^{ème} siècle. I. Haigh et al (2009) indiquent qu'à l'échelle des côtes françaises de la Manche, le niveau moyen se serait élevé en moyenne de 2 mm/an avec des vitesses qui semblent aller de 1,4 à 2,9 mm/an. Ces valeurs sont assez conformes à ce que fournissent les données satellitaires (Cazenave et Llovel, 2010). D'après ces mêmes auteurs, sur les dernières décennies, il ne semble pas y avoir d'accélération de l'augmentation du niveau moyen de la mer.

Cette connaissance régionale et locale se heurte à diverses difficultés d'échelle fine. Par ailleurs, quand bien même l'élévation du niveau marin serait connue de manière précise, les incertitudes quant aux conséquences en termes de submersion, d'érosion côtière et d'intrusion saline dans les aquifères demeurerait importantes en raison de la complexité et de l'interaction des processus morphodynamiques et géologiques en jeu.

3.4.3. Niveau moyen de la mer futur

Tandis que nous devrions prochainement (à l'échelle des temps géologiques) entrer dans un nouvel épisode glaciaire en raison de la diminution de l'énergie solaire reçue par la Terre, de nombreux scientifiques et les travaux du GIEC (2007 ; 2013) ont confirmé l'augmentation des températures de surface (de l'ordre de + 0,6° C) à l'échelle du globe et au cours du XX^{ème} siècle. Cette augmentation des températures atmosphériques (basses couches) induit une élévation du niveau moyen des mers et des océans (Figure 3.12) en raison, d'une part, d'une expansion thermique des eaux (effet stérique) et, d'autre part, d'un apport d'eau douce accru résultant de la fonte des glaciers de montagne et des inlandsis. Enfin, la hausse des températures modifie le cycle hydrologique, ce qui influe également sur l'apport en eau des réserves continentales. Cette contribution est toutefois moins bien connue par les scientifiques. Les différentes causes de l'élévation du niveau de la mer sont évoquées, notamment dans la récente synthèse de S.J. Williams (2013).

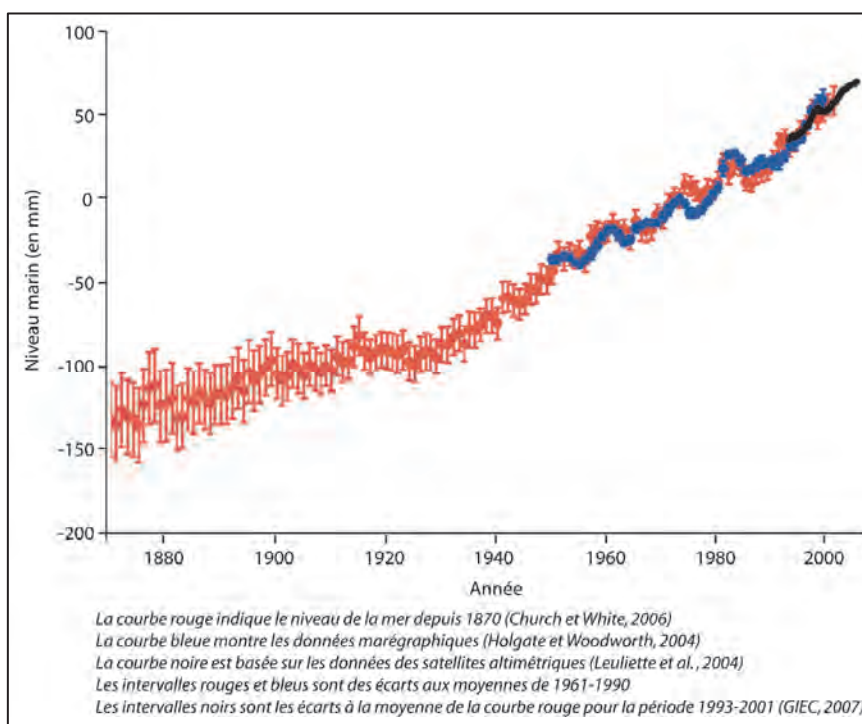


Figure 3.12 : Élévation globale du niveau de la mer de 1870 à 2001 fournie par le GIEC (2007)

Dans le résumé du chapitre 1 du cinquième rapport du GIEC (2013), à l'échelle globale, les scientifiques indiquent que le niveau moyen des mers risque d'augmenter de 0,26 à 0,82 m d'ici à 2100, après s'être déjà élevé de 0,19 m au cours du XX^{ème} siècle. Cette estimation dépasse celle formulée en 2007, quand les experts pensaient que la hausse atteindrait en moyenne 0,18 à 0,59 m en 2100. À l'échelle régionale et locale, les effets seront spatialement différents et se produiront sur une large gamme d'échelles temporelles (Nicholls et al, 2007 ; Weiss et al, 2011). Les effets seront plus importants sur les bas-reliefs, les côtes de faible altitude, comme les deltas, plaines côtières et les îles, ainsi que sur les zones urbaines littorales (Nicholls et al., 2011 ; Weiss et al., 2011 ; Moser et al. 2012).

Dans ce travail doctoral, nous ne tenterons pas de définir la part de l'élévation du niveau moyen des mers sur les vitesses et les rythmes de recul des falaises crayeuses haut-normandes. Par ailleurs, dans le cadre de la définition du zonage à risque d'inondation marine, nous suivrons les préconisations du nouveau PPRL qui suggère, entre autre, la prise en compte d'une élévation du niveau moyen de la mer de 0,60 m (ONERC¹¹) à l'échéance 2100. Cette valeur est finalement peu éloignée des nouveaux scénarios (fourchette haute) proposés par le GIEC (2013), car l'estimation comporte des marges d'erreur et les réajustements isostatiques n'ont pas été intégrés.

¹¹ http://www.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/synth_niveau_mer.pdf

CONCLUSION DU CHAPITRE 3

Les caractéristiques morpho-bathymétriques de la Manche et du secteur d'étude ne sont pas sans conséquence sur les conditions hydrodynamiques. Ces dernières sont favorables au développement d'un **environnement littoral de type macrotidal** (et localement mégatidal). Ces fortes amplitudes de marée s'accompagnent de forts courants. Conformément aux données de vents, **les houles les plus fréquentes et les plus fortes apparaissent entre octobre et mars, et sont, dans l'ordre d'importance d'ouest, puis de nord-ouest**, alors que les houles de nord et de nord-est sont plus faibles en fréquence et en intensité. **L'autre particularité de la Manche réside dans l'existence du finistère que constitue le Cotentin. Ce dernier agit comme un « obstacle » à la houle océanique et aux vents d'ouest.** La houle, agent d'érosion et de transport majeur, s'avère plus limitée pour les côtes du Calvados, notamment d'ouest. En effet, les fetchs sont courts (sauf pour les vents de nord-est) et donc peu propices à la formation de houles fortes. Les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme sont un peu plus soumises aux houles de provenance lointaine, notamment d'ouest. Cependant, même en l'absence de houles induites par un long fetch, **les conditions d'agitation** (mer du vent) **peuvent être non négligeables** (période de retour annuelle de l'ordre de 3,5 à 4 m et centennale de 5,5 à 7 m), **morphogènes, et parfois génératrices de dommages.** Ces conditions d'agitation induisent un sens prédominant des transits sédimentaires d'estran vers le nord-est pour les côtes haut-normandes et picardes (sauf entre le cap d'Antifer et Le Havre). La dérive d'estran est orientée vers l'est pour les côtes du Calvados sauf pour sa partie occidentale où elle est orientée vers l'ouest.

La mer épicontinentale qu'est la Manche est également affectée par des **niveaux marins instantanés extrêmes, qui sont parmi les plus forts de France métropolitaine.** Ces derniers peuvent dépasser 2 m et s'ajoutent à des marnages déjà élevés.

Lors de la conjonction d'une marée de vive-eau et d'un vent fort d'afflux, le niveau marin instantané peut envahir les côtes basses (souvent urbanisées), d'autant plus que leurs caractéristiques morphologiques sont parfois propices (débouchés de vallées souvent inférieurs de plus d'un mètre aux pleines mers de vive-eau).

De par ces facteurs météo-marins et géomorphologiques favorables aux franchissements par la mer, le littoral normand-picard revêt un intérêt tout particulier pour l'analyse du risque de submersion marine. Notre travail consistera à analyser et à caractériser ces phénomènes météo-marins générateurs de dommages, notamment leur fréquence, leur intensité et leur extension spatiale (chapitre 11, partie IV). Quant à l'aléa « érosion côtière », ces conditions d'agitation, associées à des temps perturbés très présents aux latitudes tempérées (climat tempéré océanique), vont engendrer une action mécanique en pied de falaise qu'il ne faudra pas négliger. Les pressions rencontrées par le massif crayeux lors de tempêtes, mais aussi lors de coups de vent plus fréquents, sont à même de favoriser l'instabilité des falaises, ce que nous aborderons dans les chapitres 9 et 10, de la partie III.



CHAPITRE 4 : ANTHROPISATION DU SECTEUR D'ÉTUDE : RÉPARTITION DES POPULATIONS, ÉVOLUTION ET OUVRAGES DE DÉFENSE CONTRE LA MER

- 4.1. Répartition des populations sur le littoral normand et picard
- 4.2. Modification du cheminement et de la répartition des stocks de sédiments (galets)

INTRODUCTION

En lien avec l'émergence du tourisme balnéaire, les côtes normandes et picardes ont connu un développement résidentiel et économique important depuis le XIX^{ème} siècle. Tandis que les côtes sableuses du Calvados facilitent l'implantation d'habitations et d'industries, les côtes de Seine-Maritime et de Somme sont plus contraignantes. Les accès du plateau vers la mer sont limités. Pour ces raisons, les biens et les activités se concentrent principalement aux débouchés des vallées sèches ou drainées et sur leurs versants. Les aléas « érosion côtière » et « inondation par la mer » constituent donc une vraie menace pour les populations souvent installées trop près du rivage.

Ce chapitre vise à **présenter le contexte historique de l'anthropisation. Cependant, il a surtout pour finalité d'insister sur l'émergence d'enjeux qu'il convient de déterminer.** Cette appropriation grandissante a justifié des **politiques d'aménagement de défense contre la mer**, synonymes de fixité dans un environnement côtier par définition mobile. Ces aménagements **perturbent le fonctionnement de la dynamique littorale**. Ces modifications anthropiques ont des conséquences sur les vitesses de recul (chapitre 6, partie II), tout comme sur la fréquence et l'intensité des submersions qu'il est nécessaire de quantifier.

Dans un premier temps, la répartition des populations va être déterminée afin de présenter les enjeux du secteur d'étude. Dans un second temps, nous insisterons sur les types d'ouvrages et leur rôle perturbateur sur la dynamique littorale et les aléas côtiers (approche qualitative).

4.1. Répartition des populations sur le littoral normand et picard

4.1.1. Historique d'un espace devenu attractif (du XVII^{ème} au XX^{ème} siècle)

La crainte de la mer et la répugnance du séjour de bord de mer ont très longtemps dominé les mentalités occidentales. À partir des années 1660, un renversement des perceptions de la mer s'opère grâce, d'une part, à une meilleure appréciation religieuse de cet espace et, d'autre part, aux progrès réalisés par l'océanographie en Angleterre. La ruée des curistes vers les rivages s'amorce vers 1750, en raison du discours des médecins et des hygiénistes, qui prônent les vertus des bains de mer, mais aussi des romantiques, qui reconsidèrent les manières de se promener sur les plages ou sur les falaises. Avec la démocratisation de la société, combinée aux mutations sociétales (passage du monde rural à une société urbaine), l'essor du tourisme balnéaire témoigne de l'évolution du rapport de l'homme aux rivages (Corbin, 1988 ; Deprest, 1997) (Meur-Férec, 2006). C'est entre 1750 et 1840 qu'émerge et se diffuse le désir collectif du rivage (Corbin, 1988).

Cette ruée a tout d'abord lieu outre-Manche (Scarborough, Brighton, Weymouth, Margate...) pour toute l'aristocratie et la haute bourgeoisie. Cette mode des stations balnéaires s'exporte en France. La Normandie est pionnière avec les premiers bains de mer (Dieppe en 1822, puis à Étretat...) en raison de sa position géographique privilégiée : à mi-chemin entre Paris et Londres. C'est à cette époque que s'installent également sur la côte les peintres impressionnistes tels que E. Manet, C. Pissaro ou C. Monet, dont les tableaux d'Étretat (dans les années 1880) suggèrent de très faibles évolutions des falaises.

Rapidement, au-delà de l'aspect thérapeutique, la notion de loisirs émerge avec le plaisir de quitter la ville le temps de l'été, pour séjourner dans une station à la mode. « *L'espace littoral commence à constituer une ressource spatiale à exploiter pour l'immobilier* » (Meur-Férec, 2006, p. 45), car il faut organiser ces nouvelles villes, aménager la plage, construire des promontoires et des digues pour le plaisir de la promenade et le spectacle de la vue, offrir des gîtes confortables et des lieux de divertissements.

C'est à cette époque que les villas sont construites en bord de mer, alors que jusqu'à présent les villages étaient en retrait, comme le sont encore la partie ancienne des villages littoraux. Ce changement de configuration spatiale de l'urbanisation témoigne d'un basculement : l'espace littoral, autrefois menaçant, devient apaisant et attractif.

Après la Seconde Guerre mondiale, l'essor des stations balnéaires reprend avec une demande sociale bien différente : le tourisme de masse. L'urbanisation va alors évoluer. Ce ne sont plus les quelques villas bourgeoises et aristocratiques en bordure littorale, mais le dédoublement des villages. À titre d'exemple, à partir de 1960, la commune de Criel-sur-Mer possède un village ancien, à quelques kilomètres du trait de côte, et un second village sur le rivage, correspondant à la station balnéaire actuelle (Figure 4.1).

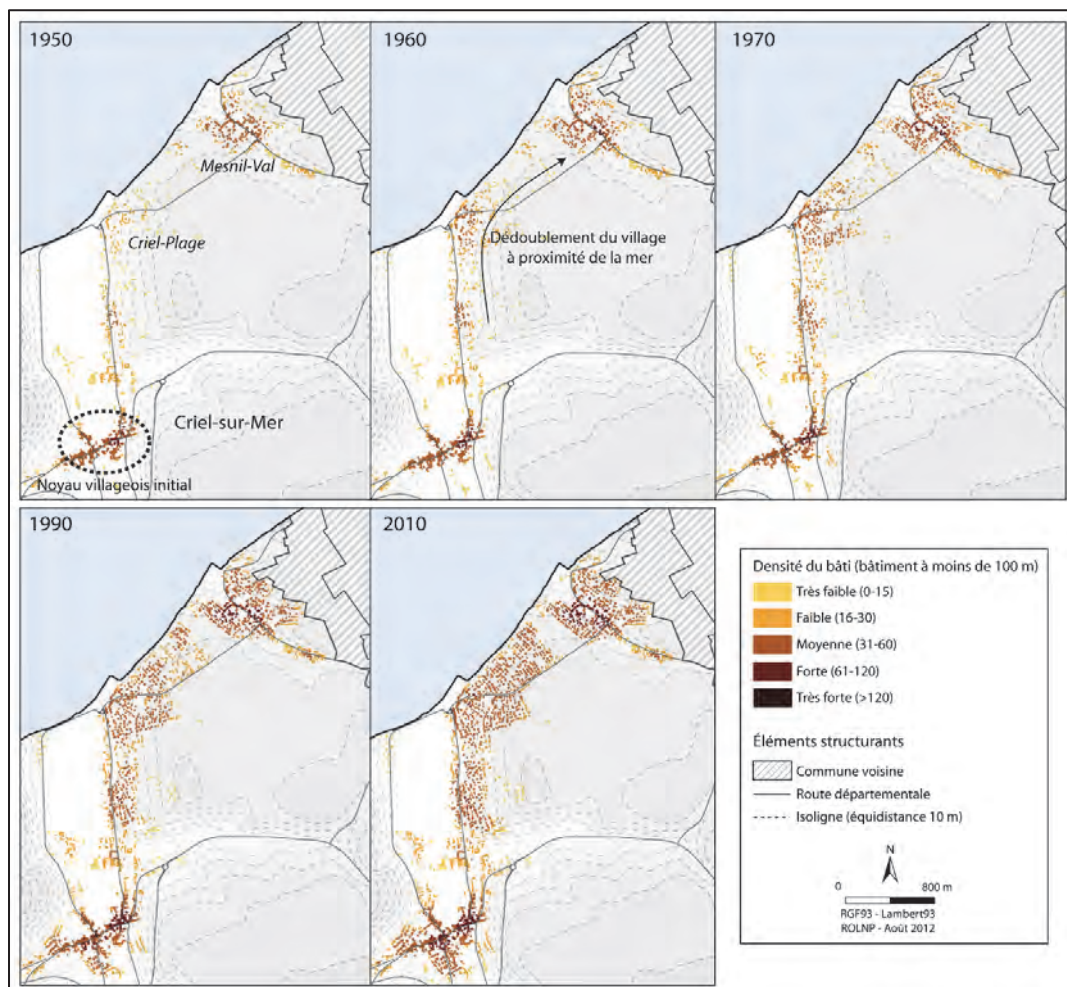


Figure 4.1 : Évolution de l'étalement urbain à Criel-sur-Mer (d'après ROLNP, 2012, d'après DGFIP)

À l'essor touristique et résidentiel s'ajoute le développement économique du littoral, se matérialisant par la concentration des activités sur la côte (sidérurgie, modernisation des transports maritimes et des pêches, essor des chantiers navals, développement des cultures marines). La diversité et la densité des activités économiques sur le littoral ont logiquement engendré une accélération du nombre d'habitants après 1945 (Meur-Férec, 2006).

4.1.2. Urbanisation rapide en zones à risques

À l'échelle française, deux études socio-démographiques ont été menées sur les littoraux français (Bétouis et al., 2009 ; MEEDDAT, 2007). Elles indiquent que la population des

territoires littoraux français (communes littorales et arrière-pays) a considérablement augmenté depuis une trentaine d'années. En 2006, à l'échelle nationale, la densité de population sur les territoires littoraux est presque trois fois supérieure à la moyenne nationale, avec de fortes densités en Manche-Mer du Nord (315 hab/km² contre 169 en Atlantique). À l'échelle départementale, les fortes densités sont localisées préférentiellement à proximité des grandes agglomérations (Deboudt, 2010).

Dans les communes littorales maritimes¹² du Calvados, de la Seine-Maritime et de la Somme, les densités de population les plus élevées se trouvent à proximité de grandes agglomérations (Le Havre, Dieppe, Eu-Le Tréport et Caen). Les stations balnéaires, comme l'embouchure de l'estuaire de l'Orne, de la Côte Fleurie (Pays d'Auge), d'Étretat et de Fécamp ont aussi des densités élevées. En dehors de ces secteurs, les densités de population restent relativement faibles (de 0 à 49,1 hab/km²), notamment à l'est du Calvados et sur la partie est du cap d'Ailly (Figure 4.2).

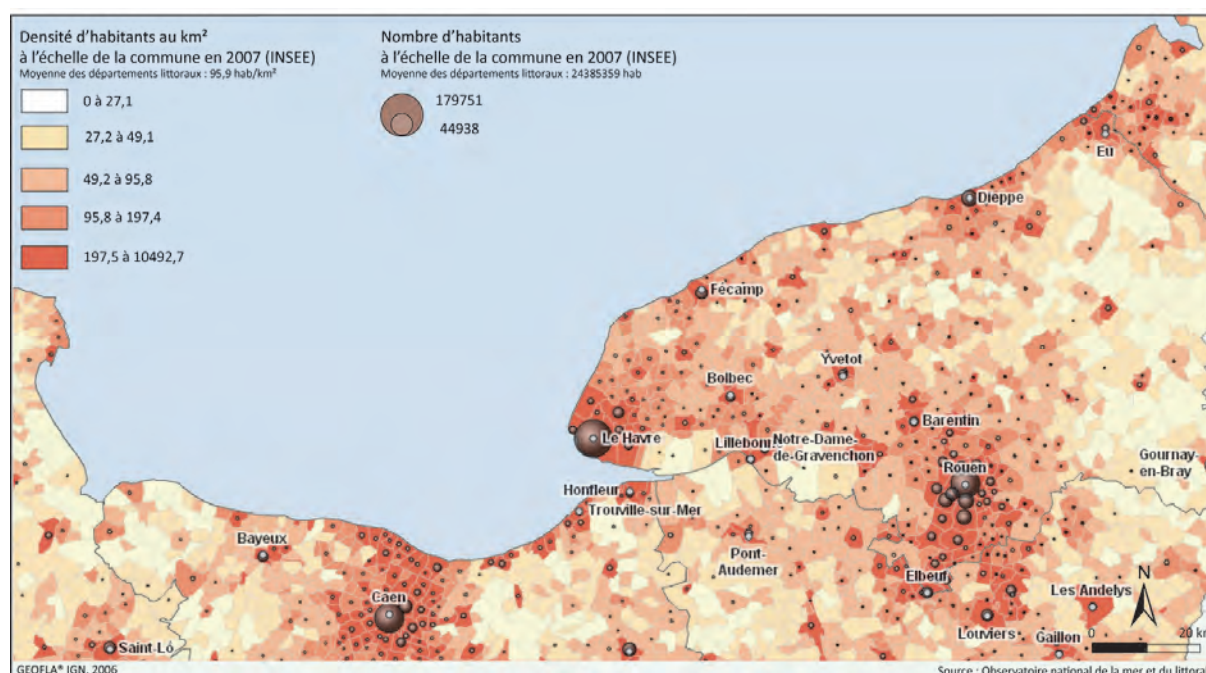


Figure 4.2 : Densité d'habitants au km² et nombre d'habitants à l'échelle de la commune en 2007 (INSEE) (www.onml.fr)

Cette densité de population masque les effets des résidences secondaires qui ont un rôle majeur. Il existe une très forte variabilité des pressions anthropiques sur les communes littorales maritimes avec de fortes densités sur les plages l'été. La population estivale méconnaît souvent les aléas côtiers. De nombreux touristes s'installent fréquemment très près de la falaise, là où un mouvement gravitaire peut survenir.

Sur les côtes sableuses, l'implantation des habitations et des activités économiques est relativement aisée. Quant à l'urbanisation de la Seine-Maritime, elle est tributaire d'un contexte topographique plus contraignant. Les projets d'urbanisation se sont concentrés dans les débouchés des vallées sèches ou drainées, sujettes à l'aléa « submersion marine ». Cependant,

¹² Les communes littorales maritimes sont « l'ensemble des communes littorales situées en bord de mer, de lagune ou sur les estuaires, en aval de la limite transversale de la mer, où la loi « Littoral » s'applique. Elles sont 885 en métropole » (Commissariat général du développement durable, 153, 2012, p. 4).

après avoir occupé l'ensemble des basses vallées, l'urbanisation a progressivement gagné les versants, puis les plateaux, avec « si possible vue sur mer » (Figure 4.3).



Figure 4.3 : Urbanisation à Criel-sur-Mer dans la basse vallée et sur les versants à proximité de l'abrupt

Du « territoire du vide » décrit par A. Corbin (1988), les côtes sont devenues « territoire du trop plein » dans les décennies 1960-1980, voire un « territoire d'empoigne » dans les années 1990 (Paskoff, 1993). La dynamique régressive de nombreux linéaires côtiers rattrape actuellement l'urbanisation implantée trop près du rivage (Figure 4.4).

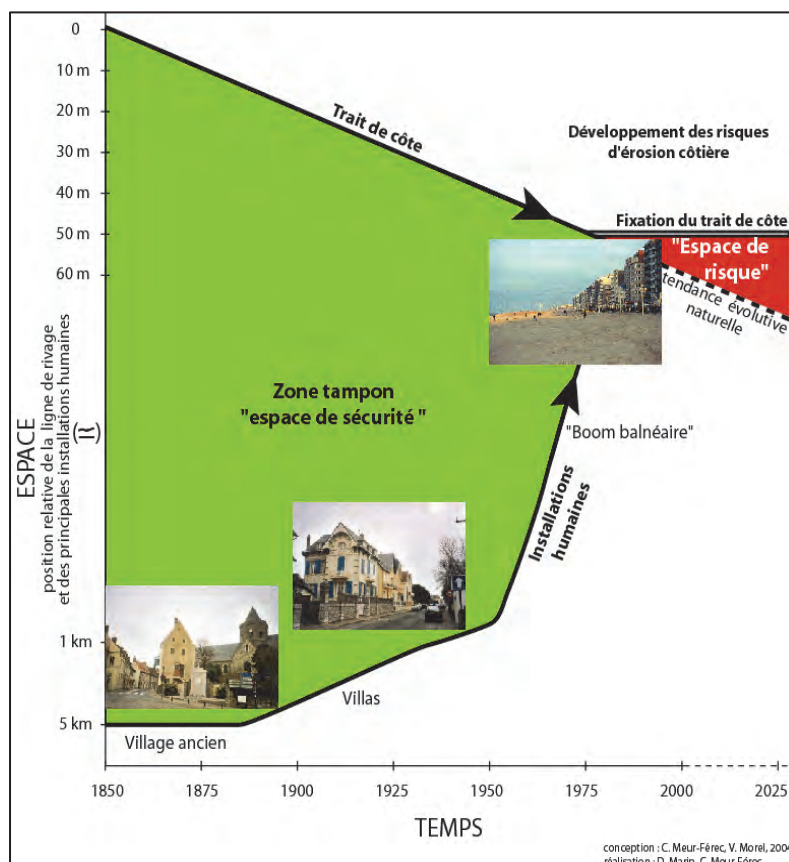


Figure 4.4 : Schéma de l'émergence des risques côtiers : dynamiques convergentes du trait de côte et de l'occupation du rivage (Meur-Férec et Morel, 2004)

Cette augmentation de la valeur économique de la frange côtière a justifié de lourds investissements dans des politiques de défense contre la mer. Ces dernières sont aujourd'hui controversées, car elles perturbent l'équilibre dynamique des littoraux.

4.2. Modification du cheminement et de la répartition des stocks de sédiments (galets)

4.2.1. Extractions sédimentaires et leurs impacts

Le « galet de mer » est utilisé pour sa dureté, sa richesse en silice (à 98 %), et notamment comme matériau de construction, dès le début du XX^{ème} siècle. L'exploitation, qui fut d'abord artisanale (avec les côtiers¹³, Figure 4.5) jusque dans les années 1950, devint industrielle avec une répartition anarchique des carrières, notamment sur la flèche de galets du Hourdel (Dolique, 1999).

Entre 1946 et 1970, la DDE de Dieppe chiffre le volume de galets extrait de manière officielle à 415 000 m³ entre Fécamp et Le Tréport. Facilités par les jetées sur lesquelles s'accumulent ces sédiments, deux points importants de prélèvement furent identifiés : Dieppe (235 000 m³), et Le Tréport (180 000 m³). En réalité, les extractions ont été supérieures aux volumes autorisés. À partir de 1972, les prélèvements sont restreints et surveillés, et l'arrêt définitif des extractions sur les plages de galets haut-normandes et picardes a lieu en 1984. Depuis le début du XX^{ème} siècle, sur un cordon qui en comptait initialement 6 millions de m³ entre le cap d'Antifer et Le Tréport, 3 millions de m³ de galets auraient été prélevés (Costa et al., 2007). Or, une telle exploitation du stock de galets pourtant protecteurs, n'est pas sans poser de sérieux problèmes d'érosion et d'inondation.



Figure 4.5 : Côtiers prélevant des galets à Vattetot-sur-Mer (Gaumy, 1972)

Le cordon de galets, localisé en haut de plage, constitue une barrière naturelle face à l'assaut des vagues, notamment lors des tempêtes. L'extraction massive entraîne une diminution du stock en présence. Cette dernière induit un point de déferlement de la houle plus près du trait de côte avec une forte libération d'énergie des vagues à cet endroit. Le risque de franchissement

¹³ Un côtier est une personne qui prélève manuellement les galets avec des paniers et les transporte à dos de cheval.

est alors accentué, et l'attaque des vagues, plus fréquente sur la falaise, exacerbe la dynamique érosive.

De nombreuses plages (et aussi en pied de falaise) ont vu leur stock de galets baisser de manière drastique. C'est le cas à Criel-sur-Mer, qui possédait un important cordon de galets, mais qui, au début des années 1970, connut les premières inondations par la mer. À Ault, le cordon était autrefois très large et végétalisé, permettant une dynamique régressive plus lente de la falaise (falaise morte) (Regrain, 1992). La migration de la racine de la flèche du Hourdel vers le nord, en l'absence d'apports frais, a fait que les falaises d'Ault sont devenues vives, et connaissent depuis, une dynamique régressive importante.

Sur le littoral bas-normand, les chiffres officiels d'extraction sont rares et concernent bien évidemment des sables. Ces prélèvements, principalement à Ouistreham, seraient de l'ordre de 50 000 à 100 000 m³ (LCHF, 1986).

4.2.2. Ouvrages de défense contre la mer

Avant l'implantation humaine, le littoral étudié était divisé en trois cellules hydro-sédimentaires principales : 1) baie des Veys/baie de Seine, 2) baie de Seine/cap d'Antifer, 3) cap d'Antifer/baie de Somme.

En Haute-Normandie, les cordons de galets étaient autrefois caractérisés par de petites flèches libres au débouché des vallées, dont l'extrémité était souvent entaillée par le cours d'eau. Derrière ces accumulations se formaient alors des havres dans lesquels les navires se protégeaient des fortes agitations marines. Les entrées portuaires furent rapidement aménagées (jetée en bois et dragage manuel visibles sur les gravures du XVII^{ème} siècle), mais leur longueur était très limitée sur l'estran. Il en a été de même pour les plages sableuses du Calvados.

4.2.2.1. Jetées portuaires : morcellement en sous-cellules hydro-sédimentaires

Pour développer l'activité portuaire et éviter l'obstruction de la passe d'entrée des ports, des jetées portuaires ont été construites ou rallongées à la fin du XIX^{ème} siècle et au début du XX^{ème} siècle (jetée de Fécamp en 1850, Saint-Valéry-en-Caux en 1860, Port-en-Bessin en 1864, Le Tréport en 1882, Ouistreham, 1912 ; Dieppe en 1913 et, plus récemment, les jetées des centrales EDF de Paluel en 1978, de Penly en 1981). Ces obstacles transversaux, de plusieurs centaines de mètres (500 m à Dieppe par exemple), ont définitivement rompu le transit sédimentaire des galets, et, dans une moindre mesure, celui des sables. Cela a abouti à une segmentation des cellules hydrosédimentaires originelles en sous-cellules fixes (et mobiles pour les sables). Entre le cap d'Antifer et la baie de Somme, neuf sous-cellules peuvent être identifiées, cinq le long des côtes du Calvados (Figure 4.6).

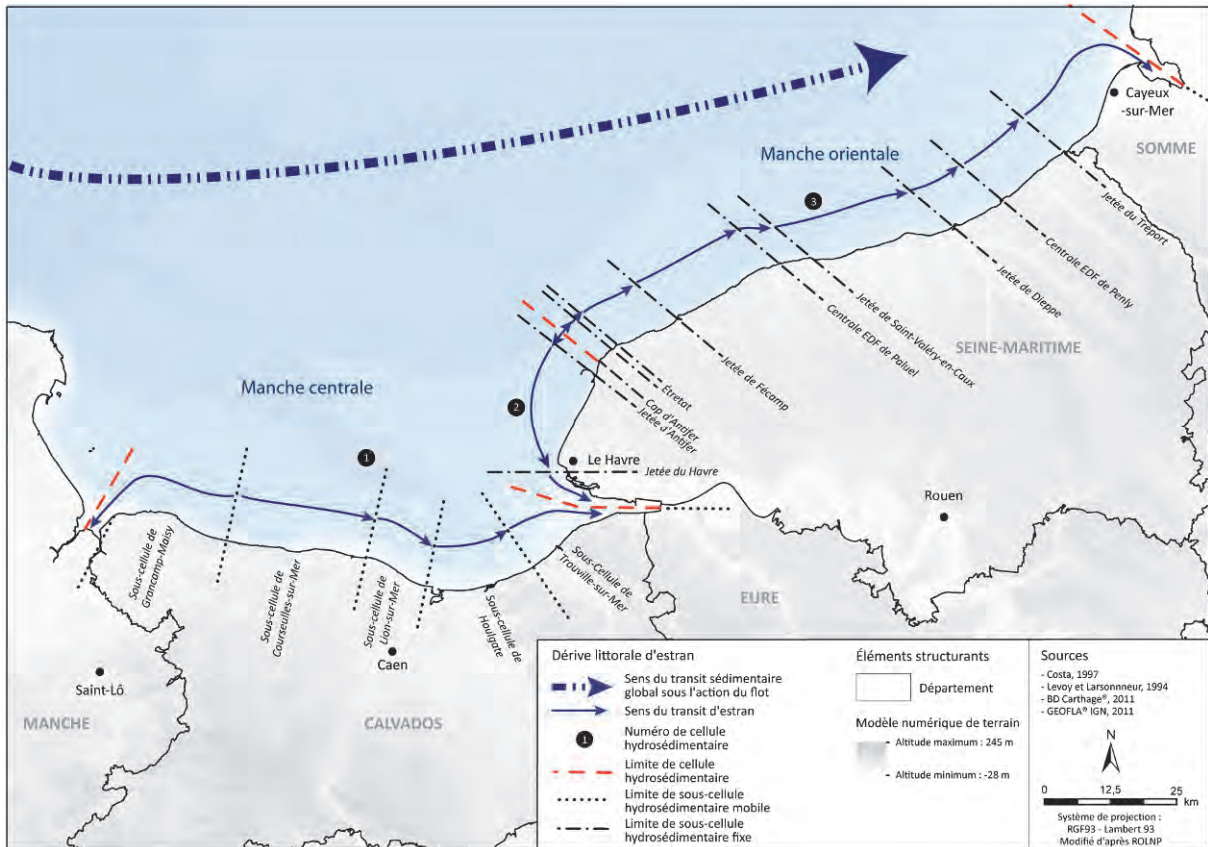


Figure 4.6 : Cellules et sous-cellules hydrosédimentaires entre la baie des Veys et la baie de Somme (d'après Costa, 1997 ; Levoy et Larsonneur, 1994) (ROLNP, 2012)

Ces ouvrages transversaux majeurs induisent une forte accumulation de sédiments en amont-dérive (puits de sédiments), voire un stock mort, et en aval-dérive, une pénurie. Les conséquences sur les espaces voisins sont souvent importantes, à savoir l'exacerbation de l'érosion côtière ou une sensibilité accrue aux franchissements par la mer (Figure 4.7).

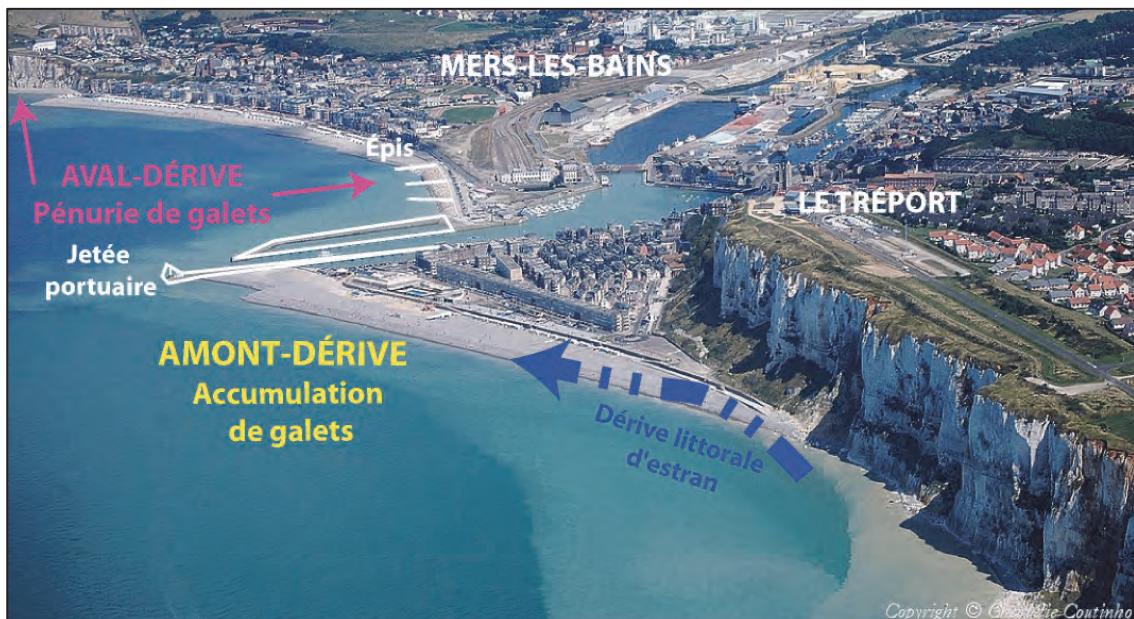


Figure 4.7 : Jetée portuaire du Tréport et effets sur le transit sédimentaire à Mers-les-Bains

4.2.2.2. Épis et perrés : freins du transit sédimentaire et fixité du rivage

Plus tardivement, et en raison d'une volonté récente de protéger les populations côtières et leurs activités, des perrés associés à des batteries d'épis ont été mis en place (Figure 4.8).

Les épis se trouvent principalement sur les côtes basses urbanisées, menacées par les submersions marines, et s'étendent sur plusieurs km. Ils ont pour objectif de freiner le transit en accumulant, dans les casiers (espaces entre deux épis consécutifs), des sédiments permettant de reconstituer une barrière efficace face aux actions marines. En réalité, au début du remplissage des casiers, l'ouvrage capte l'ensemble des sédiments. Cette période, *a priori* transitoire, peut perdurer si le budget sédimentaire est insuffisant. Ce blocage génère une pénurie en l'aval-dérive (Figure 4.7), dommageable en termes d'érosion et d'inondation par la mer, avec parfois la nécessité pour ces communes de recourir aux rechargements.

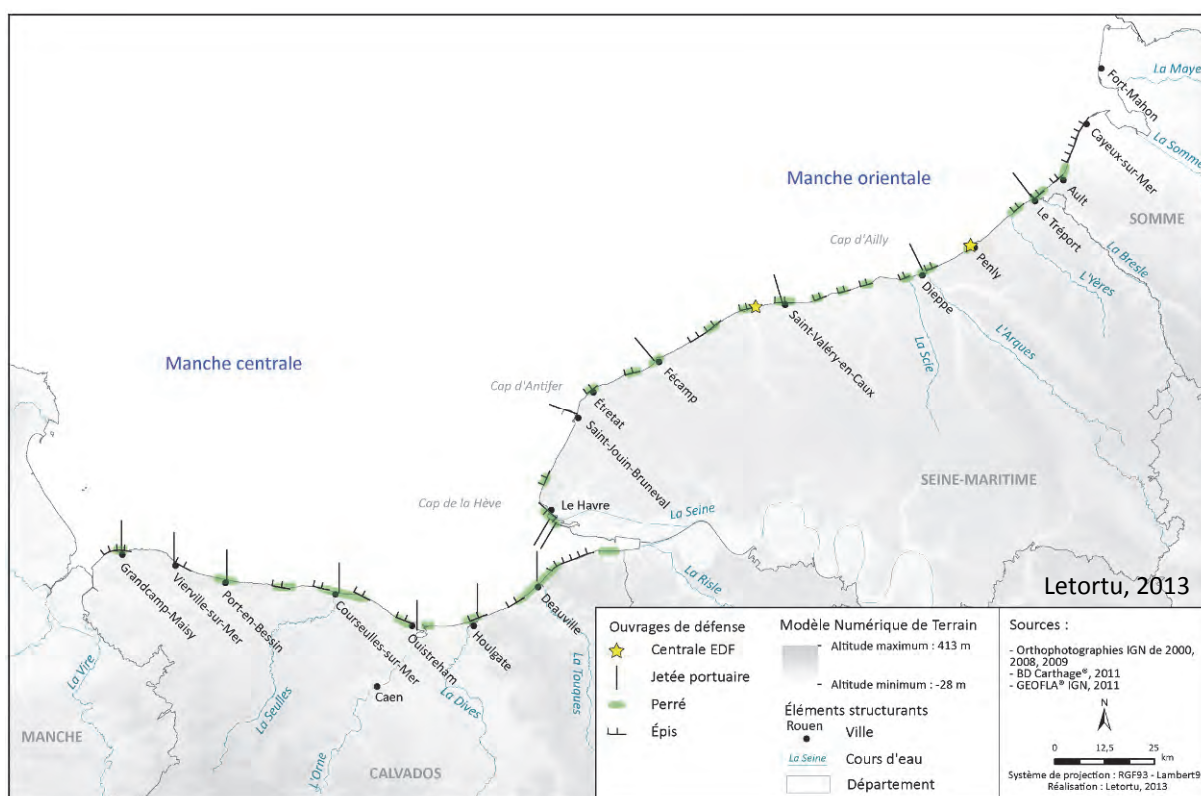


Figure 4.8 : Les ouvrages transversaux et longitudinaux en Manche orientale et centrale (d'après la BD Ortho® IGN de 2000, 2008 et 2009)

Les perrés sont implantés pour le tourisme balnéaire à partir du XIX^{ème} siècle où les stations « ambitieuses » édifient ou aménagent une jetée-promenade. Dans ce contexte, les plages ne sont plus libres, elles sont adossées à l'ouvrage.

La résultante est une modification de la capacité d'adaptation de la plage aux conditions hydrodynamiques. Par une intensification des transports longitudinaux par réflexion des vagues sur les ouvrages, le démaigrissement des plages est favorisé. Cet abaissement du profil de plage aboutit à un rapprochement du point de déferlement des vagues, qui ne produit plus en bas de plage, mais au pied, voire sur les ouvrages de défense contre la mer.

En raison de l'érosion côtière continue de part et d'autre des perrés, les espaces protégés deviennent progressivement saillants. Ces points « durs » participent activement aux départs de matériaux vers des espaces de moindre énergie, favorisant la pénurie sédimentaire, les contournements de l'ouvrage, sa ruine prématurée et la sensibilité aux submersions marines.

CONCLUSION DU CHAPITRE 4

En lien avec l'émergence du tourisme balnéaire, les côtes normandes et picardes ont été **précocement anthropisées** induisant, depuis le XIX^{ème} siècle, une **artificialisation croissante du littoral** (littoralisation). Par la présence de nombreux biens, et donc l'augmentation de la valeur économique de la frange côtière, la **mobilité du rivage est devenue inacceptable** pour bon nombre de résidents et d'élus. La solution choisie fut la **mise en place d'ouvrages de défense**, principalement issus des techniques de génie civil, et dits durs. Ces ouvrages sont très nombreux le long du littoral étudié. Leurs effets négatifs sont désormais bien connus et souvent observables sur le littoral normand-picard.

La mise en place d'ouvrages de défense, transversaux et longitudinaux, et les extractions ont contribué à fortement modifier le volume, la répartition et le cheminement des sédiments. Il est communément admis que **ces perturbations sont susceptibles d'accentuer l'érosion côtière et les franchissements par la mer.**

Notre travail vise à déterminer, d'une part, le zonage des aléas « érosion côtière » et « submersion marine » sur l'ensemble du littoral normand-picard et, d'autre part, de quantifier les impacts des ouvrages de défense côtière, notamment transversaux, sur les vitesses ou les rythmes de recul des falaises crayeuses haut-normandes. Ces travaux seront présentés dans les parties II, III et IV de cette thèse.

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

Cette première partie qui avait pour objectif de poser les bases de l'analyse quantitative du risque naturel (aléas « érosion côtière » du cap d'Antifer au Tréport et « submersion marine » de la baie des Veys à la baie de Somme) a permis de souligner toute la diversité du secteur étudié :

- des **falaises crayeuses** (du Cénomaniens au Campanien) à plate-forme d'érosion marine qui possèdent, dans le détail, une grande diversité de faciès **plus ou moins résistants à la météorisation**, dans un contexte où la **combinaison de processus morphogéniques** (marins et continentaux) constitue des **paramètres propices à l'érosion** et donc au recul des falaises ;

- des **côtes basses**, dont certaines sont **inférieures de plus d'un mètre aux pleines mers de vive-eau**. Elles sont **protégées par un cordon** (sableux ou de galets) et exposées à des conditions d'agitation de type **mer du vent** (vent de quadrant ouest majoritaire). Ces dernières peuvent être fortes dans un bassin de la Manche peu profond et à régime macrotidal. À cette configuration générale, s'ajoutent les **effets de sites** (exposition aux houles et vents d'afflux), notamment avec une côte du Calvados relativement « **abritée** » tandis que la côte haut-normande et picarde est plus « **exposée** » **aux flux d'ouest dominants** ;

- une **anthropisation forte** dans les vallées. Les populations se sont préférentiellement installées **à leur débouché** (seul lien entre la mer et l'intérieur des terres), **puis progressivement sur leurs versants**. En raison de la valeur financière importante de ces espaces, les aménagements sont nombreux et **perturbent la dynamique littorale**, notamment le cheminement et donc la répartition du stock de sédiments.

L'ensemble de ces paramètres font du littoral de la baie des Veys à la baie de Somme, un territoire **propice à l'étude de l'aléa « recul des falaises » et « inondation par la mer »**. Elle **nécessite la quantification des dynamiques, et la caractérisation des risques induits**.

DEUXIÈME PARTIE

LE REcul DES FALAISES HAUT-NORMANDES : VITESSES ET RYTHMES DE REcul À L'ÉCHELLE HISTORIQUE RÉCENTE (1939-2008) ET SUR L'ENSEMBLE DU LITTORAL HAUT-NORMAND

INTRODUCTION DE LA DEUXIÈME PARTIE

Alors que près de 80 % du linéaire côtier mondial seraient constitués de côtes rocheuses et à falaises (Isakov, 1953 ; Emery et Kuhn, 1982 ; Sunamura, 1992), la connaissance de leur fonctionnement, et de leur vitesse de retrait demeure incomplète (Lim et al., 2005 ; Naylor et al., 2010 ; Moses et Robinson, 2011). Le recul des falaises est très souvent étudié puisqu'il s'agit d'« un des meilleurs indicateurs de l'érosion côtière » (Chaaban et al., 2012, p. 1 567), à condition que le suivi diachronique s'étende sur plusieurs décennies. Une échelle pluri-décennale est susceptible de mettre en évidence des évolutions périodiques, pouvant être interprétées comme le reflet d'une auto-organisation (Hallet, 1990).

Les vitesses de recul sont le résultat d'un subtil rapport de force entre les processus marins et continentaux qui affectent un espace caractérisé par une morphostructure pouvant être complexe et spécifique à chaque site. En fonction du matériel rencontré, les ordres de grandeur des vitesses moyennes de recul seront variés, comme l'explique T. Sunamura dans sa typologie en 1992. La craie apparaît comme un matériel sujet à une météorisation intense aboutissant à des vitesses de recul rapide (de 0,10 à 1 m/an) (Figure II.1).

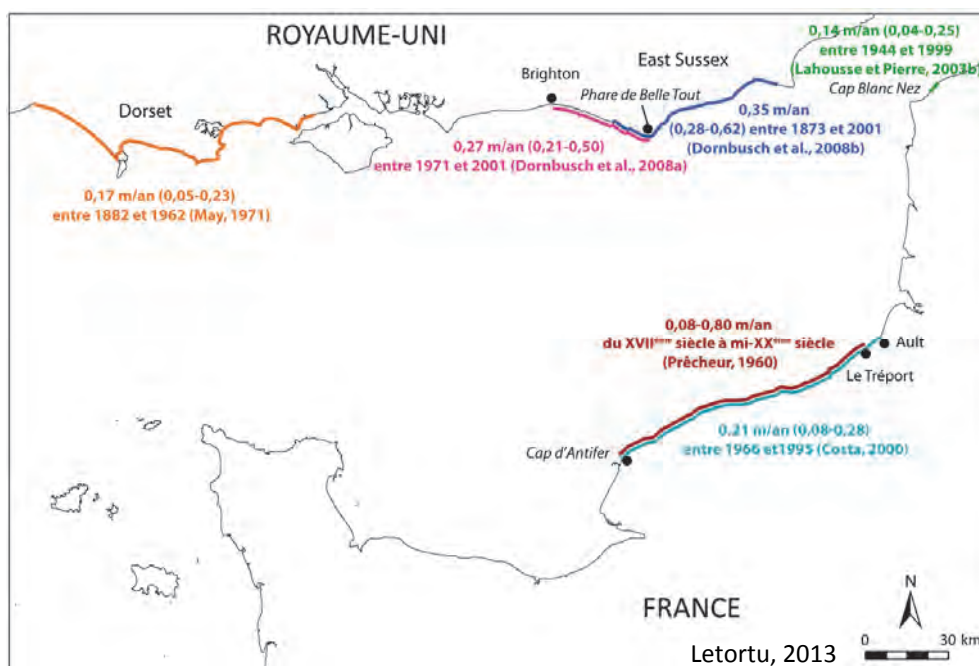


Figure II.1 : Quelques exemples de vitesses de recul de falaises crayeuses

De nombreuses sources historiques (lettres, articles de journaux, cartes, études historiques) ont fait état, depuis les XVIII^{ème} et XIX^{ème} siècles, de la disparition de zones côtières le long des falaises haut-normandes (Lamblardie, 1789 ; Guilmeth, 1851 ; Moignet, 1899 ; Billy, 1952 ; Prêcheur, 1960 ; Bialek, 1969). C. Prêcheur (1960) suggérait que leurs taux de recul sur les 300 dernières années, entre le cap d'Antifer et Ault, allaient de 0,08 à 0,80 m/an. J. Bialek (1969) évoque un retrait entre 0,07 à 1 m/an pour les falaises de Bénouville à Criel-sur-Mer (1830-1966). Ces travaux reposent sur l'analyse de documents et de photographies aériennes dont les résultats sont affectés par des marges d'erreur plurimétriques. Pour affiner les résultats, l'analyse des levés photogrammétriques (marge d'erreur $\pm 0,40$ m) entre le cap d'Antifer et Le Tréport (1966-1995)

fournit une vitesse moyenne de retrait de 0,21 m/an avec des variations spatiales significatives allant de 0,08 à 0,28 m/an (Costa, 2000 ; Costa et al., 2001, 2002a).

Le très large éventail des objectifs pour lesquels l'érosion côtière est étudiée, la diversité dans le choix du référentiel « trait de côte », celle des équipements et des documents disponibles pour les scientifiques, les ingénieurs ou les planificateurs, ont conduit à l'utilisation de nombreuses méthodes de quantification pour analyser l'évolution des côtes. Les techniques de cartographie du littoral vont des simples mesures réalisées directement sur des cartes, cadastres ou photographies aériennes non rectifiées (et en format papier), aux mesures à haute résolution faites à partir de données LIDAR¹⁴ orthorectifiées au format numérique. Mais quelle peut être la fiabilité accordée aux documents de base de ces études ? Quelle est la marge d'erreur de chacune des méthodes employées ? Quel crédit accorder aux vitesses parfois fournies par des travaux localisés et menés sur des pas de temps très courts ? Cette absence de méthode standardisée aboutit à une difficile comparaison à l'échelle régionale et locale. Même à l'échelle du site, les valeurs observées peuvent être différentes, comme à Ault : les valeurs moyennes oscillent autour de 0,30-0,40 m/an en revanche, les intervalles mesurés vont de 0,30 à 0,70 m/an (Hascoët, 1988 ; Costa, 1997).

L'objectif de ce travail est de **proposer une méthode standardisée de suivi du recul des falaises le long du littoral haut-normand**. Cette dernière fournira des vitesses **en s'appuyant uniquement sur des données dont la fiabilité, et la pertinence spatiale et temporelle ont été testées**. La première étape, qui fait l'objet du chapitre 5, consiste à choisir :

- 1) le référentiel du « trait de côte » qui doit traduire au mieux l'ensemble des évolutions affectant la falaise ;
- 2) les documents à utiliser qui doivent posséder les qualités suivantes : une faible marge d'erreur, une couverture spatiale de l'ensemble du système hydro-sédimentaire étudié (du cap d'Antifer au Tréport) et un intervalle de temps de plusieurs décennies entre les deux états connus ;
- 3) la méthode de calcul des vitesses de recul pour l'obtention des résultats (1966-2008) ayant la meilleure précision.

Au-delà des grandes tendances d'évolution obtenues entre deux états connus (1966 et 2008, soit 13 ans d'évolution supplémentaire par rapport à l'étude photogrammétrique faite entre 1966 et 1995, Costa et al., 2000), notre attention portera sur le fonctionnement fondamentalement non-linéaire dans le temps et dans l'espace de notre objet d'étude, la falaise. Ainsi, la variabilité spatiale et temporelle du retrait nous semble tout aussi importante pour rendre compte de la dynamique régressive des abrupts (chapitre 5). La variabilité des vitesses de recul sera ensuite interprétée au regard des caractéristiques morphostructurales du secteur d'étude, et des diverses actions anthropiques affectant le littoral haut-normand (chapitre 6). Ces vitesses moyennes, utiles pour les aménageurs et les gestionnaires, masquent les à-coups du retrait, matérialisés par les mouvements gravitaires dont les conséquences peuvent être majeures lorsque l'urbanisation est proche du rivage. La localisation, l'intensité, la datation et la fréquence de ces événements sont de la plus grande importance pour la détermination des temporalités des dynamiques, et pour la compréhension de leur répartition spatiale. Dans le chapitre 7, nous tenterons de déterminer le rythme de recul des falaises à partir du suivi de la zone de départ et de dépôt des éboulements/écroulements.

¹⁴ Plusieurs terminologies sont utilisées dont les plus communes sont LiDAR et LIDAR (acronyme de Light Detecting And Ranging). Suite à la convention souvent utilisée par l'American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS) (Maune, 2007; ASPRS, 2008), nous utiliserons la terminologie LIDAR dans cette thèse.



CHAPITRE 5 : MÉTHODES ET TECHNIQUES POUR LA QUANTIFICATION DU REcul DES FALAISES : QUEL « TRAIT DE CÔTE », QUELS DOCUMENTS ET QUELLES MÉTHODES DE CALCUL UTILISER ?

- 5.1. Quel trait de côte ?
- 5.2. Les données photogrammétriques : les données de référence (1966-1995)
- 5.3. Augmenter la représentativité temporelle : test des données à notre disposition
- 5.4. Méthode de quantification des vitesses de recul des falaises entre deux traits de côte
- 5.5. Résultats
- 5.6. De l'intérêt de la donnée LIDAR ?
- 5.7. Bilan et discussion

INTRODUCTION

Quantifier les vitesses et les rythmes de recul des falaises, et la répartition spatiale des évolutions nécessite de définir avec soin 1) **l'indicateur morphologique des dynamiques à suivre dans le temps et sur différents supports**, 2) **les documents et les données de référence qui doivent correspondre au meilleur compromis entre précision, représentativité spatiale et temporelle**, 3) **la méthode de calcul des vitesses qui doit être adaptée aux caractéristiques du littoral étudié**.

Par conséquent, ce chapitre s'organise autour de ces trois besoins et s'articule en six sous-chapitres à vocation méthodologique. Tout d'abord, le choix du référentiel du « trait de côte » sera défini. Quand bien même ce choix serait plus aisé pour les falaises, il existe une diversité des référentiels qui nécessite une définition stricte. La qualité des données d'entrée étant primordiale, il s'agira dans le second et le troisième sous-chapitre, de mener une réflexion sur les données à intégrer. Dans un quatrième temps, nous présenterons le protocole d'acquisition des résultats qui nous semble le plus pertinent pour quantifier la dynamique régressive de ce type de côte, et ce, entre deux états connus (1966-2008, soit 42 ans). Le choix de la méthode doit être adapté au linéaire côtier étudié, caractérisée à grande échelle sur le littoral haut-normand, par un dessin du haut de falaise particulièrement irrégulier. Les résultats des vitesses de recul seront présentés dans un cinquième temps, durant lequel seront soulignées les possibles variations spatiales du retrait. L'ajout des données LIDAR (RGE Alti[®] IGN, 2011 ; CLAREC, 2012) constituera le dernier point de ce chapitre. Notre objectif est de tester l'intérêt de ces informations pour le suivi du recul du haut de falaise.

5.1. Quel trait de côte ?

Le référentiel « trait de côte » est un objet géographique de référence, qui doit être lisible à plusieurs dates sur des documents parfois de natures diverses (Costa, 2005). Dans la littérature scientifique, les référentiels sont nombreux. M. Robin (2002a) identifie plus d'une douzaine de « traits de côte ». Pour les côtes sableuses, de nombreuses lignes de référence sont susceptibles d'être utilisées pour retranscrire la mobilité du rivage, comme en témoignent les multiples articles portant sur le choix du trait de côte (« shoreline »), et leur fiabilité respective (Boak et Turner en 2005 ; Moore et al., 2006 ; Ruggiero et List, 2009). Selon les caractéristiques des données disponibles et des sites étudiés, certains auteurs s'appuient sur les laisses de pleine mer (Dolan et al., 1980 ; Crowell et al., 1991 ; Allain et al., 2000 ; Douglas et Crowell, 2000), sur la végétation supratidale (Thieler et Danforth, 1994a ; Stéphan et Suanez, 2004), le pied de dune (Guillén et al. 1999 ; Chaaban et al., 2012 ; Juigner et al., 2012 ; Robin et al., 2012) ou encore la ligne de rivage instantanée, très utilisée dans les milieux microtidaux (Jiménez et al. 1997 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Durand et Heurtefeux, 2006 ; Brunel, 2010 ; Alberico et al., 2012). Il est d'ailleurs possible d'utiliser plusieurs indicateurs représentatifs du milieu pour mener une analyse complète de l'évolution du trait de côte (Robin et al., 2012). Pour les falaises, la détermination du référentiel à suivre apparaît moins problématique en raison de l'existence de ruptures de pente souvent franches. Il existe souvent deux choix principaux : le pied ou le haut de falaise (May et Heeps, 1985 ; Costa, 1997, 2000 ; Benumof et Griggs, 1999 ; Moore et al., 1999 ; Zviely et Klein, 2004 ; Lim et al., 2005 ; Pierre et Lahousse, 2006 ; Dornbusch et al., 2008b ; Greenwood et Orford, 2008 ; Young et al., 2009 ; Del Río et Gracia, 2013). Le référentiel du haut de falaise est le plus fréquemment utilisé (Bird, 2008) en revanche, avec l'apparition et la généralisation de la technologie de mesure à très haute résolution, comme le scanner laser terrestre, il est désormais possible de suivre l'évolution de l'ensemble du versant ou le front de l'abrupt (Bird, 2008 ; Collins et Sitar, 2008 ; Dewez et al., 2009a, b ; Lim et al., 2005, 2010 ; Poulton et al., 2006 ; Quinn et al., 2010 ; Young et Ashford, 2007 ; Young et al., 2010).

Il convient de s'interroger sur la représentativité des référentiels « trait de côte » (pied, haut et front de la falaise) pour l'estimation du recul des côtes rocheuses et à falaises, notamment celles taillées dans des matériaux peu cohérents. Comme le démontre les travaux d'A.P. Young et al. (2009), l'estimation des changements du front de l'abrupt apporte le plus d'informations (Figure 5.1).

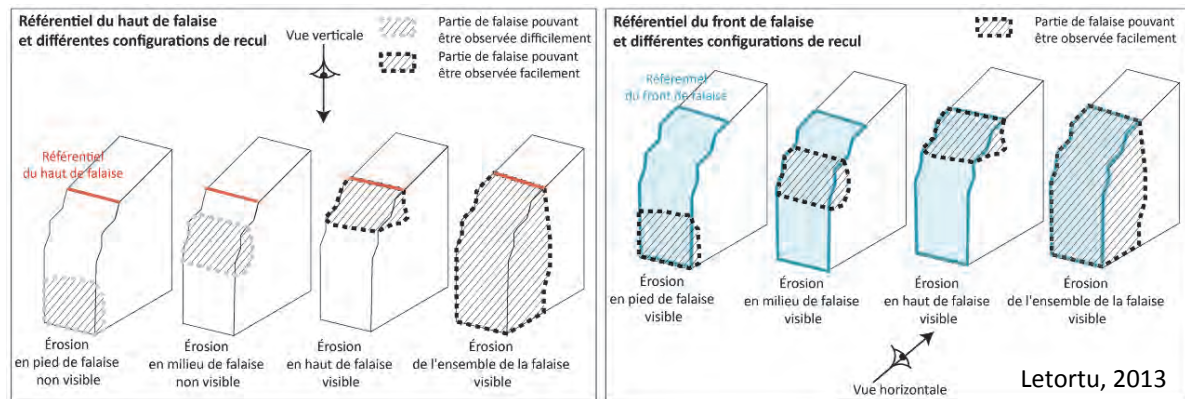


Figure 5.1 : Représentativité du référentiel « haut de falaise » et « front de falaise » pour suivre l'érosion côtière (d'après Young et al., 2009)

Le suivi des versants ou de l'escarpement dans sa globalité nécessite des données issues de levés photogrammétriques au sol ou de scanner laser terrestre. Ce type de mesures ne peut être réalisé sur de longs linéaires côtiers. Par ailleurs, ces outils relativement récents ne peuvent fournir, pour le moment, des informations sur des pas de temps pluri-décennaux nécessaires à une analyse de l'évolution de l'érosion côtière. En raison de l'écrasante majorité de documents d'observation verticale à notre disposition sur de longs pas de temps, les choix s'orientent soit sur le haut de falaise, soit sur le pied de falaise. D'après A.P. Young et al. (2009), la méthode de suivi du haut de falaise capture le retrait réel, mais souffre d'une vision souvent lacunaire du recul en pied de falaise. Quant à la méthode du suivi de la base de l'abrupt ou du versant, elle n'est pas non plus représentative. Des accumulations de sédiments et/ou des variations altitudinales du profil de plage peuvent rendre l'analyse délicate (Figure 5.1).

Finalement, notre choix s'oriente vers le haut de falaise pour plusieurs raisons :

- la finalité de notre travail étant la définition du risque « érosion côtière », il est donc important de travailler sur la limite supérieure de la zone de départ des éboulements/écroulements qui menacent les populations ;
- le secteur d'étude est caractérisé par des falaises subverticales qui peuvent masquer le pied de falaise lors des levés verticaux ;
- l'orientation du trait de côte nord-ouest/sud-est engendre des phénomènes d'ombrage qui nuisent à la visibilité du pied de falaise ;
- certains clichés de photographies aériennes verticales sont pris à marée haute, cachant le pied de falaise ;
- le profil des plages de galets haut-normandes connaît des variations altitudinales plurimétriques notamment en période de forte agitation (Costa et al., 2008) et peuvent engendrer une erreur importante dans la digitalisation du pied de falaise ;
- pour des raisons de comparaison, puisque l'essentiel des études sur le recul des falaises (aussi bien en Haute-Normandie qu'ailleurs) se sont appuyées sur le référentiel « haut de falaise ».

Le terme de « haut de falaise » pour le littoral haut-normand peut être source de confusion : est-ce l'abrupt crayeux ou l'abrupt taillé dans les résidus à silex situé parfois quelques mètres en arrière ? Cette morphologie spécifique nécessite une précision supplémentaire dans la définition du référentiel choisi (Figure 5.2).

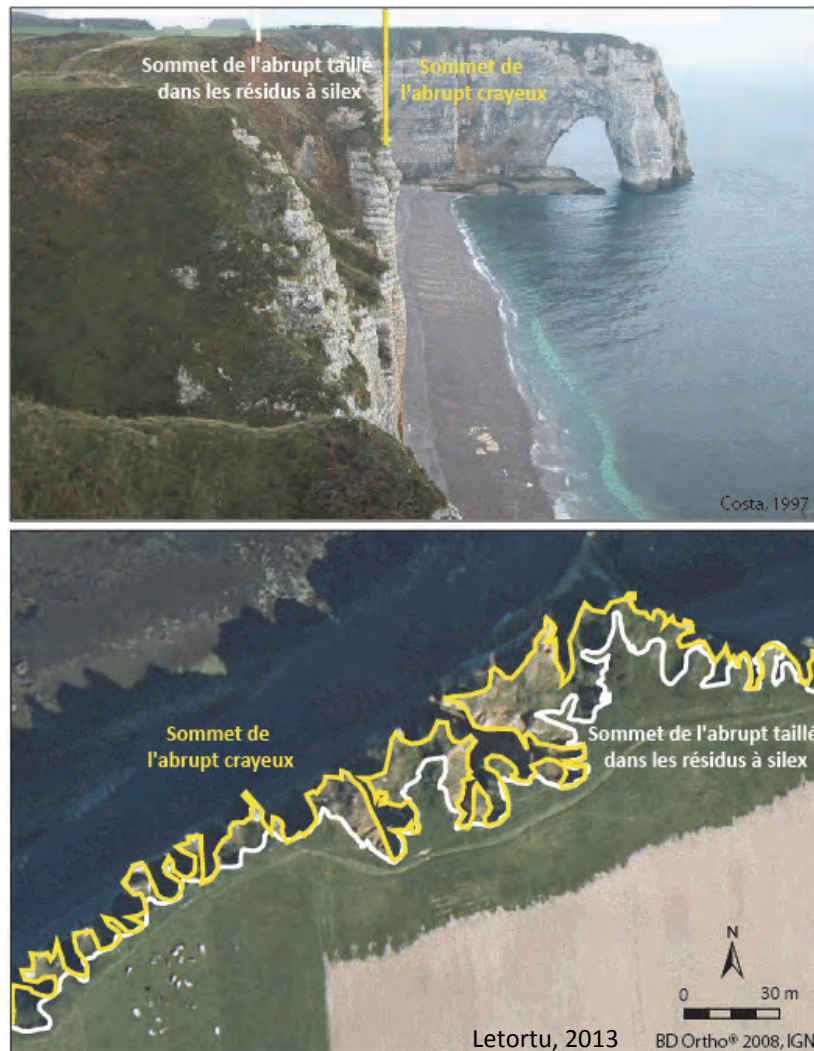


Figure 5.2 : Sommet de l'abrupt crayeux et de l'abrupt taillé dans les résidus à silex aux alentours d'Étretat

Le haut de falaise « abrupt crayeux » sera notre référentiel puisqu'au-delà de l'étude du risque induit par l'érosion côtière, nous souhaitons améliorer la compréhension des rythmes et des modalités d'évolution de ces formes d'ablation. La prise en compte des vitesses de recul du haut de falaise taillé dans le manteau d'altération n'autorise pas ce type d'investigation, puisque les deux éléments n'évoluent pas toujours de façon synchrone et sous l'action de mêmes agents et processus d'érosion. La Figure 5.2 souligne le caractère irrégulier du trait de côte autour d'Étretat.

La précision dans la détermination de l'objet géographique diachroniquement observé est essentielle puisqu'« en raison de la faiblesse des évolutions, la moindre erreur de positionnement rend irrecevables les résultats » (Costa, 2005, p. 48). Pour garantir cette précision et l'homogénéité de la digitalisation du référentiel du haut de l'abrupt crayeux, nous avons utilisé une grille de photo-interprétation (Bariou, 1978).

5.2. Les données photogrammétriques : les données de référence (1966-1995)

Notre étude s'inscrit dans la continuité de celles précédemment menées sur le littoral haut-normand (Costa, 1997, 2000, 2005 ; Hénaff 2002a et 2002b) en utilisant leur retour d'expérience sur les données testées pour suivre l'évolution côtière. Il s'agit pour nous d'augmenter la représentativité temporelle des résultats (13 ans) et de réaliser une première étude diachronique à partir des données précises (levés photogrammétriques¹⁵. 1966-1995 et orthophotographie 2008). Il convient de souligner que le caractère « acceptable » de la marge d'erreur est tout relatif, puisque dépendant de la vitesse de recul du site et de la durée de la période étudiée.

L'acquisition des données photogrammétriques sur le littoral haut-normand s'inscrit dans le cadre d'une coopération au sein du Contrat de Plan Interrégional du Bassin Parisien (CPIBP, Costa, 2000). Un des souhaits du CPIBP était la mise en place d'une méthode de suivi, à long terme, fiable et homogène, de la dynamique côtière en Haute-Normandie et Picardie. La technique retenue fut l'établissement d'un levé photogrammétrique par voie numérique en raison de la grande précision des résultats acquis. En effet, cette technique revêt un double intérêt :

- elle fournit des résultats d'une grande précision sur les côtes rocheuses (position de l'objet étudié à $\pm 0,40$ m), contrairement aux anciennes méthodes à la précision plurimétrique. Ces documents constituent un état de référence ;

- les données fournies sont numériques, géoréférencées et homogènes garantissant la possible répétabilité de la mesure sur le même linéaire, permettant une analyse diachronique des évolutions.

Le levé photogrammétrique, produit en partenariat avec l'IGN, s'effectue à partir de deux missions aériennes verticales. Il s'agit de celles de 1966 (Mission FR-1191/100) et de 1995 (Mission FR- 5049/100) en raison de leur grande échelle (1/10 000) et parce que celle de 1995 a été réalisée spécialement pour un traitement photogrammétrique. Le vol de l'avion a été fait de manière légèrement décalée, mais de façon constante, par rapport au trait de côte, à marée basse de vive-eau, avec des balises géoréférencées (rattachées en planimétrie au système de projection Lambert I, et en altimétrie au nivellement IGN 69) disposées au sol tout au long du trajet, en haut de falaise et sur le platier, afin d'améliorer la précision de l'analyse. Par la suite, une stéréopréparation et une aérotriangulation des clichés ont été menées permettant une restitution sous format numérique et un format papier à l'échelle du 1/2 000. Autrement dit, en planimétrie, les objets géographiques que sont le haut de la falaise crayeuse de 1966 et 1995, le cordon de galets, le platier rocheux, et les placages sableux sont parfaitement délimités et placés dans le système de projection Lambert I. Par ailleurs, en altimétrie, et uniquement pour la mission de 1995, un semis de points cotés a été levé en haut de falaise et sur les cordons de galets, avec une densité de 80 points à l'hectare, et de 5 points à l'hectare sur le platier rocheux.

Le pas de temps d'analyse de 29 ans (1966-1995) apparaît restreint au regard des temporalités de la dynamique de ces falaises qui semblent être pluridécennales.

¹⁵ Les données issues de levés photogrammétriques ont été utilisées par de nombreux auteurs en raison de leur fiabilité (Overton et al., 1996 ; Benumof et al., 2000 ; Lahousse et Pierre, 2000 ; 2002, 2003b ; Costa et al., 2001 ; Catita et al., 2002 ; Moore et Griggs, 2002 ; Runyan et Griggs, 2003 ; Zviely et Klein, 2004 ; Mills et al., 2005 ; Dornbusch et al., 2008a ; Dornbusch et Robinson, 2011).

5.3. Augmenter la représentativité temporelle : test des données à notre disposition

L'une des méthodes communément utilisées est celle de la comparaison des feuilles cadastrales des communes (d'échelle 1/1 000 à 1/2 500) existant en France à partir du XIX^{ème} siècle. La finalité de ces feuilles cadastrales est de cartographier la limite des parcelles. De par cette finalité administrative, seules les parcelles imposables sont parfaitement cartographiées d'un document à l'autre. Or, ce bon calage ne garantit pas l'exactitude de la position de l'abrupt, notamment en raison du danger de la mesure sur cet espace très instable (Costa et al., 2001 ; Costa, 2005). Malgré leur échelle très fine, ces documents sont sujets à caution. A. Hénaff et al. (2002a et 2002b), en comparant le cadastre napoléonien de Fécamp à celui de 1986, ont mis en évidence des incohérences locales où la falaise avance de plusieurs mètres. La marge d'erreur obtenue ($\pm 2,39$ m) a été calculée avec un postulat de départ important : que les positions du haut de falaise aient été correctement cartographiées sur les documents d'origine, ce que personne ne peut certifier. La précision du trait de côte issue des feuilles cadastrales nous semble donc insuffisante hors des zones urbanisées. Or, les côtes de Haute-Normandie sont surtout des zones rurales.

Type d'erreur	Systématique	Aléatoire
Géométrique		
Distorsion	Distorsion de la lentille (plus commune sur les anciennes photographies aériennes) Compensation du mouvement de l'image (typiquement sur les photographies à haute résolution spatiale)	Rétrécissement des films et des supports papier (sur les photographies ou films anciens) Réfraction atmosphérique de la lumière
Déplacement	Courbure de la terre	Déplacements liés au relief (notamment dans les zones montagneuses) Déplacements liés à l'inclinaison Erreur de détecteur (roulis, azimuth, tangage) (typiquement sur les photographies les plus anciennes)
Radiométrique		
Capteur	Baisse d'exposition Géométrie	Réflectance bi-directionnelle (par exemple : ombrage double)
Environnement	Contrainte atmosphérique (brume)	Nuages Angle du soleil (pire pour les photographies non prises au zénith)

Figure 5.3 : Les erreurs communes associées à l'utilisation des photographies aériennes verticales (d'après Paine et Kiser, 2003 ; Morgan et al., 2010)

D'autres sources d'information sont à notre disposition : les photographies aériennes verticales de l'IGN. L'étendue temporelle des clichés va de 1939 à 1995 auxquels s'ajoutent les orthophotographies IGN de 2000 et 2008 (BD Ortho[®] 2008). En l'absence de toute rectification, les perturbations géométriques sont nombreuses : distorsions de l'image (distorsion interne à la photographie avec des distorsions radiales et tangentielles de la lentille, déformation du film pouvant se produire durant les trois étapes du processus photographique), déplacements spatiaux de l'objet (qui correspondent aux conditions extérieures à l'appareil photographique comme l'influence du relief au sol, l'inclinaison de l'appareil photographique, la réfraction atmosphérique) (Figure 5.3).

Malgré l'abondante littérature qui évoque les marges d'erreur plurimétriques de ces photographies aériennes (Stafford, 1971 ; Dolan et al., 1980 ; Leatherman, 1983 ; Thieler et Danforth, 1994a ; Moore, 2000), ces supports sont très souvent utilisés, notamment en France puisqu'ils permettent de couvrir un intervalle de temps non négligeable (environ 60 ans) (Pothérat, 1994 ; Casson et al., 2003).

Pour limiter l'imprécision, différentes techniques de rectification (orthorectification et géoréférencement) existent. Nous les avons utilisées pour mener notre analyse diachronique.

L'orthorectification implique la manipulation spatiale d'une photographie numérisée ou numérique sur une orthophotographie par l'ajout des coordonnées cartographiques verticales (x, y et z) pour représenter précisément les distances, les angles et les aires (Lillesand et al., 2004 ; Morgan et al., 2010). Les méthodes d'orthorectification existent depuis 1897 (Baltsavias, 1995). Jusqu'en 1960, cette méthode utilisait généralement des projections optiques (Hobbie, 1974). Les systèmes numériques de photogrammétrie (Digital Photogrammetric Systems), qui génèrent automatiquement et numériquement des images orthorectifiées, sont apparus dans les années 1980 et 1990 (Goepfert, 1984 ; Powers et al, 1996). L'utilisation de cette procédure fut effectuée sur le logiciel ENVI[®] 4.5. Elle s'est avérée compliquée du fait de l'absence de nombreux certificats de calibration qui fournissent des renseignements sur les paramètres de l'appareil photographique comme la focale, le point de symétrie et les coordonnées fiduciaires résultantes. De plus, ceux en notre possession étaient parfois incomplets. Cependant les coordonnées fiduciaires manquantes ont pu être calculées (Niwa, 2000). Les résultats sont peu concluants en bordure littorale (alors qu'ils sont pertinents pour le domaine continental). En raison de la résolution et de la précision insuffisante du MNT intégré (2008) de résolution 25 m, la délimitation du trait de côte est imprécise (plus de 3 m de décalage). Par ailleurs, la brusque modification des altitudes en bordure littorale est mal gérée d'autant que les altitudes sur la plage ne sont pas fournies (considérées comme appartenant au domaine maritime). Pour pallier ce problème, il faudrait intégrer un MNT LIDAR. Nous n'avons pu utiliser les données du LIDAR aéroporté (levé CLAREC dans le cadre du projet SODYC et un levé de RGE Alti[®] IGN) car nous avons obtenu tardivement ces données (respectivement février et mai 2013), et seulement sur la section Criel-sur-Mer/Le Tréport (environ 10 km sur les 100 km étudiés).

Face à ce problème, nous avons testé une seconde méthode qu'est le géoréférencement. La correction géométrique en x et y se réalise grâce à la localisation de points de repère nommés amers entre l'orthophotographie et la photographie à rectifier. Les meilleurs amers sont des intersections de routes ou des coins de bâtiments bas (où se trouvent parfois des repères géodésiques dont les coordonnées sont faciles à obtenir, mais peuvent être parfois difficilement visibles en fonction de l'échelle et de la qualité du cliché). La précision de la correction dépend de la qualité des points de contrôle au sol et de leur disponibilité. Cette dernière dépendra de la période et de l'espace étudiés : un espace urbanisé présente davantage de points de contrôle que les espaces ruraux. Cette correction est évaluée par le logiciel au niveau de chaque amer sous le terme d'erreur RMS (Root Mean Square Error ou RMSE) et correspond à la moyenne au carré de la différence en pixels entre les coordonnées d'un amer sur le document de référence et celles de ce même amer sur la photographie une fois qu'elle a été corrigée (Brunel, 2010). Si les photographies sont destinées à être utilisées pour le calcul des vitesses d'évolution du trait de côte, il est admis qu'un modèle polynomial est considéré de qualité à partir du moment où tous les amers ont une erreur RMS < 1 pixel (Durand, 2000) voire si possible une erreur RMS < 0,5 pixel (Vanderstraete et al., 2003). Quel que soit le contrôle précis des emplacements des amers, une erreur demeurera en raison de la difficulté à localiser précisément chaque point de contrôle sur une photographie. Par exemple, les coordonnées de l'angle d'une intersection de route peuvent être bien connues, en revanche, la précision avec laquelle le coin d'une intersection peut être identifié sur un cliché est plus limitée. En outre, les routes sont élargies ou refaites et les bâtiments sont parfois rénovés ou reconstruits. De tels changements doivent être surveillés dans une série de photographies aériennes, afin de choisir, dans ce cas, des amers alternatifs (Moore, 2000).

Le géoréférencement a été testé sur plusieurs séries de photographies (Figure 5.4) pour suivre l'évolution du recul des falaises sur la section Quiberville/Criel-sur-Mer (30 km environ) (Guibout, 2011).

Année	Échelle	Qualité
1939	1/20 000	Mauvaise
1947	1/25 000	Mauvaise
1952	1/25 000	Moyenne
1957	1/25 000	Moyenne
1961	1/2 5000	Moyenne
1973	1/25 000	Bonne
1978	1/30 000	Bonne
1983	1/15 000	Bonne
1985	1/20 000	Bonne
1989	1/30 000	Bonne
1990	1/15 000	Bonne
1994	1/30 000	Bonne
1995	1/10 000	Bonne
2000	1 pixel=50 cm	Très bonne

Figure 5.4 : Photographies aériennes verticales de l'IGN à notre disposition sur la section Quiberville/Criel-sur-Mer entre 1939 et 2000

L.J. Moore (2000) conseille d'utiliser des photographies dont l'échelle la plus petite est 1/20 000. Or, la plupart des clichés à disposition ont des échelles plus petites et les enlever priverait de cliché intermédiaire entre 1939 et 1983. Les 14 séries ont été conservées (Marques, 2006).

La numérisation des clichés constitue la première étape. Sur les photos à plus petite échelle (1/30 000) (soit 4 séries sur 14), la résolution argentique de la photographie est un facteur limitant à la perception des plus petits détails, malgré la haute résolution de la numérisation (Robin, 2002b). Il en est de même concernant la qualité des photographies qui est mauvaise à moyenne, entre 1939 et 1961, soit 5 séries sur un total de 14. Il est parfois difficile d'obtenir une bonne précision sur les clichés. L'ensemble des séries de photographies ont été scannées à 600 dpi (Mount et al., 2003 ; Zviely et Klein., 2004 ; Del Río, Gracia, 2009). Lors de la numérisation, le même scanner et le même emplacement sur la vitre ont été utilisés pour éviter toute erreur supplémentaire dans cette étape. Les limites intrinsèques aux données et le choix de la résolution ne nous ont pas toujours permis d'obtenir une taille de pixel de 0,5 m, au moins équivalente à notre support de rectification, à savoir l'orthophotographie IGN de 2000¹⁶. La résolution se situe entre 0,5 et 2 m. Par la suite, les photographies numérisées ont été mosaïquées parce que le manque d'amers dans cette zone littorale souvent rurale portait préjudice au géoréférencement prévu par la suite. Nous avons assigné les coordonnées cartographiques horizontales (x et y) du document de référence aux photographies par le biais d'amers communs aux deux sources. La méthode de correction choisie fut la polynomiale de second ordre. Elle calcule un facteur de correction pour ajuster un ensemble d'amers sur leur position véritable, et corrige simultanément les déformations inhérentes aux photographies (Brunel, 2010). Le document de référence sur lequel s'appuie la correction polynomiale doit être exempt de toute déformation géométrique, ce qui explique l'utilisation de l'orthophotographie 2000. En fonction des clichés, sur une dizaine d'amers, la RMSE oscille entre 0,03 et 0,95.

¹⁶ L'orthophotographie de l'IGN dit de 2000 a été conçu durant les étés 2000 et 2001. L'orthophotographie IGN 2008 ne fut pas utilisée, car elle n'était pas encore à la disposition du laboratoire au début des traitements.

Le haut de falaise a été digitalisé à l'échelle 1/2 000 par le même opérateur et sur le même ordinateur pour éviter que des changements modifient l'interprétation. Comme l'ont indiqué plusieurs auteurs, le positionnement du trait de côte, au moment de la phase de digitalisation par un même opérateur, peut déjà être extrêmement variable dans le temps (Thieler et Danforth, 1994a ; Durand, 2000). « *Cela dépend de la perception de l'information par la personne à un moment donné. Cela peut aussi relever de considérations techniques, comme le type d'ordinateur, la luminosité de l'écran, ...* » (Faye et al., 2008, p. 20). Le temps de géoréférencement varie d'un cliché à l'autre, et dépend du type d'émulsion (panchromatique ou couleur), et des caractéristiques techniques de l'outil de travail (ordinateur).

Malgré la mise en pratique de méthodes rigoureuses pour géoréférencer, les résultats obtenus comportent une part d'incertitude horizontale et verticale. Trois sources d'erreurs horizontales sont possibles : la qualité intrinsèque des photographies aériennes, le processus de géoréférencement (erreur RMS), et enfin la digitalisation des données (interprétation du haut de « l'abrupt crayeux »). L'addition de ces trois sources d'erreur donne alors la marge d'erreur horizontale totale, qui varie suivant la qualité des données et de leurs traitements (Brunel, 2010 ; Del Río et Gracia, 2013) (Figure 5.5).

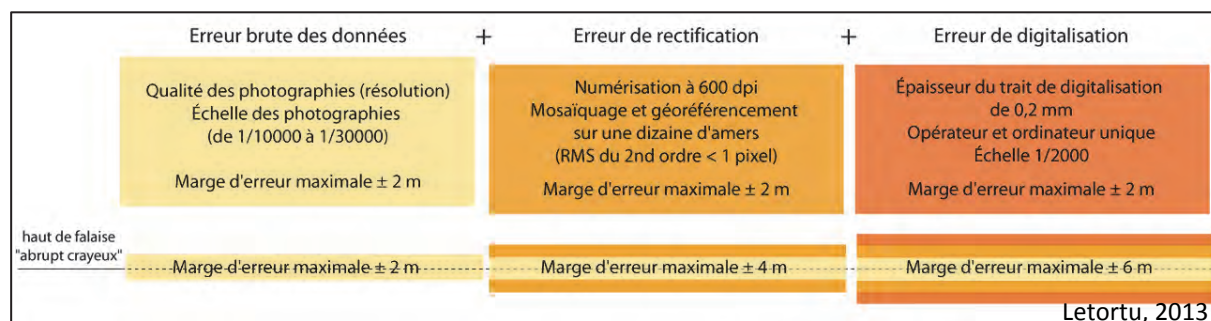


Figure 5.5 : Synthèse des différentes erreurs liées au traitement numérique et à la digitalisation des données photographiques lors du suivi du trait de côte entre Quiberville et Le Tréport entre 1939 et 2000

Pour calculer l'erreur des traits de côte extraits des photographies aériennes (1939 à 1995), la méthode reprend les travaux de C. Brunel (2010) et de P. Stéphan (2008). En tenant compte de la résolution à laquelle les clichés ont été numérisés, nous considérons que l'erreur des données brutes est équivalente à la taille de numérisation du pixel, soit au maximum ± 2 m. Ensuite le processus de rectification pour les photographies aériennes conduit à une erreur maximale d'1 pixel, soit 2 m. Enfin, l'erreur de digitalisation du trait de côte a été estimée à 1 pixel de largeur au sein de laquelle se trouve le haut de falaise, soit ± 2 m. La part d'incertitude maximale peut être alors estimée à ± 6 m pour les clichés de petite échelle et de mauvaise qualité et descendre à $\pm 1,5$ m pour ceux de bonne qualité et de grande échelle. Pour les traits de côte issus de l'orthophotographie de l'IGN (2000), le même raisonnement conduit à une marge d'erreur totale et maximale de ± 1 m.

Au regard des marges d'erreur définies, comparables à plusieurs décennies d'évolution, utiliser les photographies aériennes même corrigées pour l'étude des falaises est compliqué et peut être illusoire lors de la comparaison de longs linéaires côtiers. À titre d'exemple, à l'ouest de l'église de Varengeville-sur-Mer, nous observons des recouvrements de traits de côte : 1983 devance le trait de côte de 1973 et 1990 celui de 2000 (Figure 5.6¹⁷).

¹⁷ La figure suivante utilise la sémiologie préconisée par I.B.N. Faye et al. (2012) pour représenter le trait de côte à plusieurs dates. Cette sémiologie sera utilisée par la suite dans cette thèse.

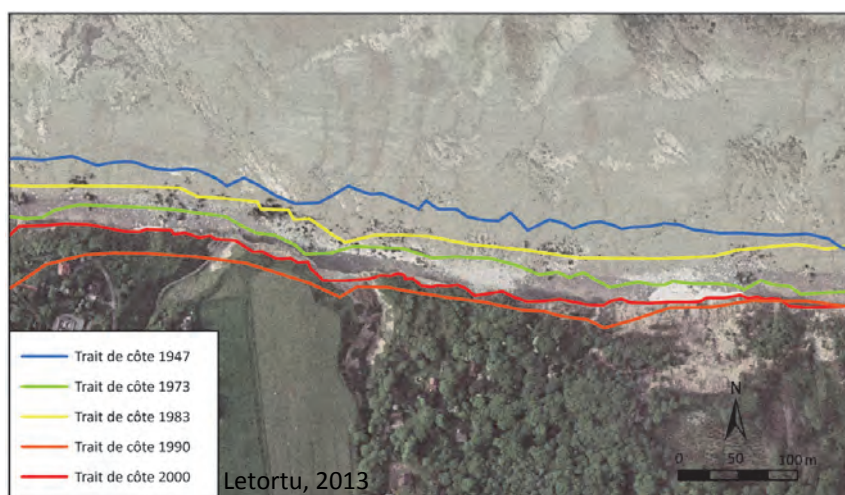


Figure 5.6 : Évolution du trait de côte à l'est de l'église de Varengville-sur-Mer entre 1947 et 2000

Cette comparaison fait apparaître qu'en l'état actuel des données disponibles et de nos connaissances, le géoréférencement s'avère plus judicieux au regard du rapport coût/bénéfice (Figure 5.7). La méthode de photo-interprétation avec géoréférencement est préférée à l'orthorectification. Au-delà de la méthode de rectification, les photographies possèdent de nombreuses limites comme la petitesse des échelles, le problème de parallaxe et la qualité des photographies.

	Orthorectification	Géoréférencement
Avantages	<ol style="list-style-type: none"> 1) Tient compte des spécificités du terrain (MNT) 2) Prend en compte les paramètres de vols et les déformations liées à l'objectif 	<ol style="list-style-type: none"> 1) Assez rapide (le temps dépend cependant des déformations intrinsèques à la photographie) 2) La position de points de calage peut aboutir à un bon positionnement du trait de côte 3) Permet de rectifier les problèmes de déformation liés aux côtes rocheuses
Inconvénients	<ol style="list-style-type: none"> 1) Long (intégration des paramètres + création de points de calage + temps de traitement) 2) Nécessite de nombreux paramètres pour être fiable (certificats de calibration) 3) Gère mal les déformations liées à un changement brutal de dénivelé tel que le trait de côte sur les falaises 	<ol style="list-style-type: none"> 1) Méthode manuelle 2) Nécessité de vérifier la fiabilité des points de calage 3) Ne tient pas en compte des paramètres de vol et du terrain
Résultats	Marge d'erreur plurimétrique en bordure littorale	Marge d'erreur plurimétrique

Figure 5.7 : Méthode testée pour rectifier les photographies aériennes verticales

5.4. Méthode de quantification des vitesses de recul des falaises entre deux traits de côte

5.4.1. Choix des données et échelles de travail

Nous avons à notre disposition les orthophotographies de l'IGN datées de 2000 (système de projection initial en Lambert II étendu) et de 2008 (système de projection initial en Lambert 93). En transformant l'orthophotographie de 2000 en Lambert 93 sous le logiciel IGNmap[®], nous constatons un décalage pouvant atteindre 3 m entre les hauts de falaise. Les techniques utilisées pour leur acquisition et leur préparation (en 2000 et 2008) sont souvent très différentes, ce qui rend leur comparaison délicate. Les références exactes de prises de vue pour les différents secteurs étudiés ne sont pas fournies dans le catalogue de l'IGN. La différence entre les produits orthophotographiques peut atteindre 4 m selon le responsable de la production à l'IGN (CETE-Normandie Centre, 2004). Cette imprécision est à prendre en compte pour les études portant sur l'évolution du trait de côte.

Pour cette raison, nous avons sélectionné une seule orthophotographie. Le choix s'est porté sur l'orthophotographie de 2008 car (1) elle est la plus récente, (2) dans le système de projection de référence¹⁸ (Lambert 93), (3) et de meilleure qualité générale (radiométrie et contraste) que l'orthophotographie 2000. Ce choix nous permet d'augmenter la représentativité temporelle des données photogrammétriques à 42 ans (1966-2008).

Le choix de l'échelle de digitalisation se pose rapidement et la réponse varie en fonction des différents travaux à disposition :

- échelle de la photogrammétrie : les données sont interprétables au 1/2 000 (la digitalisation a dû se faire à une échelle plus fine, mais sans certitude) ;

- échelle de l'orthophotographie : les données sont acquises au 1/5 000 (taille du pixel égale à 0,50 m) et peuvent être intégrées avec une précision 5 fois plus importante (échelle 1/1 000 maximum).

L'échelle de rendu dépend de la contrainte de digitalisation fixée par l'échelle de référence du document initial (photogrammétrie). Il s'agit donc de digitaliser l'orthophotographie de 2008 à l'échelle 1/1 000. La restitution se fera au 1/2 000 pour être en accord avec les données issues de la photogrammétrie.

En raison de la pauvreté spectrale de la donnée d'entrée de l'orthophotographie (RVB), la distinction entre les différents milieux est compliquée et n'autorise pas une extraction automatique aisée du haut de falaise « abrupt crayeux ». La digitalisation de ce référentiel a été menée sur le même ordinateur, par le même opérateur et en suivant une grille de photo-interprétation pour garantir une plus grande homogénéité lors de l'étape-clé que représente la digitalisation (Bariou, 1978).

5.4.2. Méthode de quantification des vitesses de recul : l'approche dite de la ligne de base

De nombreuses méthodes ont été proposées pour mesurer le recul des côtes et sont évoquées dans l'article de F. Chaaban et al. (2012) :

- l'approche de la ligne de base (Dolan et al., 1978) ;

- l'approche de la segmentation dynamique (Liu, 1998 ; Li et al., 2001 ; Srivastava et al, 2005) ;

- l'approche basée sur l'aire (Costa, 2000 ; Ali, 2003) ;

- l'approche avec l'utilisation des buffers (ou zones tampon) et l'estimation non linéaire des moindres carrés (Heo et al., 2009).

Pour l'approche de la ligne de base (connue aussi sous le nom de l'approche des transects), une base de référence est choisie, sensiblement parallèle à la côte. Dans ce cas, l'étendue du recul peut être calculée en mesurant les décalages des traits de côte sur des transects perpendiculaires à la ligne de base. Cette méthode a été utilisée dans de nombreuses études de recul du rivage (Chaaban et al., 2012 ; Hardaway et al., 2001 ; Stewart, 1994) grâce au développement au sein de l'USGS¹⁹ du module DSAS (Digital Shoreline Analysis System) sous SIG (ArcGIS®).

¹⁸ Ce système de projection sert de référence à l'échelle nationale et sera donc utilisé dans le cadre de cette thèse.

¹⁹ United States Geological Survey

De nombreux auteurs l'utilisent (Addo et al., 2008 ; Hapke et al., 2009 ; Brooks et Spencer, 2010 ; Mujabar et Chandrasekar, 2011; Faye et al., 2012 ; Foyle et Naber, 2012 ; Romine et Fletcher, 2013). Il s'agit d'un module d'extension (« plugin ») gratuit destiné au logiciel hôte ArcGIS®. Cet outil, conçu par E.R. Thieler et W.W. Danforth (1994b), est mis à jour régulièrement. Cette extension a servi de base pour une série de rapports de l'USGS sur l'estimation détaillée du changement du trait de côte à l'échelle des États-Unis (à partir des années 1880). Ces applications ont ensuite été utilisées par d'autres acteurs puisqu'il s'agit d'une extension relativement puissante. L'outil permet une densification spatio-temporelle considérable dans l'analyse de l'évolution du trait de côte. En effet, il est possible de traiter rapidement plusieurs traits de côte de dates différentes et de fournir les valeurs de recul à des distances fines (paramètre défini par l'utilisateur). La version que nous avons utilisée est la 4.3 (mise à jour par Thieler et al., 2009), la seule actuellement compatible avec ArcGIS® 10.0.

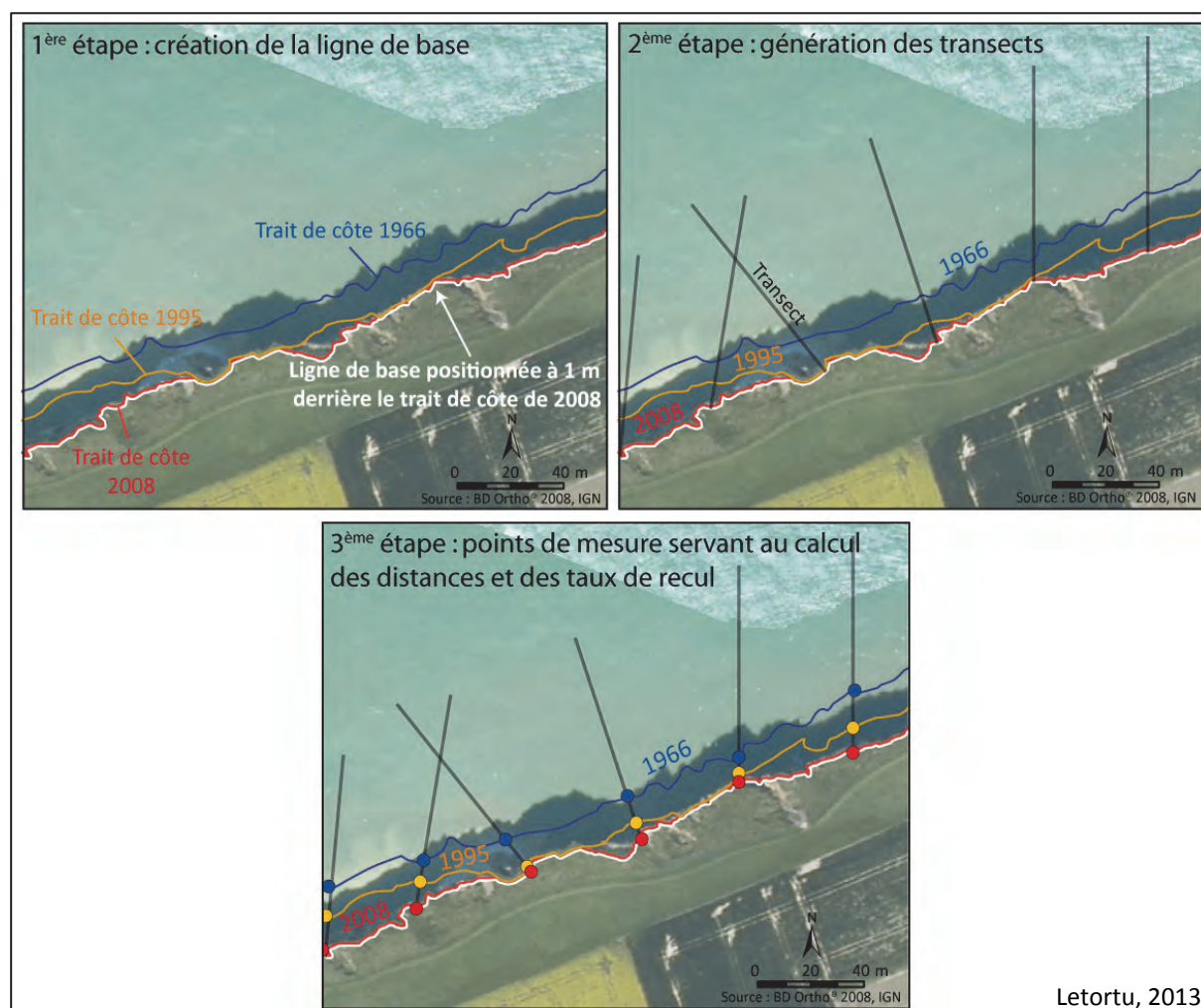


Figure 5.8 : Étapes du module DSAS à Sotteville-sur-Mer

La méthodologie peut se décomposer en trois étapes (Figure 5.8) :

- la première s'attelle au choix d'une ligne de base (souvent le trait de côte le plus récent dédoublé et situé un peu en arrière dans les terres) ;
- la deuxième étape consiste à générer des transects perpendiculaires à la ligne de base, dont l'espacement et la longueur sont définis par l'utilisateur ;

- la dernière étape consiste à calculer les changements de position du trait de côte pour chaque transect en calculant : (1) les distances entre chaque trait de côte voisin ou seulement entre le plus récent et le plus ancien (respectivement « shore change envelope » et « net shore movement ») ; (2) les taux de recul (en utilisant soit « End Point Rate », la régression linéaire « Linear Regression Rate », la régression linéaire pondérée « Weighted Linear Regression Rate », ou la méthode des moindres carrés par la médiane « Least Median of Squares »).

L'« End Point Rate » (EPR) correspond à la distance entre le trait de côte le plus ancien et le plus récent divisée par le nombre d'années écoulées entre les deux dates. Le taux de la régression linéaire « Linear Regression Rate » (LRR) correspond à la valeur de la pente d'une droite de régression linéaire positionnée dans le nuage de points de telle sorte que la somme des carrés des résidus²⁰ est minimisée. La méthode de la régression linéaire est très souvent utilisée pour les statistiques exprimant des taux d'évolution (Morton et al., 2004), notamment sur le long terme (Crowell et Leatherman, 1999 ; Honeycutt et al., 2001). En revanche, elle est sensible aux effets des valeurs aberrantes et tend à sous-estimer le taux de variation par rapport à d'autres statistiques, comme l'EPR (Dolan et al., 1991 ; Genz et al., 2007 ; Frazer et al., 2009). Pour cette raison, certains auteurs préfèrent utiliser l'EPR (Brooks et Spencer, 2010). Avec la version 4.3, l'erreur standard de l'estimation (LSE), l'erreur standard de la pente avec l'intervalle de confiance sélectionné par l'utilisateur (LCI), et la valeur R^2 (LR2) peuvent être calculées afin d'estimer la précision des taux de régression mesurés (Thieler et al., 2009). Le taux de la régression linéaire pondérée « Weighted Linear Regression Rate » (WLR) donne des poids différents aux traits de côte en fonction de leur fiabilité (plus il est fiable, plus son poids est grand). Dans le calcul du taux d'évolution, l'accent est mis sur les données pour lesquelles l'incertitude de la position est plus petite (Thieler et al., 2009). Le problème des valeurs aberrantes dans cette méthode demeure. Le taux calculé par la méthode des moindres carrés par la médiane « Least Median of Squares » (LMS) correspond au fait que la médiane des carrés des résidus est utilisée à la place de la moyenne pour déterminer l'équation du meilleur ajustement à la ligne (qui minimise la somme des carrés des résidus). Cette méthode est un estimateur de régression plus pertinent qui limite l'influence de valeurs aberrantes sur l'équation de régression générale. Dans DSAS, la technique d'ajustement de la droite aux données suit la même logique que la méthode LRR. La méthode LMS est déterminée par un processus itératif qui calcule toutes les valeurs possibles de la pente (le taux d'évolution) à l'intérieur d'un intervalle restreint d'angles en suivant une approche décrite dans P.J. Rousseeuw et A.M. Leroy (1987). Cette méthode est préconisée par P. Ruggiero et J.H. List (2009) et L.N. Frazer et al. (2009) plutôt que celle de l'EPR.

Comme nous l'avons évoqué précédemment, des statistiques supplémentaires sont fournies dans la version 4.3. Le calcul de l'incertitude associée à chaque évolution du trait de côte par l'EPR est désormais disponible. L'erreur standard, le coefficient de corrélation et l'intervalle de confiance sont calculés pour les deux méthodes de régression (LRR et WLR). Ces statistiques permettent d'obtenir des informations utiles pour estimer la robustesse des taux de régression calculés (Thieler et al., 2009).

La ligne de base choisie pour notre étude est la copie du trait de côte le plus récent (2008) située à 1 mètre en arrière dans les terres pour obtenir une plus grande précision. La longueur des transects est définie à 80 m et leur espacement à 50 m (Figure 5.9). Cette valeur d'espacement vise à être conforme aux résultats précédents (issus du traitement photogrammétrique) disponibles tous les 50 m. **La quantification du recul du haut de falaise crayeux tous les 50 m a ainsi pour objectif de faire apparaître l'éventuelle variabilité spatiale du recul, notamment celle induite par les obstacles, naturels ou anthropiques, au transit des galets.**

²⁰ La somme des carrés des résidus correspond à l'addition totale de la distance de décalage pour chaque point de mesure par rapport à la droite de régression élevée au carré.

Par ailleurs, dans un but prospectif et d'aide à la décision pour la gestion du risque érosion, la connaissance des taux de recul des falaises à échelle fine permet de proposer un zonage plus précis du risque. Les transects générés automatiquement doivent parfois être corrigés, puisqu'ils recoupent plusieurs fois un même trait de côte, ce qui est relativement fréquent sur les secteurs où le dessin du trait de côte est irrégulier. **Finalement, le module d'extension DSAS va calculer les taux d'érosion pour les points recoupant les 2 531 transects le long des 100 km de côte à falaises pour les périodes 1966-1995, 1995-2008 et 1966-2008.**

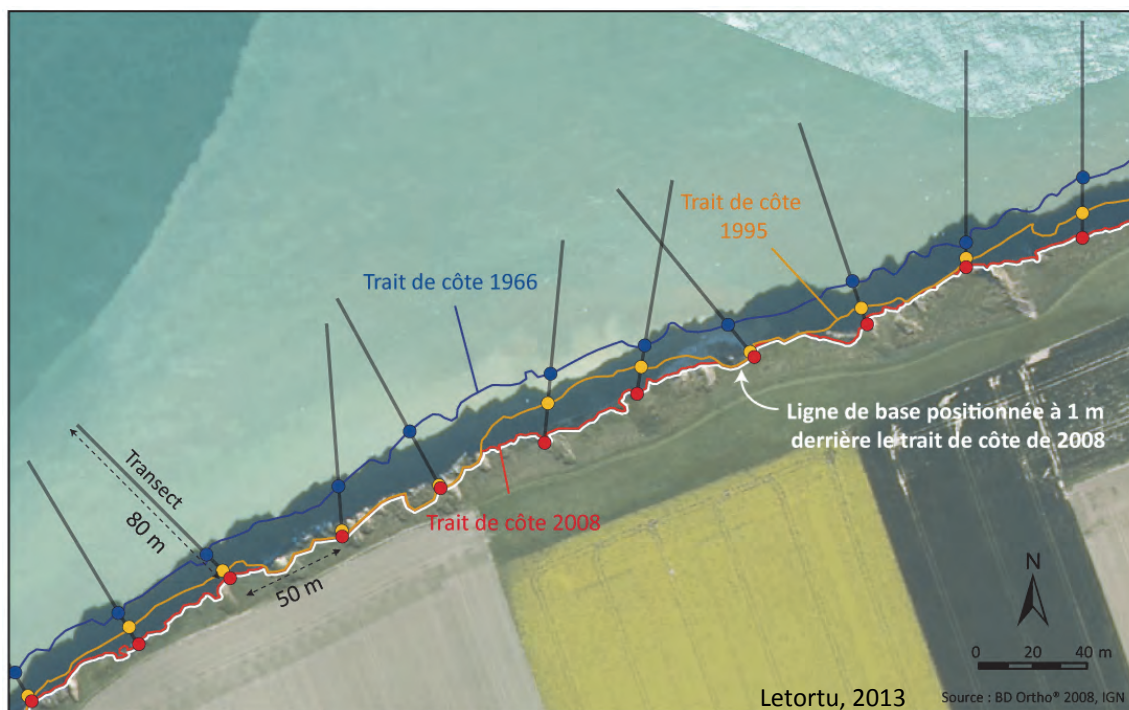


Figure 5.9 : Approche par la ligne de base : exemple de Sotteville-sur-Mer

5.4.3. Méthode de quantification des vitesses de recul : l'approche basée sur l'aire

La méthode dite basée sur l'aire calcule une vitesse de recul en intégrant la continuité du trait de côte et non deux points pris aléatoirement (et pas nécessairement représentatifs) sur un tronçon, choisi ici, tous les 50 m. Cette méthode des surfaces perdues avait été utilisée par S. Costa (2000) avec les données issues du levé photogrammétrique.

Cette approche aussi appelée modèle surfacique cinématique (Robin 2002b, 2002c) apparaît très adaptée pour notre problématique. Ce modèle est basé sur la conception de lignes (les traits de côte) en considérant l'espace compris entre celles-ci comme les surfaces évoluant (érosion/accrétion) sur un pas de temps défini. Conceptuellement, les lignes de référence (les traits de côte) aux différentes dates sont intersectées dans un même niveau, fermées aux extrémités le cas échéant, et une topologie de polygone est calculée (Robin, 2002b). L'article de F. Chaaban et al. (2012) démontre l'utilisation fréquente de cette méthode pour les littoraux sableux à tendance rectiligne. Or, dans notre cas, le caractère irrégulier du haut de falaise des côtes haut-normandes complexifie la méthode.

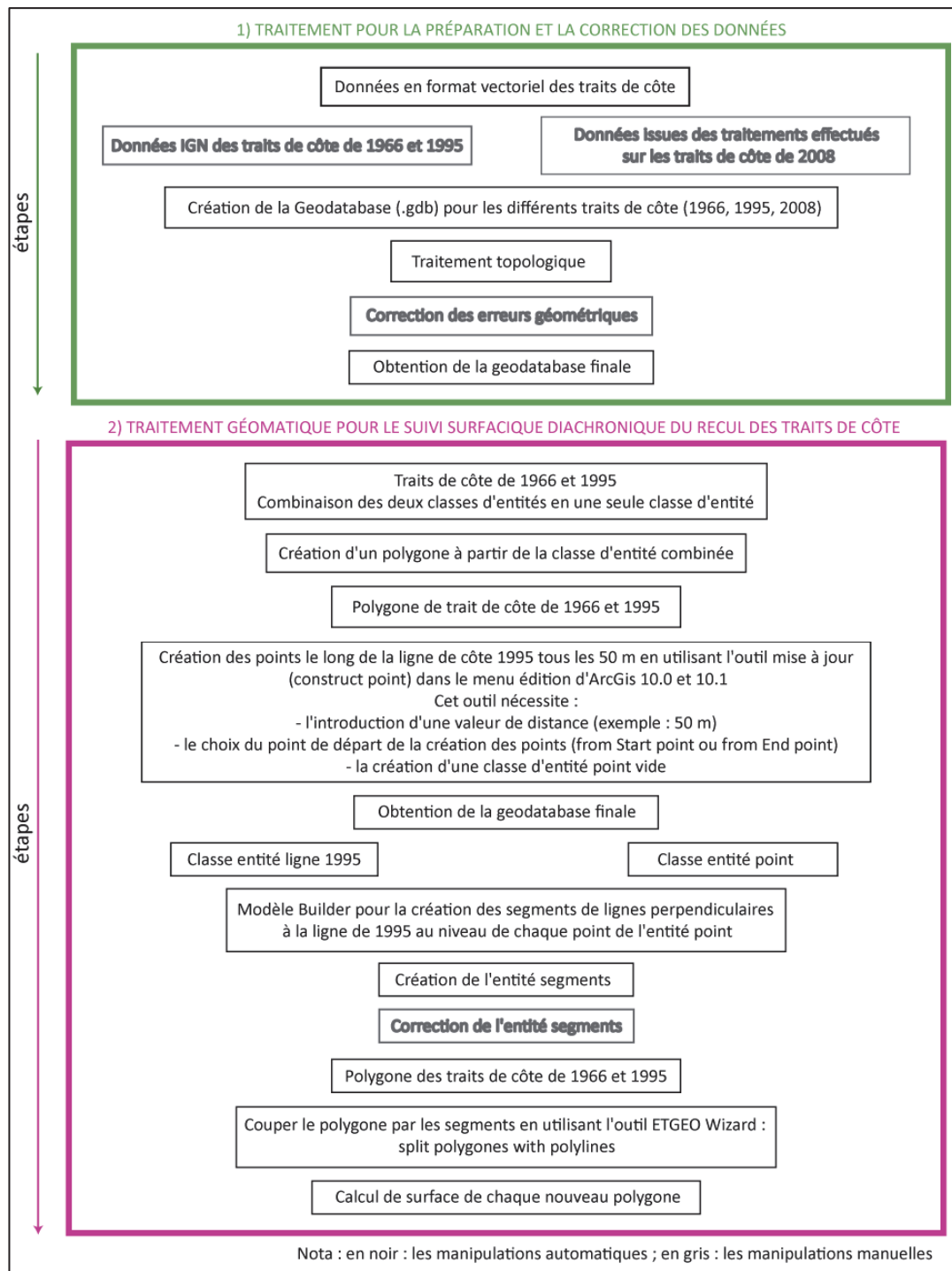


Figure 5.10 : Méthode de calcul des surfaces perdues par érosion (A. Bensaïd)

Pour ces raisons, A. Bensaïd (ingénieur du laboratoire LETG-Caen Géophen et IDEES-Caen) a conçu et élaboré un programme spécifique destiné au logiciel ArcGIS® 10.0. L'ensemble des opérations est représenté par un diagramme des traitements avec deux étapes principales (Figure 5.10) : 1) la préparation et la correction des données ; 2) le traitement géomatique pour le suivi surfacique. Chaque opérateur reçoit une information sous forme d'un fichier comme entrée (fichier entrée) qu'il transforme en une information de sortie (fichier de sortie). La mise en place de cette méthode est complexe en raison du caractère irrégulier du haut de falaise crayeux des côtes haut-normandes à l'échelle 1/1 000. La méthode automatique ne peut être opérationnelle sans correction manuelle (vérification du bon positionnement des traits de côte).

Cette méthode permet de calculer les surfaces perdues tous les 50 m (l'équidistance choisie entre les points est identique aux mesures précédentes). Les surfaces perdues en haut de falaise sont ensuite pondérées par le linéaire côtier et par l'intervalle de temps entre deux missions aériennes (42 ans pour la période 1966-2008) (Figure 5.11).

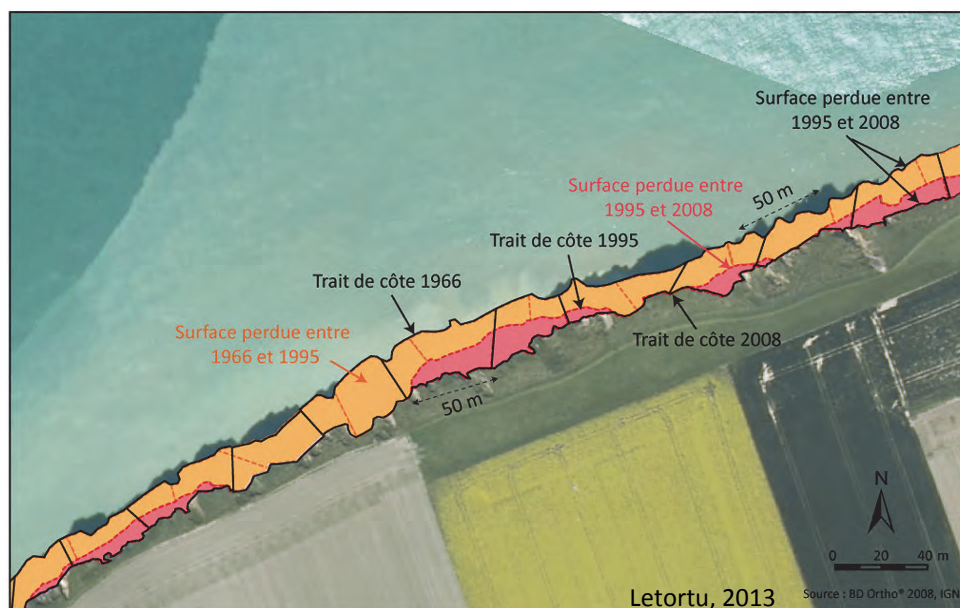


Figure 5.11 : Approche basée sur l'aire perdue (modèle surfacique) : exemple à Sotteville-sur-Mer

5.5. Résultats

Les résultats vont être présentés pour chaque sous-cellule hydro-sédimentaire afin d'être en conformité avec le découpage du fonctionnement du milieu littoral (unités sédimentologiques). Ce découpage peut apporter des éléments de réponse quant à la gestion de la crise sédimentaire du secteur d'étude. Couplée à la connaissance de la teneur en silex des abrupts crayeux, la quantification du recul peut permettre, d'une part, de déterminer l'apport en galets lié à l'érosion des falaises et, d'autre part, d'estimer si ce dernier est capable, à court, moyen ou long terme, de compenser la pénurie de sédiments de certaines plages actuellement déficitaires (chapitre 11, partie IV). Enfin ce découpage fournira des informations quant à l'impact des ouvrages transversaux majeurs (jetées) sur le transit des galets, et par conséquent, sur le recul des falaises en aval-dérive.

5.5.1. Comparaison des vitesses de recul par l'approche de la ligne de base et celle basée sur l'aire : le choix de l'aire

5.5.1.1. Approche de la ligne de base : sujette à la surestimation des vitesses de recul

Dans le cadre de cette approche, les résultats seront présentés avec les valeurs de l'EPR. Ces valeurs sont semblables à la méthode LMS. Par contre, la méthode LRR sous-estime un peu le taux de variation par rapport aux statistiques, comme l'EPR ou le LMS (Dolan et al, 1991 ; Genz et al., 2007 ; Frazer et al., 2009).

Sur les 42 années étudiées, avec trois traits de côte de référence (1966, 1995 et 2008), les calculs (EPR ou LMS) mettent en évidence qu'à l'échelle du littoral haut-normand (cap d'Antifer/Le Tréport), entre 1966 et 2008, le recul mesuré est de 0,24 m/an. Sur la période 1966-1995, la vitesse moyenne de recul est de 0,25 m/an contre 0,22 m/an entre 1995 et 2008.

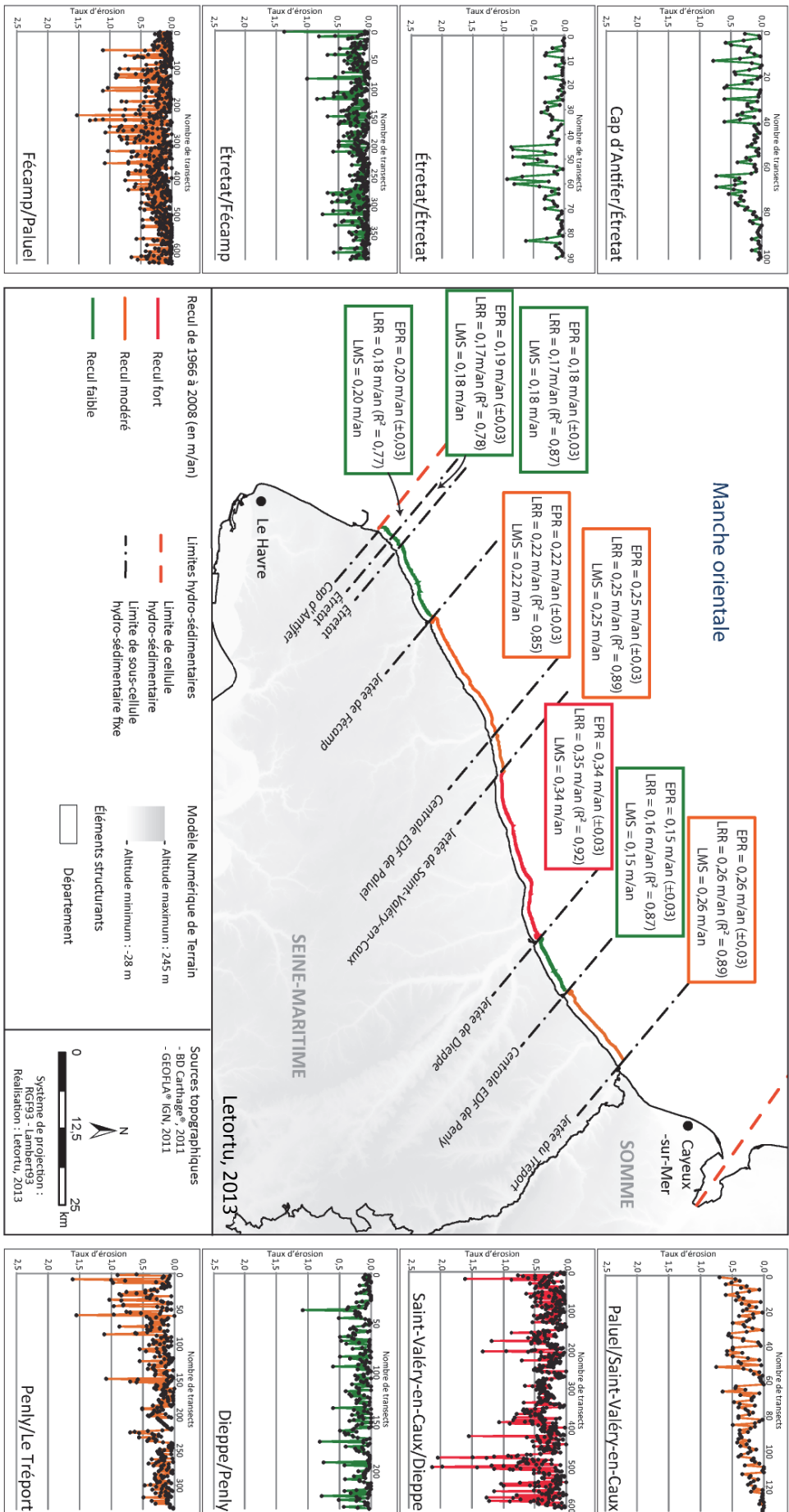


Figure 5.12 : Résultats des vitesses de recul obtenues par l'approche de la ligne de base

Cette valeur moyenne de 0,24 m/an (1966-2008) n'est pas représentative de la dynamique régressive des falaises. En effet, à l'échelle des sous-cellules hydro-sédimentaires délimitées par les jetées portuaires, trois espaces sont distingués (Figure 5.12) :

- 1) un secteur au recul faible entre 0,15 et 0,20 m/an le long des sections côtières du cap d'Antifer à Fécamp et de Dieppe à Penly ;
- 2) un secteur à recul modéré (entre 0,22 et 0,26 m/an) de Fécamp à Saint-Valéry-en-Caux et de Penly au Tréport ;
- 3) un secteur marqué par un recul fort (0,34 m/an) de Saint-Valéry-en-Caux à Dieppe.

Une forte variabilité des vitesses de recul est également identifiée au sein des sous-cellules.

En observant ces résultats pour les périodes intermédiaires : 1966-1995 et 1995-2008, les valeurs apparaissent beaucoup plus élevées pour la période 1995-2008. Ces vitesses de recul paraissent même aberrantes (Figure 5.13).

Vitesses de recul en m/an (DSAS, calcul EPR)	Cap d'Antifer / Étretat	Étretat / Étretat	Étretat / Fécamp	Fécamp / Paluel	Paluel / Saint-Valéry-en-Caux	Saint-Valéry-en-Caux / Dieppe	Dieppe / Penly	Penly / Le Tréport
1996-1995	0,08	0,06	0,17	0,22	0,28	0,42	0,17	0,25
1995-2008	0,50	0,47	0,19	0,26	0,21	0,13	0,14	0,24
1966-2008	0,20	0,19	0,18	0,22	0,25	0,34	0,15	0,26

Figure 5.13 : Vitesses de recul entre 1966-1995, 1995-2008 et 1966-2008

C'est le cas pour le cap d'Antifer/Étretat et Étretat/Étretat avec des reculs atteignant 0,50 m/an. La connaissance du terrain et les œuvres des peintres des séries (Monet, 1885,...) montrent que ce secteur est caractérisé par la très faible apparition de mouvements de masse (éboulements/écroulements) traduisant des vitesses de recul limitées. Les fortes valeurs de retrait issues de la méthode dite de la ligne de base sont très probablement le fait d'un haut de falaise très irrégulier à très grande échelle, configuration non optimale pour cette méthode (Figure 5.14).



Figure 5.14 : Inadéquation des transects pour le trait de côte irrégulier à Étretat

La limite de cette méthode réside dans le fait que la mesure pose le postulat d'une évolution du trait de côte perpendiculaire aux transects, ce qui n'est pas le cas pour un trait de côte irrégulier. Pour un même point de mesure, un segment de droite (permettant la mesure) non perpendiculaire au trait de côte fournira une valeur de recul plus grande. L'approche de la ligne de base ne semble pas toujours pertinente pour l'étude des falaises, nous préconisons par conséquent celle dite de l'aire.

5.5.1.2. Approche basée sur l'aire : plus adaptée au dessin irrégulier (à grande échelle) du haut de falaise crayeux haut-normand

L'approche basée sur l'aire nous paraît plus pertinente sur l'ensemble de la période 1966-2008, puisque celle-ci mesure l'ensemble des surfaces perdues en haut de falaise sur le linéaire côtier haut-normand. La continuité de la mesure est garante de sa pertinence en raison du dessin complexe du haut de falaise crayeux.

En comparant les différents résultats, l'approche par la ligne de base tend à surestimer le recul et à intégrer davantage de variabilité dans les valeurs de retrait (Figure 5.15).

Sous-cellule hydro-sédimentaire	Vitesse de recul en m/an (1966-1995)		Vitesse de recul en m/an (1995-2008)		Vitesse de recul en m/an (1966-2008)	
	Méthode basée sur l'aire	Méthode de la ligne de base	Méthode basée sur l'aire	Méthode de la ligne de base	Méthode basée sur l'aire	Méthode de la ligne de base
Cap d'Antifer/Étretat	0,06	0,08	0,21	0,50	0,10	0,20
Étretat/Étretat	0,05	0,06	0,18	0,47	0,09	0,19
Étretat/Fécamp	0,10	0,17	0,09	0,19	0,10	0,18
Fécamp/Paluel	0,14	0,22	0,12	0,26	0,12	0,22
Paluel/St-Valéry-en-Caux	0,20	0,28	0,13	0,21	0,18	0,25
St-Valéry-en-Caux/Dieppe	0,30	0,42	0,10	0,13	0,23	0,34
Dieppe/Penly	0,15	0,17	0,08	0,14	0,12	0,15
Penly/Le Tréport	0,19	0,25	0,14	0,24	0,18	0,26
Cap d'Antifer/Le Tréport	0,17	0,25	0,11	0,22	0,15	0,24

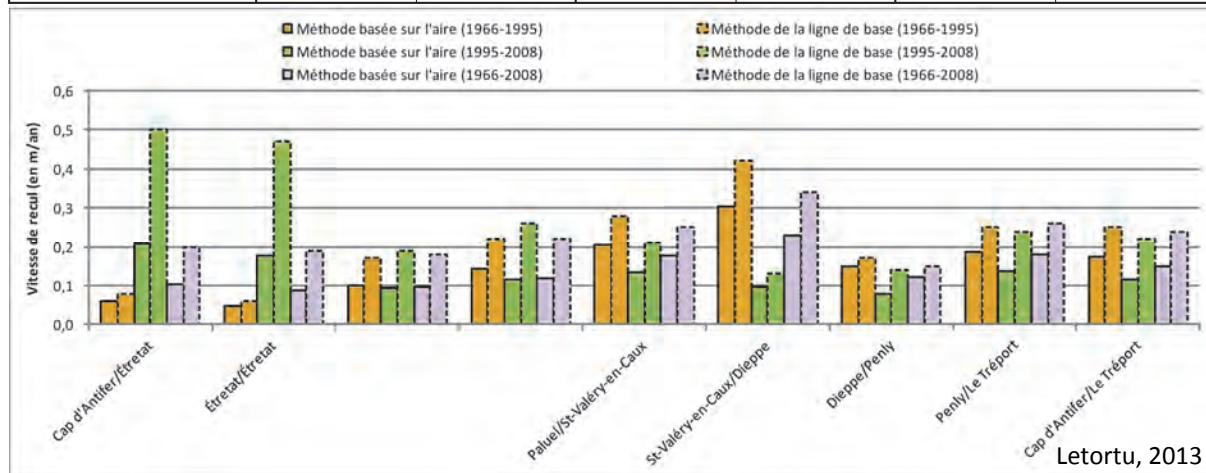


Figure 5.15 : Vitesses de recul obtenues par la méthode basée sur l'aire et la ligne de base

5.5.1.3. Comparaison des vitesses de recul avec les études précédentes

La vérification des vitesses de recul obtenues par la méthode basée sur l'aire repose sur la comparaison avec les résultats précédents obtenus par S. Costa (2000) (approche similaire basée sur la mesure des terrains perdus en haut de falaise). Sans surprise, les résultats sont très voisins validant la méthodologie que nous avons menée (Figure 5.16).

Vitesses de recul en m/an	Cap d'Antifer / Étretat	Étretat / Étretat	Étretat / Fécamp	Fécamp / Paluel	Paluel / Saint-Valéry-en-Caux	Saint-Valéry-en-Caux / Dieppe	Dieppe / Penly	Penly / Le Tréport
Costa, 2000 (1966-1995) (approche basée sur l'aire)	0,09		0,14	0,20		0,29	0,20	
Letortu, 2013 (1966-1995) (approche basée sur l'aire)	0,06	0,05	0,10	0,14	0,20	0,30	0,15	0,19

Figure 5.16 : Comparaison des résultats obtenus entre 1966 et 1995 par l'approche de la ligne de base et ceux de S. Costa (2000) par l'approche basée sur l'aire

La méthode de l'approche basée sur l'aire nous paraît la plus adaptée pour mesurer le recul. Ainsi, l'ensemble de nos résultats en seront issus.

5.5.2. Résultats du recul entre 1966, 1995 et 2008 : approche spatiale

Les plus importantes surfaces perdues se situent entre Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe avec 300 000 m² perdus en 42 ans. La plus petite surface perdue durant cette période se situe autour d'Étretat (Figure 5.17).

Période étudiée (1966-2008)	Cap d'Antifer / Étretat	Étretat / Étretat	Étretat / Fécamp	Fécamp / Paluel	Paluel / Saint-Valéry-en-Caux	Saint-Valéry-en-Caux / Dieppe	Dieppe / Penly	Penly / Le Tréport	Total
Surface perdue (m ²)	24 596	18 475	88 045	169 950	52 787	302 913	61 092	130 666	848 523
Vitesse de recul (m/an)	0,10	0,09	0,10	0,12	0,18	0,23	0,12	0,18	0,15

Figure 5.17 : Surfaces perdues en haut de falaise (« abrupt crayeux ») et vitesses de recul entre 1966 et 2008

À l'échelle du littoral haut-normand (cap d'Antifer/Le Tréport), entre 1966 et 2008, le recul mesuré est de 0,15 m/an. Sur la période 1966-1995, la vitesse moyenne est de 0,17 m/an et de 0,11 m/an entre 1995 et 2008. Il est bien évident que cette valeur moyenne sur l'ensemble du littoral étudié n'a pas vraiment de sens, car il existe une variabilité spatiale des vitesses de retrait, et ce à divers niveaux scalaires.

À l'échelle des sous-cellules hydro-sédimentaires délimitées par les jetées portuaires, trois espaces se distinguent :

- 1) un secteur au recul faible, entre 0,09 et 0,10 m/an le long de la section côtière cap d'Antifer/Fécamp ;
- 2) un secteur au recul modéré (de 0,12 à 0,18 m/an) entre Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux et de Dieppe au Tréport ;
- 3) un secteur au recul fort (0,23 m/an) de Saint-Valéry-en-Caux à Dieppe (Figure 5.18).

Les valeurs de recul moyen représentent mal la réalité de l'érosion des falaises, puisque à l'échelle des sous-cellules, et même à l'intérieur de ces dernières, de fortes variabilités spatiales sont observables. L'exemple type est la sous-cellule Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe où l'érosion est bien plus intense au cap d'Ailly (0,90 m/an) que sur le reste de la cellule (0,23 m/an).

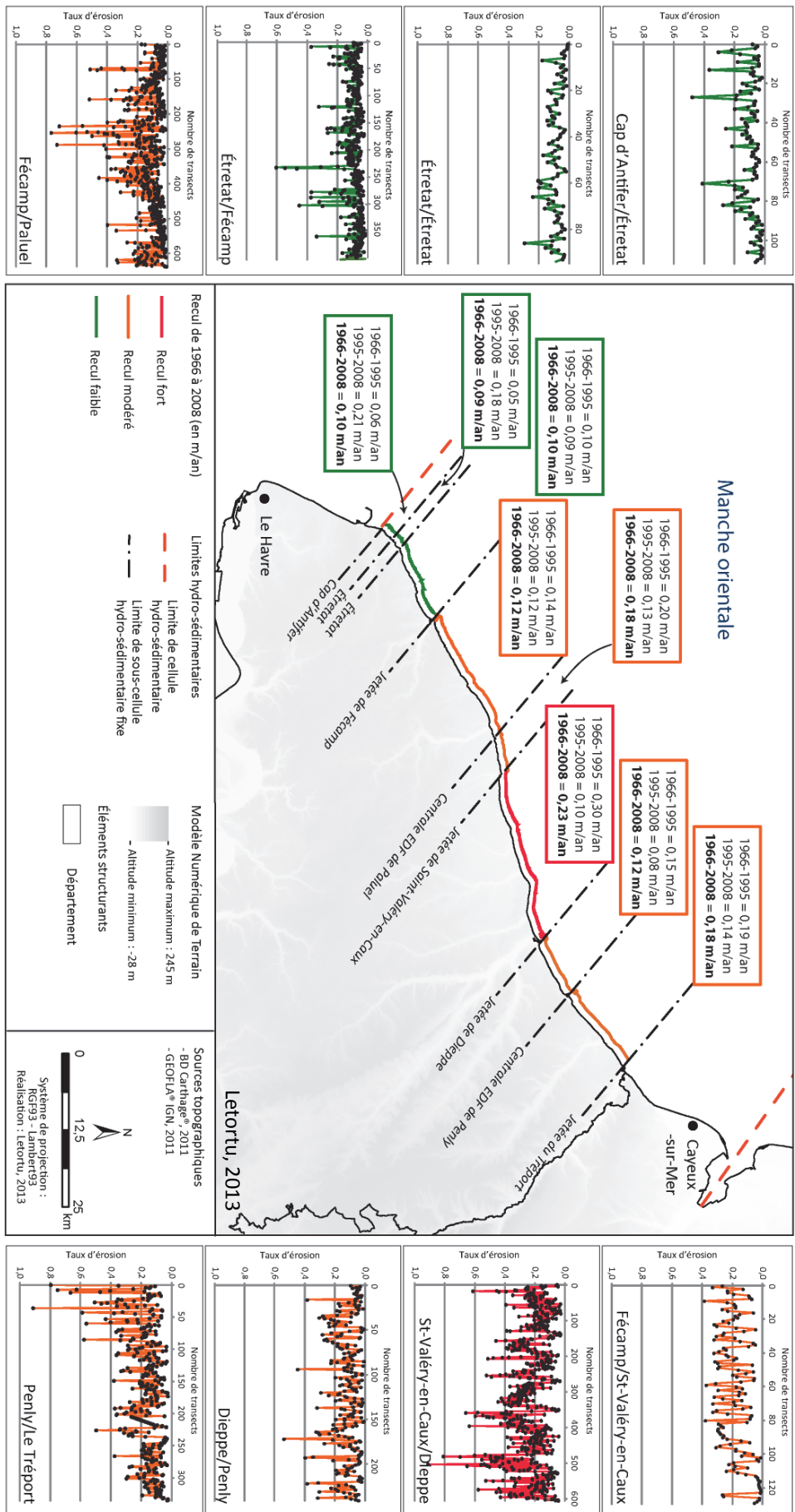


Figure 5.18 : Résultats des vitesses de recul obtenues par l'approche basée sur l'aire

Nota : Vitesses de recul obtenues par l'approche basée sur l'aire. Les graphiques représentent les taux d'érosion sur la période 1966-2008.

Comme nous pouvons le constater avec la Figure 5.19, la variabilité spatiale est là encore très importante au pas de 50 m. Cette variabilité, qui peut être le résultat de multiples facteurs (lithologie, fracturation, stratigraphie, interaction avec l'équilibre sédimentaire des plages, exposition...) est riche d'informations. Elle traduit la complexité de la dynamique du front des falaises. La météorisation est continue, mais le recul s'effectue par à-coups, et le tout est sous l'influence de nombreux facteurs et processus qui se combinent dans le temps et dans l'espace. En dépit de cette complexité, nous tenterons ultérieurement (chapitre 10, partie III) d'expliquer cette variabilité spatiale.

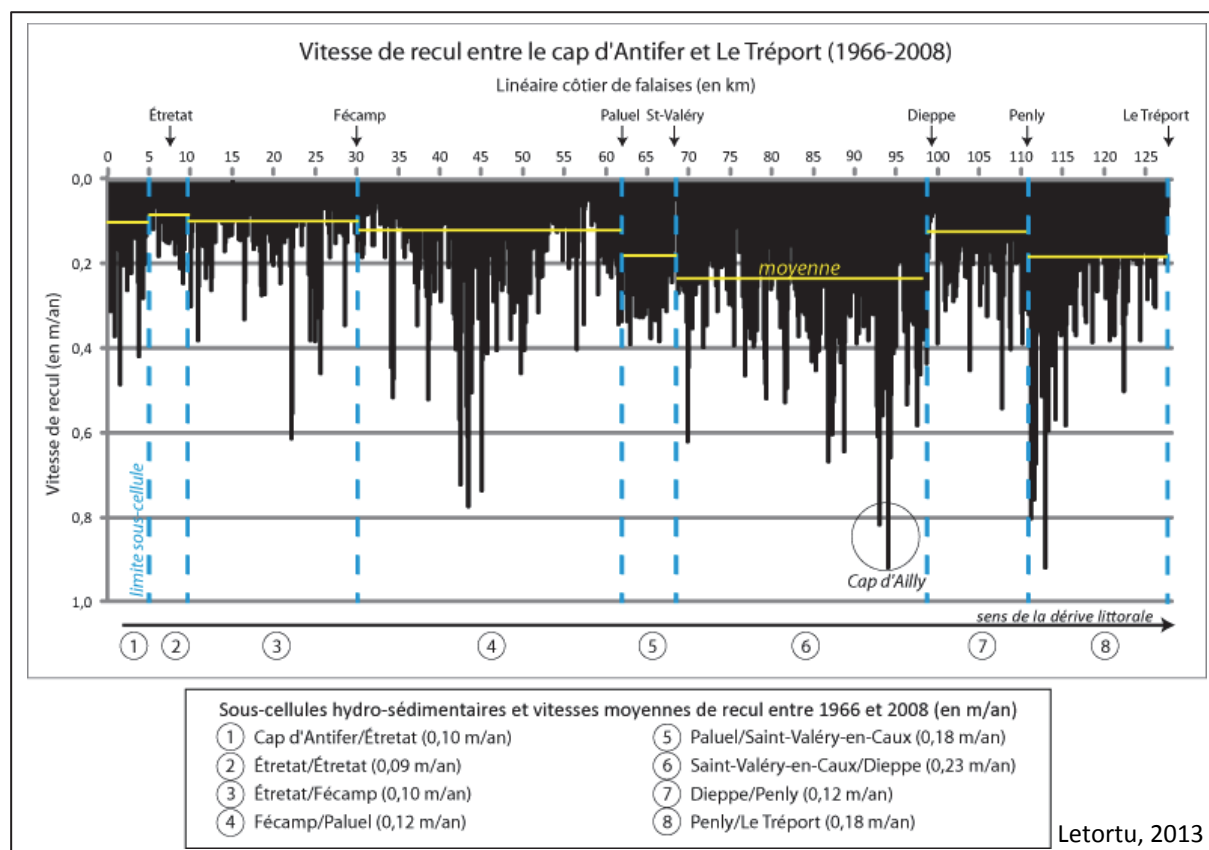


Figure 5.19 : Variabilité du recul par sous-cellules hydro-sédimentaires entre le cap d'Antifer et Le Tréport (1966-2008)

5.5.3. Résultats du recul entre 1966, 1995 et 2008 : approche temporelle

L'existence de trois états connus (1966, 1995 et 2008) permet de s'interroger sur une éventuelle évolution temporelle des vitesses de recul, notamment une accélération récente évoquée par C. Moses et D. Robinson (2011) pour le littoral haut-normand. La période 1995-2008 ne montre pas d'augmentation des vitesses de retrait par rapport à 1966-1995. Ce serait plutôt le contraire, ce qu'évoquent également U. Dornbusch et al. (2008b) outre-Manche. En revanche, entre le cap d'Antifer et Étretat, nous observons une forte augmentation du recul (multiplication par 3). Est-ce le résultat d'une véritable accélération du recul ou, là encore, le résultat d'une marge d'erreur plus importante induite par une côte irrégulière rendant complexe toute comparaison ? Nous penchons plutôt pour cette seconde solution.

Un suivi diachronique avec peu de traits de côte ne fournit pas ou peu d'informations sur les rythmes d'évolution. Des données LIDAR récentes ont été intégrées à notre étude afin de limiter cet état de fait.

5.6. De l'intérêt de la donnée LIDAR ?

En mai 2013, nous avons eu à notre disposition deux fichiers « .las » (nuage de points) provenant de deux levés LIDAR aéroporté : un daté du 29/09/2011 commandé par la DREAL auprès de l'IGN (RGE Alti[®]) et un de CLAREC²¹ daté du 02/06/2012 réalisé dans le cadre du projet SODYC²² (INSU²³). Les données obtenues concernent la section côtière Criel-sur-Mer/Le Tréport, soit 11 km de côte à falaises.

Notre objectif ici est de comparer la donnée LIDAR à l'orthophotographie 2008. Il s'agit, d'une part, d'estimer le potentiel des deux techniques sur des côtes à falaises et, d'autre part, d'estimer l'augmentation des vitesses de recul évoquée par certains auteurs en Manche (Moses et Robinson, 2011). Cette dernière s'observe depuis 2011 sur le terrain (au moins ces trois dernières années) avec une foultitude de mouvements de masse observés lors de nos missions terrain.

5.6.1. La technique LIDAR aéroporté

Le LIDAR est une technique de télédétection active qui repose sur un double système d'émission/réception de lumière. Le télémètre laser émet une impulsion lumineuse et reçoit en retour l'impulsion réfléchi (LIDAR à retour discret) par les objets touchés. Deux types de LIDAR existent : le LIDAR topographique pour la partie terrestre avec un faisceau laser dans les longueurs d'onde proche infrarouge (1 064 nm) et le LIDAR bathymétrique pour la partie maritime avec un rayonnement visible dans le vert (532 nm). Le LIDAR topographique fera l'objet de cette présentation.

Le LIDAR aéroporté (lorsqu'il est fixé à bord d'un avion ou d'un hélicoptère) est précisément positionné par géoréférencement direct (couplage GPS/centrale inertielle). Le système de base a été développé par la NASA pour des investigations sur le changement climatique, en particulier pour les enquêtes annuelles de la calotte glaciaire du Groënland (Krabill et al., 1995). Ce type d'outil a ensuite été utilisé dans les études des changements côtiers et les effets des tempêtes (Sallenger et al., 1999 ; Hampton et al., 1999 ; Revell et al., 2002). Depuis, de multiples études ont utilisé cet outil sur les côtes à falaises, comme récemment A.P. Young et al. (2010), A.M. Foyle et M.D. Naber (2012).

Le signal lumineux proche infrarouge est analysé en termes de temps écoulé entre l'aller et le retour de l'onde entre l'émetteur et la cible visée (Puech et al., 2009). La mesure du temps permet alors de calculer la distance parcourue par le signal initialement émis. En secteur sans végétation, le retour d'onde est simple et le pic principal indique facilement la position du sol nu. Pour les secteurs plus complexes, le premier retour enregistre la position du premier objet rencontré par le signal (sommet de canopée, toit de bâtiments) et le dernier retour indique la hauteur du dernier objet rencontré, qui correspond, selon les conditions d'acquisition et la densité de la canopée, au sol ou à de la végétation (Harding et al., 2001).

Le LIDAR aérien permet de couvrir de vastes étendues le long d'un axe de vol, avec une fauchée et un nombre de points par unité de surface qui dépendent de l'altitude (Puech et al., 2009). Ces données LIDAR sont disponibles sous forme de nuages de points. Elles sont plus largement exploitées sous forme de MNT (données raster) après l'utilisation d'algorithmes d'interpolation. Les données raster sont très largement employées dans les démarches opérationnelles. Les méthodes d'analyse en 3D demeurent encore exploratoires (Rapinel, 2012).

²¹ Acronyme de Contrôle par Laser Aéroporté des Risques Environnementaux Côtiers

²² Acronyme de Service d'Observation de la DYnamique du trait de Côte

²³ Institut National des Sciences de l'Univers

5.6.2. Caractéristiques des données LIDAR obtenues et méthode d'analyse

Concernant les données LIDAR fournies par CLAREC, la densité de points au sol est élevée (1 à 10 points/m²). La précision des données est variable dans l'espace : sur un terrain nu, uniforme et de pente modérée, la précision verticale est supérieure à 0,15 m en moyenne. Ces chiffres se dégradent en présence d'une végétation rase, de marais littoraux, et de pentes fortes comme les côtes à falaises (Husing et Gomes Pereira, 1998 ; Joinville et al., 2002 ; Populus et al., 2003). Cependant, la précision altimétrique reste inférieure à 0,20 m. La précision altimétrique absolue est de 0,10-0,17 m respectivement en x et y (Bretel et Levoy, 2011). Pour les données fournies par l'IGN (RGE Alti[®]), la densité de points au sol est de l'ordre de 1 point/m². La précision altimétrique moyenne est de 0,30 m, celle planimétrique est estimée à 0,50 m (IGN, 2012).

Les fichiers « .las » reçus ont été convertis en multipoints sur ArcGIS[®] 10.0 grâce à l'extension 3D Analyst. Le paramètre d'espacement des points est défini à 1 m conformément à l'information de P. Bretel et F. Levoy (2011). Par la suite, nous avons choisi d'interpoler ces points en raster (MNT). Il existe différentes méthodes d'interpolation : TIN, Nearest Neighbor (NN), krigeage, spline, Inverse Distance Weighting (IDW). Il apparaît difficile de déterminer la méthode d'interpolation la plus pertinente, tant les méthodes, les caractéristiques du levé LIDAR et les objectifs des études existantes sont multiples. Néanmoins, avec une densité élevée (>1 point/m²), il y a très peu de différences entre les diverses méthodes. Pour des densités moyennes (0,25-1 point/m²), les méthodes IDW et NN semblent les plus adaptées, alors qu'en deçà (<0,25 point/m²), c'est le krigeage (Rapinel, 2012). Sachant que notre densité de points est élevée (CLAREC) à moyenne (RGE Alti[®]), nous avons choisi la méthode IDW (taille de cellule de 0,5 m, comme l'orthophotographie 2008, puissance 2, un rayon de recherche variable avec 12 points). Cette interpolation détermine la valeur des cellules en calculant une moyenne pondérée à partir des valeurs des points du voisinage (ici 12 points). La pondération est inversement proportionnelle à la distance séparant le centre de la cellule des points du voisinage.

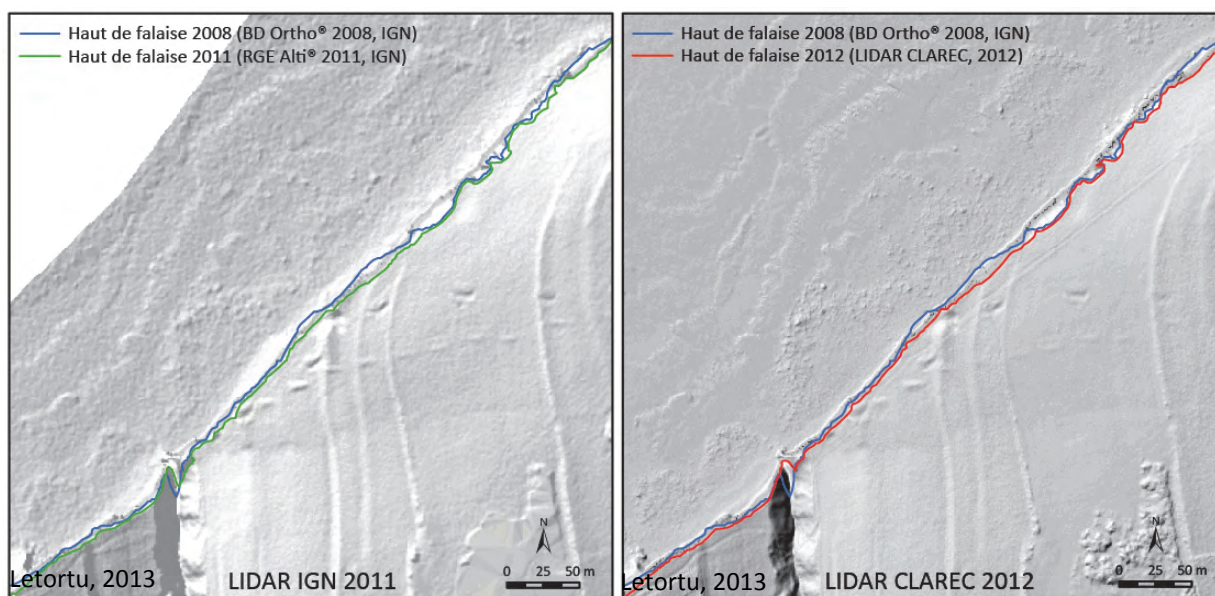


Figure 5.20 : Comparaison entre les deux levés LIDAR (IGN, CLAREC) au Val Pollet (Criel-sur-Mer)

Le repérage du haut de falaise, digitalisé à l'échelle 1/1 000 (pour garantir une homogénéité avec les traitements précédents) a été facilité par (1) l'utilisation de l'ombrage du MNT, (2) l'utilisation, en fond, de l'orthophotographie de 2008 pour une meilleure interprétation visuelle (Hapket et al., 2009 ; Foyle et Naber, 2012), (3) et l'utilisation d'une grille de digitalisation.

5.6.3. Résultats

La meilleure précision des données CLAREC autorise une interprétation plus facile et plus sûre du haut de falaise. La comparaison de la digitalisation entre les deux LIDAR peut donc présenter quelques différences (Figure 5.20).

Cette nouvelle couche d'information permet, sur la section côtière test Criel-sur-Mer/Le Tréport, d'augmenter la représentativité temporelle de l'étude à savoir 1966-2012 (soit 46 ans). Sur cette période et ce secteur d'étude, le recul est estimé à 0,17 m/an. Ceci est tout à fait conforme à ce qui a été mesuré entre 1966 et 2008.

En revanche, même si l'intervalle de temps est très limité entre 2008 et 2012, ce travail est riche d'enseignements. À cette échelle temporelle, les vitesses augmentent fortement puisqu'elles triplent presque (avec une valeur moyenne de 0,45 m/an). Les vitesses obtenues sur la période 2008-2012 sont présentées ici sous forme cartographique pour apprécier la variabilité spatiale du recul (de 0,04 à 1,70 m/an) et visualiser les zones à forte dynamique régressive (Figure 5.21).

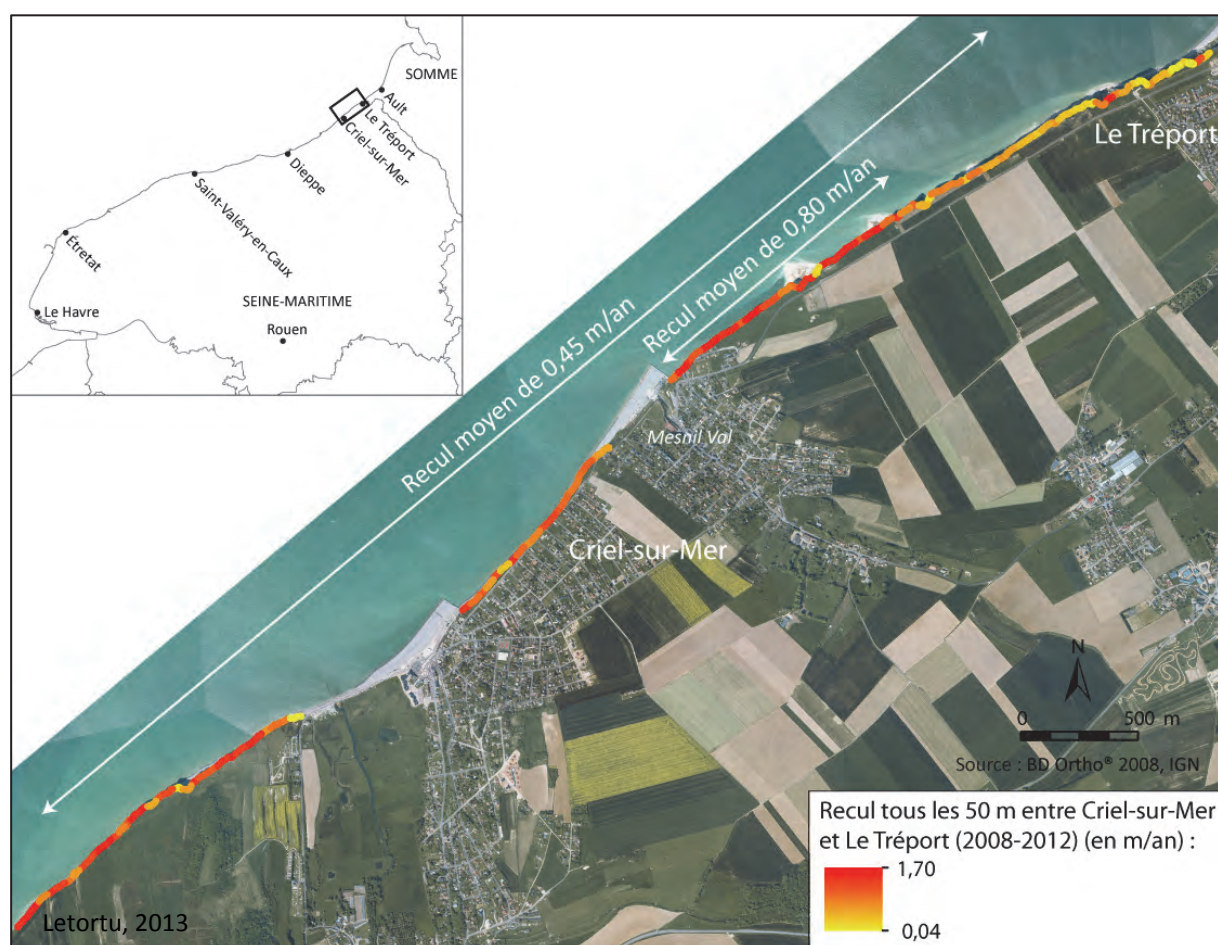


Figure 5.21 : Résultats des vitesses de recul obtenues par l'approche basée sur l'aire entre 2008 et 2012 à Criel-sur-Mer

Une zone particulièrement dynamique est identifiée à l'aval-dérive du second épi majeur de Criel-sur-Mer (*Mesnil Val*) entre 2008 et 2012 (vitesse de 0,80 m/an sur 750 m) où de nombreux éboulements/écroulements se sont produits. Deux sont d'ailleurs observables sur l'orthophotographie de 2008. Il semblerait que la période 2008-2012 ait été marquée par une nette accélération du recul.

Pour le moment, il convient de rester prudent sur cette tendance à l'augmentation de l'érosion entre Criel-sur-Mer et Le Tréport. Il s'agit peut-être d'une « crise » morphogénique passagère qui est d'ailleurs lissée sur la période 1966-2012. Sur de courtes périodes, les événements intenses et rares influencent fortement les taux moyens. Cette période de fort recul est probablement à relier à l'impact de l'épi majeur et aux abats d'eau importants observés depuis 5 ans, et notamment depuis l'automne 2012 et le printemps 2013.

Un levé LIDAR tous les 4-5 ans paraît pertinent (dès lors que des moyens financiers sont disponibles), car il permet de suivre l'évolution du trait de côte et d'identifier les dynamiques de recul à haute résolution. À titre d'exemple, le suivi LIDAR de la commune de Criel-sur-Mer est riche d'enseignements. Cette commune, et notamment la rue de Chewington (cette dernière est fermée depuis janvier 2013 pour risque « d'effondrement »), est fréquemment affectée par des mouvements de masse qui menacent les maisons situées trop près du haut de falaise (Figure 5.22).

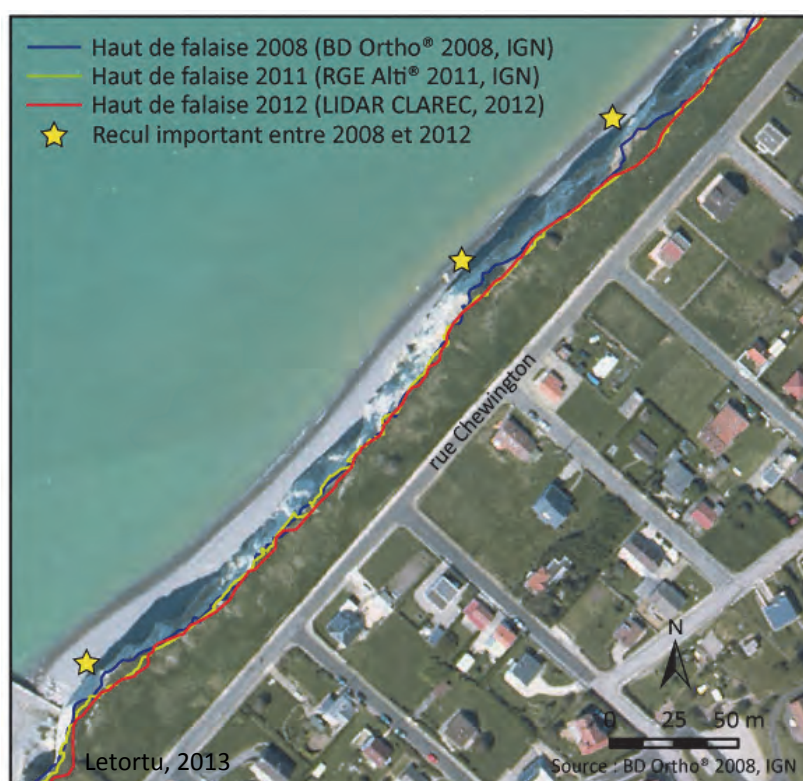


Figure 5.22 : Évolution du trait de côte entre 2008, 2011 et 2012 et visualisation des reculs importants à Criel-sur-Mer

5.7. Bilan et discussion

Le premier objectif de ce chapitre visait à définir l'indicateur morphologique des dynamiques sur les côtes à falaises de Haute-Normandie. Le référentiel « haut de falaise crayeux » a été choisi puisqu'il permet de travailler sur la limite supérieure de la zone de départ des éboulements/écroulements qui menacent les enjeux. Il constitue un objet géographique particulièrement adapté pour les documents aériens verticaux disponibles sur le secteur d'étude.

Le second objectif consistait à choisir les documents et les données de référence pour quantifier les vitesses de recul. Après un état de l'art sur les données acquises précédemment, il s'avère que les données de référence pour le suivi de l'érosion côtière entre le cap d'Antifer et

Le Tréport sont celles issues des **levés photogrammétriques (1966-1995)** en raison de leur précision ($\pm 0,40$ m). Pour améliorer leur représentativité temporelle, **l'orthophotographie de 2008** y a été ajoutée puisqu'elle constitue le meilleur compromis entre précision et représentativités spatiale et temporelle. Le **haut de falaise « abrupt crayeux » a été suivi de 1966 à 2008 (42 ans)**. Cette précision des données d'entrée est primordiale pour la qualité des vitesses de recul obtenues tout en respectant une représentativité temporelle de plus de 40 ans.

Le choix de la méthode de calcul des vitesses constitue la dernière étape. Elle est majeure tant les vitesses mesurées peuvent être différentes. En raison de la configuration irrégulière à très grande échelle du haut de falaise sur certains secteurs étudiés, l'approche de la ligne de base reposant sur des mesures ponctuelles paraît peu adaptée. La continuité spatiale de la mesure par **l'approche basée sur l'aire est la méthode de calcul la plus pertinente**. L'apport de ce travail confirme l'influence de la configuration géographique sur les méthodes de calcul des vitesses de recul dès lors que cette dernière repose sur des mesures ponctuelles. Ce travail souligne également qu'avant toute transposition de méthodes, pourtant éprouvées sur d'autres secteurs, une réflexion géographique doit s'imposer.

Les vitesses moyennes de recul obtenues à l'échelle du littoral haut-normand (cap d'Antifer/Le Tréport), entre 1966 et 2008, sont de 0,15 m/an. Cependant, il existe une **forte variabilité spatiale**, et ce à divers niveaux scalaires. À l'échelle des sous-cellules hydro-sédimentaires délimitées par les jetées portuaires, **trois espaces sont distingués : 1) un recul faible entre 0,09 et 0,10 m/an le long de la section côtière du cap d'Antifer à Fécamp ; 2) un recul modéré (de 0,12 à 0,18 m/an) entre Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux et de Dieppe au Tréport ; 3) un recul fort (0,23 m/an) de Saint-Valéry-en-Caux à Dieppe.**

Ces résultats appellent quelques réflexions :

- le choix du référentiel du haut de falaise est parfois complexe à digitaliser. Quelques erreurs dans la reconnaissance de l'abrupt crayeux et celui des formations superficielles ont été remarquées sur les données issues du traitement photogrammétrique. Ces erreurs ont été corrigées. Ce référentiel du haut de falaise ne fournit pas la vision la plus exhaustive (les départs en pied et milieu d'escarpement peuvent être manqués). En revanche, comme les enjeux se localisent principalement en haut de falaise, ces données restent particulièrement intéressantes pour les aménageurs. Elles permettent de mieux comprendre la variabilité spatiale et temporelle de l'ablation. Ces valeurs sont souvent utilisées pour réaliser de la prospective. Même s'il demeure délicat de considérer que l'évolution mesurée en un point et une période donnée sera la même dans le futur, en raison du fonctionnement non linéaire dans le temps et dans l'espace des milieux, cette méthode est recommandée par le Ministère de l'Écologie pour évaluer et gérer la planification de l'aménagement du territoire et les établissements du PPR (Plans de Prévention des Risques). Toutefois, d'après S. Costa (1997), la précision de ce zonage des terrains érodables est limitée par : (1) l'absence de prise en compte d'une éventuelle élévation du niveau marin et de l'intervention potentielle des pouvoirs publics pour lutter contre ce recul ; (2) le fait que cette estimation considère un recul linéaire dans le temps et dans l'espace, ce qui est loin de correspondre à la réalité ;

- une des limites de notre travail réside, d'une part, dans le faible nombre de traits de côte (trois) à disposition sur le linéaire cap d'Antifer/Le Tréport et, d'autre part, dans le court laps de temps de l'analyse (42 ans). Ce dernier est lui-même divisé en deux intervalles de temps intermédiaires irréguliers (1966-1995, soit 29 ans, et 1995-2008, soit 13 ans). Pour le suivi diachronique du recul, M. Crowell et al. (1993) préconisent un suivi sur 60-80 ans pour mesurer les grandes tendances évolutives et non le « bruit de fond » induit par la variabilité du recul liée à des tempêtes, des épisodes de froids intenses, des variations saisonnières du stock de galets en pied de falaise... Cette dispersion peut masquer le signal d'évolution à long terme, ce qui peut entraîner des prédictions erronées (Galvano et Douglas, 2000 ; Honeycutt et al., 2001 ; Zhang et

al., 2002). Cette durée arbitraire de 60-80 ans ne prend pas non plus en compte la lithologie et le contexte bioclimatique. À titre d'exemple, le laps de temps moyen écoulé entre deux épisodes de recul successifs de pan entier de falaise au même endroit serait de 5 à 10 ans pour les falaises constituées de matériaux morainiques (Vallejo et DeGroot, 1988), de 30 à 40 ans pour les falaises argileuses de l'île de Sheppey (Royaume-Uni) (Hutchinson, 1973), de 100 à 150 ans pour les hautes falaises (argilo-sablo-calcaires) de l'ouest du Dorset (Brunsdén, 1974 ; Brunsdén et Jones, 1980) ou du sud-ouest de l'Isle de Wight (Hutchinson et al., 1981). D'après S. Costa (2005, p. 134), selon ce principe, « *la période d'analyse pertinente pour l'étude du recul des falaises haut-normandes et picardes devrait être, au minimum, de l'ordre de 20 ans pour les secteurs qui reculent fortement, et de près de 40 ans pour les moins dynamiques* ». Le pas de temps de notre analyse pourrait donc apparaître pertinent. Il conviendra de confirmer ces temporalités ;

- les vitesses de recul obtenues présentent des marges d'erreur qu'il est important d'évoquer. La marge d'erreur de l'approche basée sur l'aire correspond à la somme des marges d'erreur au carré (surface), soit :

1) $\pm 1,16 \text{ m}^2$ pour les surfaces perdues, et $\pm 0,03 \text{ m/an}$ pour les vitesses de recul entre 1966 et 2008 ;

2) $\pm 0,02 \text{ m/an}$ entre 1966 et 1995 ;

3) $\pm 0,09 \text{ m/an}$ entre 1995 et 2008.

Ces marges d'erreur sont très raisonnables et garantissent la fiabilité des résultats. La même méthode de calcul des marges d'erreur a été utilisée pour les données LIDAR, avec une marge d'erreur pour les données CLAREC de 0,01 m/an pour 1966-2012 et de 0,4 m/an pour 2008-2012. Le LIDAR a une meilleure précision, mais le fait de comparer deux documents de précision différente et sur un intervalle de temps faible engendre des marges d'erreur importante. L'évolution des falaises étant bien inférieure à la précision des documents, la moindre erreur de positionnement du trait de côte accentue l'intervalle de confiance. Pour les falaises crayeuses haut-normandes, les levés LIDAR pourraient être réalisés tous les 4 ans au plus, afin de fournir des taux d'érosion avec un intervalle de confiance suffisant.

- sur la période 1966-1995, les résultats obtenus par l'approche basée sur l'aire sont très proches de ceux de S. Costa (2000). Les quelques écarts s'inscrivent dans la marge d'erreur des résultats ;

- il conviendrait désormais de replacer les vitesses de recul actuelles, obtenues sur 42 ans, dans un contexte plus long. Une étude menée par V. Regard et al (2012) à *Mesnil Val* (Criël-sur-Mer) a tenté d'estimer les vitesses de recul des falaises par datation au ^{10}Be de silex trouvés sur la plate-forme d'érosion marine. Le recul moyen de l'abrupt serait de l'ordre de 0,11 à 0,13 m/an sur les 3 000 dernières années, ce qui est très proche des valeurs que nous proposons sur la période 1966-2008 (0,14 m/an ($\pm 0,03$)). Ces résultats posent question, notamment au regard de résultats issus de l'analyse d'arguments géomorphologiques et paléo-environnementaux. Ainsi :

- J.P. Lautridou et J. Rodet (2003) ont mis en évidence des « reliques d'ancien littoral dans les falaises vives actuelles de Haute-Normandie » (paléo-platier non structural à Fécamp, delta karstique au cap Fagnet, etc.). Pour ces auteurs, le fait de pouvoir observer ces formes « reliques » aujourd'hui démontre le faible recul du front de falaises. En effet, le karst (inactif et ancien), permet de relativiser la jeunesse souvent évoquées de ces côtes à falaises crayeuses et les vitesses de recul du trait de côte qualifiées de rapides. Sa forme deltaïque sous-entend la proximité de la mer au moment de son fonctionnement et suggère que la position des falaises ne devait pas être très éloignée de l'actuel. Observons-nous finalement des falaises qui correspondent grossièrement (à la centaine de mètres près) au remaniement d'un abrupt éémien ?

- de même, à l'aide d'éléments paléontologiques fossilisés à la fin du Pléniglaciaire inférieur sur le platier d'Ault-Onival (à 300 m de la falaise actuelle), P. Antoine et al. (2011) proposent des vitesses d'évolution des falaises de l'ordre de 0,005 m/an (le recul des falaises est de 300 m sur au maximum 65 000 ans).

Comme le suggèrent ces auteurs, il nous semble hasardeux de vouloir comparer des vitesses d'évolution d'une période lointaine où, entre autres, le contexte sédimentaire était très différent (important volume de sédiments amené par la transgression holocène) avec celles obtenues sur la période historique récente, durant laquelle les budgets sédimentaires ont été fortement perturbés. Ces arguments paléo-environnementaux et géomorphologiques plaident pour des évolutions très lentes du rivage sur des pas de temps longs. Les vitesses mesurées actuellement (sur les 40 dernières années) semblent correspondre à une accentuation des taux de recul probablement induite par l'épuisement du stock sédimentaire issu de la dernière transgression marine (et localement par les actions humaines) et restent peut-être sous l'influence de phénomènes majeurs qui ne sont pas lissés par des pas de temps longs ;

- Une augmentation des vitesses de recul sur la période 1995-2008 est observée du cap d'Antifer à Étretat (multiplication par trois à Étretat), alors que d'Étretat au Tréport, un ralentissement des vitesses de recul est mesuré. Ces variations peuvent trouver leur explication dans une erreur d'ordre méthodologique. Ces secteurs qui montrent une accélération du recul correspondent à ceux pour lesquels le haut de falaise est le plus irrégulier à grande échelle. Plusieurs types d'erreurs peuvent expliquer cela :

- les distorsions et le redressement difficile des photographies aériennes entre le cap d'Antifer et Étretat ;

- les changements de types de levé (des levés photogrammétriques et des orthophotographies) ;

- le changement de système de projection (du Lambert I au Lambert 93).

Enfin, il semblerait que la période 2008-2012 ait été très dynamique pour le secteur Criel-sur-Mer/Le Tréport avec une vitesse moyenne de recul de 0,45 m/an, et des vitesses maximales très localisées pouvant atteindre 1,70 m/an. Ces taux ne valent que pour la très courte période d'étude qui est fortement influencée par des événements intenses et rares.

Le littoral haut-normand est marqué par un recul hautement variable dans l'espace, mais quels facteurs expliquent cette variabilité ? Il est communément admis que les facteurs de prédisposition, tels que les caractéristiques lithologiques et morphométriques peuvent expliquer cette variabilité. De plus, ce littoral haut-normand est marqué par une forte anthropisation, susceptible de perturber le transit de galets et, par conséquent, les vitesses de recul des falaises. Ces divers facteurs d'influence seront étudiés lors du chapitre suivant.



CHAPITRE 6 : RÉPARTITION SPATIALE DU REcul : L'INFLUENCE DES CARACTÉRISTIQUES MORPHOSTRUCTURALES ET DES ACTIONS ANTHROPIQUES

- 6.1. Les caractéristiques lithologiques et morphologiques : des facteurs de prédisposition essentiels
- 6.2. Les actions humaines sur les vitesses de recul des falaises : l'impact des ouvrages transversaux de défense contre la mer sur le volume de galets
- 6.3. Bilan et discussion

INTRODUCTION

La quantification du recul du haut de falaise crayeux, calculée par la méthode basée sur l'aire (surfaces perdues) montre une grande variabilité spatiale des vitesses d'évolution, et ce, à diverses échelles spatiales (par sous-cellule hydro-sédimentaire, et tous les 50 m). L'objet de ce chapitre est de comprendre et d'interpréter cette répartition spatiale au travers de deux questions principales :

- **quel est le rôle des caractéristiques lithologiques et morphologiques sur les vitesses de recul ?**

- **est-ce que les actions humaines, perturbant la répartition des sédiments (galets), influencent les vitesses de recul ? Si oui, dans quelle proportion, et à quelle échelle ?**

En premier lieu, nous tenterons de déterminer les relations entre les vitesses de recul et le premier facteur de prédisposition qu'est la lithologie. Par la suite, seront abordés d'autres facteurs morphologiques, tels que la largeur de l'estran, la hauteur de la falaise, et la largeur du cordon de galets, souvent évoqués dans la littérature comme susceptibles d'influencer la dynamique régressive des falaises. Il s'agira aussi dans ce cadre, de quantifier l'influence des obstacles au transit des galets, notamment les ouvrages transversaux de défense contre la mer. La période d'analyse (1966-2008), soit 13 ans d'évolution supplémentaires par rapport à la dernière étude réalisée sur ce littoral (1966-1995 ; Costa et al., 2000), permettra de corroborer (ou non) les constatations du moment. Observe-t-on une évolution de l'ampleur spatiale des taux de retrait des abrupts induits par les obstacles au transit des galets ?

6.1. Les caractéristiques lithologiques et morphologiques : des facteurs de prédisposition essentiels

6.1.1. Lithologie et vitesse de recul des falaises

Il est communément admis que les vitesses de recul sont fonction du potentiel structural mis à disposition des conditions bioclimatiques et hydrodynamiques (houle, niveau marin). La quantification des vitesses de retrait entre 1966 et 2008 met en évidence trois secteurs aux taux d'ablation distincts :

- un secteur au recul faible (0,09 à 0,10 m/an) entre le cap d'Antifer et Fécamp ;
- un secteur au recul modéré (environ 0,12 à 0,18 m/an) entre Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux et entre Dieppe et Le Tréport ;
- un secteur au recul fort (0,23 m/an) entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe.

Le rapprochement cartographique entre la répartition spatiale des vitesses de recul (à l'échelle des sous-cellules hydro-sédimentaires) et de l'affleurement des divers étages de craies souligne que (Figure 6.1) :

- les reculs forts sont localisés où le Santonien affleure en pied de falaise (entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe) ;
- les reculs faibles et modérés sont observés pour les affleurements de Cénomaniens ou du Turonien en pied de falaise (cap d'Antifer/Fécamp et Dieppe/Le Tréport).

Suite à cette comparaison visuelle, il convient de s'intéresser aux caractéristiques lithologiques des craies et de déterminer si ces dernières ont effectivement des faciès de résistance pouvant expliquer ces érosions différentielles. Une synthèse des caractéristiques lithologiques et physiques des craies de l'ouest du Bassin de Paris a été produite par interpolation, à partir de

l'étude de 39 sites (Laignel, 1997 et 2002 ; Costa et al., 2001 et 2002a ; Laignel et al., 2006) dont 18 sites en milieu littoral et 21 étudiés en milieu continental. Les coupes ont été calées par biostratigraphie (micropaléontologie des foraminifères planctoniques et benthiques (Bourdillon, 1996)) et grâce à la compilation des données bibliographiques (Juignet, 1974 ; Kennedy et Juignet, 1974 ; Évrard et Sinelle, 1980 ; Melville et Freshney, 1982 ; Mortimore, 1983 et 1986 ; Bromley et Ekdale, 1986 ; Mortimore et Pomerol, 1987, 1990 ; Pomerol et al., 1987 ; Rodet et Juignet, 1990 ; Juignet et Breton, 1992 et 1994 ; Rodet, 1992 ; Bignot et al., 1993).

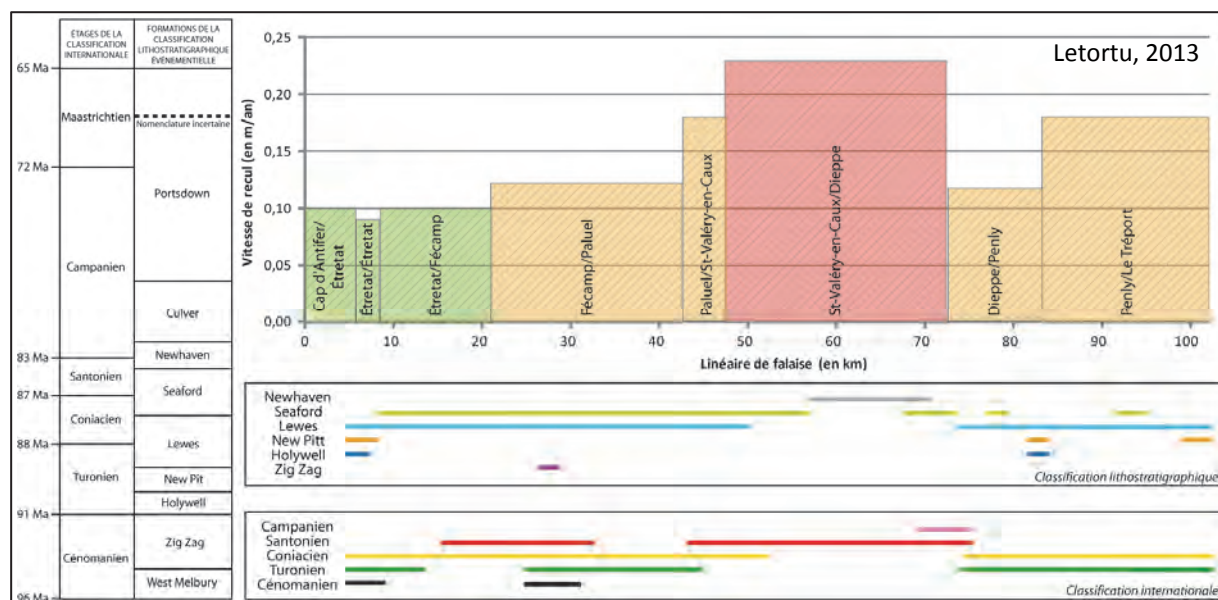


Figure 6.1 : Vitesses de recul entre le cap d'Antifer et Le Tréport (1966-2008) en lien avec la lithostratigraphie (Costa, 1997 ; Mortimore, 2001 ; Laignel, 2003)

Derrière une apparente homogénéité d'ensemble des craies, de légères différences lithologiques et des discontinuités sédimentaires de détail induisent quelques subtils contrastes de résistance. Chaque étage stratigraphique (sur 5 rencontrés dans l'ouest du Bassin de Paris) présente un ou plusieurs faciès de craie qui lui sont généralement spécifiques (Laignel, 2003) :

- la craie du Cénomanien est hétérogène car elle contient des éléments détritiques (argile, quartz) en taux variable. Elle peut être glauconieuse ou noduleuse. Cela s'explique par le fait que les formations crayeuses du Cénomanien sont transgressives (Juignet, 1974) et ont donc plusieurs faciès. Sur notre secteur, cinq faciès majeurs existent : la craie noduleuse, la marne plus ou moins sableuse, la craie grosse argileuse, la craie argileuse glauconieuse plus ou moins sableuse, et la craie plus ou moins argileuse et plus ou moins sableuse ;

- la craie du Turonien est argileuse, grisâtre à blanchâtre. Cette craie possède des bancs noduleux fréquents et avec une teneur en silex nulle à faible. Le Turonien possède deux faciès majeurs. C'est pour cette raison que le Turonien est souvent subdivisé en Turonien inférieur et moyen (craie argileuse grisâtre sans silex) et le Turonien supérieur (craie légèrement argileuse blanchâtre à grisâtre avec quelques silex) ;

- le Coniacien se caractérise par une craie blanche riche en silex. La craie peut être légèrement argileuse, avoir un aspect jaunâtre ou grisâtre, posséder quelques bancs noduleux ou conglomératiques à sa base ;

- le Santonien se caractérise par une craie blanche riche en silex ;

- le Campanien possède une craie blanche (parfois jaunâtre) à silex.

La capacité de résistance du matériel va directement influencer sur l'efficacité ou non des principaux agents d'érosion mécanique et physico-chimique. Pour avoir une classification de la « résistance » des différentes craies entre elles, la densité et la porosité sont des propriétés physiques fréquemment utilisées. Elles fournissent aussi un repère de la performance mécanique potentielle.

Au regard des caractéristiques géotechniques mesurées par B. Laignel (2003) (Figure 6.2), les craies du Coniacien et Santonien apparaissent plus fragiles que les craies du Turonien et du Cénomaniens. Les craies du Coniacien et Santonien présentent des vitesses de propagation des ondes les plus faibles (porosité et microfissuration importantes), la teneur en eau la plus forte, la résistance à la compression la plus faible. Dans le détail, la craie du Santonien semble plus fragile que celle du Coniacien, avec une vitesse de propagation des ondes légèrement plus faible dans le Santonien que dans le Coniacien (Costa, 2005).

De manière générale, la craie est fragile lorsqu'elle présente une haute porosité et une faible densité (Figure 6.3). Les cycles d'humectation et de dessiccation auxquels s'ajoutent les cycles d'expansion et de contraction, liés aux types de temps, créent des changements cycliques dans la craie qui aboutissent à terme à la diminution de la densité rocheuse (perte de masse rocheuse). Les tensions se concentrent alors sur des points particuliers. Les falaises taillées dans le Coniacien et surtout dans le Santonien sont ainsi les plus sujettes à rompre rapidement (craies poreuses et peu denses).

Étages stratigraphiques	Faciès	Porosité (%)	Perméabilité (millidarcy)	Densité	Densité de fracturation	Vitesse de propagation des ondes longitudinales	Teneur en eau (% moyen)	Résistance à la compression - secousses
Cénomaniens	Craie noduleuse, marne plus ou moins sableuse, craie grise argileuse, craie argileuse glauconieuse plus ou moins sableuse, craie plus ou moins argileuse et plus ou moins sableuse	15,4-41,3	0,1-13,1	1,6-2,1	7 (a)	2000-2500	16,5	41-60
				(craie noduleuse 1,8-2,4)				
Turonien	Turonien sup : craie grisâtre, blanchâtre légèrement argileuse Turonien inf, moy : craie grise argileuse Turonien inf, moy, sup : craie noduleuse	26,3-47	0,1-4,1	1,7-2,1	12 (b)	2200-2400	17,8	9,1-16,5
				(Ts : 1,7-1,9)				
				(Ti,m : 1,9-2,1)				
				(craie noduleuse 1,9-2,4)				
Coniacien	Craie blanche (faciès dominant) Craie blanchâtre légèrement argileuse (essentiellement à la base) Craie noduleuse (essentiellement à la base)	22,6-38,3	1,1-2,6	1,6 à 1,7	19 (c)	1650-1950	20	4-8
				1,8 à 1,9				
				(craie noduleuse 1,9-2,4)				
Santonien	Craie blanche Craie noduleuse très rare	40,2-45,6	3,5-5,6	1,6-1,8	1500-1850			
				(craie noduleuse 1,9-2,2)				
Campanien	Craie blanche	43,4-45	3,8-6,5					

Densité de fracturation : nombre de fractures relevées latéralement sur 100 m sur trois sites (a : Le Tilleul, b : Életot et c : Bois de Oise)
Vitesse de propagation des ondes longitudinales à travers la craie par ultrasons
Valeurs de teneur en eau (Évard et Sinelle, 1980)

Figure 6.3 : Synthèse des caractéristiques géotechniques des craies de l'ouest du Bassin de Paris (d'après Laignel, 1997 et 2002 ; Laignel et al., 2006)

Ces analyses confirment ce que nous avons mis en évidence visuellement (Figure 6.6) :

- les reculs faibles et modérés sont observés là où les craies du Cénomaniens, de la base du Coniacien et du Turonien affleurent en pied de falaise, soit sur les sections côtières cap d'Antifer/Fécamp et Dieppe/Le Tréport ;

- les reculs forts sont localisés sur des falaises taillées dans le Santonien (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe). Les fortes valeurs de recul enregistrées sur la section Saint-Valéry-en-

Caux/Dieppe sont principalement enregistrées au cap d'Ailly. Les craies santoniennes et campaniennes, sensibles à la météorisation, sont ici recouvertes par des terrains sableux et argileux affectés par deux nappes perchées. Ces nappes influencent probablement la saturation en eau des craies et donc leur sensibilité à la météorisation (Figure 6.4).

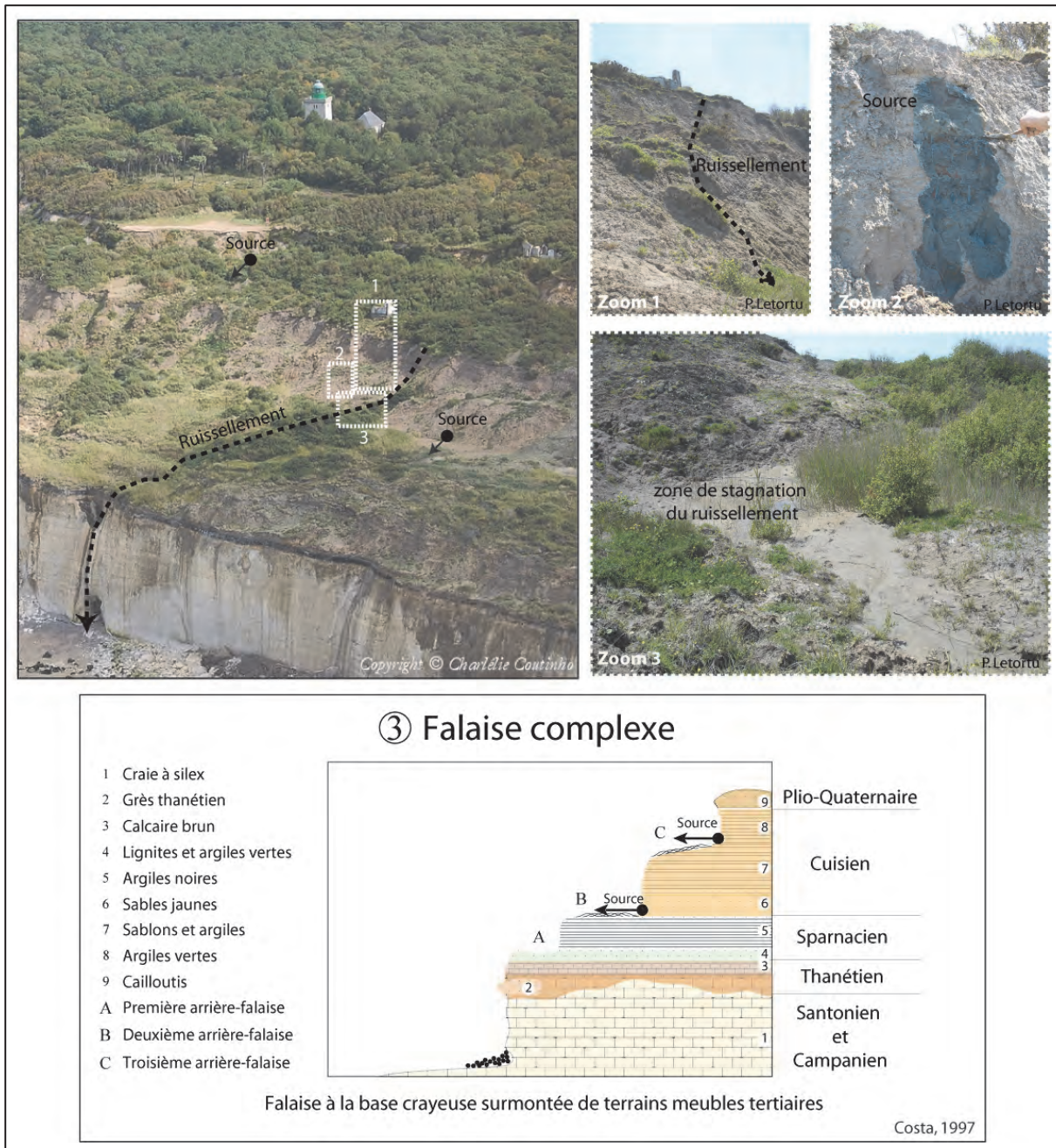


Figure 6.4 : Les falaises complexes du cap d'Ailly

Ce découpage en étages géologiques n'est peut-être pas suffisamment représentatif des variations lithologiques au sein d'un même étage. Or ces dernières sont susceptibles d'expliquer les variations spatiales du recul des falaises. Ces différences de sédimentation observées dans la craie (variations des taux de sédimentation, différentes figures sédimentaires de dépôt, des modifications diagenétiques précoces (silex, hard-grounds, dolotomisation, phosphatisation) ont permis la mise en place d'une autre classification géologique des craies. Il s'agit du découpage lithostratigraphique selon la méthode événementielle. Le British Geological Survey possède une

classification stratigraphique des craies du Crétacé supérieur différente de la classification internationale utilisée en France (Mortimore, 1983, 1986). Diverses collaborations (Pomerol et al., 1987 ; Mortimore et Pomerol, 1987, 1990 ; Mortimore et al., 2004) ont mis en évidence des corrélations stratigraphiques dans le bassin anglo-parisien à partir des marqueurs biostratigraphiques et lithostratigraphiques (Figure 6.5).

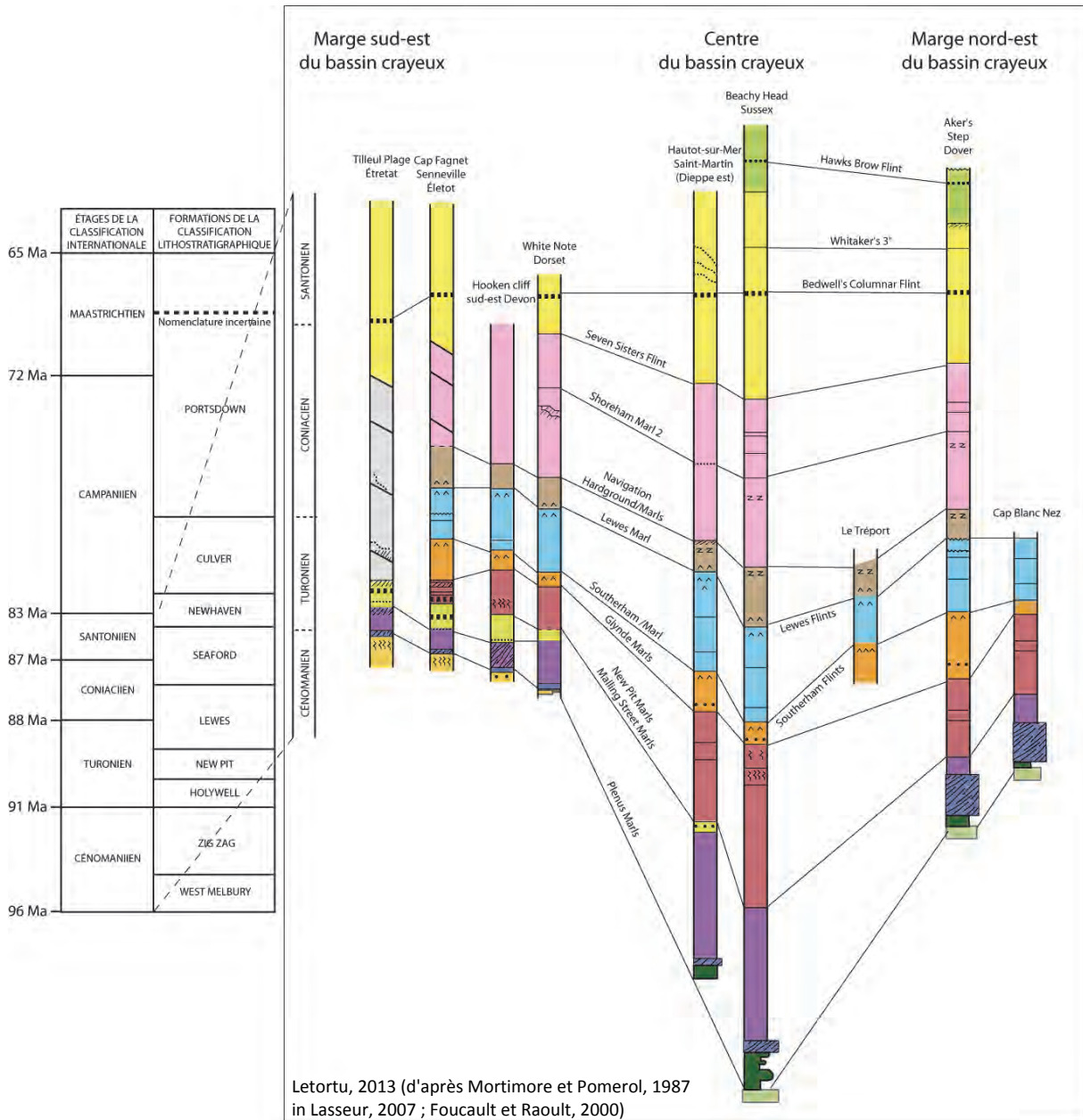


Figure 6.5 : Synthèse stratigraphique du nord du bassin anglo-parisien à travers des corrélations de la Manche avec une individualisation en trois domaines (Mortimore et Pomerol, 1987 in Lasseur, 2007 ; Foucault et Raoult, 2000)

Neuf membres de cette classification stratigraphique sont distingués : West Melbury, Zig Zag, Holywell, New Pitt, Lewes, Seaford, Newhaven, Culver Chalks, Portsdown Chalks. Entre la classification internationale et la classification stratigraphique, des correspondances existent :

- les membres West Melbury et Zig Zag Chalks correspondent au Cénomaniens ;
- les membres Holywell, New Pitt, et les trois quarts de Lewes Chalks correspondent au Turonien ;

- le dernier quart de Lewes et la première moitié de Seaford Chalks équivalent au Coniacien ;
- la seconde moitié du Seaford et le début de Newhaven Chalks trouvent leur équivalent dans l'étage du Santonien ;
- et le reste des membres Newhaven, Culver Chalks et une partie du Portsdown Chalks correspondent au Campanien.

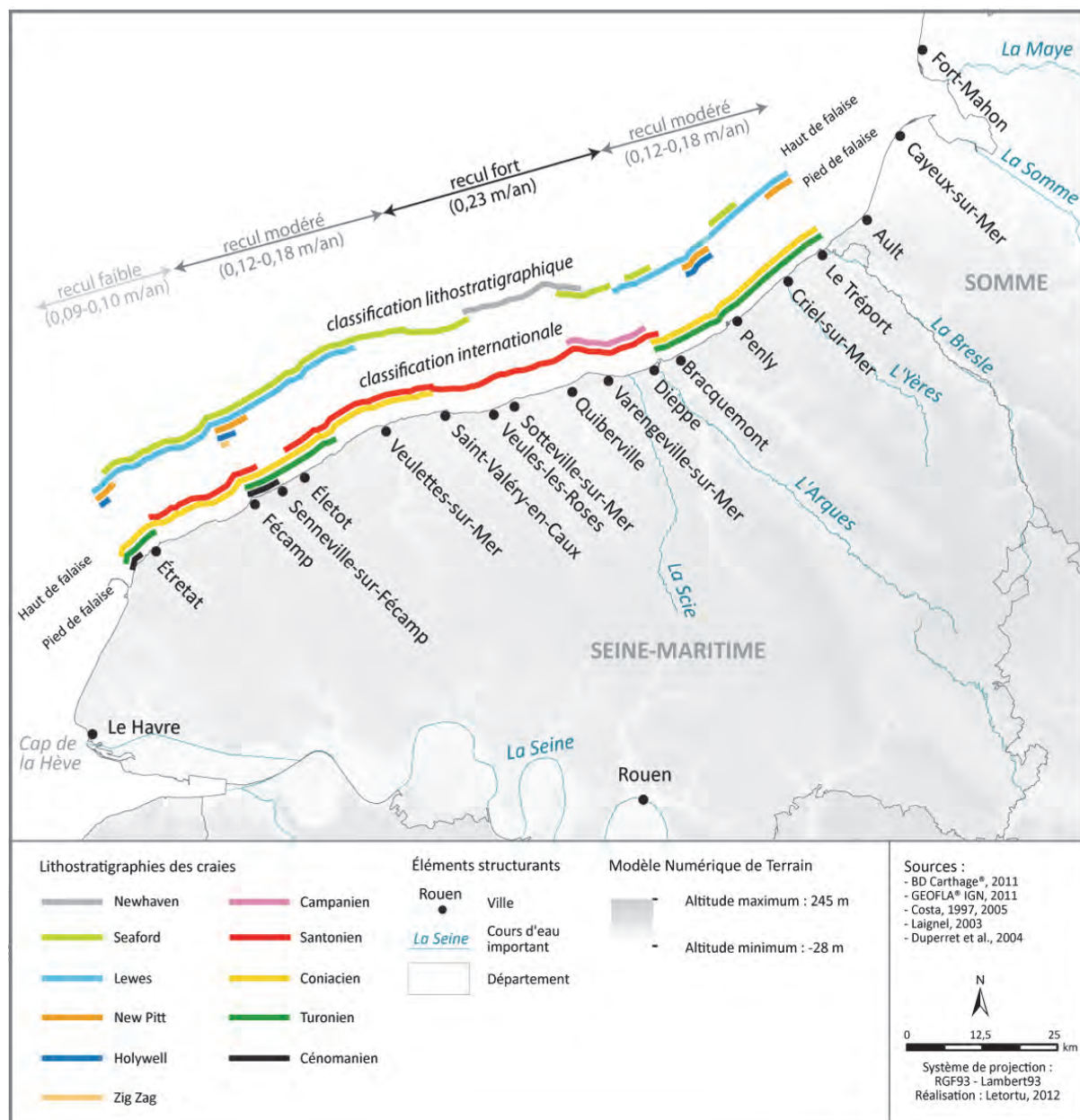


Figure 6.6 : Lithostratigraphie des falaises crayeuses du cap d'Antifer au Tréport (d'après Costa, 1997, 2005 ; Laignel, 2003 ; Duperret et al., 2004) et vitesses de recul (1966-2008)

Les résultats avec cette nouvelle classification lithostratigraphique événementielle indiquent que les reculs sont importants lorsque les craies dites Seaford Chalk et Newhaven Chalk affleurent en pied de falaise. En revanche, avec les affleurements des craies dites Rouen Chalk, Holywell Chalk, New Pitt Chalk, Lewes Chalk, les reculs sont faibles à modérés.

Cette classification fine n'apporte pas d'information supplémentaire sur la répartition spatiale des vitesses de recul. De plus, la localisation des divers faciès est très compliquée et

parfois hétérogène à grande échelle. Ainsi, comme l'évoque E. Lasseur en 2007 (p. 47), « *la lithostratigraphie anglaise semble applicable du Turonien au Santonien moyen pour établir une lithostratigraphie du Bassin de Paris, l'abondance de surfaces d'arrêt de sédimentation, la teneur en matériel argileux et en silex peuvent être utilisés comme des critères de définition de ces formations. Cependant, ils ne peuvent être directement utilisés pour les corrélations puisqu'ils impliquent des diachronismes qui peuvent être relativement importants. De plus, ces critères semblent applicables dans le cas d'environnement de dépôts très proches de ceux du Sussex* ». B. Hoyez (en 2008), qui tente de reconstituer la lithostratigraphie sur les sites en dehors de la zone de forte épaisseur du bassin de craie (cap d'Antifer/Penly), reconnaît la difficulté de la reconnaissance des étages : « *dans cette zone du bassin de la craie, la réduction de profondeur s'accompagne de changements de faciès (envahissement par les silex en particulier) et d'une forte variabilité des épaisseurs (érosion, lacunes). Parfois, la reconnaissance des marqueurs événementiels est rendue plus difficile ou aléatoire car ils ont été mal préservés ou ont disparu* » (Hoyez, 2008, p. 14-15).

6.1.2. Influence de la hauteur des falaises, la largeur du cordon de galets et la largeur de l'estran sur le recul des falaises

L'analyse photogrammétrique (1966-1995) a fourni des données numériques géoréférencées d'une grande précision sur le système falaise/platier rocheux/cordon de galets. S. Costa, en 2000, avait étudié la relation vitesse de recul/données morphométriques (hauteur des falaises, largeur de l'estran et largeur du cordon de galets). Les résultats étaient conformes à la littérature sur le sujet (Guilcher, 1954, 1966 ; May et Heeps, 1985 ; Carter et al., 1987 ; Tsujimoto, 1987 ; Sunamura, 1992 ; Trenhaile, 1987, 1997, 2000). En effet, même si les corrélations statistiques n'étaient pas très bonnes, les tendances montraient que les vitesses de recul des falaises étaient inversement proportionnelles à l'épaisseur du cordon de galets, à la largeur de l'estran et au commandement de l'escarpement crayeux (Costa et al., 2007).

Il est communément admis que, toutes choses égales par ailleurs, les falaises de petite taille ont plutôt tendance à reculer plus rapidement que celles de grande amplitude. Ces dernières sont affectées par de grands mouvements de masse qui protègent le pied de l'abrupt durant de longues périodes. Les relations sont également inversement proportionnelles pour la largeur du cordon et de l'estran et le recul des falaises. L'ampleur du volume sédimentaire et la largeur de l'espace intertidal vont limiter l'efficacité des agents marins au pied des escarpements rocheux.

Il s'agit de prolonger cette étude avec les vitesses mesurées sur la période 1966-2008. Ces vitesses ont été comparées aux caractéristiques morphométriques précédentes obtenues sur la période 1966-1995. Pour la largeur du cordon de galets, les valeurs de 1995 ont été conservées.

La relation inversement proportionnelle entre la hauteur des falaises et les vitesses de recul est évidente (Figure 6.7). Plus les falaises sont basses, plus le recul est important. La section côtière Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe, où les hauteurs de falaise sont inférieures à 50 m et le recul atteint 0,23 m/an, constitue une excellente illustration. Les falaises dépassant les 80 m, observées localement entre le cap d'Antifer et Fécamp et Dieppe/Penly, sont affectées par des reculs faibles à modérés (0,09 à 0,12 m/an) (Figure 6.7).

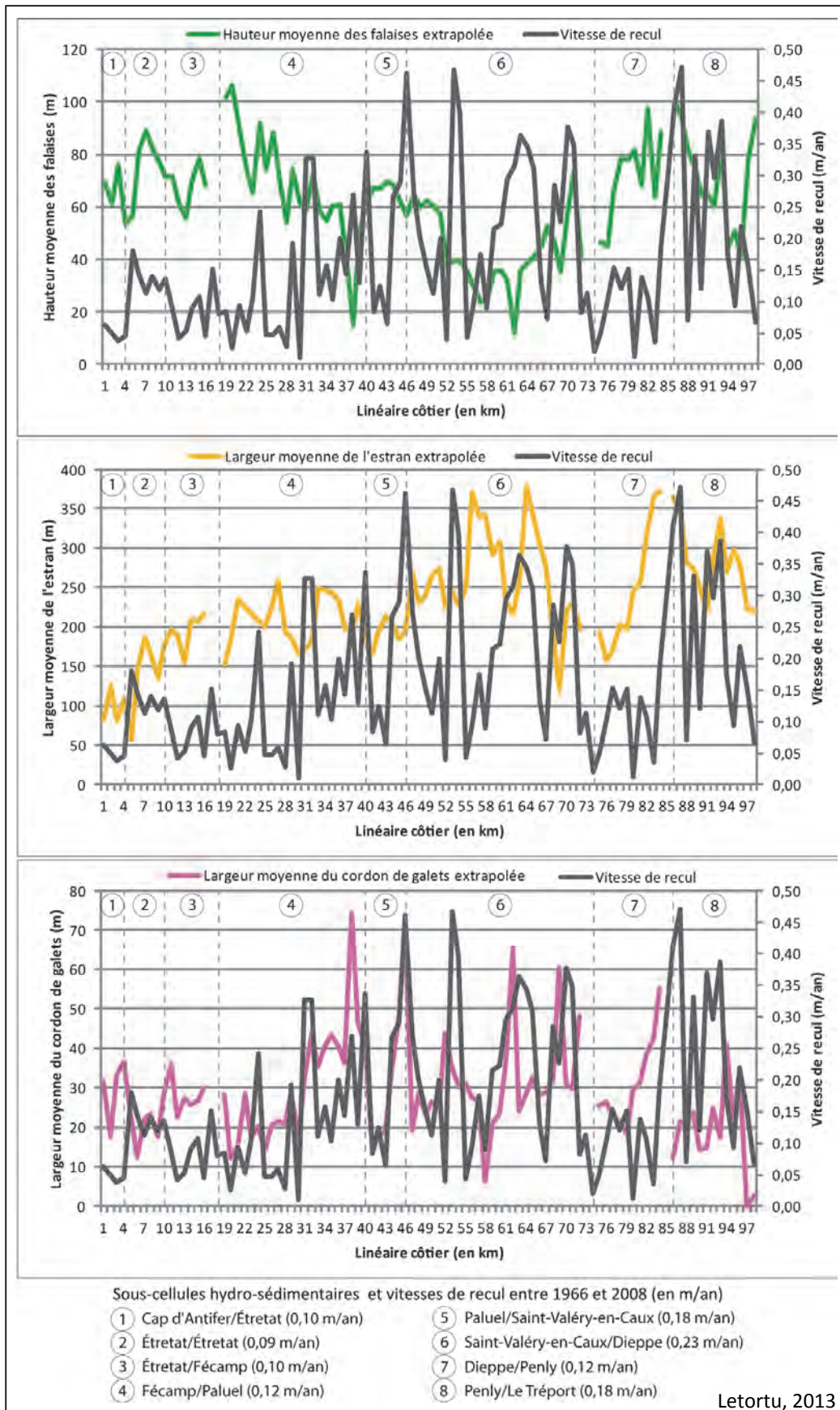


Figure 6.7 : Hauteur des falaises, largeur de l'estran, largeur du cordon de galets et leur relation avec les vitesses de recul

La relation avec la largeur de l'estran (de 100 à 300 m) et les vitesses de recul est plus compliquée et apparaît localement comme proportionnelle notamment entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe (largeur de l'estran supérieure à 250 m et des vitesses de recul atteignant 0,23 m/an). Ce constat avait déjà été remarqué par S. Costa : « *ce résultat n'est pas totalement illogique puisqu'il confirme la vigueur de l'érosion mesurée dans ce secteur* » (Costa, 2005, p. 89). De plus, cette valeur de retrait suggère que les falaises ne sont pas sous la seule influence des actions marines.

La largeur moyenne du cordon est de 40 m, en revanche, elle peut localement atteindre 100 m (Costa, 2005). La relation de la largeur du cordon de galets et des vitesses de recul est caractérisée par des correspondances locales où la faible largeur du cordon de galets est synonyme de forts reculs. C'est le cas à l'aval-dérive des grandes accumulations de galets induites par des obstacles au transit, où le recul est exacerbé tandis qu'à l'amont de celles-ci, le recul des falaises est limité.

Le niveau de la relation entre les caractéristiques morphométriques des modelés (associés aux falaises) et les vitesses de recul des abrupts est complexe. Il est sous l'étroite dépendance des niveaux scalaires d'analyse choisis. Ainsi, en raison de la faible évolution des plates-formes d'érosion ou de la hauteur des falaises (en comparaison avec celle des abrupts rocheux), leurs influences sont détectables à petite échelle. Par contre, la forte mobilité altitudinale des cordons de galets et ses effets sur les vitesses de recul des falaises ne sont visibles qu'à grande échelle. Cet enchevêtrement des temporalités et des relations spatiales explique la mise en évidence difficile des corrélations. Ceci est d'autant plus vrai que se surajoutent les caractéristiques lithostratigraphiques, l'action des agents et processus d'érosion, variables également dans le temps et l'espace, et les actions anthropiques, qui jouent parfois le rôle de facteur aggravant (concentration des écoulements de surface, imperméabilisation des sols, obstacles au transit de galets...). La fouteillance des interactions oblige à considérer les côtes à falaises comme des systèmes complexes.

6.2. Les actions humaines sur les vitesses de recul des falaises : l'impact des ouvrages transversaux de défense contre la mer sur le volume de galets

Les falaises sont reliées aux dynamiques naturelles du littoral, mais aussi aux actions anthropiques (constructions d'ouvrages de défense, de barrages, extraction de sédiments...). Comme le constate R.W. Fairbridge (2004), presque toutes les côtes sont, d'une façon ou d'une autre, construites ou modifiées par les activités humaines. Certaines modifications remontent à plus de trois millénaires, à l'Âge du Bronze, ou encore à l'époque romaine avec la construction active de digues (King, 1959, 1974 ; Rohde, 1978). À partir du XIX^{ème} siècle, par la mise en place d'ouvrages perturbateurs, les actions sur le littoral de Haute-Normandie ont modifié le volume, le cheminement et donc la répartition des cordons de galets. Or, le volume de sédiments détermine l'efficacité et la durée d'action des processus marins au pied des falaises. Cette influence est-elle quantifiable ?

6.2.1. Rupture du transit sédimentaire et impacts sur la répartition et le volume des galets

Précédemment, nous avons évoqué le rôle des obstacles dans la répartition spatiale du volume de galets. Contre les ouvrages transversaux (amont-dérive) se constituent de fortes accumulations, voire des stocks morts, alors qu'en aval-dérive, la largeur des cordons de galets diminue, et est parfois nulle (Figure 6.8).

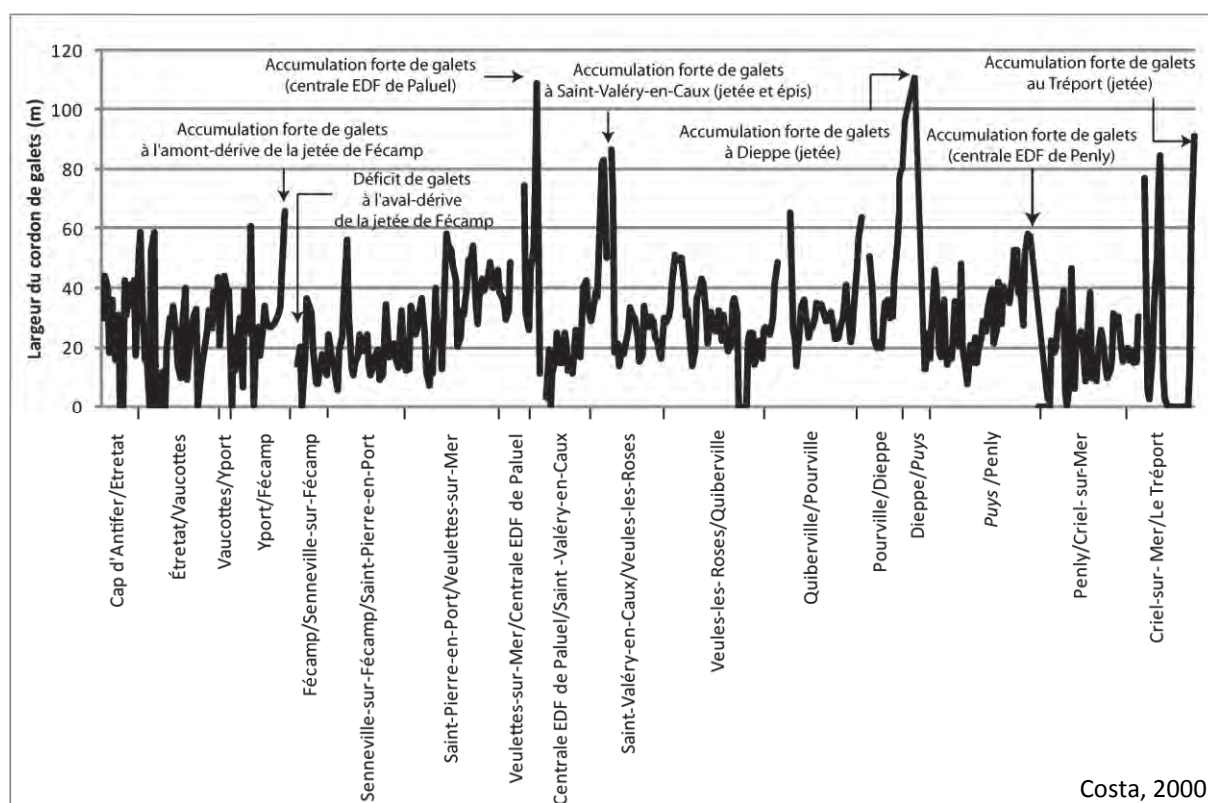


Figure 6.8 : Largeur de cordon de galets (pas de 200 m) entre le cap d'Antifer et Le Tréport à partir des données photogrammétriques (Costa, 2000)

Ces phénomènes s'observent aux abords des épis (construits et prolongés à des dates variées depuis les années 1970 jusqu'aux années 1990) générant des phénomènes d'érosion intense à l'aval-dérive immédiat des ouvrages, connus sous le terme de « *terminal groyne effect* » (Figure 6.9). Contrairement aux jetées, ces derniers ne sont pas totalement étanches et laissent passer un volume de galets non négligeable (débit de fuite).

Ce phénomène de blocage s'observe également au niveau des grands mouvements de masse qui interrompent le transit de galets momentanément, mais parfois pendant plusieurs années (voire des décennies pour les plus gros, comme le Chien Neuf à Senneville-sur-Fécamp).

Avec ce déficit de sédiments à l'aval-dérive, les conséquences peuvent être nombreuses : accentuation de l'érosion participant à des pertes de terrain, d'infrastructures et l'accentuation des franchissements par la mer.



Figure 6.9 : Jetée portuaire de Fécamp et épi majeur de Criel-sur-Mer et leurs effets sur le transit sédimentaire

6.2.2. Les impacts sur les taux d'érosion des falaises haut-normandes

Pour étudier les impacts locaux, l'analyse du recul menée tous les 50 m va être riche d'informations. Comme le montre la Figure 6.10, le rôle des ouvrages est évident dans l'exacerbation des vitesses de recul des falaises.

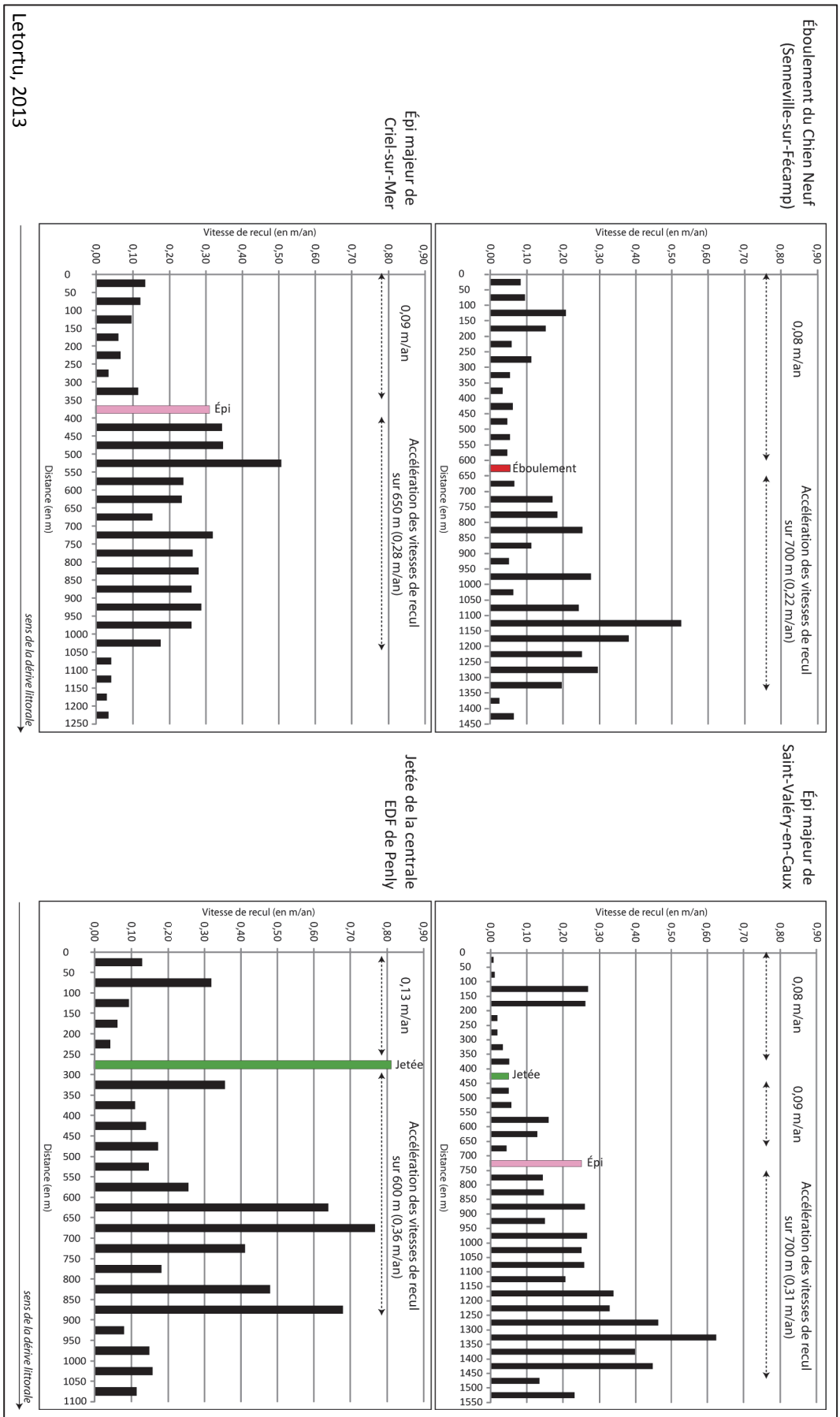


Figure 6.10 : Augmentation des vitesses de recul en aval-dérive des obstacles

Cette échelle fine nous permet de mesurer la vitesse d'accélération du recul et l'ampleur spatiale de cette dernière. Quelques exemples sont présentés dans la Figure 6.10 et soulignent que les vitesses de recul en aval-dérive des obstacles (par rapport à l'amont) sont multipliées par 3 à 4. Cette accélération ponctuelle de l'érosion est valable sur environ 400 m linéaire en aval-dérive et peut parfois atteindre 700 m.

Pour les ouvrages les plus anciennement implantés (comme pour l'éboulement du Chien Neuf de Senneville-sur-Fécamp), **l'impact sur les falaises ne se situe pas exactement à l'aval-dérive de l'obstacle au transit**. Le recul maximal se situe à 500 m vers le nord progressant, comme une onde, dans le sens de la dérive littorale. Pour l'épi majeur de Criel-sur-Mer, plus récent dans sa configuration actuelle (épi rallongé en 1995), l'influence sur le recul des falaises est encore immédiate spatialement, en revanche, les 500 premiers mètres en aval-dérive de l'ouvrage sont déjà impactés en réponse à la mise en place de l'épi initial dans les années 1980 (Figure 6.10).

Les obstacles d'origine anthropique ne sont pas les seuls à influencer les vitesses de recul. Les éboulements majeurs et durables peuvent également modifier les vitesses de recul. L'éboulement du Chien Neuf, daté de 1910 et estimé initialement à 300 000 m³ (Lageat et al., 2006), demeure encore et entraîne une augmentation du recul : à l'aval-dérive de celui-ci, la falaise connaît un décrochement par rapport à l'amont-dérive, bien visible sur les photographies aériennes verticales (Figure 6.11).



Figure 6.11 : Accélération de l'érosion en aval-dérive de l'éboulement du Chien Neuf

6.3. Bilan et discussion

Une réflexion sur l'origine de la variabilité spatiale du recul des falaises crayeuses a été proposée. **Les caractéristiques lithologiques et morphologiques sont des facteurs de prédisposition essentiels et peuvent expliquer, en partie, la variabilité des vitesses de recul des falaises de Haute-Normandie.**

Le lien avec la lithologie apparaît évident avec une spatialisation nette :

- les reculs forts sont localisés où le Santonien (craie poreuse et peu dense)affleure en pied de falaise (entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe) ;

- les reculs faibles et modérés sont observés pour les affleurements de Cénomaniens ou du Turonien en pied de falaise qui constituent des craies plus résistantes (cap d'Antifer/Fécamp et Dieppe/Le Tréport), notamment Étretat où l'existence de hardgrounds massifs et de lits de silex très nombreux et épais justifie des vitesses de recul faibles.

À l'échelle régionale, la répartition spatiale des taux de recul semble être commandée par la localisation des affleurements des divers étages de craies. Ces derniers sont eux-mêmes dictés par la tectonique régionale. Sur les 40 dernières années, le littoral haut-normand ne connaît donc pas une régularisation généralisée et homogène. L'ondulation synclinale, dite « gouttière normande » (secteur compris entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe où affleurent le Santonien et le Campanien), correspond à un rentrant et possède les vitesses de recul les plus importantes. Les ondulations anticlinales (Antifer, Fécamp, Veulettes, Penly, Le Tréport et où affleurent les étages du Turonien, voire du Cénomaniens) correspondent à de légers saillants et évoluent actuellement plus modestement.

Il existe un autre découpage lithostratigraphique utilisé outre-Manche et transposé au littoral haut-normand (Mortimore, 2001 ; Duperré et al., 2004 ; Hoyez, 2008). Cette classification plus fine, basée sur une chronologie événementielle, n'apporte pas d'éléments nouveaux à l'échelle des sous-cellules hydro-sédimentaires. Par contre à l'échelle du site, une analyse des différents étages de craie peut déterminer en partie les modes et les échelles de rupture (Mortimore et al. 2004). Les différents étages de craie influencent parfois le type et la cinématique d'éboulements/écroulements, voire également la morphologie des zones de départ pour les écroulements.

Quant aux caractéristiques morphométriques des modèles généralement associés aux falaises (largeur du cordon de galets, largeur de l'estran et hauteur des falaises), elles constituent des facteurs de prédisposition qui conditionnent, par exemple, l'action de la houle au pied des falaises. **La relation inversement proportionnelle entre la hauteur des falaises et les vitesses de recul apparaît dès l'échelle des sous-cellules hydro-sédimentaires. À grande échelle, les corrélations entre les vitesses de recul et la largeur du cordon de galets (plus rarement celle de l'estran), apparaissent aussi inversement proportionnelles.** Cependant, le secteur Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe a un comportement différent, car contrairement à ce qui est indiqué dans la littérature, les vitesses de recul sont proportionnelles à la largeur de l'estran. Ce résultat souligne la vigueur de l'érosion mesurée dans ce secteur et n'est pas si illogique. **Les niveaux de relation sont sous l'étroite dépendance des niveaux scalaires d'analyse choisis. Cet enchevêtrement des temporalités et des relations spatiales complique la mise en évidence des corrélations.** La foultitude des interactions (influence de la lithostratigraphie, des agents et processus d'érosion variables dans le temps, actions anthropiques) oblige à considérer les côtes à falaises comme des systèmes complexes.

Les vitesses de recul des falaises réagissent rapidement aux fluctuations des cordons de galets. Entre le cap d'Antifer et Le Tréport, ces dernières sont principalement d'origine anthropique. Grâce aux données de recul disponibles tous les 50 m (1966-2008), **l'accélération du recul en aval-dérive des obstacles anthropiques (jetée, épi) est quantifiée (multiplication par 3 à 4), et ce sur une distance pouvant atteindre 700 m.** En revanche, **l'ancienneté de la mise en place de ces obstacles au transit des galets induit une « onde » de recul, qui semble progresser vers le nord dans le sens de la dérive.**

Finale­ment, **l'influence des caractéristiques lithologiques et morphologiques** (comme la largeur du cordon de galets et la hauteur des falaises) **semble déterminante sur les vitesses et la spatialisation du recul des falaises**. En revanche, la **quantification du rôle de chacune s'avère complexe**. Il est communément admis que la falaise, le cordon de galets et le platier rocheux forment un système interdépendant. Or, ce système est caractérisé par une combinaison de formes « reliques » (modelés et stocks sédimentaires) et de formes actuelles. Cette mosaïque complexe présente des vitesses d'évolution contrastées et pourtant interdépendantes et qui ne correspondent que partiellement aux conditions environnementales actuelles (processus marins et continentaux). À cela s'ajoute, depuis plus d'un siècle, « l'artificialisation » du système modifiant les échelles spatiales et temporelles d'évolution des modelés (Costa, 2005). Les actions anthropiques ont un rôle évident dans l'accélération des taux de recul des falaises. Ces ouvrages transversaux de défense contre la mer exacerbent localement l'érosion avec une multiplication par 3 à 4 des vitesses de recul. Les obstacles naturels peuvent aussi augmenter l'érosion comme l'éboulement du Chien Neuf. Cette augmentation a une emprise spatiale sur un linéaire de 700 m à l'aval-dérive de l'ouvrage ou de l'éboulement majeur.

Nos travaux suggèrent que les actions marines ne constituent pas qu'un simple agent de transport déblayant les débris tombés au pied de l'escarpement côtier, réactivant ainsi sa « verticalité » et par conséquent, son instabilité. Nous chercherons (partie III) à établir l'efficacité des actions marines, notamment mécaniques, dans le recul des falaises. En effet, ces actions ne semblent pas négligeables, puisque des encoches de sapement apparaissent fréquemment en pied d'abrupt (dès lors que le cordon de galets subit un démaigrissement).

Les vitesses de recul entre deux états connus constituent une source d'information intéressante, en revanche, elles ne fournissent pas d'éléments quant aux modalités et aux rythmes de recul. La question des rythmes, et par conséquent des temporalités des dynamiques, est abordée dans le chapitre suivant (7).



CHAPITRE 7 : DE L'INTÉRÊT DU SUIVI DES ÉBOULEMENTS/ÉCROUEMENTS : VERS LA DÉFINITION DES RYTHMES ET DES TEMPORALITÉS DE REcul DES FALAISES

- 7.1. Précisions méthodologiques et approche de la distribution des éboulements/écroulements par analyse spatiale
- 7.2. Répartition temporelle des éboulements/écroulements
- 7.3. Distribution spatiale et temporelle des mouvements de masse : une structuration chaotique ou organisée ?
- 7.4. Cartographie de l'aléa recul du trait de côte
- 7.5. Bilan et discussion

INTRODUCTION

Bien que les vitesses de recul des falaises constituent une information intéressante, les rythmes du retrait le sont encore plus pour la compréhension du fonctionnement de cette forme d'ablation spécifique. La localisation, l'intensité, la fréquence et les temporalités des ruptures (mouvements gravitaires) sont de la plus grande importance, notamment pour les habitants menacés et les gestionnaires du risque. En dépit de la fréquence et de l'ampleur des mouvements de masse, les victimes sont extrêmement rares sur le littoral normand-picard. Néanmoins, un éboulement/écroulement à Criel-sur-Mer en février 2004, a blessé un touriste allemand (archives du CETE), alors que le 14/09/2004 à Saint-Pierre-en-Port, un éboulement/écroulement majeur (« une centaine de tonnes » d'après le *Courrier Cauchois* daté du 18/09/2004) a blessé une pêcheuse à pied. Malheureusement, sur d'autres côtes, des victimes sont à déplorer comme au Portugal (Maria Luisa à Albufeira²⁴, en Algarve, cinq morts le 22/08/2009), ou aux Canaries (la plage de Los Gigantes²⁵ dans l'île de Tenerife, deux morts le 01/11/2009).

Il convient de rappeler que « l'érosion est continue mais le recul se fait par à-coups » (Évrard et Sinelle, 1980, p. 58). Or ces à-coups se matérialisent sur les photographies aériennes par la présence d'éboulements/écroulements. D'après A. Hénaff et al. (2002a) au-delà la distinction entre éboulement et écroulement sur la base de volumes totaux déplacés (respectivement inférieurs ou supérieurs à 10 000 m³ selon certains auteurs), les éboulements se définissent également selon des critères d'individualisation de nature géométrique et cinématique. Le terme d'« écroulement » désigne le détachement d'un panneau de craie sans basculement et « éboulement » lorsque la chute se prolonge par un déplacement roulant après l'impact (Figure 7.1).

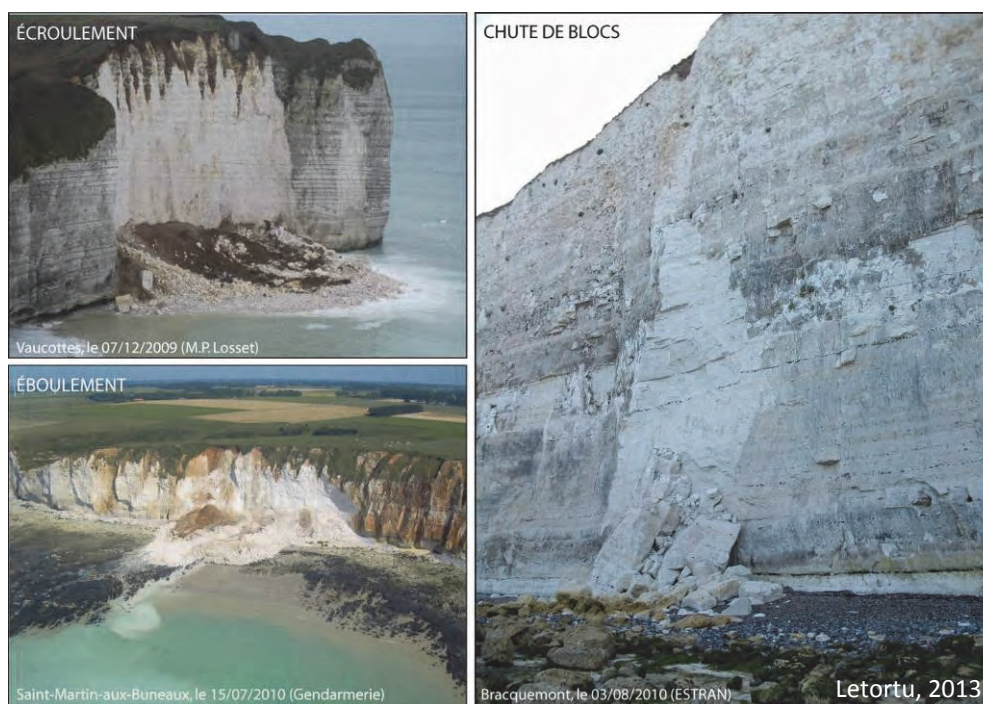


Figure 7.1 : Types de mouvements de masse observés sur le secteur d'étude

²⁴ <http://www.leparisien.fr/flash-actualite-monde/portugal-eboulement-sur-une-plage-d-algarve-au-moins-2-morts-4-disparus-21-08-2009-612662.php>

²⁵ <http://tenerife-info.blogspot.fr/2009/11/eboulement-mortel-los-gigantes.html>

La finalité de ce chapitre est de répondre à quatre interrogations majeures :

- 1) **quelle est la répartition spatiale de ces éboulements/écroulements ?**
- 2) **quels sont les rythmes de recul entre 1939 et 2008 et les périodes d'occurrence du recul** (ce que H. Évrard et M. Sinelle ont appelé malencontreusement « cycle d'évolution » de la falaise²⁶) ?
- 3) **existe-t-il une répartition spatiale de la fréquence et/ou de l'intensité (volume produit) de ces mouvements gravitaires ?**
- 4) **quels sont les apports de cette approche diachronique des éboulements/écroulements en termes de gestion de l'aléa « recul du trait de côte » ?**

Ce travail s'appuie sur un recensement de l'ensemble des éboulements-écroulements observables sur les missions aériennes verticales de l'IGN (de 1939²⁷ à 2008) entre le cap d'Antifer et Le Tréport. Ces clichés, qui ne peuvent pas faire l'objet d'une cartographie continue et comparative du « trait de côte » (chapitre 5, partie II), permettent en revanche, de retrouver l'ensemble des mouvements de masse séjournant sur l'estran, et les zones d'arrachement/de départ se trouvant au droit des débris.

Ce chapitre est structuré en quatre parties. Tout d'abord, après une explication de la méthode utilisée, la répartition spatiale des éboulements/écroulements sera appréhendée, notamment par des outils d'analyse spatiale. La seconde partie sera consacrée à la distribution temporelle des éboulements/écroulements. Ces deux premières approches viseront à définir (1) les espaces sensibles, (2) le rapport fréquence/intensité (volume) des mouvements, et leur répartition spatiale (3) l'intervalle de temps entre deux éboulements/écroulements de pan entier de falaise au même endroit, (4) les vitesses d'évacuation/déblaiement des débris au niveau du cordon de galets, qui détermine en grande partie l'efficacité des actions marines en pied de falaise et donc la réactivation de l'instabilité des abrupts. Dans un troisième temps, la distribution spatiale des mouvements gravitaires sera étudiée pour savoir si elle est chaotique ou organisée (et par conséquent plus prévisible). Enfin, le suivi diachronique des mouvements de masse permettra d'identifier la zone de départ maximale répertoriée par site. Elle sera prise en compte dans la cartographie de l'aléa, obtenue initialement par l'extrapolation de la vitesse du recul sur 100 ans. Il s'agira ici d'apporter une réflexion sur la pertinence des cartographies de l'aléa. Faut-il un zonage acquis par l'extrapolation de la moyenne des vitesses actuelles sur 100 ans, ou par l'emprise maximale d'un événement historique, voire les deux associées ?

²⁶ Le terme de « cycle d'évolution » semble critiquable à deux points de vue : 1) le terme de « cycle » est inadapté, car la falaise qui s'est éboulée/écroulée ne revient pas à un état antérieur, puisque c'est un nouveau front de falaise qui est exposé ; 2) le terme d' « évolution » véhicule une dimension finaliste. Or, nous sommes ici dans un système processus-réponse (« process-response system ») dans lequel le mouvement gravitaire est le pic de crise, mais précédé et suivi par une période de préparation (évacuation du matériel produit et météorisation) permettant l'entretien du système.

²⁷ La série de 1939 a été conservée, car les éboulements/écroulements sont visibles malgré une faible résolution.

7.1. Précisions méthodologiques et approche de la distribution des éboulements/écroulements par analyse spatiale

7.1.1. Méthodologie

Pour appréhender les rythmes de recul des falaises crayeuses, nous avons utilisé un nouveau marqueur géomorphologique des dynamiques : la zone de départ (ou d'arrachement) et de dépôt de l'éboulement/écroulement (Figure 7.2).

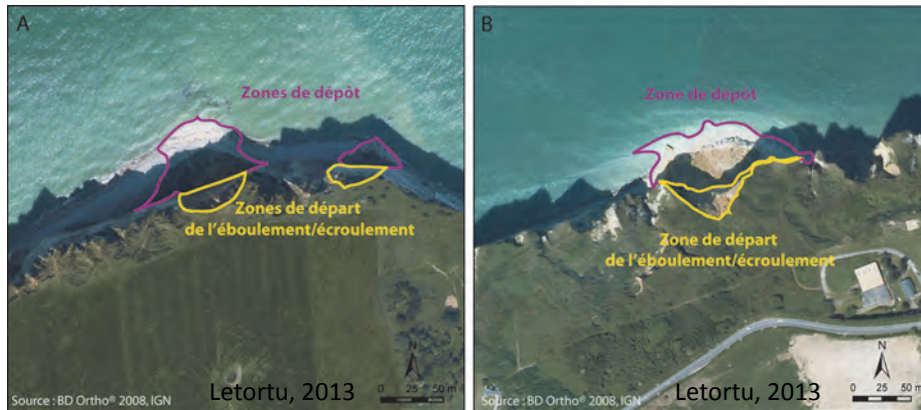


Figure 7.2 : Zones de départ et de dépôt des éboulements/écroulements repérés à Saint-Pierre-en-Port (A) et Dieppe (B)

Ce travail sur les éboulements/écroulements utilise les photographies aériennes qui ont été géoréférencées avec la méthode précédemment évoquée (chapitre 5, partie II) et les orthophotographies de 2000 et 2008 (au total 17 séries) (Figure 7.3).

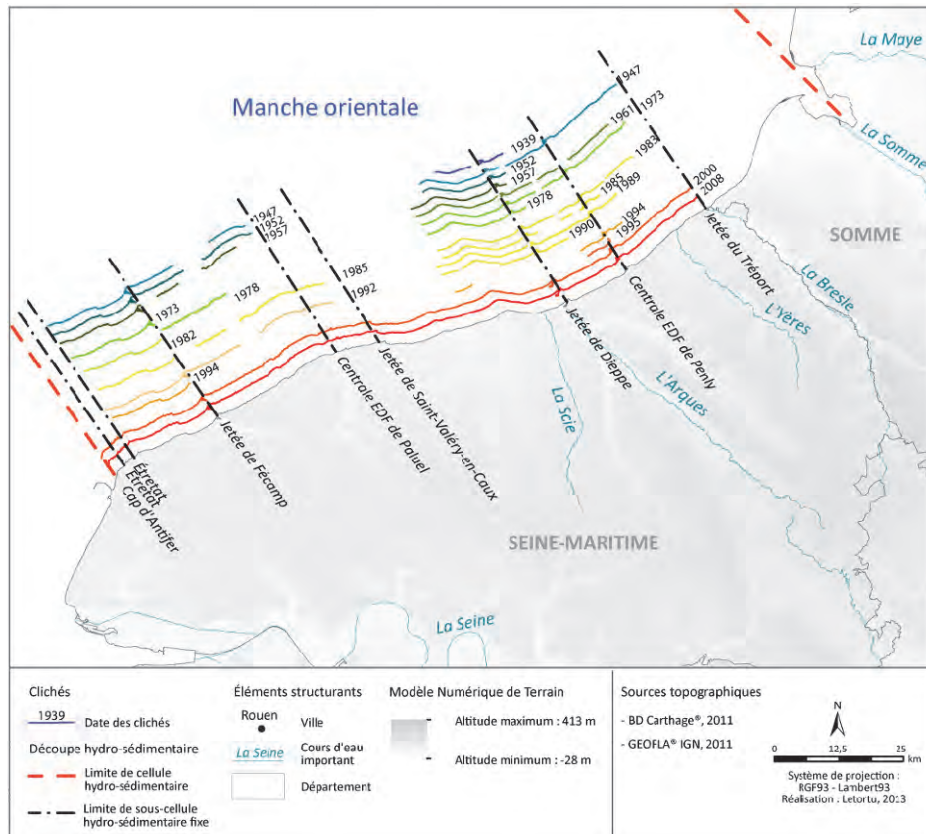


Figure 7.3 : Séries de photographies aériennes verticales disponibles et utilisées

L'absence de continuité spatiale dans les séries photographiques doit être prise en compte, car certains secteurs vont être suivis à haute fréquence (Étretat/Fécamp), alors que d'autres, entre Saint-Valéry-en-Caux et Quiberville, ne vont l'être qu'à partir de 2000. Le recensement des éboulements/écroulements a eu lieu à l'échelle 1/2 000 en veillant à ne pas reprendre d'une mission à l'autre les mouvements de masse demeurant longtemps en pied de falaise.

7.1.2. Répartition des éboulements/écroulements : approche par analyse spatiale

7.1.2.1. Nombre, sectorisation et densité par km linéaire

Au total, 599 mouvements de masse ont été recensés entre 1939 et 2008. Leur répartition se caractérise par une grande hétérogénéité spatiale. Certaines sous-cellules hydro-sédimentaires concentrent plus de 150 éboulements/écroulements (entre 1939 et 2008) contre 54 entre Étretat et Fécamp sur la période 1947-2008 (Figure 7.4).

Trois secteurs peuvent ainsi être identifiés :

- un secteur caractérisé par des éboulements/écroulements très fréquents entre Quiberville et Dieppe (plus de 150 recensés sur 68 années) ;
- un secteur marqué par des éboulements/écroulements rares avec 32 entre Paluel/Saint-Valéry-en-Caux (1992-2008) et 54 entre Étretat/Fécamp (1947-2008) ;
- les autres sections côtières (Fécamp/Paluel, Dieppe/Penly et Penly/Le Tréport) sont dans une position intermédiaire, avec en moyenne 120 éboulements/écroulements entre 1939 et 2008.

Année	Échelle	Marée	Qualité	Étretat / Fécamp	Fécamp / Paluel	Paluel / Saint-Valéry-en-Caux	Quiberville / Dieppe	Dieppe / Penly	Penly / Le Tréport	Total
1939	1/20000	Haute	Faible				6	3		9
1947	1/25000	Haute	Faible	5	3		12	0	0	20
1952	1/25000	Haute	Moyenne	2	9		10	8		29
1957	1/25000	Haute	Moyenne	1	1		7	3		12
1961	1/25000	Basse	Moyenne				6	20	9	35
1973	1/25000	Haute	Bonne	3			11	12	9	35
1978	1/30000	Haute	Bonne		12		2	3		17
1982	1/30000	Basse	Bonne	4						4
1983	1/15000	Haute	Bonne				14	8	18	40
1985	1/20000	Haute	Bonne	2	17		2	2	5	28
1989	1/30000	Haute	Bonne				2	17	7	26
1990	1/15000	Basse	Bonne				6	10		16
1992	1/30000	Basse	Bonne	4	18	1				23
1994	1/30000	Basse	Bonne	2			2	6	7	17
1995	1/10000	Basse	Bonne					1		1
2000	1 pixel=50 cm	Basse	Très bonne	2	31	10	37*	11	5	96
2008	1 pixel=50 cm	Haute	Très bonne	29	49	21	37*	20	35	191
Total				54	140	32	154	124	95	599

Figure 7.4 : Nombre d'éboulements/écroulements par sous-cellules hydro-sédimentaires et par mission (en grisé : absence de mission ; * : Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe)

La répartition de ces mouvements de masse a été cartographiée en réalisant un lissage par la méthode des noyaux pour obtenir leur densité par km linéaire (Figure 7.5). Des zones de concentration importante (en noir) à faible (en blanc) en passant par l'intermédiaire (gris) sont observables. Les concentrations les plus fortes peuvent atteindre la densité maximale de 19,3 éboulements/écroulements par km linéaire et se situent entre Senneville-sur-Fécamp et Veulettes-sur-Mer, entre le cap d'Ailly et Dieppe, entre Dieppe et Belleville-sur-Mer, puis au nord de Penly. À l'exception du secteur du cap d'Ailly, il semble que ces zones de concentration forte soient souvent disposées en aval-dérive des grands ouvrages transversaux que sont les jetées portuaires ou de centrales EDF. Ce dernier point sera étudié ultérieurement.

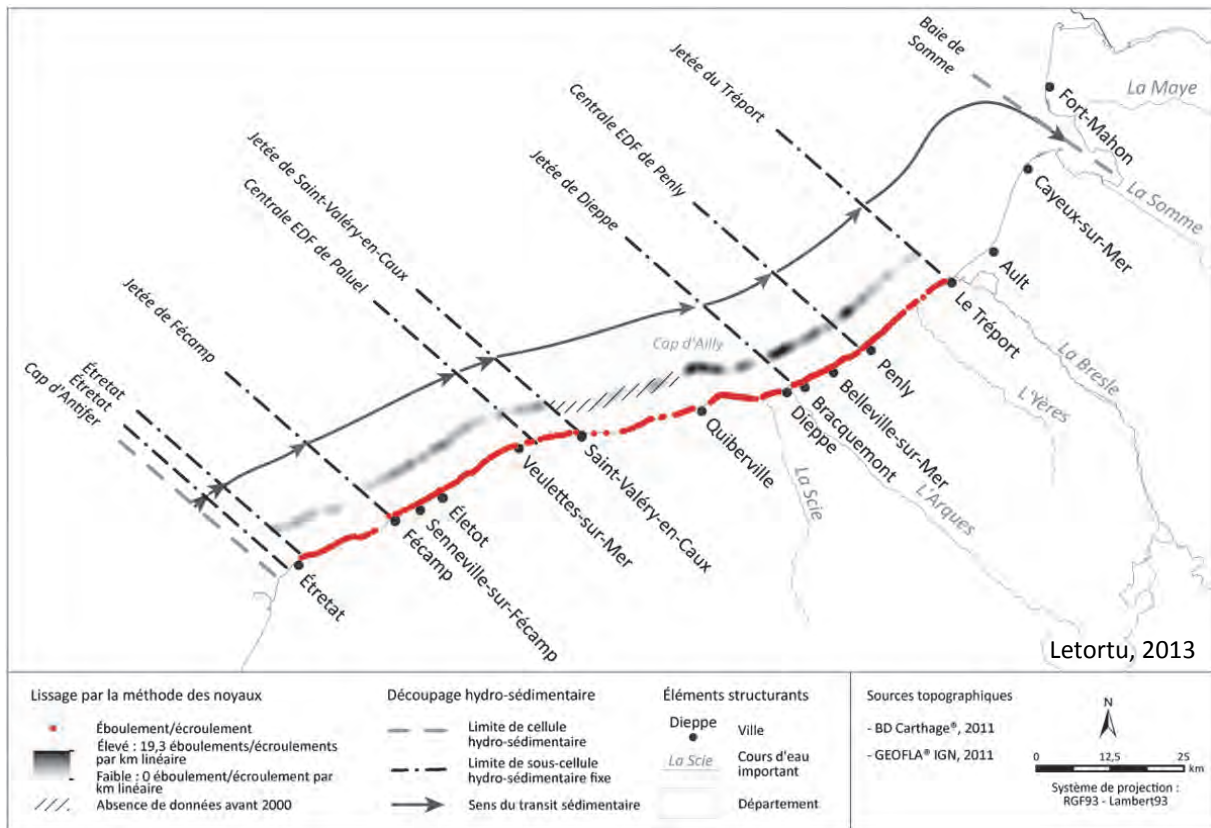


Figure 7.5 : Distribution et densité d'éboulements/écroulements recensés par km linéaire

7.1.2.2. Caractéristiques morphométriques des éboulements/écroulements : les volumes appréciés par les aires de départ et de dépôt

La digitalisation des aires de départ et de dépôt (1/2 000) nous permet de produire des valeurs concernant la taille des mouvements de masse. Même si nous sommes conscients que l'aire n'est pas systématiquement une bonne estimation des volumes éboulés/écroulés, celle-ci donne des ordres de grandeur qui nous semblent intéressants à exploiter. Elles peuvent renseigner sur une éventuelle répartition spatiale de l'intensité (volume) des mouvements de masse.

La digitalisation des zones de départ nécessite des séries photographiques de grande échelle (supérieure ou plus fine que 1/20 000) et de bonne à très bonne qualité (à partir de 1983). Pour tester cette méthode, trois secteurs jugés représentatifs ont été choisis. Ces derniers sont jugés représentatifs, puisque tous les types de falaises et les divers affleurements crayeux apparaissent :

- 1) Fécamp/Életot (falaises à piédestal résistant taillées dans le Cénomaniens jusqu'au Santonien) ;
- 2) Quiberville/Dieppe (falaises complexes taillées dans les craies du Santonien et du Campanien et recouvertes par des terrains d'âge tertiaire) ;
- 3) Dieppe/Criel-sur-Mer (falaises simples taillées dans les craies du Turonien et Coniacien).

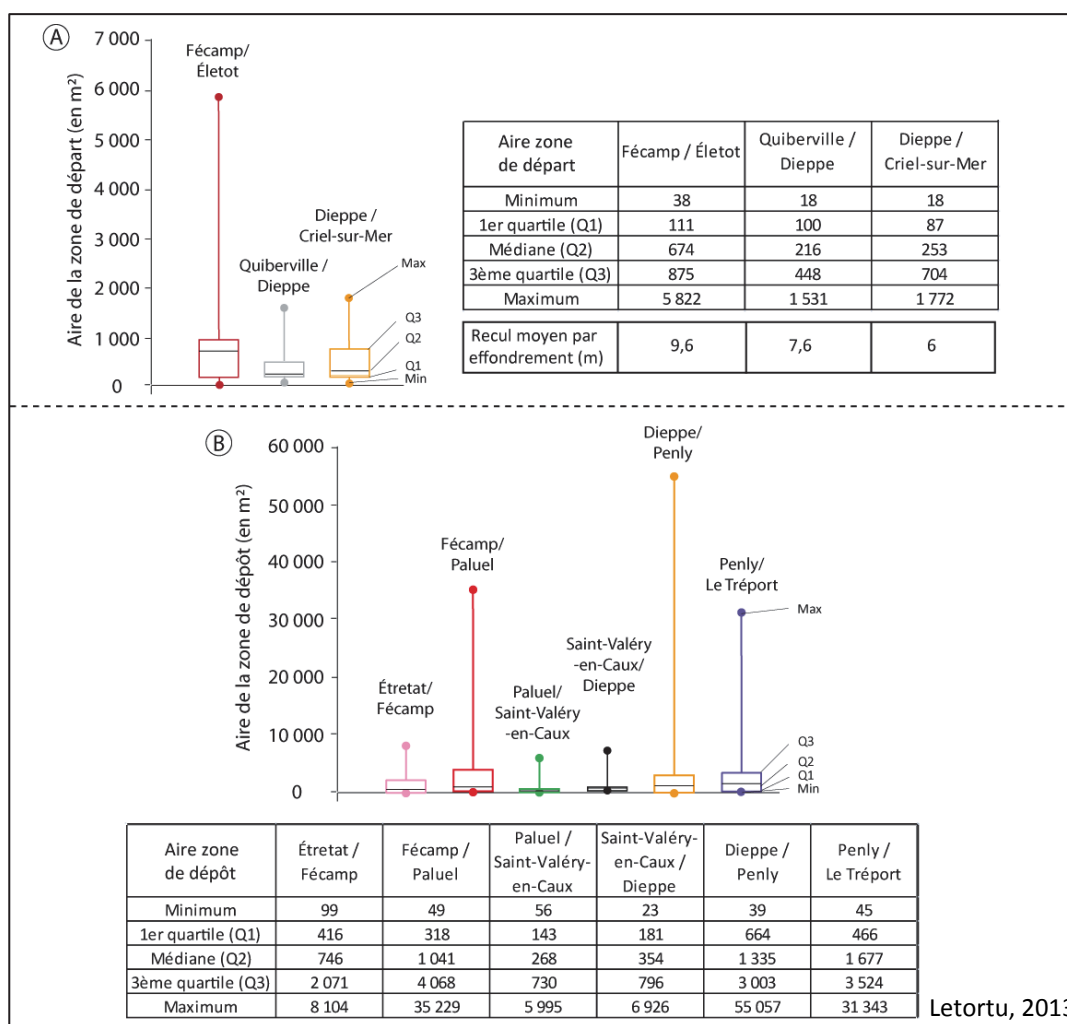


Figure 7.6 : Distribution de l'aire des éboulements/écroulements (A : zone de départ, B : zone de dépôt) en fonction des sous-cellules hydro-sédimentaires

L'analyse des aires de dépôt et de départ des mouvements de masse permet d'individualiser deux espaces distincts (Figure 7.6) :

- une section côtière (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe) marquée par des mouvements de masse d'ampleur relativement faible. Les $\frac{3}{4}$ des aires de départ sont inférieures à 450 m², le recul moyen par événement est de 7,6 m en haut de falaise, et les aires de dépôt sont faibles (médiane autour de 300 m²) (Figure 7.6) ;

- deux sections côtières (Étretat/Paluel et de Dieppe/Le Tréport) marquées par des mouvements de masse de plus forte ampleur. Les $\frac{3}{4}$ des aires de départ sont de l'ordre de 700 à 875 m² et les reculs moyens par événement, de 6 et 9,6 m. Les aires de dépôt sont également beaucoup plus élevées (médianes allant de 750 à 1 300 m², et des valeurs maximales atteignant 35 000 m²). Dans le détail, ce sont les sections Fécamp/Paluel et Penly/Le Tréport qui connaissent généralement les aires de dépôt les plus importantes.

Enfin, ces premiers constats associés à la quantification des vitesses de recul fournissent des informations précieuses quant à la fréquence et l'intensité du recul des falaises. Les secteurs à forts reculs (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe) sont affectés par des éboulements/écroulements fréquents, mais peu volumineux. Les secteurs à plus faibles reculs sont marqués par des mouvements de masse plus rares et plus volumineux.

7.2. Répartition temporelle des éboulements/écroulements

7.2.1. Évolution temporelle

L'un des objectifs de ce travail est de mettre en évidence une éventuelle évolution de la fréquence ou de l'intensité des reculs, comme l'ont évoquée certains auteurs (Moses et Robinson, 2011). Le recensement des mouvements de masse, mené depuis 1939, peut apporter des éléments de réponse en la matière.

L'évolution temporelle du nombre d'éboulements/écroulements est marquée par une forte variabilité : 4 éboulements/écroulements observés en 1982 et 191 en 2008. Il est difficile de dégager des tendances entre 1939 et 1995. En revanche, depuis 2000, la quantification d'événements est beaucoup plus importante, notamment en 2008 (Figure 7.7). Cette tendance semble se poursuivre, car l'automne 2012 et l'hiver 2013 ont été marqués par une multitude d'événements majeurs. Toutefois, la période 2000-2008, est trompeuse parce que l'augmentation du nombre d'événements est aussi le résultat de la meilleure qualité des photographies aériennes permettant d'observer les événements de plus petites tailles.

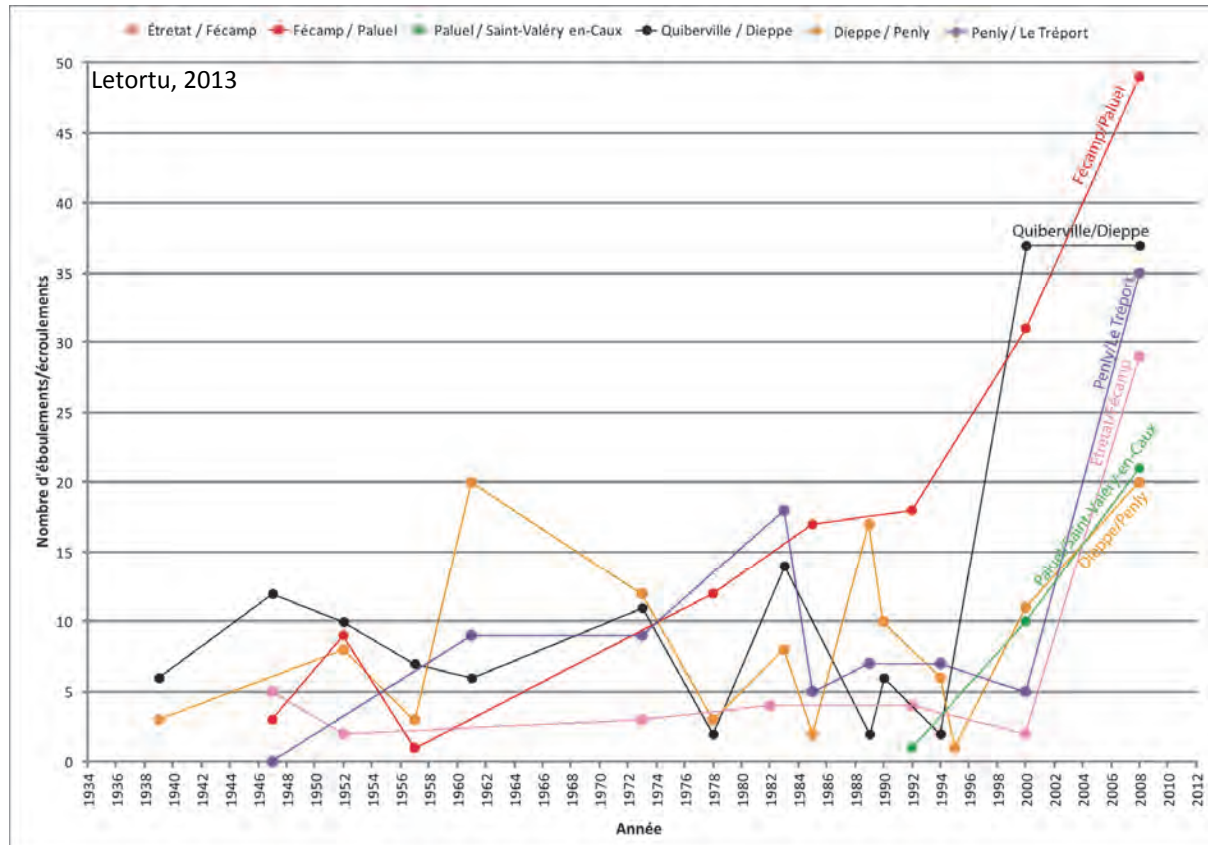


Figure 7.7 : Nombre d'éboulements/écroulements par sous-cellules hydro-sédimentaires et par mission

Il n'en demeure pas moins que sur ces deux missions, deux secteurs semblent particulièrement touchés par un grand nombre de mouvements de masse, à savoir une fois de plus, Fécamp/Paluel et Quiberville/Dieppe.

7.2.2. Vers la définition des périodes de retour des éboulements/écroulements

Dès lors que des mouvements de masse (pan entier de falaise) successifs se produisent au même endroit (Figure 7.8), nous pouvons estimer la période de retour de ces derniers (appelée

abusivement « cycle d'évolution des falaises » par H. Évrard et M. Sinelle en 1980). Il s'agit en fait de calculer, grâce à l'inventaire diachronique des éboulements/écroulements, l'intervalle de temps entre 1) l'apparition d'un éboulement/écroulement de pan entier de falaise, 2) son évacuation, 3) la météorisation de la falaise, 4) puis l'apparition au même endroit d'un nouvel éboulement/écroulement de pan entier de falaise.

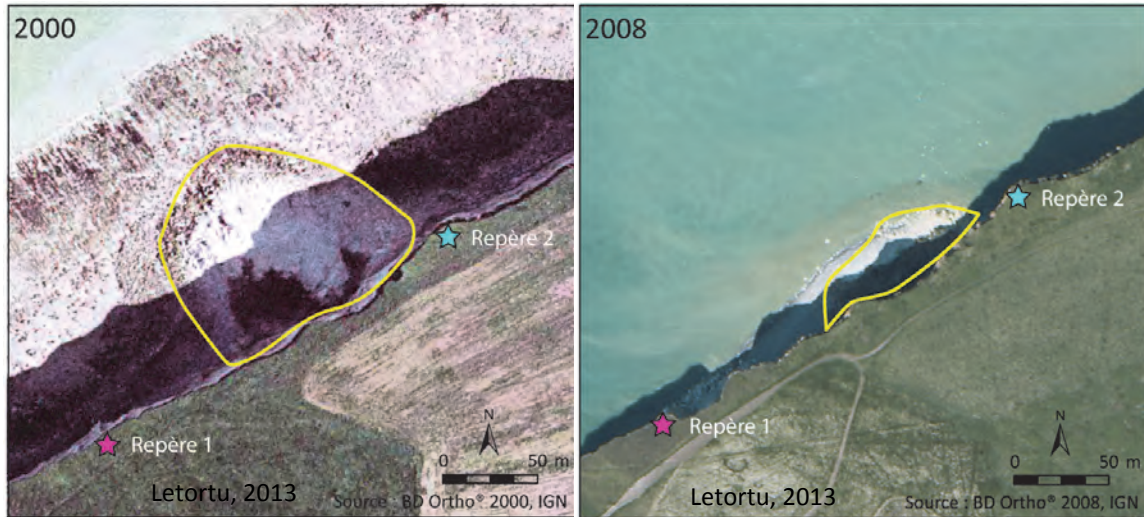


Figure 7.8 : Éboulements/écroulements successifs de pan entier de falaise à Bracquemont

Cette quantification apporte des éléments de réponse quant à la gestion du risque d'érosion (période d'évolution des événements majeurs, prédiction affinée de la relocalisation des biens menacés). En raison du caractère vertical des clichés, la période d'évolution a été calculée sur les gros éboulements/écroulements (aire de dépôt supérieure à 1 000 m²) pour s'assurer une forte probabilité que la zone de départ corresponde bien à l'ensemble de la falaise. En effet, pour les petits mouvements de masse, des chutes de matériel peuvent être observées au même endroit, mais provenir du pied, du milieu ou du haut de falaise, ce qui ne correspond qu'à des réajustements du profil de falaise.

	Étretat / Fécamp	Fécamp / Paluel	Paluel / Saint-Valéry- en-Caux	Saint-Valéry- en-Caux / Dieppe	Dieppe / Penly	Penly / Le Tréport
Succession d'éboulements/écroulements	10/54	6/140	0/32	7/154	12/124	0/95
Période de retour moyenne (en années)	29	17	?	40	19	non observé (> 60 ans ?)
Amplitude de la période de retour (en années)	10-61	7-51		13-61	1-61	

Figure 7.9 : Périodes de retour des éboulements/écroulements en fonction des sous-cellules hydro-sédimentaires

Finalement, peu d'événements redondants ont été recensés au même endroit (Figure 7.9). Sur les quelques cas observés, une importante variabilité des périodes de retour est à noter, aussi bien dans la comparaison des moyennes que dans les amplitudes. Par conséquent, nous pouvons distinguer :

- deux sections côtières qui présentent les périodes de retour les plus longues : Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe (moyenne de 40 ans, amplitude de 13-61 ans), et Étretat/Fécamp (moyenne de 29 années, amplitude de 10-61 ans) ;

- deux sections côtières marquées par des périodes de retour plus rapides, suggérant des processus érosifs particulièrement efficaces : Fécamp/Paluel (moyenne de 17 années, amplitude 7-51 ans) et Dieppe/Penly (moyenne de 19 années, amplitude de 1-61 ans).

Concernant la section Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe, pour laquelle les périodes de retour seraient les plus longues (40 ans), nous émettons de sérieuses réserves. Ces résultats sont peu cohérents avec ceux obtenus par l'étude du recul du haut de falaise crayeux, et avec les observations de terrain. Les mouvements de masse, du fait de la petitesse des falaises, sont généralement très vite évacués. À titre d'exemple, nous avons été témoins d'un cas pour lequel trois éboulements/écroulements de pan entier de falaise se sont produits au même endroit et à un an d'intervalle (Figure 7.10). Afin de préciser cette période d'occurrence, une analyse statistique d'un recensement hebdomadaire de mouvements gravitaires, réalisé entre 2002 et 2009 sur plusieurs dizaines de kilomètres linéaires, sera effectuée (partie III).



Figure 7.10 : Évolution rapide de la falaise au *Petit Ailly* (Varengville-sur-Mer) : trois éboulements/écroulements de pan entier de falaise au même endroit

Les limites de la méthode tiennent au fait que les éboulements/écroulements de faibles volumes (que l'on retrouve notamment entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe) sont plus rapidement évacués que l'intervalle de temps entre deux missions aériennes. Ainsi, observer des éboulements/écroulements au même endroit par les photographies aériennes relève en partie de la chance. Cela peut donc augmenter les périodes de retour sur cette section côtière.

Pour le secteur de *Mesnil Val* (sous-cellule Penly/Le Tréport), T. Dewez et al. (2013) évoquent aussi une période de retour très courte. Un éboulement/écroulement majeur (ayant engendré un recul de 10 m en haut de falaise) a été précédé, 4 ans auparavant, par un éboulement/écroulement de pan entier de falaise. Cette rapidité s'explique en partie par le fait que l'espace de 700 m étudié par les auteurs se localise juste à l'aval-dérive de l'épi majeur de Criel-sur-Mer et de *Mesnil-Val*, accentuant localement l'effectivité des actions marines au pied des abrupts.

Malgré une méthode de photo-interprétation minutieuse de la localisation des mouvements de masse, **il y a peu de successions d'éboulements/écroulements** de grande taille sur la période étudiée (1939-2008). Cela peut s'expliquer par plusieurs raisons :

- les photographies prises à marée haute ne permettent pas le repérage des mouvements de masse successifs éventuels ;
- l'intervalle de temps entre deux missions est parfois important et suffisamment long pour qu'un second éboulement/écroulement soit évacué sans avoir été repéré ;

- il est possible que la période étudiée (1939-2008) ne soit pas assez longue pour appréhender l'ensemble de l'évolution de la falaise (éboulement/écroulement – évacuation – météorisation – éboulement/écroulement).

7.2.3. Vitesse de déblaiement des éboulements/écroulements

L'inventaire des mouvements de masse (599) permet d'estimer les vitesses d'évacuation/déblaiement des débris au niveau du cordon de galets, ce qui fournira des informations sur l'efficacité des actions marines en pied de falaise.

La méthode est simple. À titre d'exemple, si un éboulement/écroulement est observé pour la première fois en 1961 et n'apparaît plus sur la photographie de la mission 1973, la vitesse de déblaiement sera de 12 ans. Il arrive que des séries de photographies fassent défaut. Si le déblaiement ne peut être identifié, l'éboulement/écroulement n'est pas pris en compte. De plus, dans ce travail, nous postulons que la date d'évacuation correspond à la date du cliché. Par ailleurs, l'ensemble des vitesses d'évacuation par secteur a été moyenné (Figure 7.11).

	Étretat / Fécamp	Fécamp / Paluel	Paluel / Saint-Valéry- en-Caux	Quiberville / Dieppe	Dieppe / Penly	Penly / Le Tréport
Nombre d'éboulements/écroulements	54	140	32	154*	124	95
Durée moyenne d'évacuation (en année)	31	12	8	10	10	14

Figure 7.11 : Durée d'évacuation des éboulements/écroulements au niveau des cordons de galets par sous-cellules hydro-sédimentaires (* : orthophotographies 2000 et 2008 intégrées couvrant Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe)

Les vitesses d'évacuation des éboulements/écroulements sont très disparates, allant de 8 ans (Paluel/ Saint-Valéry-en-Caux et Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe) à 31 ans (cap d'Antifer/Étretat). De manière générale, c'est entre Paluel et Dieppe que les éboulements/écroulements sont évacués le plus rapidement (égal ou inférieur à 10 ans). Ils sont moins rapidement évacués entre Fécamp/Paluel et Dieppe/Le Tréport (autour d'une quinzaine d'années). La période la plus longue pour l'évacuation des débris concerne Étretat/Fécamp avec plus de 30 ans. Cette spatialisation est conforme à celle des vitesses de recul. Il est logique que les secteurs affectés par un retrait important, par des éboulements fréquents et peu volumineux, soient caractérisés par des vitesses d'évacuation rapide. C'est le cas de la section côtière Paluel/Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe. La réciproque s'observe sur les sections côtières Étretat/Fécamp/Paluel et Dieppe/Le Tréport.

Ces vitesses d'évacuation nous paraissent faibles au regard de nos observations de terrain et de la littérature. A. Hénaff et al. (2002a) évoquent des volumes déblayés de l'ordre de 40 m³/jour, soit 14 500 m³/an. À Varengeville-sur-Mer (sous-cellule Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe), un éboulement de 5 700 m³ s'est produit fin mai 2006 et a disparu six mois après, en décembre 2006. La vitesse d'évacuation est proche de celle trouvée par A. Hénaff et al. avec, pour cet éboulement, un volume évacué de 30 m³/jour (Figure 7.12).

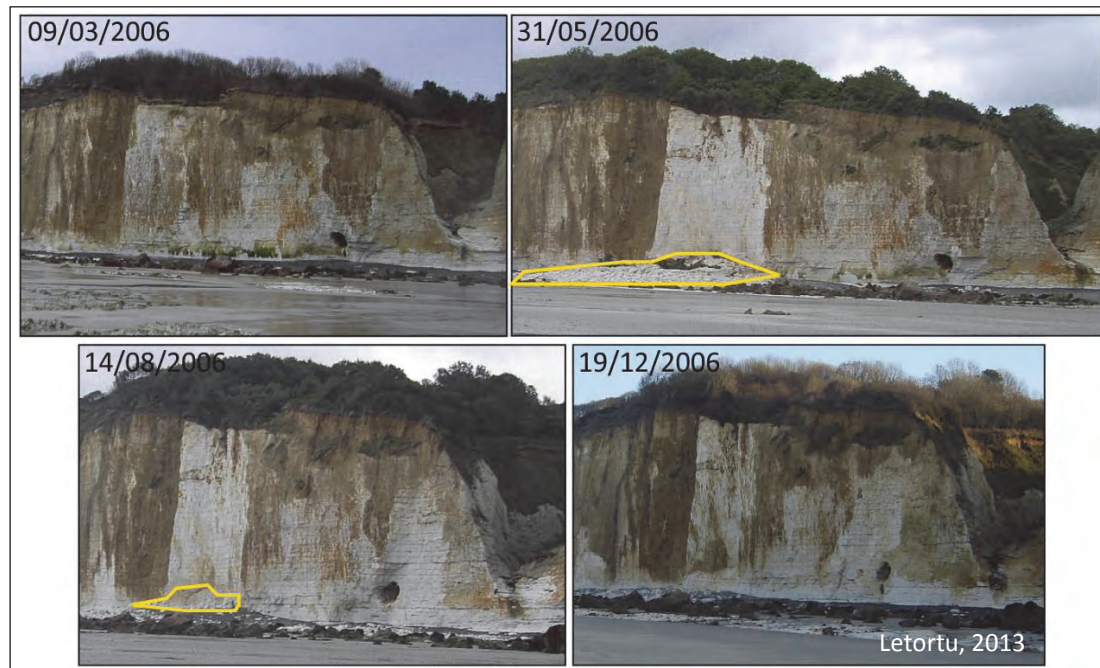


Figure 7.12 : Évolution du front de la falaise à Vasterival (Varengville-sur-Mer) entre le 09/03, le 31/05 (éboulement de 5 700 m³), le 14/08 (évacuation partielle) et le 19/12/2006 (évacuation totale de l'éboulement) (ESTRAN)

Finalement, une forte variabilité spatiale des vitesses d'évacuation peut être observée. Au-delà de la qualité des photographies ou de l'intervalle de temps (parfois trop long entre deux missions), cette dernière s'explique par une multitude de facteurs qui influencent les modalités et l'efficacité du déblaiement (taille des blocs et type de craie, cinématique des mouvements de masse, volume du mouvement de masse dépendant de la hauteur des falaises et de la fracturation des craies, volume du cordon de galets...).

7.3. Distribution spatiale et temporelle des mouvements de masse : une structuration chaotique ou organisée ?

Il est souvent évoqué qu'après un mouvement de masse majeur, une succession d'autres chutes de matériel se réalise en aval-dérive. Il s'agit de vérifier cette hypothèse grâce à l'observation de la répartition spatio-temporelle des mouvements de masse sur les photographies aériennes de l'IGN (1939-2008). Le chapitre précédent avait démontré l'accélération du recul de l'ordre de 3 à 4 à l'aval-dérive des obstacles (naturels ou anthropiques) au transit des galets.

Pour répondre à cette interrogation, nous avons étudié trois obstacles majeurs au transit de galets à savoir : (1) l'éboulement du Chien Neuf, (2) l'épi majeur de Criel-sur-Mer (3) et la jetée de la centrale de Penly.

La visualisation d'un déplacement progressif des éboulements/écroulements vers l'aval-dérive, évoqué notamment par A. Hénaff et al. (2002a), n'a pu être démontrée ici. La spatialisation des événements successifs semble correspondre à une structuration chaotique, comme le démontre la localisation des barycentres (Figure 7.13).

Par contre, concernant la densité d'éboulements/écroulements en aval-dérive des obstacles, cette dernière est toujours plus importante après les grands ouvrages transversaux de défense contre la mer ou les grands éboulements (Figure 7.5).

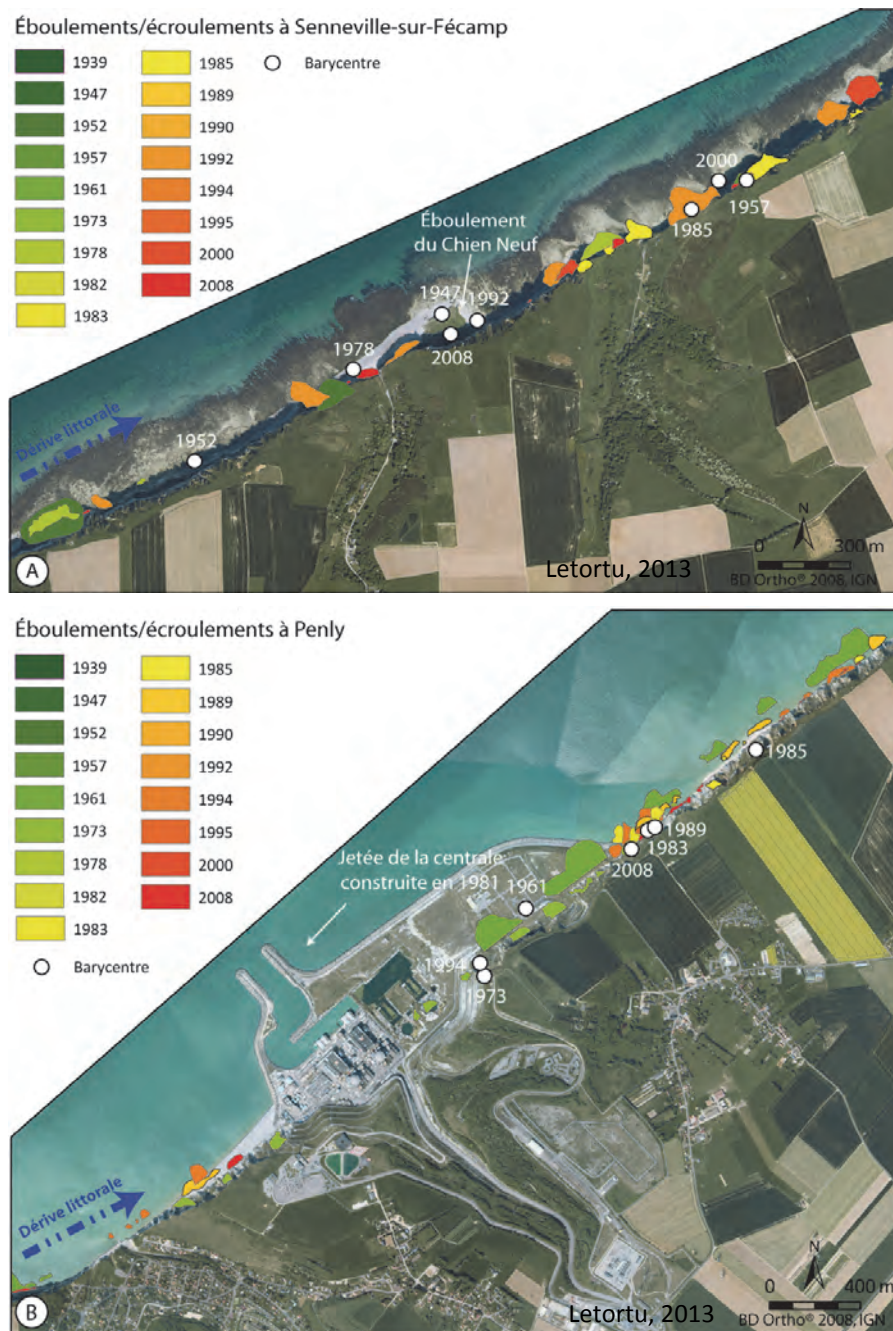


Figure 7.13 : Distribution spatiale et temporelle des éboulements/écroulements en amont et aval du Chien Neuf (daté de 1910) (A) et de la jetée de la centrale EDF de Penly (construction en 1981) (B)

À une échelle fine, l'éboulement du Chien Neuf (1910) et la jetée de Penly montrent très bien la densification dans l'espace, mais aussi dans le temps, du nombre d'éboulements/écroulements. Ce dernier secteur est suivi de 1947 à 2008 avec, comme dates intermédiaires 1967, 1973, 1983, 1989, 1994, 1995 et 2000. Une concentration des mouvements de masse et une forte fréquence d'occurrence sont observées sur les 1,5 km à l'aval-dérive de la centrale EDF. Sur un total de 33 événements recensés entre 1947 et 2008, 27 se produisent entre 1983 et 2008, soit deux ans après la mise en place de la centrale (1981). Cependant, les travaux ont commencé bien avant et ont perturbé le transit dès 1978 (Figure 7.13). **Ces résultats corroborent ceux de l'analyse du recul des falaises obtenus par la comparaison des données photogrammétriques (1966 et 1995) et de l'orthophotographie de 2008.**

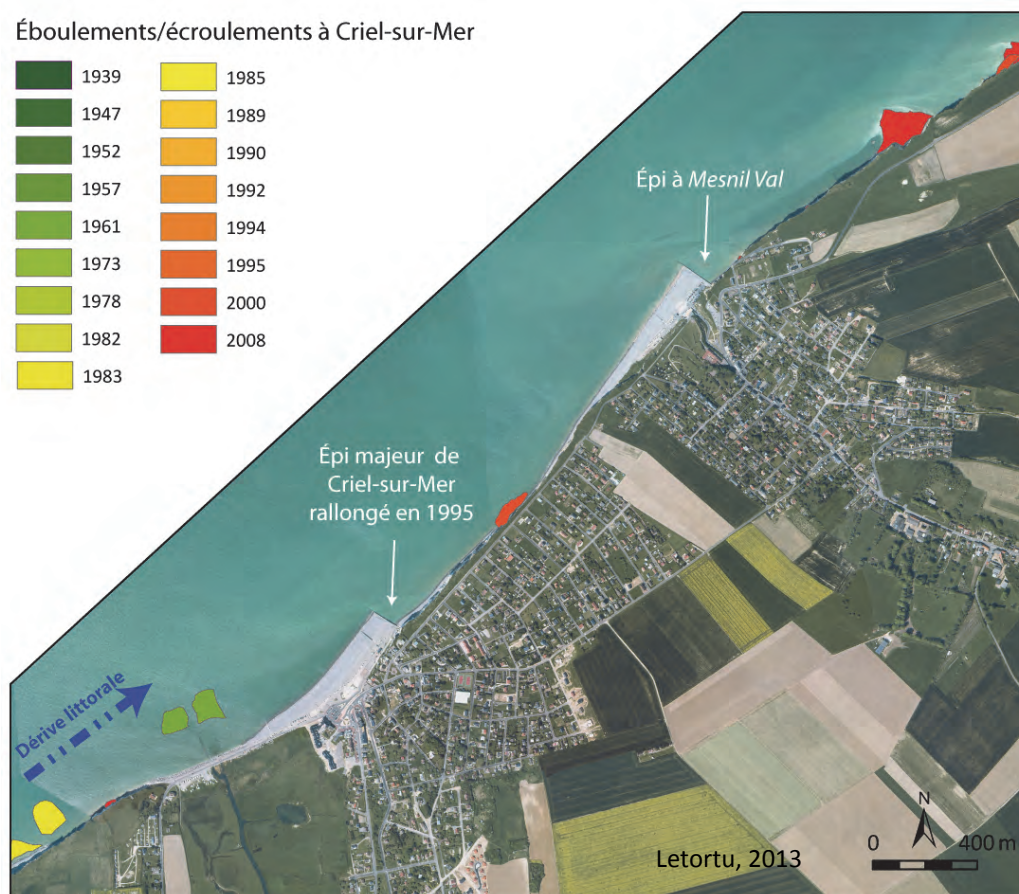


Figure 7.14 : Distribution spatiale et temporelle des éboulements/écroulements en amont et aval de l'épi majeur de Criel-sur-Mer (rallongé en 1995)

En revanche, notre inventaire à proximité de l'épi majeur de Criel-sur-Mer, rallongé en 1995, ne montre pas davantage de mouvements de masse qu'auparavant (alors que le recul est multiplié par 3 ou 4 sur 650 m à l'aval-dérive). Cette situation s'explique, d'une part, par le faible nombre de missions postérieures au rallongement de l'épi et, d'autre part, par la vitesse d'évacuation extrêmement rapide des mouvements de masse dans ce secteur (puisque la période de retour est de 3 à 4 ans pour les plus gros ; Dewez et al., 2013), donc inférieur à l'intervalle de temps entre deux missions IGN (4-5 ans) (Figure 7.14).

Au total, la quantification du recul des falaises (1966-2008), associée à la caractérisation (fréquence/intensité) des mouvements de masse, voire la définition des rythmes d'évolution des abrupts, nous autorisent désormais à proposer des éléments de réflexion sur l'établissement d'une cartographie de l'aléa « érosion côtière » pour le littoral haut-normand.

7.4. Cartographie de l'aléa recul du trait de côte

7.4.1. Principe et méthode

La quantification du recul du haut de falaise crayeux a bien évidemment des implications directes en termes de gestion de cet aléa. Cette connaissance permet de déterminer le zonage du risque érosion côtière (zone de mobilité du trait de côte). Actuellement, dans le cadre de l'établissement des PPRL (MATE-METL, 1997), ce zonage correspond aux vitesses moyennes de recul (souvent établies à partir de photographies aériennes, et par conséquent, sur 50 ans tout au plus), qui sont ensuite extrapolées sur 100 ans (v_{100} , intervalle de temps considéré comme adapté à la planification territoriale).

Néanmoins, nos travaux, comme d'autres, soulignent le caractère non linéaire dans le temps et dans l'espace du recul. Par conséquent, l'extrapolation sur 100 ans d'une moyenne estimée sur 50 ans (qui pose déjà question) lisse les impacts des phénomènes brutaux. Or, ces mouvements ont parfois des emprises spatiales instantanées (r_x) dépassant le recul moyen extrapolé sur 100 ans. Contrairement à ce qui est préconisé dans les PPRL actuels (MATEMETL, 1997), qui sont d'ailleurs en révision, nous proposons d'intégrer ces deux valeurs de recul afin de prendre en compte l'ensemble des aléas (Figure 7.15).

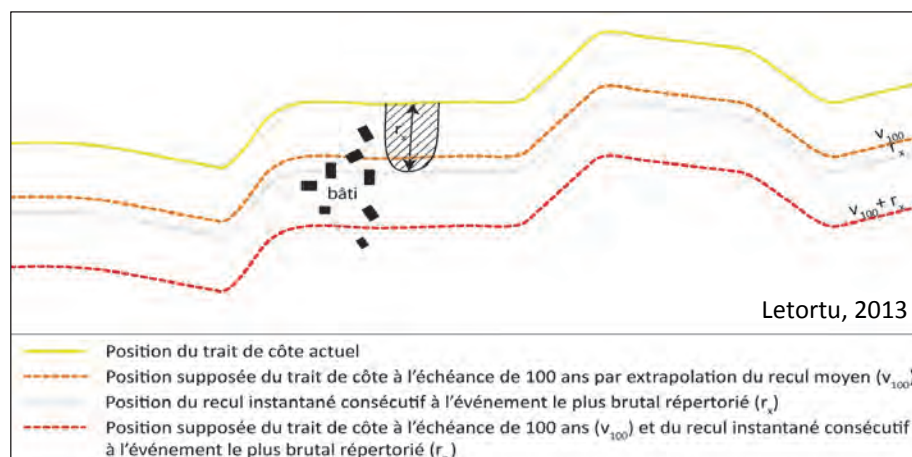


Figure 7.15 : Positions supposées du trait de côte en fonction des méthodes de calcul

Quatre sites à forts enjeux en haut de falaise ont été choisis pour mener cette cartographie de l'aléa :

- 1) Quiberville/Sainte-Marguerite-sur-Mer ;
- 2) la Côte aux Hérons (ouest de Dieppe) ;
- 3) Puy (est de Dieppe) ;
- 4) Criel-sur-Mer.

La recherche du retrait maximal (r_x) s'est appuyée sur la digitalisation des zones de départ des éboulements/écroulements (de 1983 à 2008), tandis que les reculs moyens sont issus de nos travaux (calculs de l'aire perdue, chapitre 5, partie II) (Figure 7.16)

Sites étudiés	Recul moyen (m/an)	v_{100} (m)	r_x (m)
Quiberville/Sainte-Marguerite-sur-Mer	0,29 (1966-2008)	29	20
La Côte aux Hérons	0,21 (1966-2008)	21	30
Puy	0,15 (1966-2008)	15	8
Criel-sur-Mer	0,20 (1966-2012)	20	20

Figure 7.16 : Recul moyen par an, v_{100} et r_x

Ces valeurs ont ensuite été cartographiées en se concentrant sur les zones à enjeux (bâti en haut de falaise à proximité de l'abrupt) sur les quatre sites étudiés. Le postulat de la cartographie est que le recul est strictement parallèle au trait de côte actuel.

7.4.2. Cartographie appliquée

À Quiberville, la position du rivage déduite de la valeur instantanée du recul le plus brutal enregistré (r_x) est inférieure à celle déterminée à l'aide de la valeur de recul moyen (v_{100}) extrapolée sur 100 ans (Figure 7.17).



Figure 7.17 : Positions du trait de côte déduites du recul instantané maximal et de la valeur de recul moyen extrapolée sur 100 ans à Quiberville

À tout moment, 10 maisons sont susceptibles de disparaître, c'est-à-dire comprises dans la zone de retrait de 20 m induite par l'événement le plus brutal enregistré (r_x). S'agissant du recul moyen extrapolé à 100 ans (v_{100}), 22 bâtiments sont menacés, c'est-à-dire localisés à moins de 29 m de l'abrupt actuel.

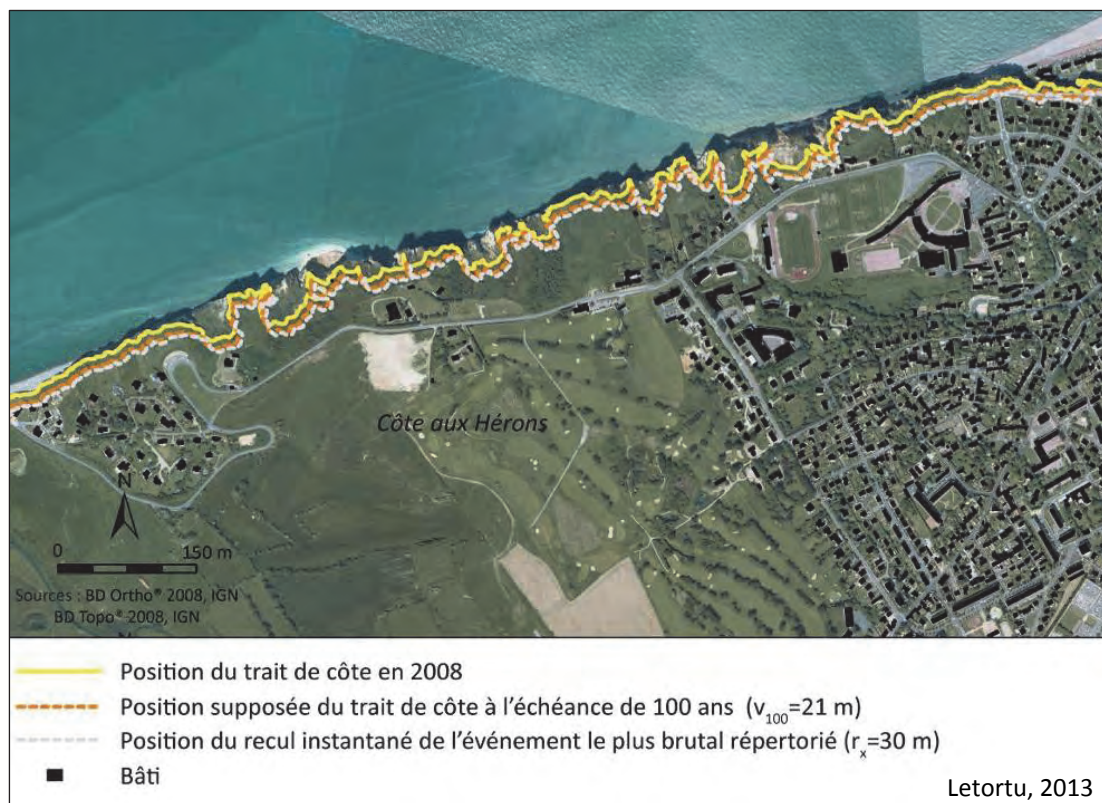


Figure 7.18 : Positions du trait de côte déduites du recul instantané maximal et de la valeur de recul moyen extrapolée sur 100 ans à la Côte aux Hérons (ouest de Dieppe)

Pour la *Côte aux Hérons*, la valeur instantanée du recul (r_x) est nettement supérieure à la valeur extrapolée sur 100 ans du recul moyen (v_{100}) (30 m contre 21 m) (Figure 7.18). Dans ce cas, le zonage PPRL (qui utilise la valeur du recul moyen extrapolée sur 100 ans) minimise le danger.

Alors que 4 maisons sont menacées par le recul moyen extrapolé à 100 ans (v_{100}) (localisées à moins de 21 m de l'abrupt actuel), à tout moment, 10 maisons sont amenées à disparaître. Elles sont comprises dans la zone de retrait des 30 m pouvant être affectée par l'événement le plus brutal enregistré (r_x).

À *Puys*, la situation est proche de celle de Quiberville, avec une valeur instantanée du recul le plus brutal (r_x) inférieure à la valeur extrapolée sur 100 ans du recul moyen (v_{100}) (Figure 7.19).

Néanmoins, à tout moment, une maison est menacée par le recul instantané, estimé à 8 m, alors que le recul moyen extrapolé à 100 ans (v_{100}) affecterait 3 maisons (à environ 15 m de l'abrupt actuel).



Figure 7.19 : Positions du trait de côte déduites du recul instantané maximal et de la valeur de recul moyen extrapolée sur 100 ans à Puys (est de Dieppe)

À Criel-sur-Mer, la valeur instantanée du recul (r_x) est égale à la valeur extrapolée sur 100 ans du recul moyen (v_{100}) (20 m) (Figure 7.20), ce qui signifie que le zonage PPRL minimise le danger réel de l'aléa « recul du trait de côte ».

Sur la bande des 20 m, il existe 17 maisons soumises à l'aléa. La rue Chewington (Figure 7.20) est d'ailleurs fermée depuis janvier 2013 pour risque « d'effondrement ». Cet élément fournit une preuve supplémentaire que la cartographie à 100 ans n'est probablement pas suffisante.



Figure 7.20 : Positions du trait de côte déduites du recul instantané maximal et de la valeur de recul moyen extrapolée sur 100 ans à Criel-sur-Mer

À l'exception de *Pyys* et Quiberville où r_x est inférieur à v_{100} , la digitalisation des zones de départ des éboulements/écroulements entre 1983 et 2008 met en évidence que le **recul instantané des éboulements/écroulements majeurs est égal ou outrepassé la valeur centennale du recul**. Ces cas posent des problèmes majeurs en termes de gestion du risque. Pour garantir la sécurité des habitants et des biens situés à proximité de l'abrupt, le cumul de r_x et de v_{100} apparaît plus adéquat. La marge de sécurité pourrait alors être le cumul de la valeur centennale du retrait et du recul instantané consécutif à l'événement le plus brutal répertorié sur ce tronçon.

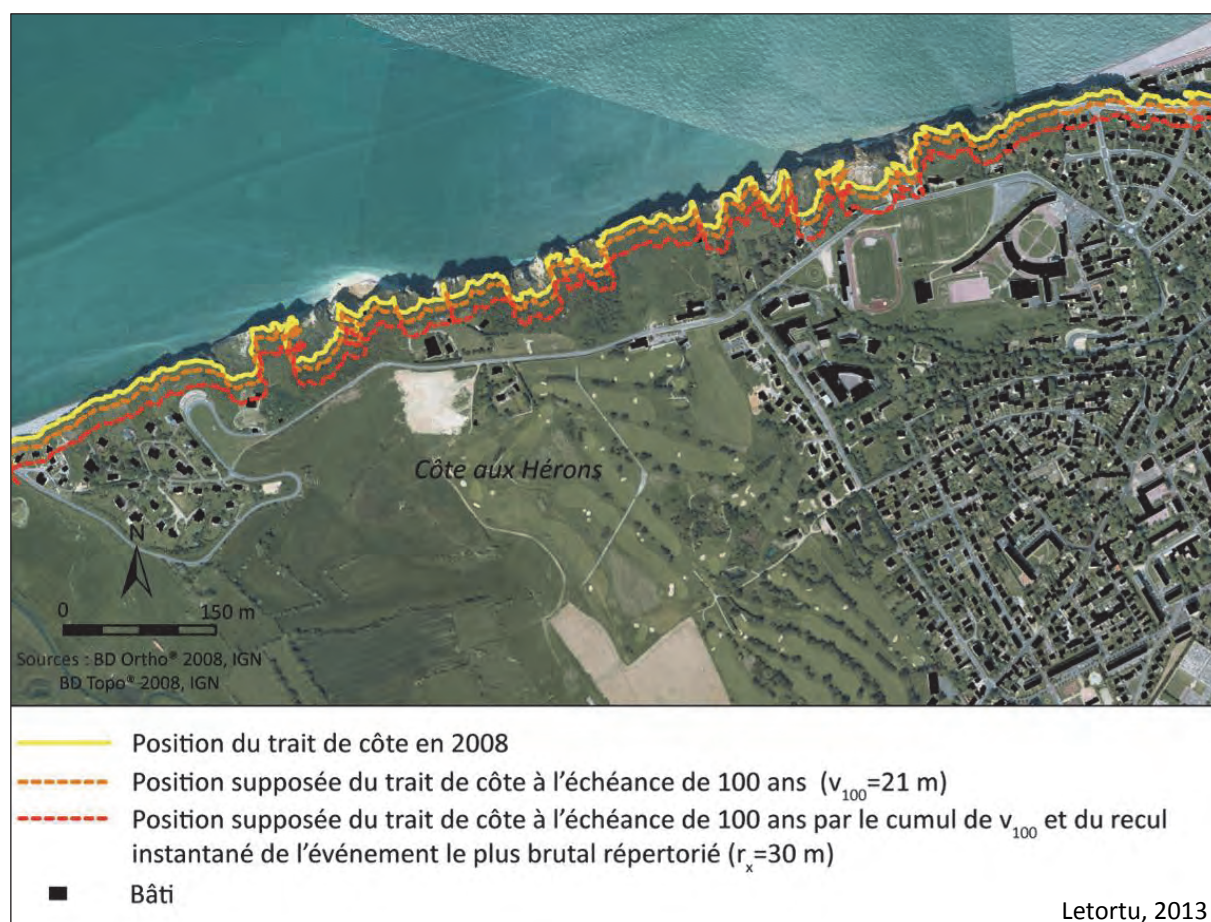


Figure 7.21 : Les différents zonages prospectifs à la Côte aux Hérons (ouest de Dieppe)

Avec v_{100} , 17 bâtiments sont en zone de danger à Criel-sur-Mer et 4 pour la Côte aux Hérons. Le cumul de r_x avec v_{100} ajoute 28 bâtiments à Criel-sur-Mer et 21 pour la Côte aux Hérons (Figure 7.21 et Figure 7.22).

Dans le cadre de l'élaboration du PPRL pour les côtes à falaises à recul rapide, ces résultats posent la question de la validité de la méthode d'évaluation de la bande de terrain potentiellement érodable. L'intégration d'une nouvelle marge de sécurité, par l'addition du retrait de la valeur centennale et de celui (maximal) de l'événement le plus brutal répertorié sur de plus longs pas de temps, est indispensable. La cartographie réalisée à partir des données aériennes récentes (2008) semble déjà obsolète, puisque les nombreux éboulements/écroulements de 2011, 2012 et 2013, notamment à Criel-sur-Mer (*Mesnil Val* notamment), à l'ouest de Dieppe (*la Côte aux Hérons*) ont déjà dépassé la limite du recul estimé sur 100 ans. Cependant, celle-ci fournit des ordres de grandeur et permet d'apporter des réflexions et des éléments de réponse aux aménageurs chargés de la planification territoriale sur les côtes à falaises.

Cette cartographie comporte quelques limites inhérentes à la prospective parce que le postulat d'un recul linéaire à travers le temps n'est pas réaliste. De plus, les impacts des ouvrages ne sont pas intégrés totalement :

- spatialement tout d'abord, parce que le recul est plus prononcé sur les premiers 700 m en aval-dérive des ouvrages que sur l'ensemble du linéaire ;
- temporellement parce que l'influence de l'ouvrage augmente avec le temps, tout comme les impacts possibles du changement climatique d'ici 100 ans.



7.5. Bilan et discussion

Le suivi des zones de départ et de dépôt des mouvements de masse, nouveau marqueur des dynamiques, met en évidence un total de 599 éboulements/écroulements recensés entre Étretat et Le Tréport entre 1939 et 2008. Ce travail apporte des informations complémentaires **sur les rythmes et les temporalités du recul des falaises** :

- **une augmentation du nombre de mouvements de masse depuis 2000 est perceptible, mais il s'avère difficile de dégager une éventuelle tendance.** L'augmentation de la résolution des photographies permet d'observer davantage d'événements qu'auparavant. Cependant, depuis 2010, nos observations de terrain (corroborées par le nombre de procédures de mise en péril par les services de l'État) mettent en évidence un nombre grandissant de mouvements gravitaires de grande ampleur. Cette augmentation est probablement à mettre en relation avec les grands abats d'eau et les coups de froid qu'ont connus les années 2010 à 2013 ;

- la concentration des éboulements/écroulements peut atteindre **la densité maximale de 19,3 éboulements/écroulements par km linéaire**. Ils sont souvent localisés après les **grands ouvrages transversaux de défense contre la mer** ;

- la digitalisation de la **zone de départ et de dépôt des éboulements/écroulements nous permet d'apprécier leurs aires**. Ces dernières sont particulièrement **importantes sur les sections côtières Fécamp/Paluel** (l'aire de dépôt pouvant atteindre 35 000 m²), **Dieppe/Le Tréport** (maximums entre 31 000 et 55 000 m²). **Entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe, les surfaces sont faibles** (maximums entre 6 000 et 7 000 m²). Ces valeurs sont bien évidemment à mettre en relation avec la hauteur des falaises et probablement avec la cinématique et le type de mouvements de masse ;

L'analyse conjointe du recul des falaises par la méthode des surfaces (chapitre 5, partie II) **et celle du recensement des mouvements de masse** est riche d'enseignements et fait apparaître au moins **deux secteurs aux dynamiques distinctes** :

1) **un secteur qui se caractérise par des vitesses de recul faibles à modérées où les éboulements/écroulements sont rares, mais volumineux** (cap d'Antifer/Paluel et Dieppe/Le Tréport) ;

2) **un second secteur (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe) caractérisé par des vitesses de recul plus importantes et des éboulements/écroulements plus fréquents, mais peu volumineux**.

Au-delà d'un commandement lithologique, l'altitude des falaises (induite par des ondulations anticlinales) **est responsable de ce rapport fréquence/intensité**. Les falaises sont particulièrement hautes dans les secteurs à faible recul. Ceci est probablement le résultat d'un long temps de séjour des mouvements de masse en pied de falaise, l'isolant momentanément des actions marines. **Quelques nuances doivent être apportées** car ce schéma général d'évolution des falaises haut-normandes (la hauteur des falaises générant d'importants mouvements de masse) ne se traduit pas systématiquement dans les résultats que nous avons trouvés, avec deux cas mis en évidence :

- pour le secteur de Quiberville/Dieppe, constitué des falaises les plus basses (environ 40 m), le recul moyen par événement est plus important que pour les falaises du secteur Dieppe/Penly où les abrupts ont une altitude de 60 à 100 m. Cette situation met en évidence les limites de notre méthode. En effet, l'inventaire des mouvements sur les photographies aériennes de l'IGN ne permet d'observer que des événements majeurs. Or, ceux du secteur Quiberville/Dieppe sont généralement modestes et vite évacués. Ainsi, en raison de l'échelle des clichés et de l'intervalle de temps entre chaque mission, un grand nombre de mouvements de masse ne sont pas recensés (puisque vite évacués). Pour ce secteur, seuls les éboulements/écroulements les plus importants seraient donc retenus/observés, ce qui fausse l'interprétation et fournit des reculs moyens par événement (7,6 m) surestimés ;

- concernant les vitesses d'évacuation et les périodes de retour des éboulements/écroulements, les résultats semblent peu cohérents au regard de l'expérience terrain. Nos résultats pourront être grandement améliorés dès lors qu'il sera possible d'élargir la période d'analyse avec des données récurrentes haute résolution et menées à marée basse (levés LIDAR aéroporté, terrestre ou embarqué). Ces méthodes et techniques permettront de prendre en compte les petits éboulements/écroulements (moins spectaculaires, mais plus fréquents), malheureusement évacués en quelques marées parfois, et qui représentent sur les côtes crayeuses du Sussex presque 11 % du recul total (May et Heeps, 1985) et 10 % sur les côtes haut-normandes près de Fécamp (Hénaff et al., 2002a).

À propos de l'augmentation du nombre de mouvements gravitaires ces dernières années qu'ont évoquée C. Moses et D. Robinson (2011), **nos résultats semblent influencés par la grande qualité des orthophotographies** de 2000 et 2008 qui permet d'identifier plus de mouvements de masse (notamment les petits) que sur les missions aériennes antérieures (Letortu et al., soumis a). **Sur les trois dernières années (2010-2013), le nombre d'éboulements/écroulements de grande ampleur est assez exceptionnel.** Ces trois années ont été marquées par de forts abats d'eau (instantanés et cumulés) et des périodes neigeuses et de gel importants qui peuvent expliquer cette forte activité morphogénique.

Ce travail sur les rythmes de recul des falaises haut-normandes nécessite de nombreuses améliorations. Pour le moment, il repose sur des données qui présentent de nombreuses limites, comme la faible fréquence temporelle des levés. Pour dépasser cette contrainte, le suivi côtier par l'instrumentation LIDAR paraît prometteur, tout comme l'utilisation des images Pléiades. Ces dernières seront peut-être les plus riches en informations en raison de leur grande résolution (0,50 m) et leur forte répétitivité (toutes les 48 h).

Ce travail sur les vitesses et les rythmes de recul a pour finalité d'apporter des éléments de réponse aux aménageurs, au travers notamment du zonage de l'aléa. Un des enjeux majeurs est la gestion de l'aléa « recul du trait de côte » et la planification territoriale sous-jacente.

En plus des vitesses moyennes de recul extrapolées sur 100 ans selon la préconisation des PPRL (MATE-METL, 1997), il est fondamental d'y associer les retraits instantanés qui peuvent atteindre 30 m et dépasser la limite des zonages à risque sur 100 ans. **Il semble nécessaire, pour mieux protéger les populations, d'intégrer à la fois le recul moyen extrapolé sur le long terme et les à-coups majeurs qui constituent un danger réel.** Ces nouveaux zonages couvriraient alors des surfaces plus importantes, ce qui pourrait poser question aux populations et aux élus concernés, en revanche, ils garantiraient une plus grande sécurité face à cet aléa.

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE

Cette partie, à forte composante méthodologique, avait pour objectif premier d'obtenir une quantification des **vitesses (1966-2008) et des rythmes (1939-2008) de recul des falaises entre le cap d'Antifer et Le Tréport**. Elle constitue aussi une base de réflexion pour la mise en place de **méthodes et techniques fiables et homogènes pour le suivi de ce type de côte**.

À l'aide des **données de référence que sont les levés photogrammétriques et l'orthophotographie 2008, les vitesses de recul sur 42 ans (1966-2008) établies par la méthode basée sur l'aire perdue** (méthode de mesure continue) permettent de suivre avec pertinence un littoral au dessin parfois irrégulier. À grande échelle, s'agissant des **rythmes et temporalités du recul**, ces derniers sont appréciés à travers le **suivi diachronique des zones de départ et de dépôt des mouvements de masse sur les photographies aériennes verticales de l'IGN (1939-2008 entre Étretat et Le Tréport)**.

Au-delà des grandes tendances (une vitesse moyenne de recul de 0,15 m/an du cap d'Antifer au Tréport entre 1966 et 2008), **la variabilité spatiale et temporelle de la dynamique régressive est clairement mise en évidence** grâce à la finesse des échelles d'observations choisies (vitesses de recul fournies tous les 50 m, éboulements/écroulements observés à l'échelle 1/2 000). Par l'analyse conjointe du recul des falaises, des temporalités et des rythmes des éboulements/écroulements, **deux secteurs aux dynamiques distinctes apparaissent** :

1) le premier secteur se caractérise par des **vitesses de recul faibles** (0,09 à 0,10 m/an **entre le cap d'Antifer et Fécamp**) et **modérées** (0,12 à 0,18 m/an **entre Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe/Le Tréport**) où les **mouvements de masse sont rares, mais volumineux**. Le recul moyen par événement peut atteindre 10 m et les aires de dépôt des éboulements/écroulements 55 000 m² ;

2) le second secteur (**Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe**) présente des **vitesses de recul plus importantes** (0,23 m/an) et les **mouvements de masse y sont plus fréquents, en revanche, peu volumineux**. Le recul moyen par événement est de l'ordre de 8 m et les surfaces de dépôt des éboulements/écroulements sont au maximum de 7 000 m².

La répartition spatiale du recul semble principalement **corrélée aux caractéristiques lithologiques et morphologiques**. Ainsi :

- les **reculs forts sont observés là où le Santonien et le Campanien affleurent (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe)** ;

- les **reculs sont faibles à modérés là où le Cénomaniens, le Turonien, voire le Coniacien apparaissent en pied de falaise (cap d'Antifer/Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe/Le Tréport)**.

À ces caractéristiques lithostratigraphiques s'ajoute **la relation avec les caractéristiques morphométriques** du système littoral (hauteur des falaises, largeur du cordon de galets et largeur de l'estran). Les vitesses de recul sont plus importantes là où les falaises sont les plus basses et les cordons de galets les moins épais. En revanche, là où l'estran est plus large (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe), le recul y est paradoxalement plus rapide. S. Costa et al. (2002a) et S. Costa (2005) expliquent cet état de fait comme le résultat d'un affleurement des craies du Santonien (et localement du Campanien) moins résistantes, d'abrupts de faible commandement induisant, d'une part, de petits mouvements gravitaires vite évacués par la mer et, d'autre part, des craies

plus amplement saturées (verticalement) par la nappe aquifère. Cette combinaison de facteurs est favorable à la météorisation et explique les fortes vitesses de recul actuelles, et par conséquent, un large estran rocheux. Ces relations entre vitesses de recul et caractéristiques morphométriques du littoral sont à explorer, car même si elles sont déterminantes, de nombreux autres facteurs peuvent les perturber (micro et macro-fissuration du massif crayeux, présence de karst, actions anthropiques). Mais, une question demeure : comment mettre en évidence les interrelations entre des modelés (falaise/cordon de galets/plate-forme d'érosion marine) aux temporalités d'évolution si différentes ? En outre, ce schéma général est actuellement modifié par l'**anthropisation** dont le rôle dans la répartition des éboulements/écroulements est évident : **une plus grande densité des mouvements gravitaires est observée en aval-dérive des ouvrages transversaux majeurs. Cette forte densité se traduit également par des vitesses de recul multipliées par 3 à 4 en aval-dérive des ouvrages sur une distance qui peut atteindre 700 m.**

Tandis que les vitesses de retrait tendent à diminuer sur la période 1995-2008 sur la grande majorité du linéaire côtier étudié, le nombre de mouvements de masse augmente entre 2000 et 2008. Cette augmentation peut être influencée par l'amélioration de la qualité des clichés aériens (orthophotographies). Comme U. Dornbusch et al. (2008b), nous pensons que les **vitesses d'érosion semblent avoir légèrement diminué sur les côtes de la Manche (1995-2008)**. En revanche, une forte accélération du recul a été observée entre Criel-sur-Mer et Le Tréport entre 2008 et 2012 (LIDAR), et en 2013 (observations de terrain). Cette dernière est probablement à mettre en relation avec les forts abats d'eau (instantanés et cumulés), les périodes neigeuses, et les forts gels qui ont marqué ces trois dernières années. Il convient d'être prudent quant aux conclusions à tirer de cette forte période morphogénique récente. Les taux de retrait calculés sont, bien évidemment, fortement influencés par les mouvements de masse importants, alors que ces derniers seraient « lissés » par la prise en compte d'un intervalle de temps long qui comporte des périodes plus « calmes ». Autrement dit, ces trois dernières années sont peut-être à considérer comme une pulsation positive momentanée de l'évolution des falaises. Rien ne prouve (ou pas encore) que ce temps fort de la morphogénèse constitue le début d'une tendance à long terme.

Ce travail sur les vitesses et les rythmes de recul a pour finalité d'apporter des éléments de réponse aux aménageurs. Le caractère non linéaire dans le temps et dans l'espace du retrait des falaises haut-normandes est à prendre en considération dans la cartographie de l'aléa « érosion ». **Des mouvements de masse majeurs peuvent aboutir à un recul instantané de 30 m, dépassant les valeurs du retrait moyen contemporain extrapolées sur 100 ans.** Dans ces cas, le zonage PPRL est caduc puisqu'il minimise le danger réel de l'aléa « recul du trait de côte ». Il nous semble nécessaire de **repenser cette cartographie pour les situations où la valeur instantanée du recul dépasse la valeur de recul moyen extrapolée sur 100 ans. Le cumul de ces deux valeurs garantit une plus grande sécurité pour les biens et les personnes.** Cette préconisation fait l'objet d'une réflexion dans le groupe de travail qui révisé actuellement les PPRL. Cependant, se posera la question de l'acceptation par les élus et les populations concernés de ce nouveau zonage de grande ampleur qui amputerait certaines communes d'un territoire « vital pour leur développement économique », mais à risques.

En raison des limites inhérentes aux supports analysés (photographies aériennes de l'IGN) telles que la faible fréquence temporelle des levés, la petitesse de l'échelle de restitution et le caractère ponctuel des photographies utilisées dans ce travail pour suivre les rythmes et temporalités des mouvements gravitaires, une partie du recul ne peut pas être appréciée. L'omission des petits éboulements/écroulements a été quantifiée à 11 % de l'ensemble des terrains perdus par V. May (1971) et V. May et C. Heeps (1985) pour les falaises crayeuses du Sussex, et à 10 % par A. Hénaff et al. (2002a) pour les côtes normandes. Face à ce constat, seul un inventaire des mouvements gravitaires à haute résolution et à forte répétitivité permet de

prendre en compte les mouvements particuliers et les petits éboulements/écroulements. À ce titre, d'après les premiers tests, les images satellitaires de Pléiades apparaissent prometteuses (résolution de 0,5 m, répétitivité toutes les 48 h). Cependant, ces données sont très récentes (premier passage fin 2011) et ne sont pas encore toutes commercialisées. L'autre solution pour suivre ces mouvements gravitaires de petite taille consiste à utiliser un scanner laser terrestre. Ce dernier, certes sur un linéaire côtier restreint de quelques centaines de mètres, permettra de quantifier les taux d'ablation (mouvements particuliers et de masse) à très haute résolution (quelques centimètres). Ce travail a été réalisé, et sera présenté, dans la partie III. Au-delà de la simple quantification des taux d'ablation du front de falaise, notre approche vise à mettre en évidence la répartition spatiale de ces derniers, de faire la part de l'ébouilisation de celle des mouvements de masse, voire d'identifier les agents et des processus responsables des divers mouvements gravitaires.

TROISIÈME PARTIE

VERS LA DÉTERMINATION DES FACTEURS ET DES PROCESSUS RESPONSABLES DU DÉCLENCHEMENT DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES ET LA QUANTIFICATION DES TAUX D'ABLATION

INTRODUCTION DE LA TROISIÈME PARTIE

Au-delà de l'analyse des vitesses d'évolution du haut de falaise crayeux, un des enjeux majeurs de la recherche sur les côtes à falaises et rocheuses est la détermination des facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires. Cette détermination fait l'objet de débats depuis plusieurs décennies entre les partisans de la prévalence des facteurs marins, ceux des facteurs continentaux ou encore ceux qui évoquent plutôt une combinaison de facteurs. Cette problématique, toujours d'actualité, est d'autant plus importante que les côtes sont de plus en plus fréquentées et que la méconnaissance des facteurs déclenchants limite la prévention. Des accidents mortels se produisent, comme le 25/07/2012 (Royaume-Uni), où une jeune femme fut victime d'un écoulement sur la plage de Burton Bradstock²⁸ (Dorset). Cette méconnaissance résulte du manque d'informations sur les mouvements gravitaires, notamment leur localisation, leurs caractéristiques morphométriques et leur datation. En outre, les études les plus fréquentes portent sur des éboulements/écroulements de taille importante, n'englobant pas l'ensemble des mouvements affectant le front de falaise. Certains auteurs soulignent l'importance des mouvements de petite taille (dont l'ébouilisation) dans le recul des abrupts (11 % de l'ensemble des terrains perdus (May, 1971 ; May et Heeps, 1985) pour les côtes du Sussex et 10 % (Hénaff et al., 2002a) pour celles de Haute-Normandie). Cette production de débris est principalement quantifiable par la mesure du taux d'ablation du front de falaise. Pour l'étudier, les documents classiques de suivi (notamment les photographies aériennes) sont inadaptés en raison de l'angle de prise de vue, de la petitesse des échelles, et de la faible occurrence du suivi.

Cette partie a donc pour objectif de répondre à trois questions majeures :

1) quel(s) agent(s) et quel(s) processus sont responsables du déclenchement des mouvements gravitaires ?

2) quels sont les taux d'ablation du front de la falaise ?

3) existe-t-il une répartition spatiale (à l'échelle du front de falaise et de l'ensemble du linéaire côtier étudié) et temporelle des types de mouvements gravitaires (particulaires ou de masse) ?

Pour répondre à ces trois interrogations, un changement de point de vue est indispensable. Le front de falaise se montre comme le plus pertinent. Ce référentiel permet de suivre l'ensemble des évolutions de l'abrupt avec une spatialisation précise des zones de départ. Deux bases de données vont être utilisées :

- pour la détermination des processus responsables du déclenchement des mouvements gravitaires, une base de données considérable et unique est actuellement constituée par l'association ESTRAN. Cette dernière, depuis 2002, sillonne hebdomadairement le littoral sur plusieurs kilomètres autour de Dieppe pour y recenser tous les départs de matériel. Après avoir présenté cette base de données, nous expliquerons les différents traitements effectués portant sur la compréhension de la répartition spatiale et temporelle des mouvements gravitaires (chapitre 8). L'analyse de la détermination des agents et des processus responsables du déclenchement de ces derniers seront exposés (chapitre 9). Plusieurs approches sont proposées (approche statistique, analyse spatiale, analyse dite « experte ») visant à définir les aléas gravitaires étudiés, notamment

²⁸ <http://www.mirror.co.uk/news/uk-news/burton-bradstock-landslide-body-found-1163688>

leur répartition, leur fréquence (en fonction du volume produit), leur périodicité, et les facteurs *a priori* déclenchants ;

- s'agissant de la quantification des taux d'ablation, une banque de données des évolutions du front de falaise a été obtenue par un suivi à haute résolution spatiale et temporelle au scanner laser terrestre (TLS). Par ailleurs, cet outil complètera la connaissance sur la spatialisation des zones de départ de débris (sur le front de falaise), voire leur saisonnalité, et les agents et les processus responsables de l'érosion (chapitre 10).



CHAPITRE 8 : RÉPARTITION SPATIALE ET TEMPORELLE DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES

- 8.1. Constitution d’une banque de données « mouvements gravitaires » au service de la définition des agents et des processus responsables de ces mouvements
- 8.2. Nombre et caractéristiques morphométriques des mouvements gravitaires recensés entre 2002 et 2009
- 8.3. Vers la compréhension de la répartition spatiale des mouvements gravitaires entre 2002 et 2009
- 8.4. Vers la définition de la répartition temporelle des mouvements gravitaires recensés et de leur période de retour
- 8.5. Bilan et discussion

INTRODUCTION

Sur les zones littorales où les pressions touristique et immobilière sont fortes, les comportements instables de falaise s'avèrent particulièrement dangereux. En effet, en période estivale, les pêcheurs à pied et les nombreux touristes passent ou s'installent au pied des abrupts, voire au droit d'éboulements/écroulements qui constituent pourtant une zone d'instabilité avérée en raison de possibles réactivations (Figure 8.1). La caractérisation de la fréquence, l'intensité ou la répartition spatiale des mouvements gravitaires passent par leur recensement le plus exhaustif possible.



Figure 8.1 : Estivants installés en pied de falaise à proximité d'un éboulement au Petit Ailly à Varengeville-sur-Mer (ESTRAN, 31/08/2009)

Cet inventaire a été réalisé par l'association ESTRAN (Service Littoral) et vise à répondre au questionnement suivant :

- **quelles sont les caractéristiques générales des mouvements gravitaires (nombre, volume, zone de départ de matériel sur le front de falaise) ?**
- **quelle est la répartition spatiale et temporelle de ces événements ?**

Après avoir défini la banque de données mise à notre disposition, le travail entrepris a pour objectif de caractériser les événements recensés, et leur éventuelle distribution spatiale et temporelle. Deux approches seront utilisées : une approche statistique (faisant référence à la loi de puissance) pour déterminer les fréquences d'occurrence et les périodes de retour des éboulements/écroulements (selon leur volume), puis une approche plus géographique reposant sur l'utilisation de certains outils d'analyse spatiale (statistiques centrographiques, fonction K de Ripley et L de Besag, lissage par la méthode des noyaux). Pour cette dernière, il s'agira d'une tentative à vocation exploratoire. Nous tenterons d'identifier les espaces propices aux mouvements gravitaires et d'apporter des éléments de réponse à propos de la gestion de l'aléa.

8.1. Constitution d'une banque de données « mouvements gravitaires » au service de la définition des agents et des processus responsables de ces mouvements

8.1.1. Modalités de collecte de la donnée de terrain

Localisée à Dieppe, l'association ESTRAN²⁹ (Espace Scientifique et Technique des Ressources Aquatiques et de la Navigation), notamment son Service Littoral, est chargée, depuis 2002, de mener le suivi hebdomadaire des mouvements gravitaires.

Financé par le conseil général de Seine-Maritime, et en collaboration avec LETG-Caen Géophen, le Service Littoral a constitué une base de données recensant les mouvements gravitaires entre 2002 et 2009 sur une partie du linéaire côtier de Haute-Normandie. De 2002 à 2003, le suivi a d'abord été mis en place entre Veules-les-Roses et Le Tréport (37,5 km). En 2004, l'inventaire n'a pu être réalisé. À partir de 2005, pour des raisons d'efficacité, la section côtière a été réduite à 12 km entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Bracquemont (Figure 8.2).

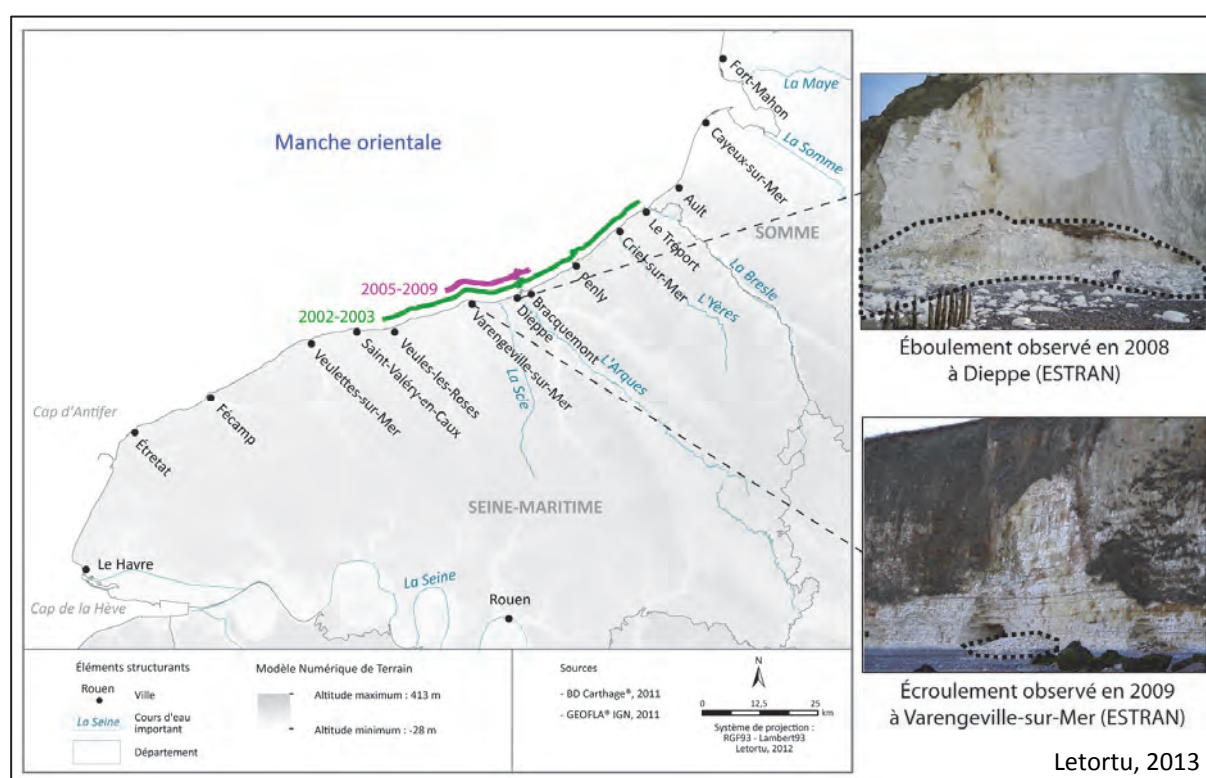


Figure 8.2 : Évolution du secteur suivi par l'association ESTRAN et quelques exemples de mouvements gravitaires

Cette réduction permet de suivre la moitié de la section côtière à pied (communes de Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengeville-sur-Mer) en complément de points fixes d'observation définis sur l'ensemble du linéaire (Figure 8.3).

²⁹ Cette association de type loi 1901, créée le 20 mai 1987, a pour mission principale la diffusion de la culture scientifique et technique de l'univers maritime haut-normand par des approches à la fois technologiques, environnementales et économiques.

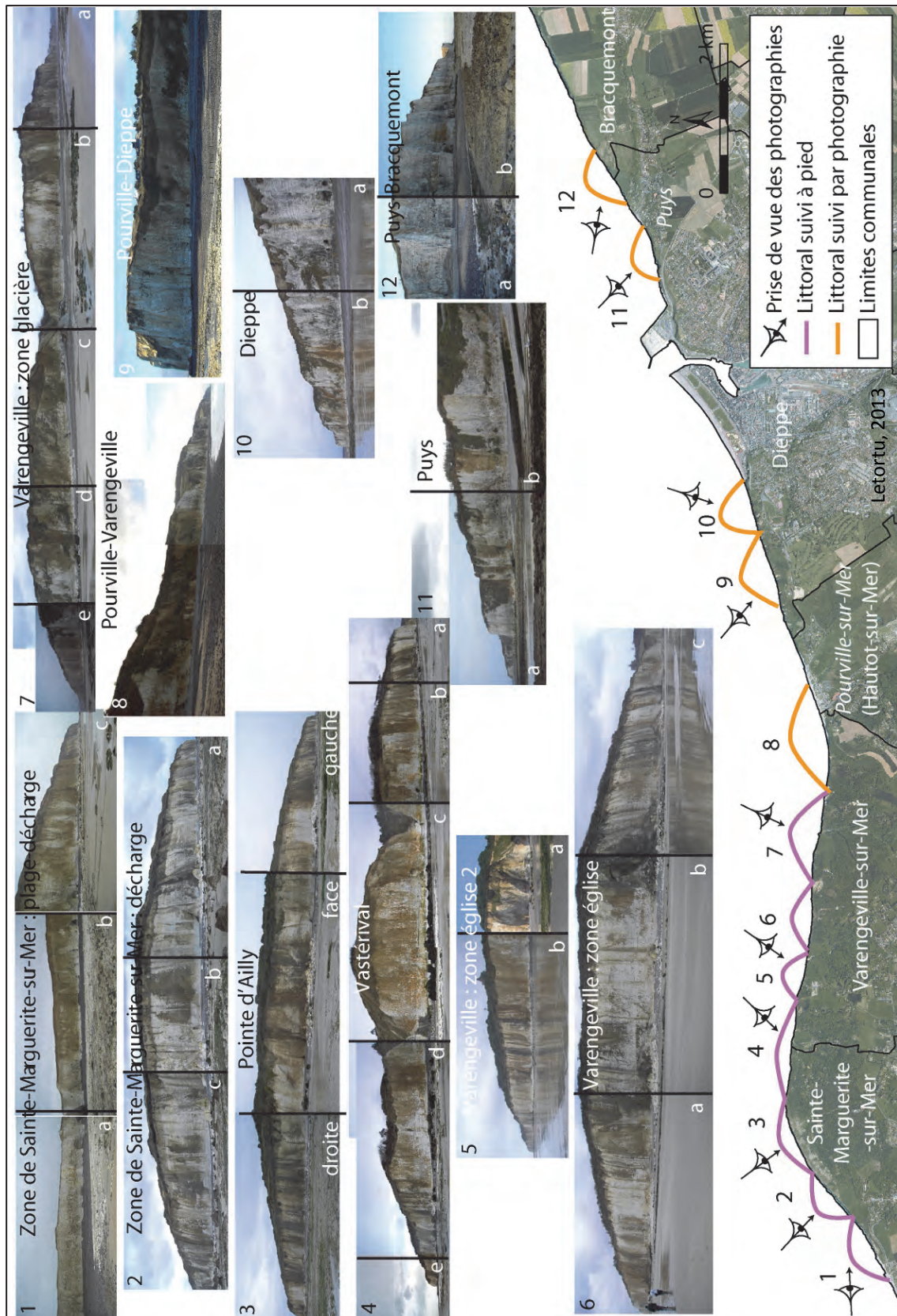


Figure 8.3 : Découpage du littoral côtier suivi par ESTRAN

Pour chaque nouveau mouvement gravitaire recensé (quelle que soit sa taille), une fiche est créée avec la date d'observation, la date de sa chute (si elle est connue), la localisation et les dimensions de la zone de dépôt du mouvement gravitaire (longueur, largeur et hauteur en plusieurs endroits) (Figure 8.4).

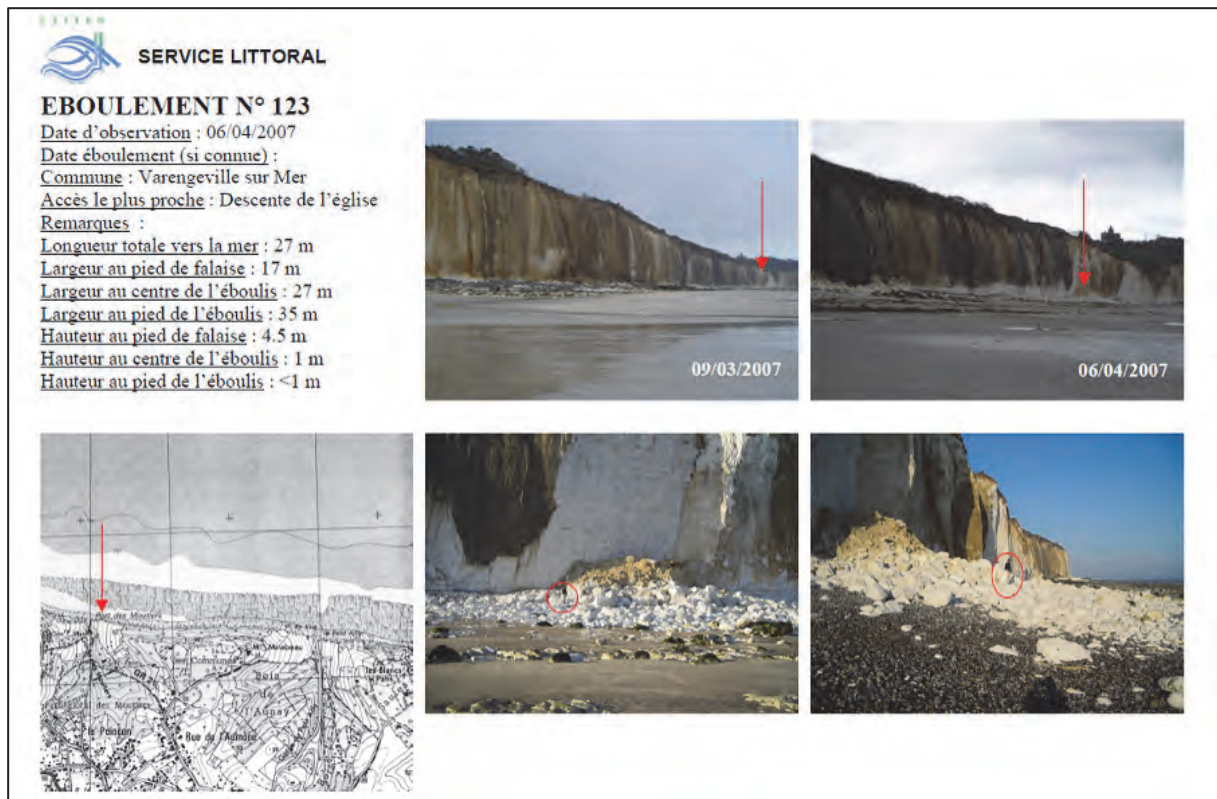


Figure 8.4 : Fiche éboulement (ESTRAN, 2007)

Cette base de données est unique en raison de :

- 1) la forte fréquence d'observation (hebdomadaire) ;
- 2) la précision des données (datation, localisation, estimation volumétrique) ;
- 3) la longueur de la période d'observation, soit 7 ans (2002-2009).

8.1.2. Modalités d'analyse du recensement effectué

Ce travail d'inventaire, important par sa forte fréquence et par la longueur du linéaire parcouru, a ensuite été enrichi. Grâce aux fiches et aux mesures du mouvement gravitaire, le calcul de son volume est possible en le considérant comme un prisme droit à base quelconque (Costa, 2004). À ce volume est ajouté un taux de foisonnement (vides interstitiels) qui permet de rapporter le volume de la masse chaotique produite à celle cohérente, « le compact volume », qui est effectivement produite (Costa, 2000). Le taux de foisonnement pour la craie est variable dans la littérature. A. Duperret et al. (2004) utilisent la valeur de 20 % tandis qu'A. Hénaff et al. (2002a) considèrent que le taux de foisonnement est de 33 %. En raison d'un secteur d'étude majoritairement constitué de craies du Coniacien/Santonien (Seaford Chalk) qui sont les plus fracturées (Costa, 2005), il a nous semblé cohérent de choisir le taux de foisonnement le plus élevé, soit 33 %. Pour de rares cas, les mesures du mouvement gravitaire n'ont pu être calculées (en raison des risques de réactivation). Le calcul s'est alors appuyé sur les mesures de la cicatrice d'arrachement (Figure 8.5). La cohérence entre les deux méthodes a bien évidemment été testée, puis approuvée.

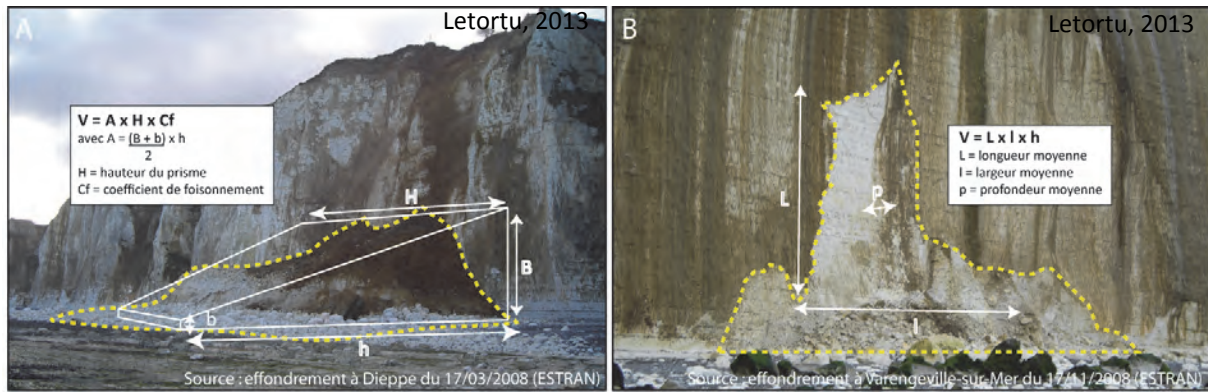


Figure 8.5 : Modes du calcul du volume éboulé/écroulé : prisme droit à base quelconque (Costa, 2004) (A), mesures de la cicatrice d'arrachement (B)

En l'absence de mesures et de photographies de 12 mouvements gravitaires (sur 331 recensés), l'estimation volumétrique n'a pu être calculée (ils sont classés en « volume inconnu »).

Afin d'étudier la répartition spatiale du mouvement gravitaire, la falaise a été découpée en trois secteurs (un tiers chacun) : le pied, le milieu et le haut de falaise, avec des associations possibles, tel l'éboulement/écroulement du pan entier de falaise (Figure 8.6). Cette approche géomorphologique permet d'avancer quelques hypothèses sur les possibles facteurs déclenchants : un mouvement gravitaire en haut d'abrupt est plus probablement lié à des actions continentales (de type ruissellement) qu'à l'action des vagues.

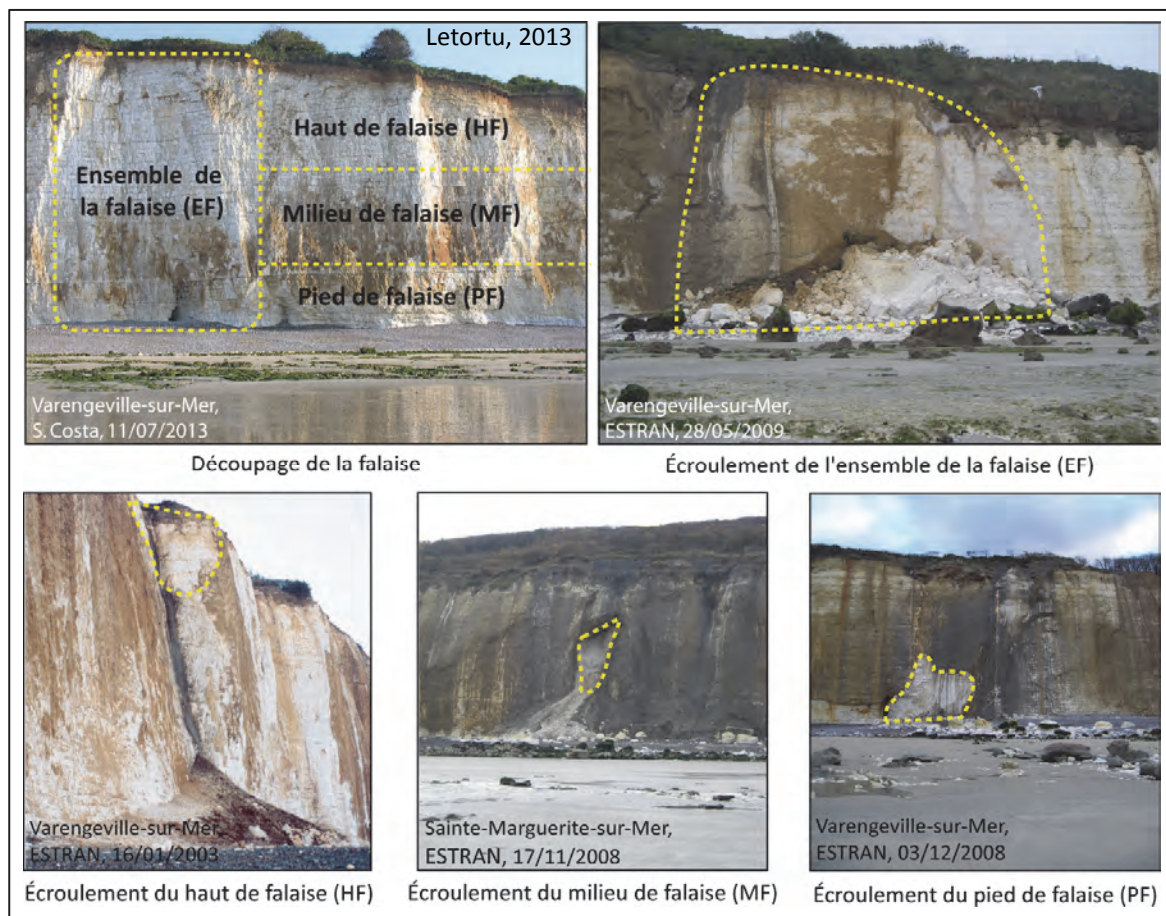


Figure 8.6 : Typologie des zones de départ des mouvements gravitaires

8.2. Nombre et caractéristiques morphométriques des mouvements gravitaires recensés entre 2002 et 2009

8.2.1. Nombre de mouvements gravitaires et les volumes associés

Entre 2002 et 2009, 331 éboulements/écroulements (de tout volume) ont été recensés le long de la section côtière étudiée pour un volume total produit de 865 500 m³.

À l'échelle annuelle, le nombre de mouvements gravitaires est variable. Les deux premières années pendant lesquelles le recensement s'effectuait sur 37,5 km, 35 mouvements (de quelques mètres cubes à plusieurs dizaines de milliers de mètres cubes) ont été comptabilisés. À partir de 2005, la réduction du secteur d'étude a permis de garantir une plus grande exhaustivité de l'inventaire. De 2005 à 2009, 42 à 75 mouvements sont recensés annuellement, soit en moyenne un par semaine (Figure 8.7).

Date	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	Total
Caractéristique de l'inventaire	37,5 km		Pas de recensement	12 km					
Nombre de mouvements gravitaires	35	31	1	55	46	46	42	75	331
Volume produit (en m ³)	88 244	73 958	353	93 406	103 379	28 268	332 584	145 336	865 527

Figure 8.7 : Nombre de mouvements gravitaires et volumes effondrés entre 2002 et 2009

Les volumes sont très variables : de 1 m³ à 236 000 m³. Ce dernier, daté de mars 2008, (photographie 2 de la Figure 8.8) est clairement visible dans la courbe des volumes produits cumulés. Cependant, nous pouvons constater que l'évolution de la courbe est tout autant affectée par le cumul de petits mouvements gravitaires, nombreux et fréquents (Figure 8.8).

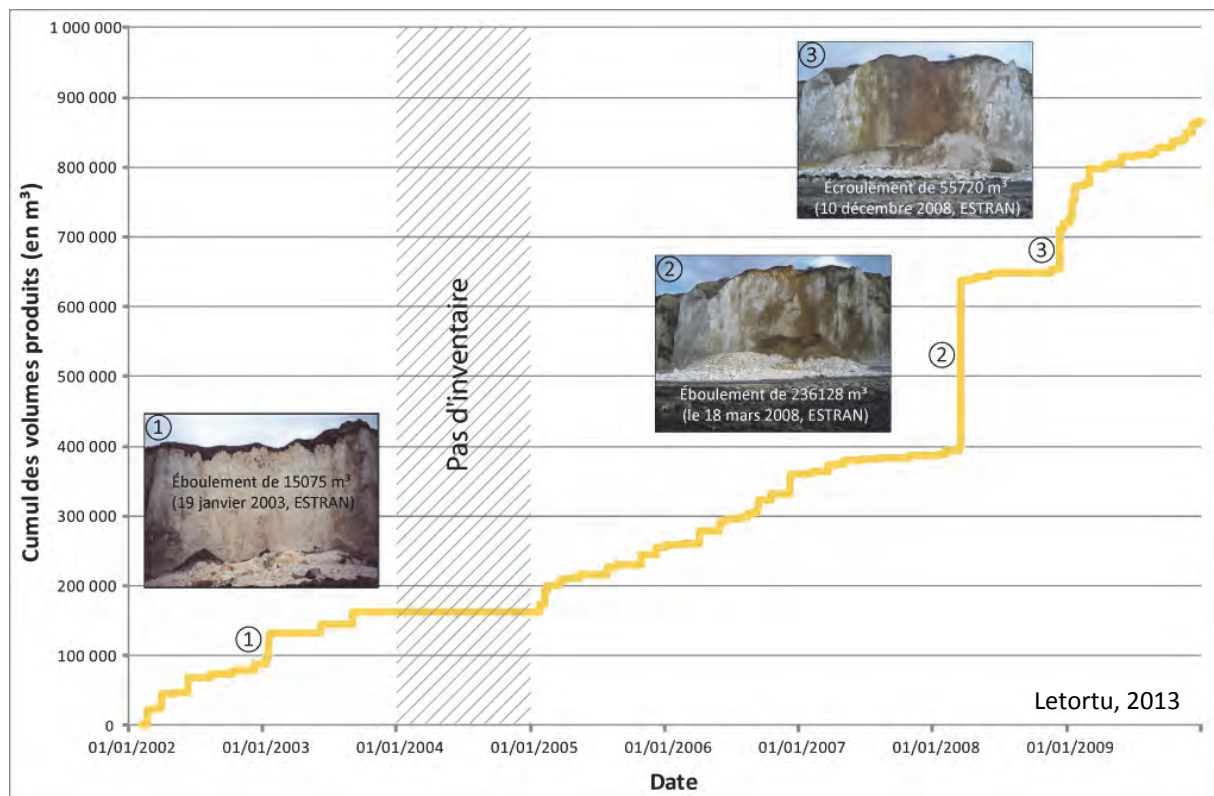


Figure 8.8 : Cumul des volumes produits entre 2002 et 2009

L'histogramme de distribution des volumes est très concentré sur les petits volumes. Près de 40 % des mouvements gravitaires ont un volume inférieur à 200 m³. Au-delà de 21 000 m³, ces derniers sont plus rares (Figure 8.9).

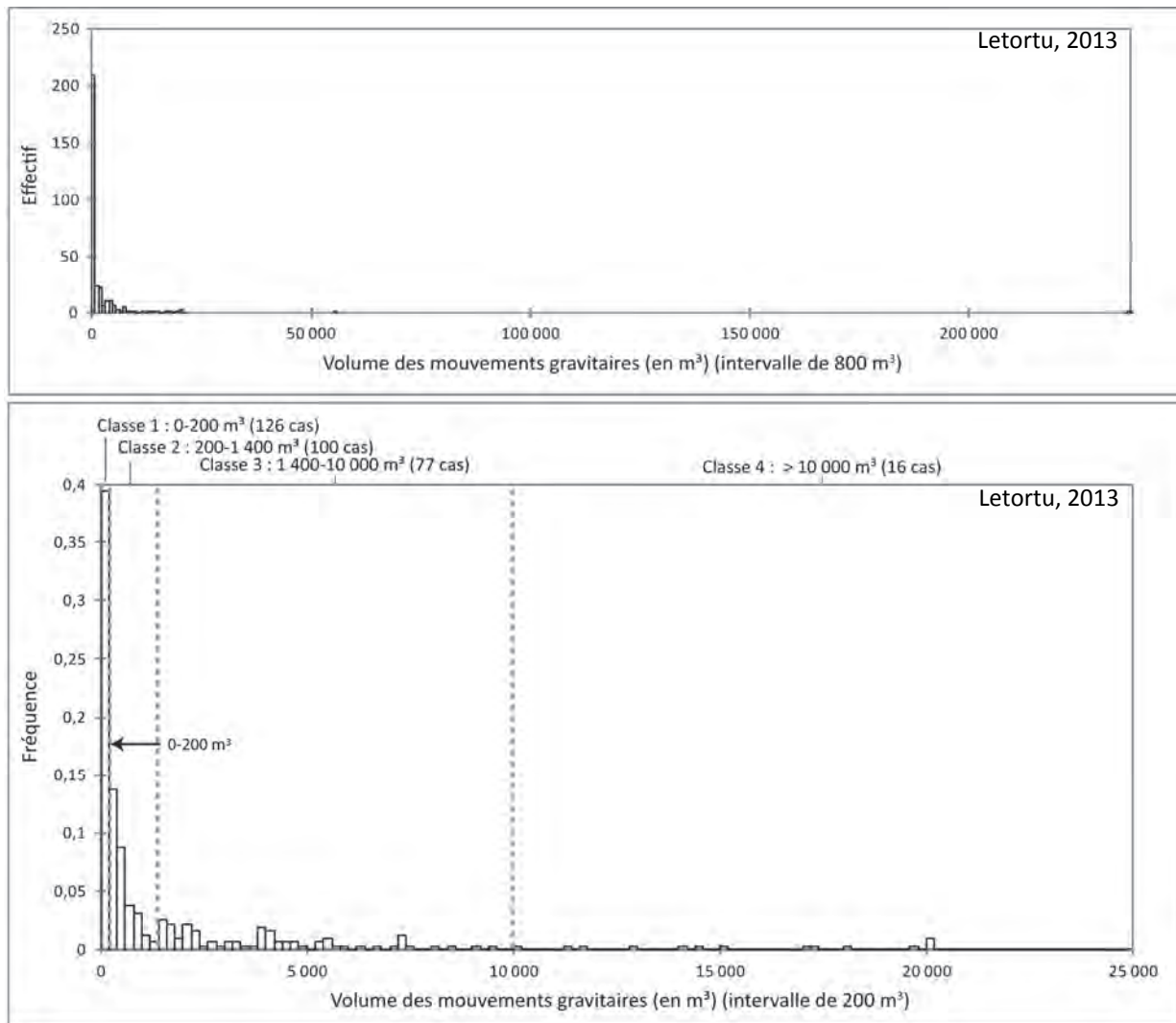


Figure 8.9 : Histogramme de distribution des mouvements gravitaires recensés par l'association ESTRAN (tous volumes confondus) entre 2002 et 2009

En raison de l'étendue des volumes produits, et en vue d'une analyse statistique et experte visant à définir d'éventuelles relations entre les volumes et des facteurs et processus spécifiques, nous avons souhaité répartir la population en différentes classes. La discrétisation des mouvements gravitaires a été réalisée à partir de l'histogramme de ces derniers entre 2002 et 2009 (méthode des seuils observés). Quatre classes apparaissent (Figure 8.9) :

- les mouvements gravitaires dont le volume est inférieur à 200 m³ (126 petits mouvements gravitaires). Il est possible que certains aient été évacués en quelques jours et n'aient laissé que peu de traces lors du passage hebdomadaire de l'association ESTRAN). C'est pourquoi l'analyse et les résultats de ces petits volumes devront être maniés avec précaution ;

- les mouvements gravitaires dont le volume est compris entre 200 à 1 400 m³ (100 mouvements gravitaires de taille intermédiaire visible d'une semaine à l'autre). Ces mouvements concernent principalement une partie de la falaise (haut, milieu, pied) ;

- les mouvements gravitaires dont le volume est compris entre 1 400 et 10 000 m³ (77 mouvements gravitaires moyens à gros). Ces mouvements concernent généralement une partie du front de falaise et parfois un pan entier ;

- les mouvements gravitaires massifs sont supérieurs à 10 000 m³ (16 cas). Ces mouvements concernent le pan entier de falaise (15 cas, 1 seul cas provenant du haut de falaise).

8.2.2. Zones de départ des mouvements gravitaires

Les mouvements gravitaires de l'ensemble de la falaise sont les plus fréquents (134 mouvements gravitaires), suivis du pied de falaise (103 mouvements gravitaires), du pied/milieu de falaise (64 mouvements gravitaires), du haut de falaise (18 mouvements gravitaires) et du milieu de falaise (3 mouvements gravitaires). Neuf mouvements gravitaires n'ont pu être définis, faute de clichés.

Comme l'indique la Figure 8.10 et ce, sans surprise, un mouvement gravitaire (généralement un écoulement) en pied de falaise aura tendance à avoir un volume plus petit en raison du caractère fini de l'abrupt (le volume moyen est de 700 m³). Il en sera de même pour les départs de matériaux en haut de falaise (dont le volume moyen est de l'ordre de 1 200 m³). Les mouvements gravitaires les plus volumineux et les plus nombreux sont ceux qui concernent bien évidemment l'ensemble de la falaise (le volume moyen atteint 5 900 m³).

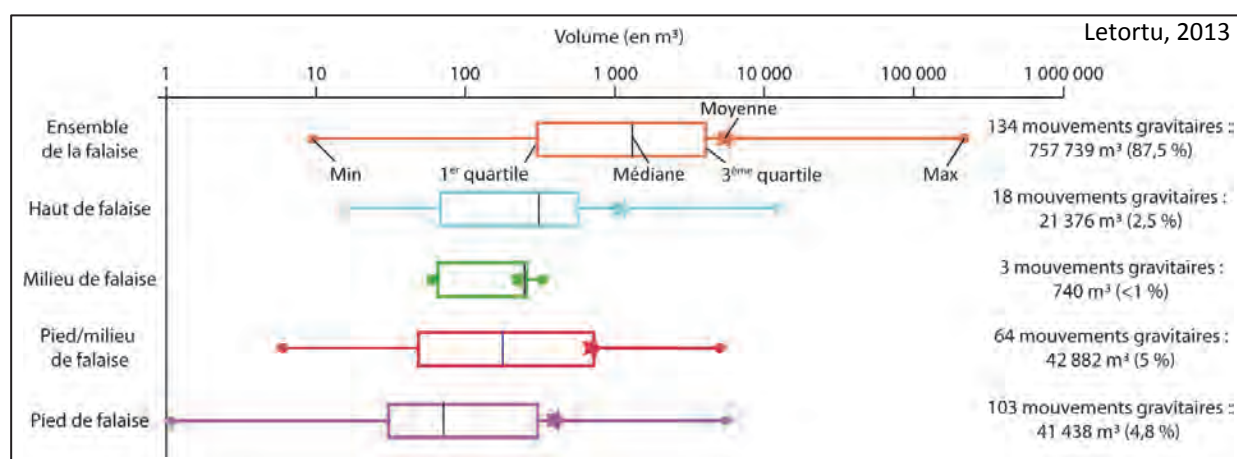


Figure 8.10 : Informations sur la zone de départ des mouvements gravitaires en fonction du volume

8.3. Vers la compréhension de la répartition spatiale des mouvements gravitaires entre 2002 et 2009

8.3.1. Localisation des événements recensés

La cartographie des 331 mouvements gravitaires recensés permet de déterminer les espaces sensibles à la météorisation (Figure 8.11A). Cette spatialisation met en évidence que l'ensemble du linéaire est soumis à l'aléa « mouvement gravitaire » avec un espace préférentiel, le cap d'Ailly.

Sur le linéaire côtier du cap d'Ailly, presque l'ensemble du trait de côte a été affecté par au moins un mouvement gravitaire entre 2002 et 2009 (Figure 8.11B). Les formes de ces mouvements de masse sont variées, mettant en évidence des cinématiques différentes (éboulements et écroulements).

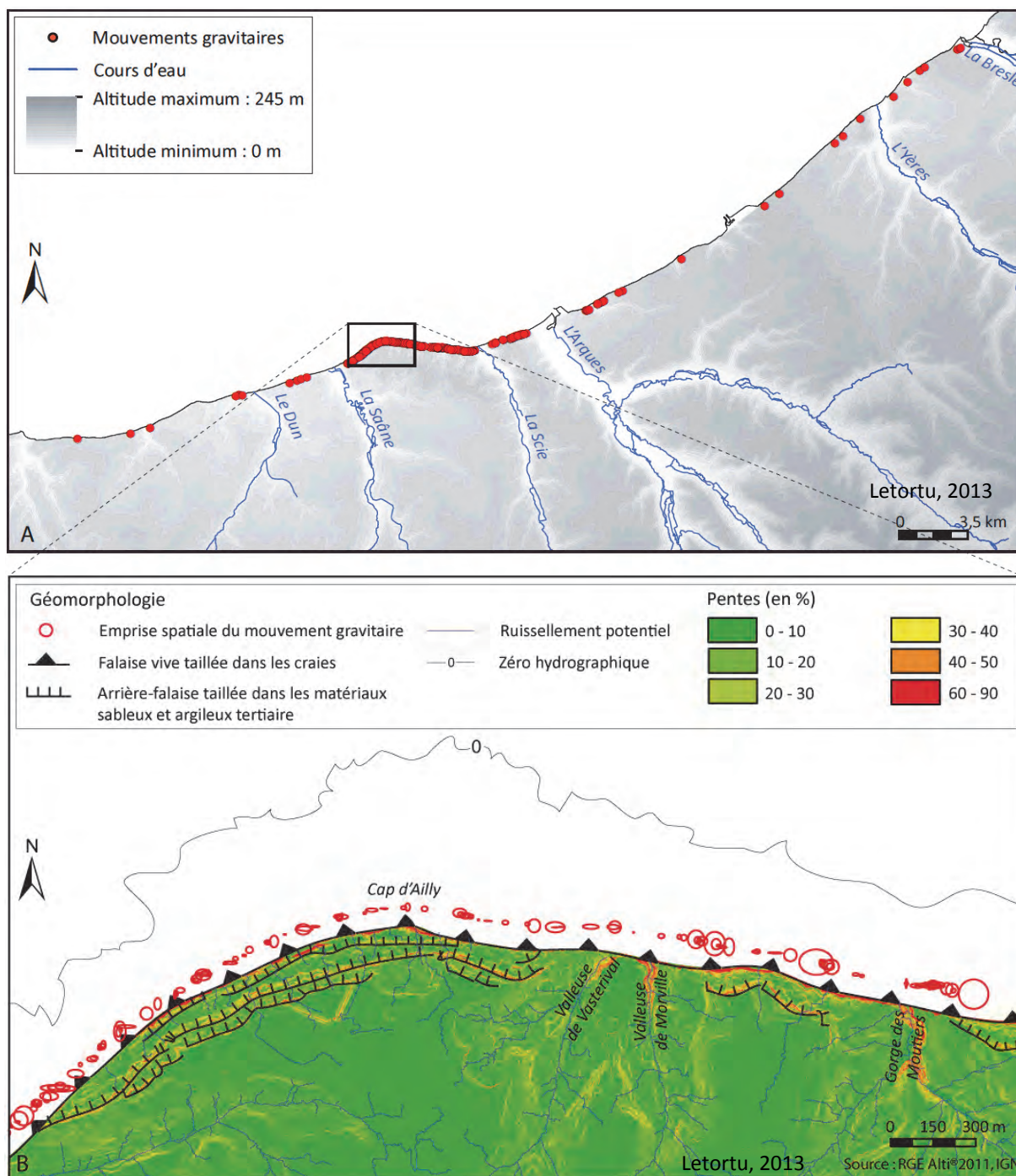


Figure 8.11 : Répartition des mouvements gravitaires de 2002 à 2009 entre Veules-les-Roses et Le Tréport (A) et leur emprise spatiale au cap d'Ailly (B)

L'explication d'une telle localisation tient probablement à :

- l'exposition particulière du cap d'Ailly aux houles d'ouest. Ce site, tel tout saillant côtier, est particulièrement attaqué par l'érosion marine ;
- sa lithologie (type de falaise dit complexe), avec sa base constituée de craies santoniennes et campaniennes qui s'avèrent particulièrement sensibles à la météorisation (Laignel, 2003). Ces craies sont surmontées par des terrains sableux et argileux d'âge tertiaire, eux-mêmes affectés par deux nappes perchées générant des ruissellements de surface et saturant en eau les craies. Ces phénomènes sont favorables à la météorisation et à l'instabilité des falaises.

Cependant, visuellement, aucune relation ne semble apparaître entre la fréquence et/ou l'intensité des mouvements de masse et les espaces de concentration ou de ruissellement des eaux sur le plateau (Figure 8.11B).

8.3.2. Approche à l'aide d'outils issus de l'analyse spatiale

Au-delà de cette première approche descriptive, l'analyse spatiale peut être appliquée sur la banque de données issue des relevés ESTRAN pour approfondir la distribution spatiale et temporelle des mouvements gravitaires. Au travers de cette approche, qui ne constitue qu'une tentative à vocation exploratoire, il s'agit de répondre à deux questions :

1) quelle est la distribution spatiale des éboulements/écroulements : aléatoire, régulière ou concentrée (Figure 8.12) ?

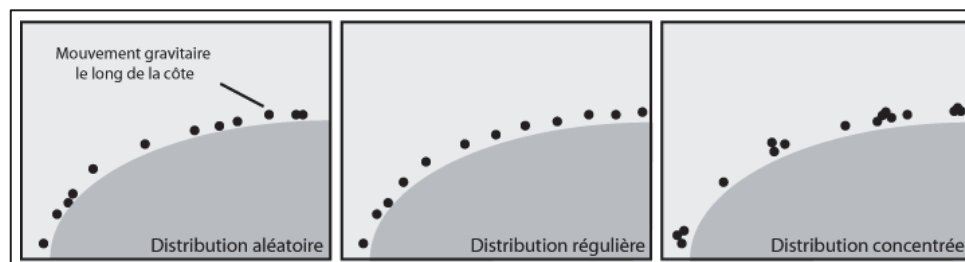


Figure 8.12: Typologie de quelques distributions spatiales simples

2) la distribution spatiale de ces événements évolue-t-elle dans le temps ?

Les réponses à ces questions constituent un enjeu important en termes de prévention/prévision de l'aléa, puisque :

- si la distribution est aléatoire, les éboulements/écroulements n'obéissent à aucune logique spatiale, et par conséquent, la prévision/prévention apparaît complexe ;

- si la distribution s'avère régulière ou concentrée et n'évolue que peu dans le temps, la prévision/prévention devient possible. À titre d'exemple, et ce pour une distribution concentrée, lorsque l'échelle des agrégats est définie (concentration des mouvements gravitaires), les espaces à fort aléa « mouvement gravitaire » (à savoir des éboulements/écroulements nombreux et volumineux) peuvent être identifiées.

L'analyse spatiale s'appuie sur les coordonnées géographiques des mouvements (représentés sous forme de points) et leur attribut quantitatif (le volume produit). Pour ce travail, nous avons choisi d'étudier la distribution spatiale des mouvements gravitaires par année hydrique (de 2002 à 2009) pour intégrer la saisonnalité des facteurs jugés responsables (telles les températures et les précipitations). Comme évoqué précédemment (chapitre 2, partie I) le début de l'année commence généralement en septembre à Dieppe.

8.3.2.1. Méthodologie

À partir de la méthode inductive proposée par J.M. Zaninetti (2005), l'approche exploratoire menée s'appuie sur 3 grandes étapes (Figure 8.13) :

1) l'analyse descriptive du semis de points étudié avec les statistiques dites centrographiques ;

2) l'analyse de la distribution (aléatoire, régulière ou concentrée) en fonction de l'échelle spatiale avec la fonction K de Ripley³⁰ et le corrélogramme de Besag ;

3) l'identification des zones à fort aléa « mouvement gravitaire » grâce au lissage produit par la méthode des noyaux³¹.

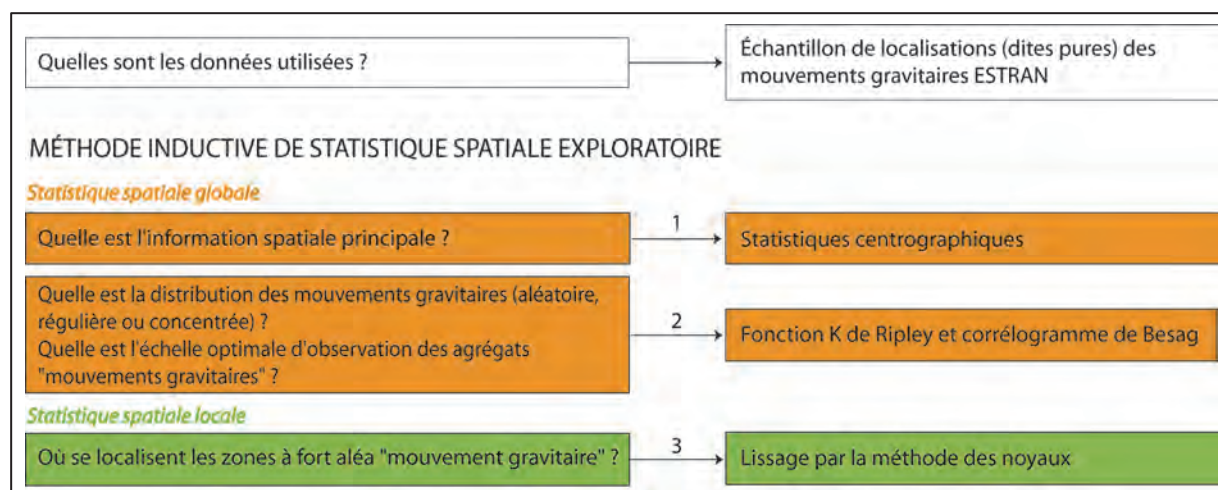


Figure 8.13 : Méthode inductive de statistique spatiale exploratoire (d'après Zaninetti, 2005)

Il convient de préciser que la statistique spatiale exploratoire repose sur des hypothèses liées à la théorie des processus ponctuels stationnaires³². Or ces hypothèses sont assez contraignantes avec une représentation très abstraite de l'espace (problèmes avec les effets de bord et l'hétérogénéité spatiale³³). Cependant, l'intérêt majeur de la méthode réside dans la possibilité d'identifier des zones à fort aléa « mouvement gravitaire » (mouvements nombreux et volumineux).

8.3.2.2. L'information spatiale principale : statistiques centrographiques

La première étape consiste en l'analyse du semis des mouvements gravitaires par les statistiques descriptives afin de résumer l'information spatiale principale. Ces statistiques centrographiques, composées d'indicateurs de tendance centrale calculés à partir du triplet de coordonnées (x, y et z en facultatif), ont principalement une valeur comparative et exploratoire. Elles peuvent permettre d'identifier des sous-échantillons particuliers, avec la nécessité parfois de repréciser les hypothèses de recherche. Les trois indicateurs principalement utilisés sont : (1) le

³⁰ Cette méthode a été largement appliquée dans les études forestières. Les bases théoriques de la méthode de Ripley, avec une bibliographie abondante, sont présentées en détail par de nombreux auteurs (par exemple, Goreaud, 1995, 2000 ; Péliissier, 1995 ; Collinet, 1997 ; Gourlet-Fleury, 1997 ; Picard, 1999). Cette méthode d'analyse de voisinage du second ordre est à même de détecter des structures complexes et d'offrir des outils efficaces pour l'interprétation. Ce n'est pas le cas avec la méthode d'analyse de voisinage du premier ordre (Noël Walter, 2006).

³¹ Le Ripley local (étape intermédiaire entre 2 et 3) a été tenté mais sans succès sans doute en raison du nombre insuffisant de points par agrégat dans l'échantillon à notre disposition. Ainsi, par défaut, l'identification des centres d'intérêt (espace à aléa fort) sera effectuée grâce au lissage par la méthode des noyaux.

³² Cette théorie repose sur « l'hypothèse nulle que l'espace est un support neutre qui n'exerce aucune influence sur la répartition du caractère d'intérêt. Si cette hypothèse est vraie, la distribution observée peut être assimilée à une variable aléatoire discrète à deux dimensions. Au niveau des localisations élémentaires, cela s'appelle un processus ponctuel. Le phénomène doit aussi être stationnaire dans l'espace d'étude, c'est-à-dire que si l'on subdivise cet espace en sous-ensembles, les densités moyennes doivent être équivalentes partout » (Zaninetti, 2005, p. 31).

³³ Ces problèmes et leurs solutions sont discutés par exemple dans F. Goreaud et R. Péliissier (1999), J.M. Zaninetti (2005), F. Puech (2006).

barycentre (équivalent spatial de la moyenne), (2) l'ellipse de déviation standard (équivalent de l'anisotropie), (3) la distance standard (équivalent spatial de l'écart-type). Le logiciel utilisé pour cette analyse est ArcGIS® 10.0.

Les résultats sur l'information spatiale principale sont les suivants (Figure 8.14) :

- la répartition des centres de gravité spatiale (ou barycentres) des mouvements gravitaires est stable dans le temps et localisée au cap d'Ailly, et plus précisément du côté est. Alors que nous aurions pu penser que la réduction du linéaire étudié après 2004 aurait pu changer la répartition spatiale des mouvements gravitaires, il n'en est rien ;

- la distribution des mouvements gravitaires n'est pas isotrope. Près de 75 % des mouvements se localisent au sein de l'ellipse entourant le cap d'Ailly. Cette forte polarisation est également stable dans le temps (très légère réduction de la distance standard) (Letortu et al., soumis b). Cela signifie que, chaque année, la plupart des mouvements gravitaires recensés se localisent quasi-systématiquement à cet endroit.

Les évolutions constatées sur sept ans sont donc assez proches d'une année sur l'autre. Elles ne mettent pas en évidence de sous-échantillon particulier. Les questions de recherche peuvent rester inchangées, car les « comportements » sont homogènes, non sujets à des cas particuliers.

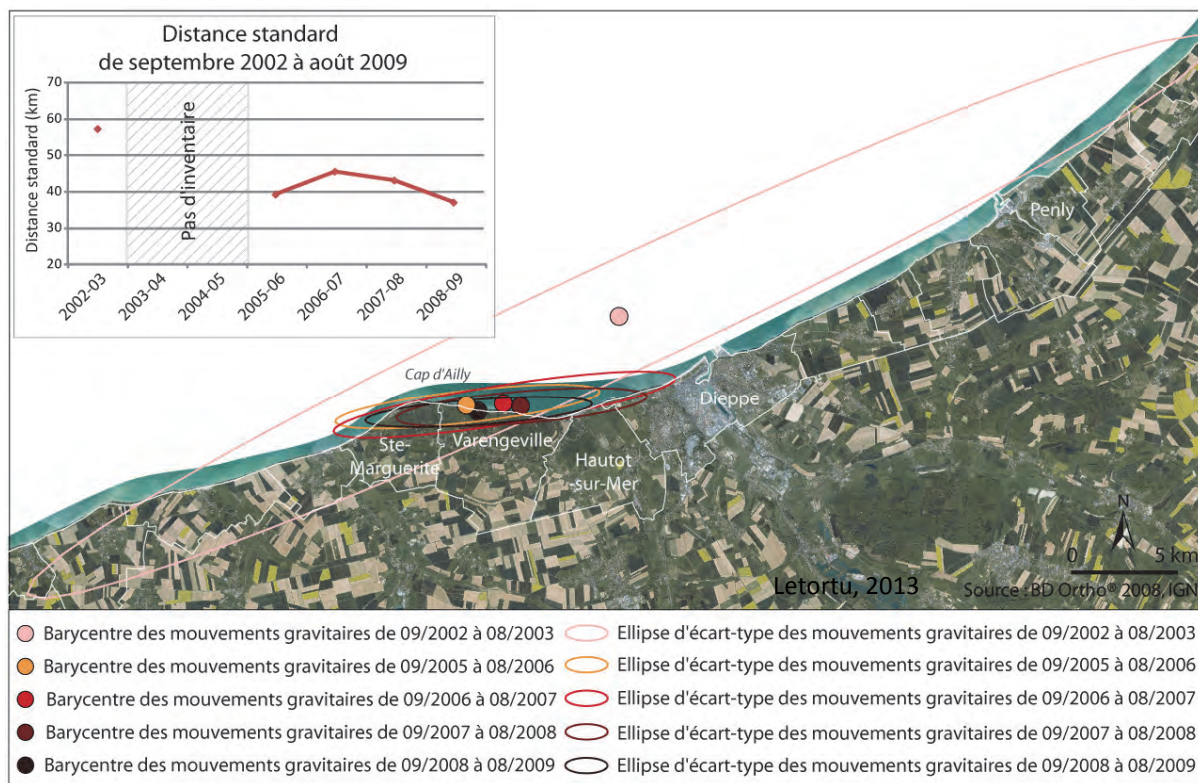


Figure 8.14 : Statistiques centrographiques des mouvements gravitaires de chaque année hydrologique entre 2002 et 2009 (Letortu et al., soumis b)

8.3.2.3. Caractérisation de la distribution et échelle des agrégats³⁴

Désormais il s'agit de savoir si la distribution des éboulements/écroulements est concentrée. Pour cela, il est nécessaire d'utiliser la statistique spatiale exploratoire basée sur la distance telle la fonction K de Ripley. Cette fonction permet de comparer le nombre d'éboulements observé par rapport au nombre d'éboulements attendu en traçant des cercles de recherche croissants³⁵. Cette méthode vise à déterminer :

- l'organisation globale du semis de points (aléatoire, régulière ou concentrée) ;
- l'échelle de cette organisation globale (propriété du second ordre qui tente d'identifier l'existence d'agrégats localisés et leur dimension moyenne).

Nous avons appliqué cette fonction K de Ripley aux différentes années hydriques (de septembre 2002/août 2003 à septembre 2008/août 2009). Nos sous-échantillons possèdent plus de 30 individus (un minimum de 34 en 2002-2003 à un maximum de 64 en 2008-2009). Pour cette analyse, nous avons choisi 500 simulations (capacité de calcul limitée de l'ordinateur).

Pour une interprétation plus facile des résultats de cette fonction K, la fonction L de Besag permet, sur un corrélogramme³⁶, de comparer plusieurs semis de différentes dates sur la même zone (Zaninetti, 2005), soit dans notre cas de 2002-2003 à 2008-2009. L'évolution de la courbe entre les bornes minimales et maximales, en fonction de la distance, permet (1) de déterminer si la distribution des éboulements/écroulements est concentrée ou non, (2) de définir l'échelle optimale d'observation de ces distributions sur la zone d'étude (Figure 8.15).

Les différents corrélogrammes mettent en évidence que :

- dans un premier temps, en observant la distribution des mouvements gravitaires à différentes échelles spatiales, et lors des différentes années hydriques, celle-ci est soit aléatoire soit concentrée (agrégats) ;

³⁴ Concentration locale d'objets géographique d'une densité remarquable et d'une dimension significative au sein d'un semis (Zaninetti, 2005).

³⁵ La fonction K s'intéresse à la probabilité d'observer un nombre donné de points dans un cercle d'un rayon de recherche d autour d'un point quelconque de l'espace. Sous hypothèse de stationnarité, la densité locale à l'intérieur du cercle devrait être égale à la densité de l'ensemble de la zone d'étude. La fluctuation aléatoire attendue étant connue (loi de Poisson (aléatoire) homogène), il est possible d'associer une probabilité de réalisation à chaque densité différente, supérieure pour les agrégats, inférieure pour les lacunes (Zaninetti, 2005). Cette fonction, représentée notamment par un corrélogramme, présente la distribution cumulative des fréquences d'observation à une distance donnée point par point. C'est parce qu'elle préserve les distances à toutes les échelles que la statistique de Ripley peut quantifier l'intensité du semis de points à de multiples échelles (Noël Walter, 2006).

³⁶ Sur le corrélogramme, les bornes supérieures et inférieures de l'enveloppe de confiance simulée sont calculées et permettent d'interpréter la distribution du semis de points étudié :

- la distribution observée est aléatoire (loi de Poisson homogène) lorsque la statistique $L(d)$ est comprise dans l'intervalle de confiance.

- la distribution est concentrée lorsque la statistique $L(d)$ calculée est plus élevée que la borne supérieure de l'intervalle de confiance $L(d)_{max}$. La distance à laquelle la fonction est la plus éloignée de la borne supérieure de l'intervalle de confiance de l'hypothèse nulle nous donne un rayon de recherche de l'optimum local d'agrégation (Zaninetti, 2005).

- la distribution est régulièrement dispersée lorsque la statistique $L(d)$ calculée est plus faible que la borne inférieure de l'intervalle de confiance $L(d)_{min}$.

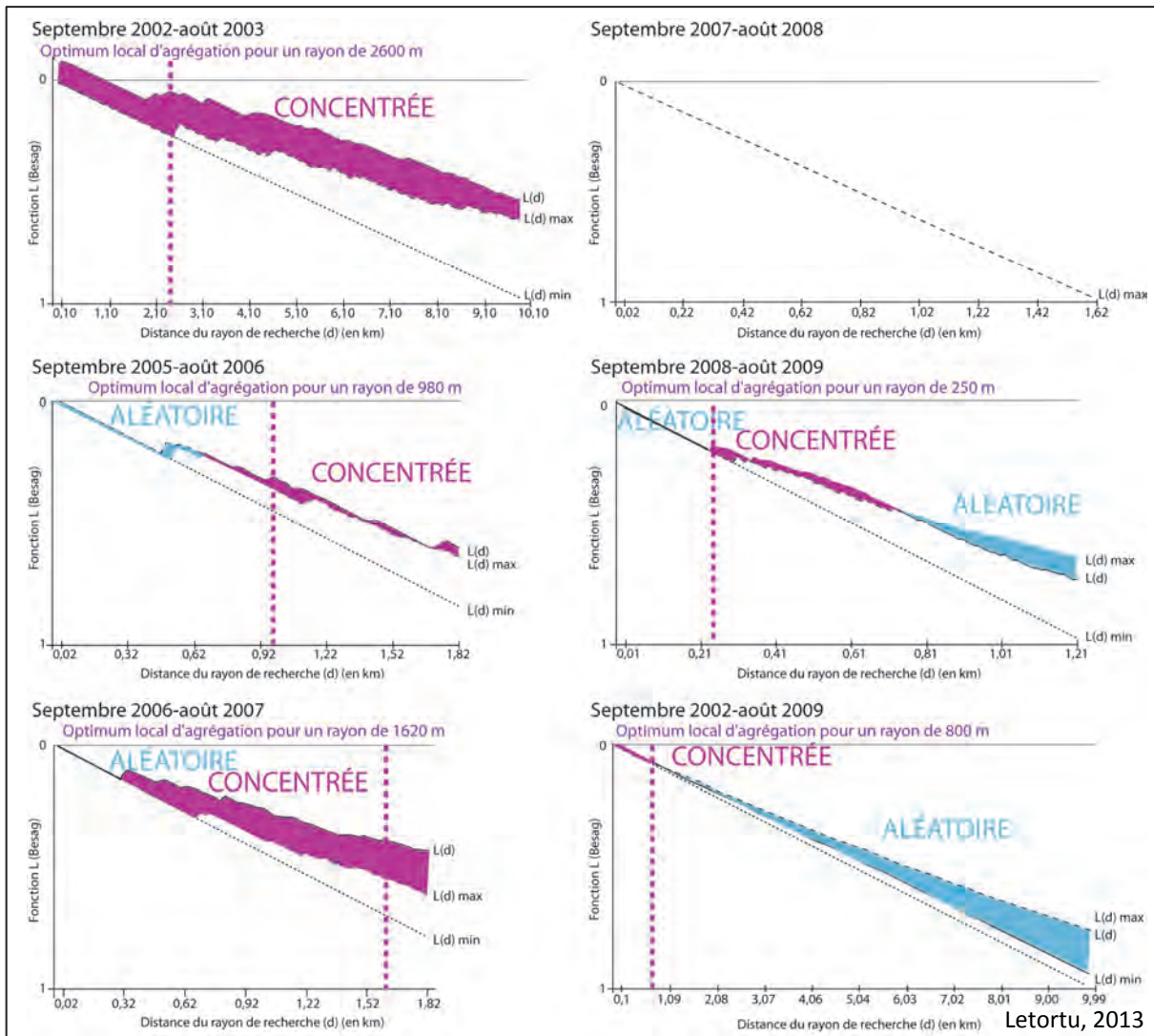


Figure 8.15 : Correlogrammes de la fonction K de Ripley modifiée (Besag) des mouvements gravitaires pour chaque année hydrique entre 2002 et 2009 (Letortu et al., soumis b)

- dans un deuxième temps, il est possible d'identifier les échelles optimales pour lesquelles les mouvements gravitaires ont une distribution concentrée. Ces rayons d'optimum d'agrégation (concentration) varient annuellement, allant de 200 m à 2 600 m. À ces échelles, les mouvements gravitaires ont une structuration spatiale concentrée (Letortu et al., soumis b) qu'il est essentiel d'étudier pour mettre en évidence les zones à fort aléa « mouvement gravitaire » ;

- Enfin, le dernier correlogramme présente la synthèse du semis de « mouvements gravitaires » sur la période 2002-2009 et fournit un rayon synthétique de l'optimum de concentration des mouvements gravitaires de 800 m. Autrement dit, dans un rayon de 800 m, l'organisation spatiale des mouvements gravitaires est la plus concentrée (agrégats de mouvements gravitaires) et constitue l'échelle optimale pour localiser les zones de concentration des éboulements/écroulements.

8.3.2.4. Résultats : Identification des zones à fort aléa « mouvement gravitaire »

La fonction K de Ripley et le correlogramme de Besag ont indiqué un rayon synthétique d'optimum de concentration de 800 m. Il va être utilisé pour identifier les zones à fort aléa « mouvement gravitaire » (sur ArcGIS® 10.0). En termes de prévention de l'aléa, la densité brute

de mouvements gravitaires est intéressante, mais ce sont surtout les mouvements gravitaires massifs qui sont particulièrement dangereux. Ce lissage est donc pondéré par le volume des mouvements gravitaires. Plus les éboulements/écroulements sont volumineux, plus leur poids dans l'analyse est important.

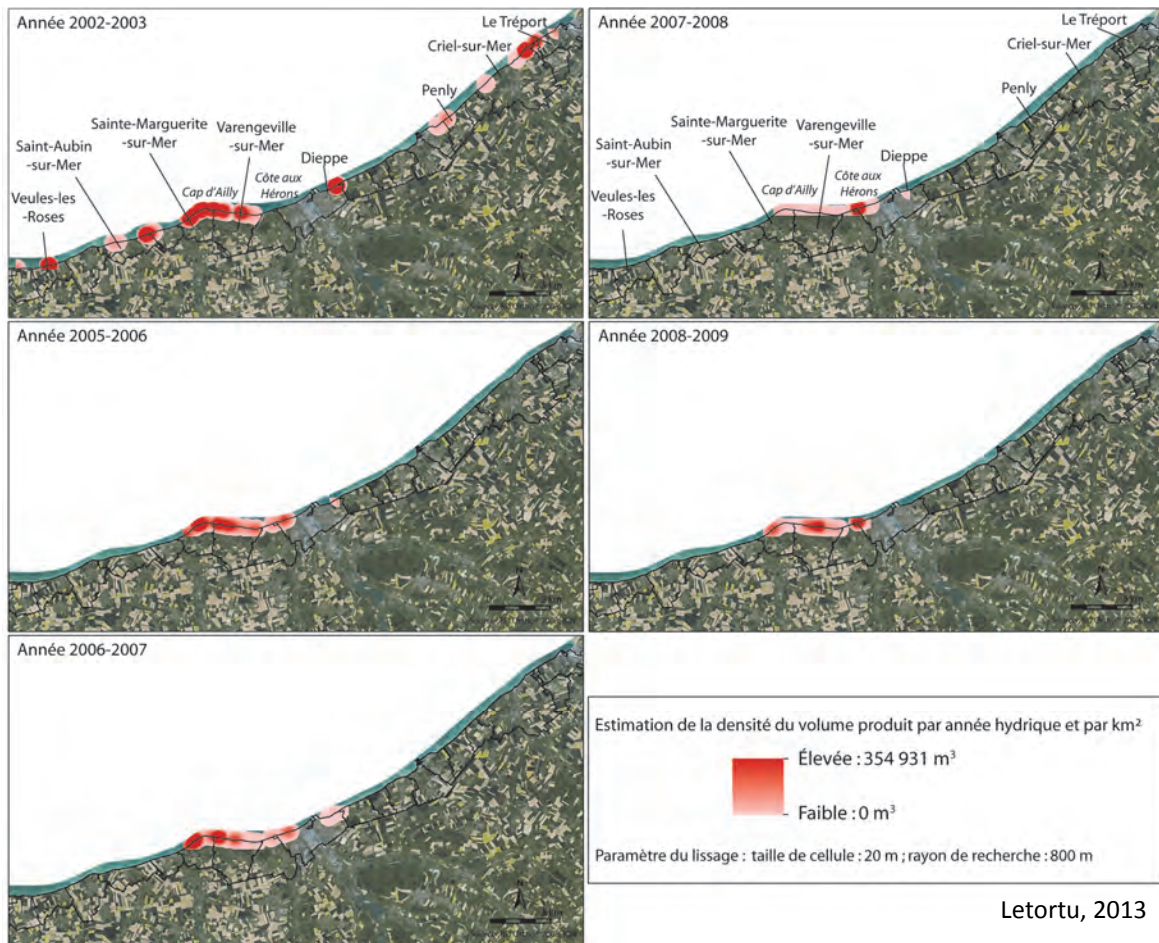


Figure 8.16 : Lissage par la méthode des noyaux (rayon de 800 m défini par le corrélogramme de Besag 2002-2009)

Pour l'année 2002-2003, pour laquelle le suivi a été réalisé sur le plus long linéaire côtier (37,5 km), il s'avère, une fois de plus, que le cap d'Ailly (entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengeville-sur-Mer) est un espace où l'aléa est important et dit chronique. Par ailleurs, une densité particulièrement forte s'observe en différentes zones. Ces dernières se localisent systématiquement en aval-dérive d'ouvrages perpendiculaires au transit sédimentaire à savoir, en aval-dérive de la batterie d'épis de Veules-les-Roses, de Saint-Aubin-sur-Mer, de Criel-sur-Mer, mais également des jetées de Dieppe et de la centrale EDF de Penly. Ce travail, mené à partir du recensement ESTRAN, corrobore celui qui est effectué à partir des photographies aériennes de l'IGN (chapitre 7, partie II) (Figure 8.16). S'agissant des années hydriques de 2005 à 2008, pour un secteur d'étude plus restreint (12 km), nous constatons, là encore, que le cap d'Ailly et la Côte aux Hérons (ouest de Dieppe) sont caractérisés par des densités importantes traduisant des mouvements gravitaires fréquents et volumineux.

Les résultats de cette analyse permettent de mettre en évidence trois éléments :

- selon les années, à l'échelle de la centaine de mètres, les espaces à risques sont mobiles et soulignent une variabilité temporelle et spatiale des zones à fort aléa ;

- en dépit de cette variabilité qui limite sérieusement la prévision, des sites dangereux de plusieurs km peuvent être identifiés. Il s'agit du cap d'Ailly (6km), et la *Côte aux Hérons* (Dieppe ouest, 1 km). Ces espaces sont qualifiés de dangereux car les mouvements gravitaires y sont fréquents, concentrés spatialement, et massifs (Figure 8.17).



Figure 8.17 : Exemple d'éboulement majeur puis glissement des terrains tertiaires sur la Côte aux Hérons (ouest de Dieppe) (18/12/2012)

- par ailleurs, une différence d'exposition apparaît entre la façade ouest (plus sujette aux éboulements/écroulements) et est du cap d'Ailly. Ce dernier point soulève des interrogations : est-ce lié à la variabilité de l'action des vagues et donc à une exposition forte de la partie occidentale soumise aux houles d'ouest dominantes et souvent les plus fortes ? Est-ce le résultat d'une exposition au rayonnement solaire faisant que la partie orientale du cap d'Ailly est plus souvent à l'ombre et peut-être moins soumise aux alternances gel/dégel, voire à des phénomènes d'hydroclastie ou de thermoclastie moins fréquents et moins intenses ? Est-ce la conséquence de phénomènes de prédisposition telle que la topographie conduisant à une concentration des écoulements d'eau superficiels ou hypodermiques favorables à la météorisation des craies et au déclenchement des mouvements gravitaires massifs et nombreux ? Ou bien est-ce la combinaison des trois ?

Il existe trois limites au lissage par la méthode des noyaux. Cette méthode suppose des conditions d'exhaustivité et d'isotropie qui ne sont que rarement respectées dans la réalité. Avec le logiciel ArcGIS® 10.0, il n'est pas possible d'estimer la qualité des surfaces de densité interpolées. En raison des différents paramètres choisis par l'utilisateur (fonction de lissage, rayon d'influence fixe ou flexible, unités en sortie), les hypothèses sont très peu contraignantes. Elles peuvent, sans méthodologie stricte, donner des résultats peu cohérents. Dans cette étude, ce biais est limité par la détermination du rayon d'influence grâce aux fonctions K de Ripley et L de Besag.

Ce travail d'analyse spatiale, adapté à des questions de géomorphologie (mené ici à titre exploratoire), met en évidence que la distribution des mouvements gravitaires est concentrée à certaines échelles. L'étude des échelles optimales de concentration des mouvements gravitaires indique que les sites du cap d'Ailly et de la *Côte aux Hérons* sont marqués par des éboulements/écroulements chroniques et massifs. Ils correspondent aux sites les plus dangereux. Ils doivent être suivis avec une grande attention (les mouvements gravitaires et le réseau de fracturation).

8.4. Vers la définition de la répartition temporelle des mouvements gravitaires recensés et de leur période de retour

8.4.1. Distribution temporelle à l'échelle saisonnière, mensuelle et décadaire

La réflexion sur la répartition temporelle des éboulements/écroulements se fera à plusieurs niveaux scalaires.



Figure 8.18 : Distribution temporelle des mouvements gravitaires entre Veules-les-Roses et Le Tréport

À l'échelle annuelle, la Figure 8.18 montre que les mouvements gravitaires ont lieu tout au long de l'année même si ces derniers semblent plus fréquents en hiver. Il est important de s'interroger sur la répartition saisonnière de ces événements recensés, mais aussi sur une éventuelle distribution volumique. Existe-t-il des saisons ou des périodes propices au départ de grands ou de petits volumes rocheux ? Cette interrogation peut être riche d'informations sur une éventuelle saisonnalité des types de mouvements gravitaires, et donc, des agents et processus responsables.

Il existe une **répartition saisonnière** du nombre et du volume des mouvements gravitaires (Figure 8.19). Dans l'ordre, nous retrouvons :

- l'hiver, où les volumes produits durant cette période représentent 53 % du volume total et 41 % du nombre des mouvements gravitaires (458 000 m³ produits avec 135 cas dont 6 de volume inconnu). Les mouvements gravitaires sont surtout de volume modeste (la médiane est de 260 m³), même si certains sont massifs (236 000 m³). V. May et C. Heeps (1985) évoquaient que 97 % du recul s'effectue en hiver pour les falaises crayeuses anglaises. Les valeurs en Haute-Normandie sont moindres parce que l'inventaire mené par l'ESTRAN est plus fréquent et prend donc en compte les petits mouvements gravitaires (même si de nombreux ont pu être évacués avant le passage du Service Littoral) ;

- les volumes produits en automne représentent 21 % du volume total et 25 % du nombre de mouvements gravitaires (84 mouvements gravitaires pour un total de 180 000 m³ produits). De même que les mouvements hivernaux, ceux de l'automne sont majoritairement de volume modeste (la médiane est de 320 m³ et le 3^{ème} quartile à 1 250 m³) néanmoins des mouvements de masse importants peuvent survenir (un maximum de 55 720 m³) ;

- les volumes produits au printemps représentent 17 % du volume produit et 21 % du nombre de mouvements gravitaires (69 mouvements gravitaires, dont 6 de volume inconnu, pour un total produit de 151 000 m³). Les mouvements gravitaires sont plus volumineux qu'en hiver et qu'à l'automne (la médiane est de 480 m³ et le 3^{ème} quartile à 2 030 m³), mais les éboulements/écroulements supérieurs à 20 000 m³ sont rares ;

- les volumes produits en été correspondent à 9 % du volume total et 13 % du nombre de mouvements gravitaires (43 mouvements gravitaires pour un total produit de 76 500 m³), avec des mouvements un peu plus petits que ceux du printemps (la médiane est de 350 m³) et aucun événement au-dessus de 20 000 m³. Par contre, le troisième quartile en été est plus élevé (2 219 m³) que pour les autres saisons. Cela souligne une plus grande variabilité des volumes rencontrés entre la médiane (350 m³) et cette valeur.

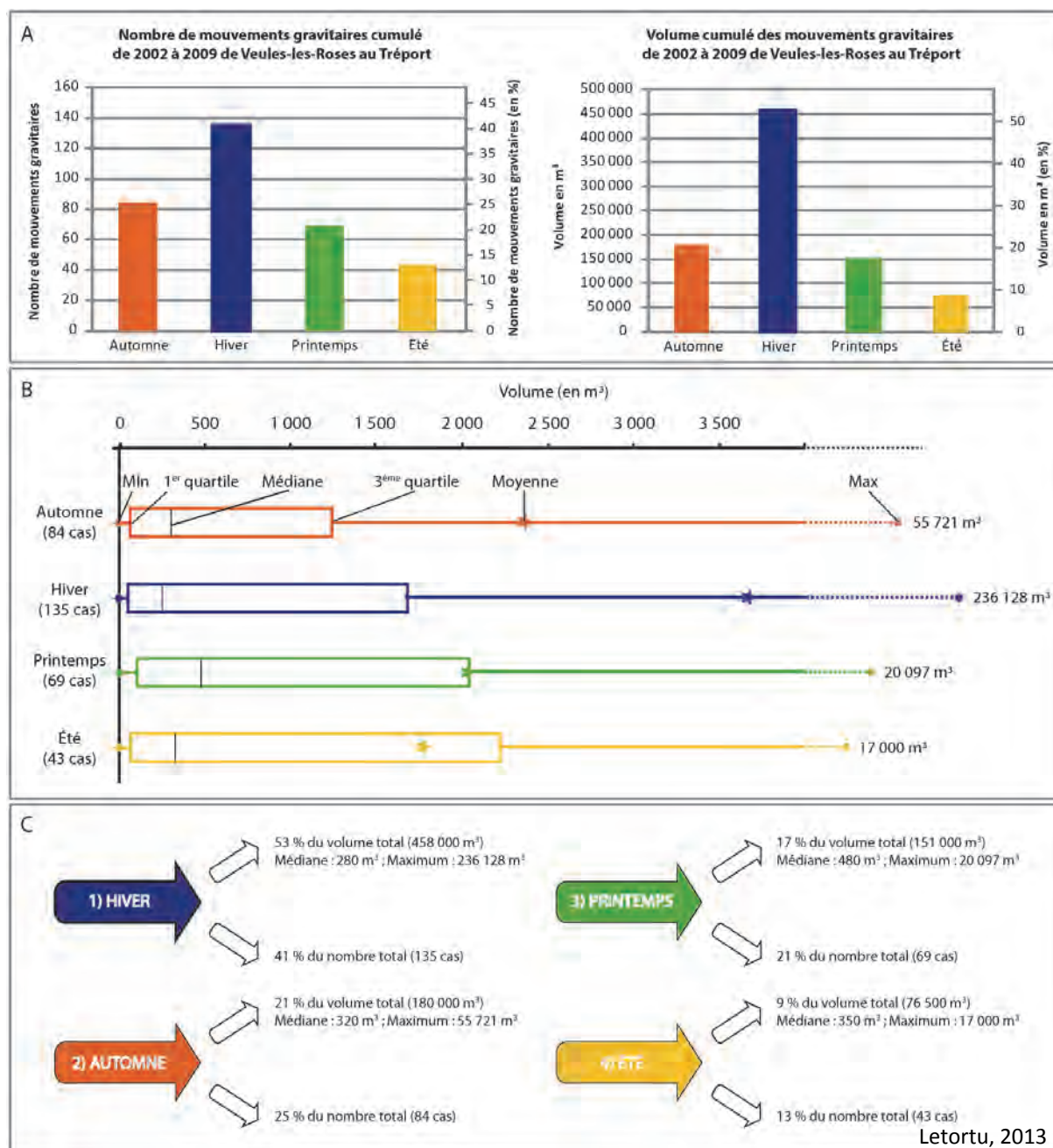


Figure 8.19 : Distribution saisonnière des mouvements gravitaires (histogrammes (A) box-plots (B) et synthèse par ordre d'importance (C))

Au total, l'analyse de la fréquence et de l'intensité saisonnières des mouvements gravitaires (tous volumes confondus) fait apparaître que ces derniers sont particulièrement fréquents en hiver, que leur volume est souvent petit (nombreux mouvements particuliers tels que des chutes de blocs) même si les plus gros événements apparaissent durant cette saison.

C'est ensuite à l'automne puis au printemps que les mouvements gravitaires sont les plus nombreux avec des volumes plus importants. C'est en été que la fréquence des mouvements gravitaires est la plus faible, mais elle n'est pas nulle. En revanche, durant cette saison, les volumes des événements recensés sont souvent importants.

En affinant l'analyse, à savoir la prise en compte des seuls mouvements gravitaires supérieurs à 1 400 m³ (qui correspondent généralement à des événements affectant le pan entier de falaise, et qui ne peuvent être manqués entre deux inventaires), la répartition saisonnière

évolue uniquement sur le nombre de mouvements gravitaires. Alors que tous volumes confondus, l'automne était la deuxième saison la plus sujette aux mouvements gravitaires, avec cette classe de volume, c'est désormais le printemps. La prépondérance du nombre de mouvements gravitaires est moins marquée pour l'hiver. Ces remarques mettent en évidence, une fois de plus, que la saison hivernale et automnale sont marquées par beaucoup d'éboulements/écroulements de taille inférieure à 1 400 m³ (Figure 8.20).

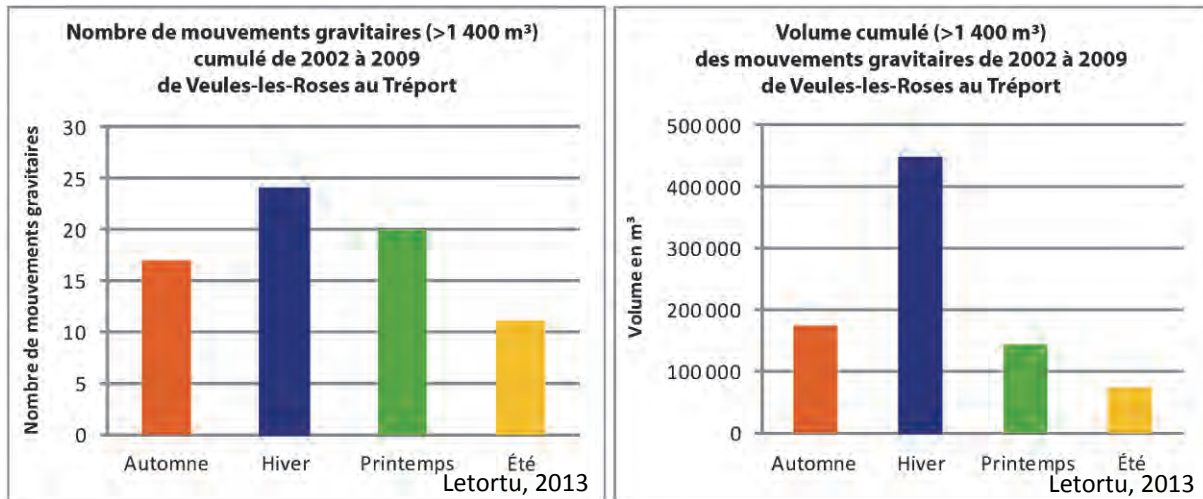


Figure 8.20 : Nombre de mouvements gravitaires supérieurs à 1 400 m³ et leur volume produit à l'échelle saisonnière

À l'échelle mensuelle, d'autres informations apparaissent et corroborent les observations faites à l'échelle saisonnière. Sur les 331 mouvements gravitaires recensés par l'association ESTRAN entre 2002 à 2009, les mois d'hiver sont à nouveau mis en évidence comme les plus propices aux mouvements. Les mois de décembre et janvier sont marqués par des mouvements fréquents et de volume important (même si les plus volumineux apparaissent en mars). Entre avril et septembre, la période est moins propice aux mouvements gravitaires, qui sont généralement moins volumineux (Figure 8.21).

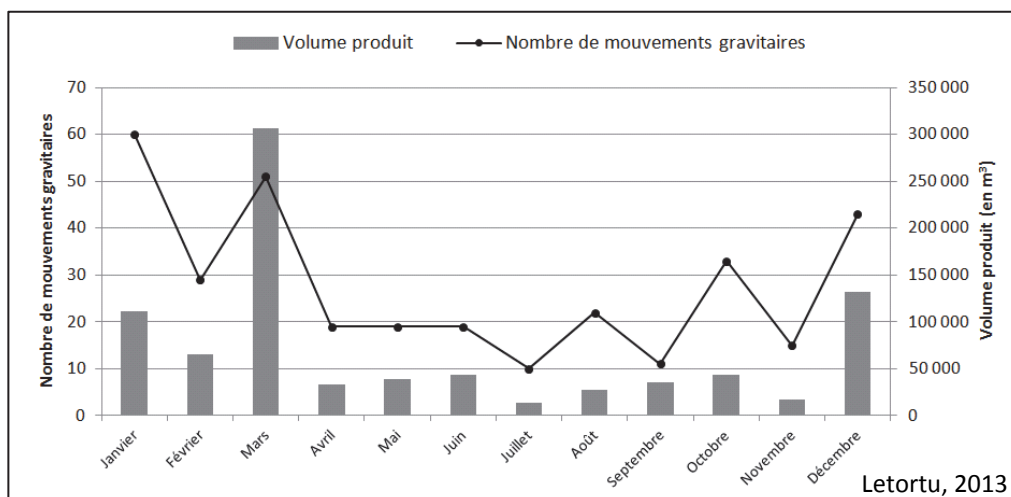


Figure 8.21 : Répartition mensuelle du volume effondré et du nombre de mouvements gravitaires entre 2002 et 2009

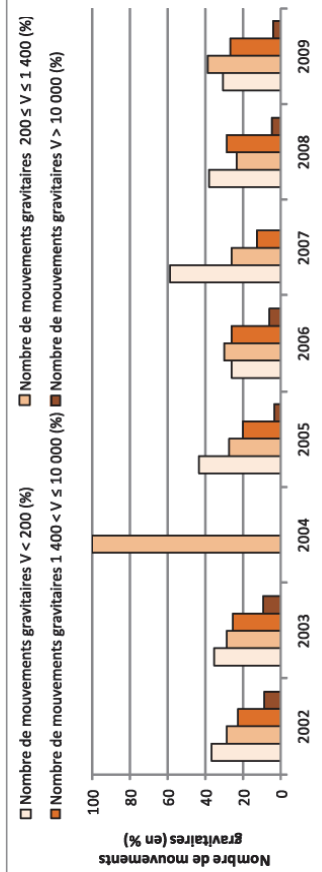
Un travail plus approfondi sur la répartition temporelle des diverses classes de volume s'avère nécessaire pour préciser les conclusions émises. Au regard de la Figure 8.22, nous constatons que :

- sur l'ensemble de la période d'étude (2002-2009) (A), la fréquence des mouvements gravitaires de faible volume (inférieur à 200 m³, entre 200 et 1 400 m³) est la plus importante et caractérisée par une variabilité interannuelle. Ces deux classes volumiques représentent en moyenne 38 % et 30 % du nombre d'événements annuels. La classe 1 400-10 000 m³ représente en moyenne 23 % du nombre d'événements et uniquement 9 % pour la classe supérieure à 10 000 m³. Alors que les événements dont le volume est inférieur à 1 400 m³ sont les plus fréquents, ces derniers ne représentent que 7 % du volume total de matériel produit (respectivement 1 % pour la classe inférieure à 200 m³ et 6 % pour celle de 200-1 400 m³) ;

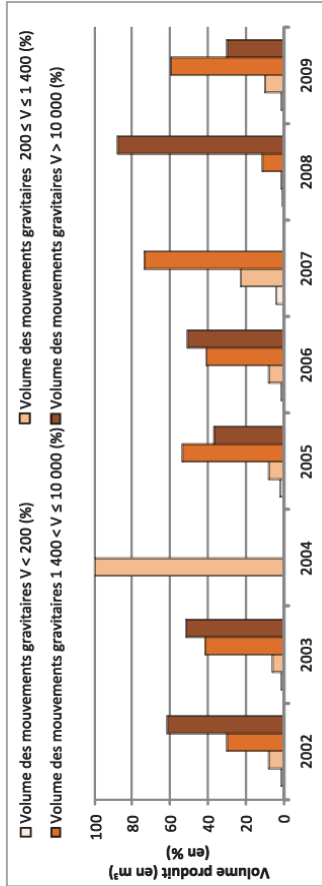
- à l'échelle saisonnière (Figure 8.22B), la classe de volume inférieur à 200 m³ est particulièrement fréquente notamment en hiver (45 % du nombre des éboulements/écroulements) et en été (42 %). En revanche, là encore, les volumes totaux produits par ces deux classes sont faibles : respectivement 1 et 2 %. La classe 200-1 400 m³ représente 37 % du nombre des éboulements/écroulements en automne et au printemps, et respectivement 8 et 10 % du volume total produit. Quant aux classes de volume entre 1 400 et 10 000 m³ et supérieur à 10 000 m³, elles sont plutôt rares sauf en été (respectivement 28 % et 5 %) et dans une moindre mesure au printemps (respectivement 25 % et 5 %). En revanche, en termes de production de débris, ces événements rares contribuent à hauteur de 79 % au volume total produit ;

- à l'échelle mensuelle, là encore, la classe des petits volumes est omniprésente toute l'année et même majoritaire en nombre de mouvements gravitaires pour les mois de janvier (45 %), février (48 %), mars (53 %), mais aussi juillet (50 %) et août (41 %). Elle est également prépondérante, au même titre que la classe 200-1 400 m³, de septembre à octobre. Pour novembre et décembre (40 %), la classe entre 200 et 1 400 m³ est majoritaire en nombre de mouvements gravitaires (40 % pour chacun de ces mois). Quant aux volumes totaux produits, sans surprise, ce sont bien les événements dont le volume est compris entre 1 400 et 10 000 m³ (janvier, mai, juillet, août, octobre, novembre) et supérieurs à 10 000 m³ (février, mars, avril, juin, septembre, décembre) qui y participent le plus.

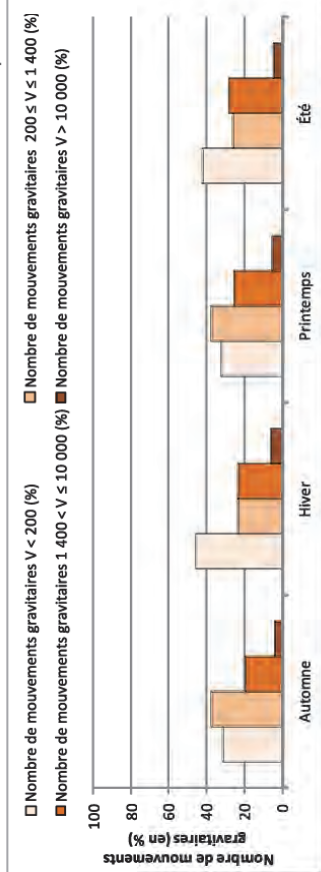
Nombre des mouvements gravitaires (%)



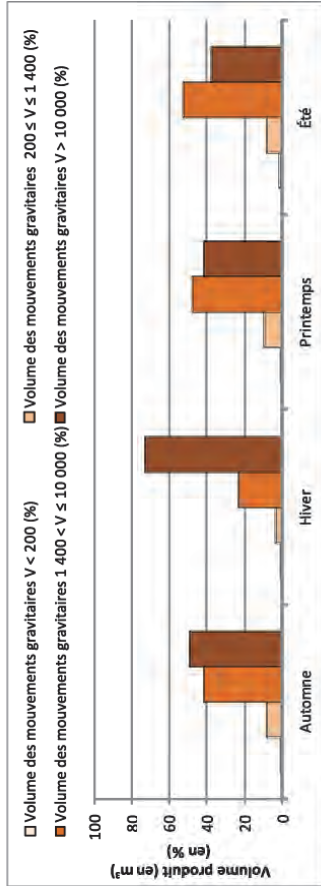
Volume produit (%)



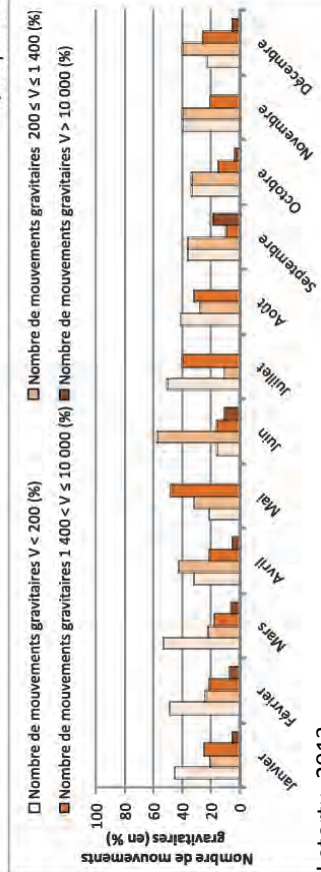
B) Répartition saisonnière



B) Répartition saisonnière



C) Répartition mensuelle



C) Répartition mensuelle

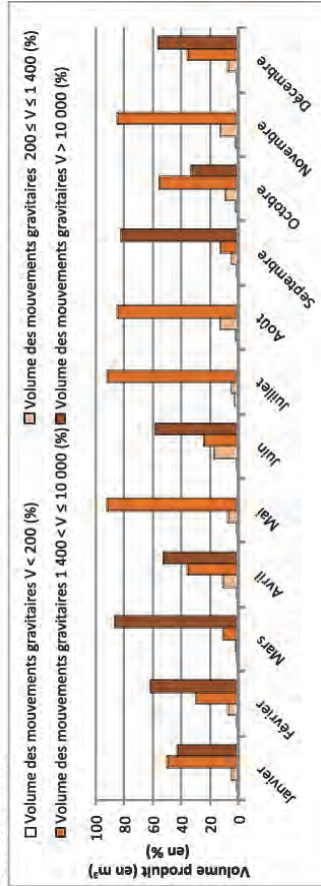


Figure 8.22 : Répartition annuelle, saisonnière et mensuelle du nombre (%) et du volume des mouvements gravitaires (en %) par classe de volume (inférieur à 200 m^3 , entre 200 et $1\,400\text{ m}^3$ et supérieur à $10\,000\text{ m}^3$)

Letortu, 2013

8.4.2. Définition de la période de retour des mouvements gravitaires (selon leur volume)

Au regard de ce recensement réalisé entre 2002 et 2009, il se produit en moyenne un mouvement gravitaire par mois (tous volumes confondus), et un événement de volume supérieur à 1 000 m³ est attendu tous les 3 mois. Ce mode de calcul simpliste doit être précisé par une approche statistique plus pertinente

Les études sur l'apparition des mouvements de terrain ont depuis longtemps montré les relations entre la magnitude et la fréquence des ruptures pour les escarpements rocheux quasi-verticaux (Luckman, 1976). Autrement dit, les événements très volumineux ont une fréquence d'occurrence plus rare que ceux de volume plus modeste. Différentes fonctions (ou lois) de distribution sont évoquées dans la littérature scientifique pour s'ajuster aux données de fréquence en fonction des volumes : loi de puissance, de Gumbel, exponentielle (par exemple Dussauge et al., 2003). La loi de puissance s'avère la plus usitée pour caractériser la distribution des chutes de pierres le long des routes escarpées (Noever, 1993 ; Hungr et al., 1999) ou bien la distribution des mouvements gravitaires le long des escarpements rocheux (falaises entre autres) (Gardner, 1970 ; Wiczorek et al., 1995 ; Vengeon et al., 2001 ; Dussauge-Peisser et al., 2002 ; Dussauge et al., 2003 ; Hantz et al., 2003a ; Dong et Guzzetti, 2005 ; Teixeira, 2006 ; Lim et al., 2010 ; Dewez et al., 2009a et b, 2013 ; Rohmer et Dewez, 2013), des mouvements de terrain (Blodgett et al., 1996 ; Hovius et al., 1997 ; Guzzetti et al., 2002 ; Guthrie et Evans, 2004 ; Malamud et al., 2004 ; Brunetti et al., 2009).

Notre objectif est de déterminer si les mouvements gravitaires recensés entre 2002 et 2009 s'ajustent à des lois de distribution. Il s'agit ici de déterminer les fréquences et les périodes de retour de tels phénomènes selon leurs volumes.

8.4.2.1. Méthodologie

En raison de méthodes de recensement différentes, la base de données ESTRAN ne peut être traitée de façon unique. Nous avons mené nos traitements sur trois secteurs distincts en fonction des méthodes des levés :

- de Veules-les-Roses au Tréport de 2002 à 2003 : observations à partir de points fixes sur 37,5 km de côte ;
- de Sainte-Marguerite-sur-Mer à Varengeville-sur-Mer de 2005 à 2009 : observations en longeant à pied la base de la falaise sur 6 km de côte entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengeville-sur-Mer (cap d'Ailly) ;
- de *Pourville-sur-Mer* (Hautot-sur-Mer) à Bracquemont de 2005 à 2009 : observations à partir de points fixes sur 6 km de côte entre Hautot-sur-Mer et Bracquemont.

La seconde étape vise à tester différentes lois statistiques pour déterminer si la distribution de la fréquence cumulée (nombre de mouvements gravitaires supérieur à V par an) en fonction du volume éboulé (V) s'ajuste à une loi (puissance, Gumbel, exponentielle...). Les distributions des fréquences selon les volumes (pour les trois bases de données) s'ajustent bien à la loi de puissance (échec des ajustements avec les lois exponentielle et de Gumbel) (Figure 8.23). En effet, la fréquence diminue lorsque la taille du mouvement gravitaire augmente.

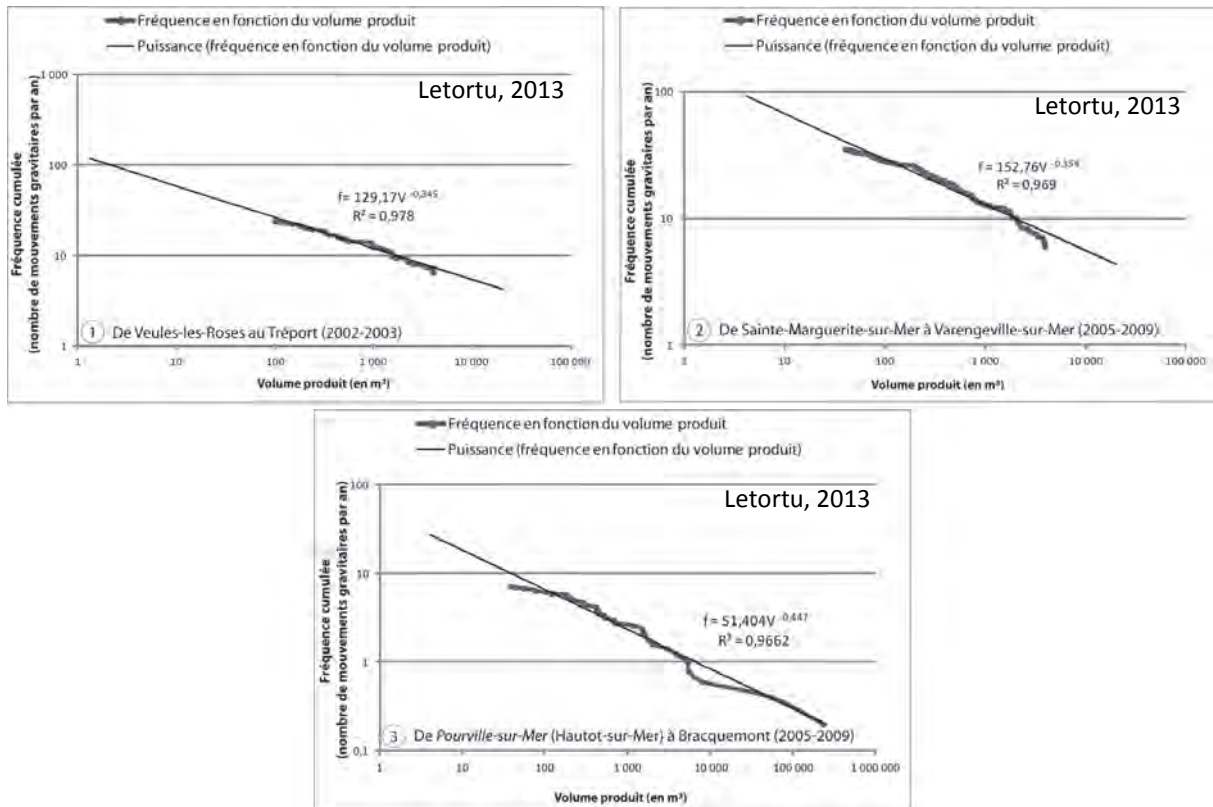


Figure 8.23 : Fréquences annuelles de mouvements gravitaires selon leur volume (loi de puissance)

Cette structuration peut être exprimée par la droite de régression puissance d'équation :

$$f = \alpha V^{-b} \quad (1)$$

où α quantifie le nombre annuel de mouvements gravitaires supérieurs à 1 m^3 . Cependant, souvent, le coefficient correct à prendre en compte est $n(V_0)$, c'est-à-dire le nombre d'événements plus grands que V_0 (V_0 étant le volume minimum s'ajustant à la loi, calculé par le χ^2).

où b est une constante qui peut être estimée par les méthodes de maximum de vraisemblance ou par régression linéaire. Cette constante sera associée à un écart-type qui peut être estimé en utilisant une méthode du maximum de vraisemblance, donnée par K. Aki (1965).

$$\sigma = b/N^{-1/2} \quad (2)$$

où N est le nombre de mouvements gravitaires et b la valeur de l'équation (1).

Les valeurs de b oscillent généralement entre 0,44 et 1. Pour C. Dussauge-Peisser et al. (2002), les valeurs de b sont de l'ordre de 0,45. Nos valeurs b sont à la limite de l'intervalle de confiance, elles ne sont donc pas significativement différents de leurs valeurs. T. Dewez et al. (2009b) sur le pan de falaise suivi à *Mesnil-Val* (Criell-sur-Mer) trouvent une valeur de b de 0,55, qui se situe également à la limite de l'intervalle de confiance trouvé dans la littérature (Figure 8.24). Concernant notre analyse, il est possible que le sous-échantillonnage des petits volumes mène à une sous-estimation de la valeur b , comme l'évoquent C.P. Stark et N. Hovius (2001).

Références	Site	Méthode d'inventaire	Géologie	Longueur de falaise (en km)	Nombre de mouvements gravitaires au départ	Période (en année)	α	b	σ
Letortu et al., 2011	Veules-les-Roses/Le Tréport	données non instrumentées	Craie du Turonien au Campanien	37,5	65	2	129	0,35	0,05
Letortu et al., 2011	Sainte-Marguerite-sur-Mer/Varengeville	données non instrumentées	Craie du Santonien et du Campanien	6	203	5	153	0,36	0,03
Letortu et al., 2011	Hautot-sur-Mer/Bracquemont	données non instrumentées	Craie du Turonien au Campanien	6	51	5	51	0,44	0,08
Lim et al., 2010	Staithes (Royaume-Uni)	données instrumentées	Grès (Lias) et limons	0,48	> 100000	1,7	0,0007	0,80	
Dewez et al., 2009b	Criel-sur-Mer (Mesnil-Val)	données instrumentées	Craie du Turonien et du Coniacien	0,7	2202	0,28	69	0,55	0,006
Gardner, 1970	Alberta, Canada	données non instrumentées	Roches calcaires et quartzites		409	deux étés		0,72	
Dussauge-Peisser et al., 2002, données de Jeannin (2001)	Gorges d'Arly, Alpes françaises	données non instrumentées	Roches sédimentaires et métamorphiques	8,5	59	22	8,5	0,45	0,15
Dussauge-Peisser et al., 2002, données du RTM (1996)	Grenoble, Alpes françaises	données non instrumentées	Calcaires	4,2	87	60	4,2	0,41	0,11
Dussauge-Peisser et al., 2002, données de Wiczorek et al., (1996)	Vallée Yosemite, Californie	données non instrumentées	Granites	18	101	78	18	0,46	0,11
Rousseau, 1999	Mahaval, île de la Réunion	données instrumentées	Basalte		370	0,17		1,00	

Figure 8.24 : Caractéristiques et valeurs de constantes des droites d'ajustement trouvées dans la littérature scientifique

8.4.2.2. Résultats

L'observation de l'ajustement par la loi de puissance de nos trois populations montre :

- un premier décrochement de la droite d'ajustement se produit au niveau des petits mouvements gravitaires (pente quasiment nulle). Cela signifie que le nombre de mouvements annuels observés est plus faible que ce qui est attendu par la loi de puissance. Ce décrochement est aussi observé pour d'autres études (Hovius et al., 1997 ; Dussauge-Peisser et al., 2002 ; Malamud et al., 2004 ; Dong et Guzzetti, 2005 ; Teixeira, 2006). En fait, une échelle d'observation trop faible ou le déblaiement des petits volumes par la mer dans les quelques jours séparant deux inventaires hebdomadaires peuvent expliquer ce mauvais ajustement ;

- un second décrochement de la droite d'ajustement se produit sur les mouvements gravitaires les plus volumineux sur deux secteurs (Veules-les-Roses/Le Tréport et Sainte-Marguerite-sur-Mer/Varengeville-sur-Mer). Ceci est dû à la modeste représentativité temporelle des données (5 années au maximum) qui ne permet pas d'observer de grands mouvements de masse. Ce décrochement n'a pas lieu entre *Pourville-sur-Mer* (Hautot-sur-Mer) et Bracquemont car un éboulement de 236 000 m³ s'y est produit. Les valeurs a et b de la loi de puissance devraient s'ajuster lorsque la durée de l'inventaire s'allongera et que la population sera plus représentative. L'absence d'éboulements/écroulements majeurs peut mener à une surestimation de b et de a .

Afin de confirmer l’hypothèse selon laquelle la distribution des volumes observés suit une distribution de loi de puissance pour les volumes supérieurs à V_0^{37} , le test du χ^2 a été utilisé. Les différentes distributions de loi de puissance sont acceptées par le test avec un intervalle de confiance de 95 %³⁸.

En raison des différences de linéaires côtiers suivis par l’ESTRAN et afin d’éviter leurs effets sur les résultats, nous avons comparé les valeurs de fréquence (nombre de mouvements gravitaires par an) à partir d’un volume produit constant (supérieur à 1 000 m³) en pondérant par le linéaire côtier étudié (calcul de n_{1000} par km linéaire) (Figure 8.25). La comparaison et l’interprétation des données sont alors possibles.

Secteur	Équation	n_{1000}	Linéaire de falaises (km)	n_{1000}/km linéaire	Période de retour d'un mouvement gravitaire supérieur à 1000 m ³ par km linéaire (année)
Veules/Le Tréport	$f=129,17V^{-0,345}$	11,9	37,5	0,32	3,15
Sainte-Marguerite-sur-Mer/Varengeville-sur-Mer	$f=152,76V^{-0,359}$	12,8	6	2,13	0,47
Pourville-sur-Mer (Hautot-sur-Mer)/Bracquemont	$f=51,404V^{-0,447}$	2,3	6	0,39	2,56

Letortu, 2013

Figure 8.25 : Fréquence d’occurrence et périodes de retour des mouvements gravitaires pour les trois secteurs

Au regard de ce tableau, sur l’ensemble du secteur d’étude, la section côtière Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengeville-sur-Mer apparaît, une fois encore, comme un secteur particulièrement sensible à la météorisation. Cela se traduit par des vitesses de recul importantes et une grande fréquence des mouvements gravitaires. Ainsi :

- un minimum de 2,1 mouvements gravitaires de plus de 1 000 m³ est attendu annuellement et par km linéaire entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengeville-sur-Mer, contre environ 0,3 pour Veules-les-Roses/Le Tréport et 0,4 pour *Pourville-sur-Mer/Bracquemont* ;

- la période de retour des mouvements gravitaires est beaucoup plus rapide entre Sainte-Marguerite-sur-Mer/Varengeville-sur-Mer. La durée de retour d’un mouvement gravitaire d’au moins 1 000 m³ par km linéaire est de 6 mois contre 2,5 ans pour *Pourville-sur-Mer/Bracquemont* et 3 ans pour Veules-les-Roses/Le Tréport ;

Ces valeurs sont proches de celles proposées par T. Dewez et al. (2009b) pour le site de *Mesnil Val* (quelques centaines de mètres linéaires suivis au TLS sur la commune de Criel-sur-Mer). Pour ce secteur, la période de retour d’un événement supérieur à 1 000 m³ par km linéaire est d’environ 6 mois. En revanche, le décrochement que nous observons sur nos droites pour les petits événements ne se retrouve pas sur celle de T. Dewez et al. (2009b). Le TLS, utilisé par ces auteurs, permet d’observer les mouvements particuliers. Il fournit une population particulièrement représentative pour les petits volumes produits.

Il convient de rappeler que la fréquence d’un objet étudié est valable au moment de l’estimation et seulement à ce moment-là. En effet, les événements futurs peuvent la contredire puisqu’elle dépend de l’information disponible au moment de l’analyse (Miquel, 1984). Ces équations s’appuient sur un recensement qui doit être prolongé pour fournir une meilleure représentativité du recul, et pour produire des calculs plus fiables (notamment pour les

³⁷ V_0 est de 100 m³ entre Veules-les-Roses et Le Tréport et de 40 m³ pour Sainte-Marguerite-sur-Mer à Varengeville-sur-Mer et de *Pourville-sur-Mer* (Hautot-sur-Mer) à Bracquemont.

³⁸ Les tests du χ^2 restent sensibles à l’effet de taille. L’hypothèse H_0 est rejetée plus facilement lorsque le nombre d’observations augmente.

mouvements gravitaires volumineux). De plus, il faut souligner que les valeurs obtenues ne prennent pas en compte la variabilité spatiale et temporelle du recul des falaises. Enfin, les périodes de retour calculées par la loi de puissance ne renseignent pas sur l'intervalle de temps qui s'écoule entre deux éboulements/écroulements de pans entiers de falaise s'effectuant au même endroit (appelé parfois malencontreusement « cycle d'évolution des falaises »).

8.5. Bilan et discussion

Le recensement hebdomadaire des mouvements gravitaires (éboulements/écroulements, et mouvements particuliers de tous volumes) réalisé par l'association ESTRAN depuis sept ans est une banque d'informations spatialisée extrêmement riche.

Cet inventaire de 331 événements, de quelques m³ à 236 000 m³, permet de fournir une information novatrice, d'une part, sur la répartition spatiale et temporelle des événements et, d'autre part, leur période de retour, le tout selon leur intensité (volume produit).

Parmi les principaux résultats, nous retenons que :

- près de 40 % des mouvements gravitaires recensés ont un volume inférieur à 200 m³ ;
- d'un point de vue spatial, et à l'échelle du front de falaise, 40,5 % des mouvements recensés (134 cas) concernent l'ensemble de la falaise, et correspondent à 87,5 % du volume total produit (valeur moyenne par événement de l'ordre de 5 900 m³). C'est ensuite le pied de falaise qui enregistre le plus de départs, avec 31 % des événements recensés, représentant 4,8 % du volume total produit (volume moyen par événement de l'ordre de 700 m³). Les mouvements enregistrés en haut de falaise sont plus faibles en fréquence (5,5 % du total) et en intensité (2,5 %), mais avec un volume moyen par événement de l'ordre de 1 200 m³. Le reste est attribué aux mouvements ayant affecté le pied/milieu de falaise ;

- du point de vue spatial encore, à l'échelle du linéaire côtier, l'ensemble de ce dernier est soumis à l'aléa « mouvement gravitaire ». Toutefois, **plusieurs secteurs semblent particulièrement sensibles, notamment le cap d'Ailly** (entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengeville-sur-Mer). La cartographie de l'emprise spatiale des mouvements gravitaires recensés met en évidence que l'ensemble du secteur étudié a été affecté par au moins un événement en sept ans. De même, les formes variées de ces emprises soulignent la variété des mouvements gravitaires et les diverses cinématiques (éboulements/écroulements). Cette sensibilité à l'érosion du cap d'Ailly s'explique par ses caractéristiques structurales. Les craies sont les moins résistantes à l'érosion (Santonien, Campanien), et sont surmontées par des terrains sableux et argileux (d'âge tertiaire) qui comportent deux nappes perchées favorisant le ruissellement. Les infiltrations et la saturation en eau affectent donc les craies sous-jacentes. Cette répartition générale des dynamiques de recul est corroborée par l'analyse spatiale qui fait apparaître des espaces à fort aléa (mouvements fréquents et volumineux), au cap d'Ailly et le long de la *Côte aux Hérons* (entre *Pourville-sur-Mer* et Dieppe). De façon générale, les mouvements se concentrent en aval-dérive des ouvrages longitudinaux interrompant le transit des galets (batterie d'épis et jetée). Il reste néanmoins une interrogation : pourquoi la section côtière Sainte-Marguerite-sur-Mer/Varengeville-sur-Mer se trouve-t-elle sous forme de cap alors que ce dernier est marqué, à l'échelle historique, par les vitesses de recul les plus importantes (chapitre 5, partie II) ?

- d'un point de vue temporel, plusieurs échelles d'analyse ont été utilisées. **Les mouvements gravitaires ont lieu tout au long de l'année, mais, sans surprise, l'hiver est la saison la plus propice** (41 % du nombre d'événements), **suivi de l'automne** (25 %) **et du printemps** (21 %). L'été apparaît comme la saison la moins favorable, même si des mouvements gravitaires de grande ampleur peuvent survenir (13 %). **Les mouvements gravitaires hivernaux représentent 53 % du volume total produit caractérisé principalement par la classe de volume inférieure à 200 m³** (45 % du nombre des éboulements/écroulements). Cela explique

que le volume médian de cette saison soit le plus faible (260 m³). **En été, la classe de volume inférieure à 200 m³ est très présente (42 %), mais la contribution des classes de gros volumes** (entre 1 400 et 10 000 m³, et supérieurs à 10 000 m³) **est également importante** (respectivement 28 % et 5 %). Ainsi, les mouvements estivaux produisent un volume médian supérieur (350 m³). **Pour le printemps et l'automne, les mouvements sont moins nombreux**, mais leurs volumes médians sont **volumineux** (respectivement 480 m³ et 320 m³). **À l'échelle mensuelle, la classe des petits volumes est omniprésente et est même majoritaire** en nombre de mouvements gravitaires **pour les mois de janvier à mars et de juillet à octobre**. Pour novembre et décembre (40 %), la classe entre 200 et 1 400 m³ est prépondérante en nombre de mouvements gravitaires (40 % pour chacun de ces mois). Quant aux volumes totaux produits, sans surprise, ce sont bien les événements dont le volume est compris entre 1 400 et 10 000 m³ (janvier, mai, juillet, août, octobre, novembre), et supérieurs à 10 000 m³ (février, mars, avril, juin, septembre, décembre) qui y participent le plus. **En dépit de la plus grande occurrence des petits événements (inférieurs à 200 m³), leur contribution volumique totale est faible (1 % du volume total)**. À titre de comparaison, **la contribution des événements supérieurs à 10 000 m³ est de 59 % du volume total**. Le faible apport volumique des événements inférieurs à 200 m³ pourtant très fréquents, est peut-être amplifié dans cette étude par le fait que bon nombre des événements sont évacués avant même que l'ESTRAN n'ait pu les recenser. En admettant les chiffres d'évacuation des débris proposés par A. Hénaff et al. (2002a), soit 40 m³ par jour, et le temps de passage de l'équipe ESTRAN (7-10 jours), ce n'est pas la classe inférieure à 200 m³ qu'il faudrait prendre en compte, mais celle de 280-400 m³ (événements susceptibles d'être évacués et donc non recensés sur une semaine). Dans ce cas, ces petits événements fréquents représenteraient près de 10 % du volume total produit, ce qui est plus conforme à la littérature en la matière. Cependant, cet inventaire mené par l'ESTRAN, ou les recherches antérieures, ne prennent pas en compte les phénomènes d'éboulement (de plus faible volume encore) évacués à chaque marée. Ce travail de quantification sera réalisé grâce à l'utilisation du TLS qui permettra de quantifier à très haute résolution les taux d'ablation.

S'agissant des temporalités des phénomènes, notamment de la période de retour des événements, ces mouvements gravitaires posent le problème de leur prévision. Pour cela, la connaissance de leurs fréquences d'occurrence, et de leurs périodes de retour est essentielle. **La fréquence d'occurrence des mouvements en fonction de leur taille obéit à une loi de puissance**. Un minimum de 2,1 mouvements gravitaires de plus de 1 000 m³ est attendu par an et par km linéaire entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengueville-sur-Mer (cap d'Ailly), contre 0,3 et 0,4 pour les deux autres secteurs (respectivement Veules-les-Roses/Le Tréport et Hautot-sur-Mer/Bracquemont). Ces résultats mettent en évidence **des périodes de retour très rapides au cap d'Ailly** (contrairement aux résultats issus de la photo-interprétation) **avec un éboulement/écroulement de 1 000 m³ attendu tous les 6 mois par km linéaire**. Ces résultats peuvent être utiles en matière de gestion du risque. Néanmoins ils reposent sur un recensement qui doit être prolongé pour fournir une meilleure représentativité.

L'analyse spatiale a mis en évidence que la distribution spatiale des mouvements gravitaires est concentrée (rayon de 800 m, notamment entre 2002 et 2009). Cette échelle d'agrégation **permet d'identifier les zones à fort aléa (mouvements gravitaires nombreux et volumineux) que sont, une fois de plus, le cap d'Ailly et la Côte aux Hérons**.

Cette localisation des zones où se produisent les mouvements gravitaires nombreux et volumineux ne constitue qu'une première étape. La suivante est la recherche des causes de ces mouvements qui constitue un enjeu majeur. Cette recherche est possible grâce à la base de données ESTRAN qui, par sa haute fréquence, sa longueur d'observation, et sa précision constitue une banque unique et considérable pour participer à ce débat scientifique dont les implications sociétales sont importantes.



CHAPITRE 9 : VERS LA DÉTERMINATION DES FACTEURS RESPONSABLES DU DÉCLENCHEMENT DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES : INTÉGRATION DE LA COMPOSANTE GÉOMORPHOLOGIQUE DANS L'APPROCHE STATISTIQUE ET EXPERTE

- 9.1. Débat ouvert sur la primauté des actions marines et/ou continentales sur la dynamique régressive des falaises
- 9.2. Détermination des types de conditions météo-marines propices au déclenchement des mouvements gravitaires : analyse statistique
- 9.3. Vers la définition des facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires : analyse dite experte
- 9.4. Bilan et discussion

INTRODUCTION

En milieu littoral, beaucoup de travaux ont été menés sur la quantification du recul des côtes rocheuses et à falaises, mais peu ont tenté de déterminer les facteurs, et les processus responsables du déclenchement des mouvements gravitaires. À l'aide du recensement constitué par l'association ESTRAN, nous avons l'opportunité de mettre en relation les dates des mouvements avec les conditions des facteurs, communément admis comme responsables de leur déclenchement. Ce croisement (inédit par la fréquence et la durée d'observation, et la précision du recensement) permet de participer au débat sur le ou le(s) facteur(s) à l'origine du déclenchement des mouvements gravitaires. Dès lors, ce chapitre a pour vocation de répondre à deux questions :

1) quelles sont les conditions météo-marines favorables (ou non) au déclenchement des mouvements gravitaires ?

2) quel(s) est/sont le(s) facteur(s) responsable(s) du déclenchement des mouvements gravitaires ?

Pour y répondre, ce chapitre se structure en trois parties :

- dans un premier temps, les éléments de contexte seront explicités. Il s'agira d'exposer le débat scientifique actuel sur la primauté des facteurs marins ou continentaux impliqués dans le déclenchement des mouvements gravitaires. Les données intégrées dans l'analyse (facteurs et mouvements gravitaires) feront l'objet d'une contextualisation spatiale et temporelle et d'une justification ;

- dans un second temps, les relations facteurs/mouvements gravitaires seront étudiées. La première approche préconisée sera assez simple (pour ne pas dire simpliste). Elle consistera à associer graphiquement les bases de données «mouvements gravitaires recensés», et les principaux facteurs (variations des températures, précipitations, coefficient de marée,...). Ce travail qualitatif sera suivi d'une approche plus quantitative. Les analyses furent d'abord bivariées, mais le caractère multifactoriel du déclenchement nous a rapidement amenés à en réaliser des multivariées, non seulement à partir de la base de données issue du suivi ESTRAN, mais également sur une seconde base constituée des mouvements gravitaires parfaitement datés que nous avons recensés (étude notamment de la presse écrite locale entre 1950 et 2013) ;

- dans un troisième temps, face à la complexité du système étudié (notamment la multiplicité des interrelations, et leurs variabilités dans le temps, et dans l'espace), nous avons souhaité doubler l'approche statistique exploratoire d'une approche faisant appel à l'expertise personnelle pouvant aboutir à une complémentarité des résultats. La première démarche a pour objectif de typer les conditions météo-marines menant au déclenchement des mouvements gravitaires, l'analyse dite experte aura pour but de hiérarchiser les facteurs responsables du déclenchement, en faisant confiance à notre ressenti issu du terrain. Chacune des analyses effectuées intégrera la composante géomorphologique. En plus de la définition du ou des facteur(s) déclenchant(s), nous souhaitons les mettre en relation avec les volumes de débris produits et les zones de départ des mouvements (sur le front de falaise).

Ce travail repose sur l'analyse des facteurs externes (facteurs marins et continentaux), seuls éléments quantifiables de façon homogène à l'échelle du secteur envisagé. Les facteurs internes sont aussi fondamentaux, néanmoins, sur un tel linéaire, les données (fracturation, karstification, lithostratigraphie) ne sont pas toujours disponibles (ou très hétérogènes) (Laignel, 2003 ; Duperret et al., 2004 ; Hoyez, 2008).

9.1. Débat ouvert sur la primauté des actions marines et/ou continentales sur la dynamique régressive des falaises

Comme nous l'avons évoqués précédemment, nombreuses sont les études faites sur la détermination des agents et des processus responsables de la météorisation des roches et donc du recul des falaises. Ces travaux issus de mesures sur le terrain, en laboratoire ou par modélisation visent à déterminer la part respective de chacun des agents et processus d'érosion. Ils alimentent un débat scientifique sur le recul des falaises encore ouvert aujourd'hui, sur la primauté des agents et des processus marins ou continentaux.

9.1.1. Précisions terminologiques

Conditionnés en tout premier lieu par des facteurs de prédisposition (pente, géologie, chapitre 6, partie II) favorables à la rupture, les mouvements gravitaires vont être le résultat :

- de facteurs de préparation (ou préparants) qui vont induire une fatigue du matériel par météorisation sur le temps long (des décennies au moins). Ces facteurs, préparant le massif à la rupture, peuvent être définis comme ceux qui agissent pour rendre ce dernier de plus en plus sensible à la rupture sans parvenir à initier le recul. L'équilibre dynamique de la falaise est progressivement réduit par leurs activités, permettant, à terme, d'initier le déclenchement du départ de matériel ;

- auxquels se surajoutent des facteurs dit déclenchants qui vont, quant à eux, initier les événements de recul (Lee et al., 2001). Ces facteurs déclenchants peuvent agir au moment du mouvement gravitaire (ce concerne la majorité des cas), mais également sur une période de temps plus ou moins longue qu'il est possible de nommer séquence (séquence de précipitations de plusieurs jours, par exemple, aboutissant à un seuil de déclenchement) ;

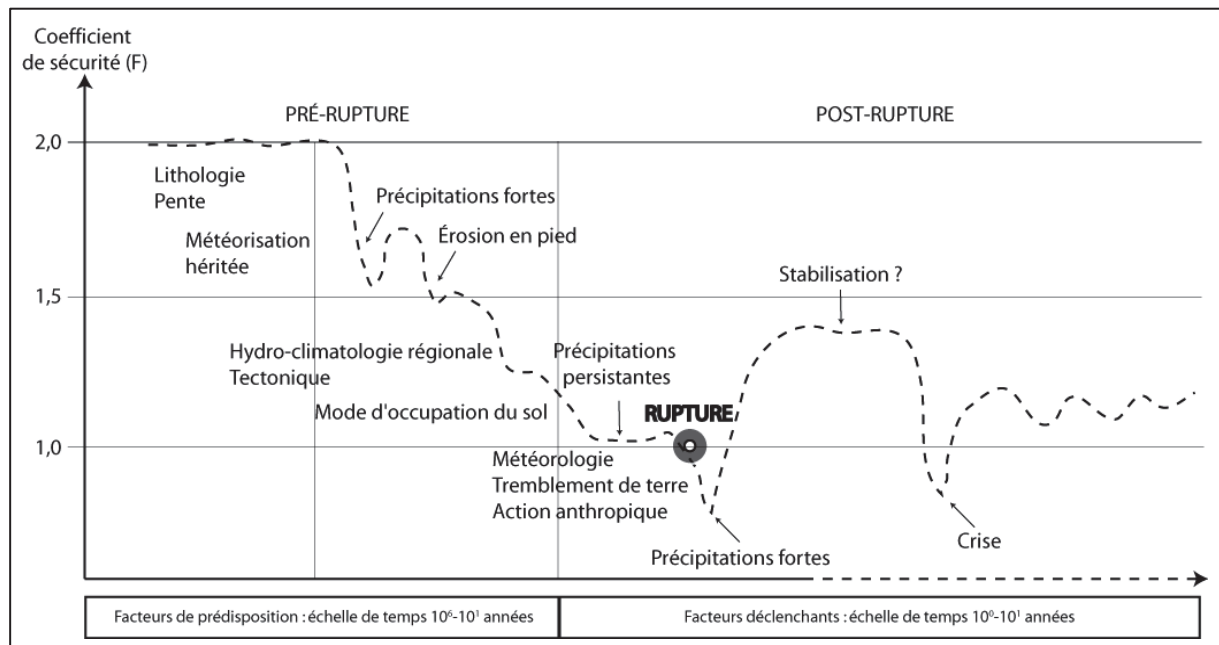


Figure 9.1 : Influence du facteur temps sur les facteurs de prédisposition et les facteurs de déclenchement d'instabilités gravitaires (van Asch et al., 2007)

T.W. J. van Asch et al. (2007) avaient proposé un schéma synthétique pour différencier les facteurs de prédisposition de ceux responsables du déclenchement d'instabilités gravitaires (Figure 9.1). Le facteur temps est donc l'élément de différenciation majeur d'instabilités gravitaires.

Ce schéma, applicable pour les mouvements de terrain dans les matériaux meubles peut être quelque peu différent pour les mouvements dans les matériaux cohérents comme la craie, car chaque seuil franchi est un point de non-retour (pas de rétroaction négative).

Les investigations ont pour but de distinguer les facteurs à l'origine de la préparation du massif de ceux responsables du déclenchement des mouvements gravitaires.

9.1.2. Éléments principaux du débat sur la primauté des agents et des processus (marins et continentaux) sur l'instabilité des falaises

S'agissant du débat sur la primauté des agents et processus responsables de l'instabilité des falaises, le seul véritable consensus concerne l'influence des caractéristiques structurales. Pour le reste, la communauté scientifique est divisée en trois catégories. La première estime que les agents et facteurs continentaux (notamment les variations de température, les précipitations...) sont prépondérants et que les actions marines ne constituent qu'un agent de transport et de déblaiement. La seconde considère au contraire que les actions marines sont trop souvent négligées. Enfin la troisième catégorie, de plus en plus large, considère que le déclenchement des mouvements gravitaires est le résultat d'une combinaison des deux premières familles de facteurs.

9.1.2.1. Des facteurs continentaux (ou subaériens) essentiels

Une partie de la communauté scientifique est convaincue que les facteurs et processus continentaux (ou subaériens) sont essentiels dans la dynamique régressive des côtes rocheuses et à falaises.

Parmi ces derniers sont souvent évoquées les précipitations, qui par le biais du ruissellement, de l'infiltration, des variations du toit de la nappe, induisent l'amenuisement de la stabilité des abrupts. Les nombreux travaux (Sunamura, 1992 ; Hampton et Griggs, 2004 ; Collins et Sitar, 2008 ; Young et al., 2009) ont montré l'influence des précipitations dans l'instabilité de la falaise. S'agissant des littoraux à falaises crayeuses, il est évident que le matériel en présence est particulièrement sensible à ces processus (Hutchinson, 1972 ; May et Heeps, 1985 ; Lee et al., 1998 ; Duperret et al., 2002, 2004 ; Lahousse et Pierre, 2003a et b ; Costa, 2004). Sa forte porosité et perméabilité, sa micro et macro-fissuration (qui influencent aussi la porosité et la perméabilité), sa faible résistance aux contraintes constituent autant de paramètres favorables à l'instabilité. J.N. Hutchinson (1972) suggère que le recul des falaises est plus important dans le Kent lors des hivers à précipitations abondantes. Cependant, la quantification de la relation entre les totaux moyens des précipitations et les taux de retrait ne s'avère pas si simple (Dornbusch et al., 2008b). Sur les littoraux crayeux, P. Lahousse et G. Pierre (2003a et b) ont mis en évidence ces relations. Il en est de même sur le littoral haut-normand avec les travaux d'A. Duperret et al. (2004) qui évoquent le lien entre les éboulements/écroulements et les fortes pluies, notamment un à deux mois après le début d'une période de précipitations abondantes. Néanmoins, ces travaux ont été effectués exclusivement sur des événements majeurs (55 mouvements de masse dont 31 dépassent 1 000 m³ et 22 dépassent 10 000 m³). Or, ces mouvements de masse majeurs sont peut-être induits par des agents spécifiques (dans ce cas, pour les auteurs, de grands abats d'eau). S. Costa (2004), qui a pu travailler sur la base ESTRAN (de 2002 à 2004), évoque un seuil de précipitations instantanées ou cumulées de 20 mm sur 3 à 5 jours comme une condition favorable au déclenchement de mouvement. Le recensement réalisé avec l'ESTRAN doit nous permettre de contribuer à ce débat, notamment en intégrant les phénomènes de taille modeste et faible (éboulisation), qui représentent 40 % des événements recensés et qui sont rarement pris en compte dans ce type d'étude.

Un autre facteur important est le battement du toit de la nappe. Ce facteur interne, influencé par les précipitations, induit des variations de la pression hydrostatique au sein du matériel crayeux. Divers auteurs avancent cet argument pour expliquer le recul des falaises (Caudron et al., 2001 ; Duperret et al. 2002 ; Duperret et al., 2004 ; Lahousse et Pierre, 2002 ; Pierre et Lahousse, 2006 ; Costa et al., 2002, 2003). Sur le littoral haut-normand, A. Hénaff et al. (2002b) ont mis en relation les variations du toit de la nappe et l'apparition d'éboulements/écroulements (en dépit des variations altimétriques faibles de la cote de la nappe et des datations d'éboulements/écroulements assez peu précises, car observées par photo-interprétation sur des clichés aériens de l'IGN). Ces auteurs déclarent que lors des phases de recharge de la nappe, les éboulements/écroulements se multiplient et inversement en période de vidange. Y. Lageat et al. (2006) pondèrent la relation en évoquant une correspondance globale. A. Duperret et al. (2004) parlent de l'augmentation de la pression interstitielle comme facteur déclenchant de l'effondrement du 17 mai 2000 à *Piys*. Il est nécessaire d'approfondir les recherches en la matière, mais l'éloignement des piézomètres du bord de la falaise, n'est pas sans poser problème ; notamment sur la localisation du rabattement du toit de la nappe et son fonctionnement (chapitre 2, partie I).

Les variations des températures sont souvent signalées comme un facteur responsable de l'instabilité des falaises littorales. Parmi elles, l'alternance gel/dégel est essentielle et a fait l'objet de travaux sur le terrain et en laboratoire. Le rôle du gel sur l'érosion des côtes rocheuses a été très étudié et parfois quantifié, notamment dans les milieux périglaciaires (Brodeur, 1987 ; Dionne et Brodeur, 1988 ; Fournier et Allard, 1992 ; Bernatchez et Dubois, 2008 ; Bernatchez et al., 2011). En laboratoire, le comportement des craies face à la cryoclastie a été étudié notamment dans les années 1980, au Centre de Géomorphologie de Caen. Les caractéristiques de la craie (notamment une porosité de 40 %, d'après Letavernier et Ozouf, 1987) et sa teneur en sel (Jerwood et al., 1990a et 1990b) font d'elle une roche reconnue comme « gélive » (maximum de l'échelle de gélivité d'après la classification³⁹ de Lautridou et al. en 1978). Sur le milieu littoral étudié, la craie est un matériel favorable à la gélivation d'autant qu'elle est proche de la saturation (Évrard et Sinelle, 1980 ; Letavernier et Ozouf, 1987), en raison des embruns, des masses d'eau marine affectant le pied de falaise, ou encore par la présence en pied de falaise du rabattement du toit de la nappe. G. Letavernier et J.C. Ozouf (1987) ont noté que l'amenuisement de la craie, devenant alors pulvérulente, correspondait à une centaine de cycles gel-dégel pour une intensité d'environ -3°C. Sur le littoral haut-normand, la cryoclastie peut être assez remarquable en termes de production de débris. S. Costa (1997), lors du dégel du 31/12/1995, avait mis en évidence, qu'un seul événement de ce type était capable de constituer un véritable tablier de gélifracsts au pied des falaises d'un volume estimé à 900 m³ et ayant affecté une surface de paroi de 44 000 m² (Hénaff et al, 2002a). Or, cet événement ne constitue pas un fait unique, puisque l'inventaire ESTRAN a mis en évidence plusieurs situations similaires (Figure 9.2). Mais ces tabliers d'éboulis, ponctués par quelques mouvements de blocs, voire de masse, sont souvent très vite évacués par les actions marines de pleine mer, ce qui rend leur observation rare et difficile.

³⁹ Cette classification tient compte de la texture et de la résistance de la roche, mais elle ne considère pas les conditions environnementales.



Figure 9.2 : Tablier d'éboulis issus de l'alternance gel/dégel sur la falaise vive de Varengeville-sur-Mer en janvier 2003 (ESTRAN)

Parmi les variations de températures, l'effet du stress thermique (thermoclastie) est évoqué, mais celui-ci a surtout été mis en évidence dans des régions à fortes amplitudes diurnes, telles que les déserts chauds. Sur les matériaux carbonatés, les effets du stress thermique ont été discutés par G.F. Andriani et N. Walsh (2000). À travers des tests en laboratoire, les auteurs ont démontré qu'avec un changement de température de 50°C, les valeurs induites par le stress thermique sur l'échantillon variaient entre 6 et 25 % de force de compression uni-axiale. Même si en période estivale, l'orientation du trait de côte du littoral haut-normand, généralement SO-NE, peut aboutir à l'exposition soudaine des falaises en quelques minutes en début d'après-midi (températures les plus chaudes de la journée), des variations de 50°C semblent peu réalistes. Dans les régions froides, le seuil évoqué pour qu'un choc thermique puisse se produire est de 2°C/min, facilitant alors la fragmentation thermique des roches (Hall, 1999). Sous nos latitudes, tandis que l'alternance gel/dégel est fréquemment évoquée dans le déclenchement des mouvements gravitaires taillés dans les craies (Hénaff et al., 2002a ; Costa, 2004, 2005), les variations thermiques au-dessus de 0°C ne sont jamais évoquées, parce que la thermoclastie est considérée comme peu efficace (rare et peu intense). Afin de corroborer ces propos et de mesurer la pénétration des températures à l'intérieur du massif crayeux (temps de pénétration et profondeur d'action), et leurs éventuelles variations spatiales et temporelles, des capteurs de températures (Tinytag Talk 2 07-TK4023, dont les sondes de température vont de -40°C à + 125°C) ont été placés au pied de la falaise morte de Dieppe (10 m d'altitude), en-dessous de la station Météo-France située sur le plateau (34 m d'altitude). Depuis le 18/01/2010, ces capteurs mis en place⁴⁰ à

⁴⁰ Au préalable de l'installation, les capteurs ont été testés en laboratoire afin de vérifier leur fiabilité. Une fois la fiabilité vérifiée et validée, le matériel a été installé. Pour comparer les capteurs Tinytag avec ceux de Météo-France, les comparaisons entre les différents capteurs furent effectuées du 28 janvier au 20 février 2011, sous des conditions atmosphériques variées (gel/dégel, ensoleillement, ciel couvert). Les données de la station Météo-France, et les capteurs Tinytag, installés sous un petit abri météorologique, en haut de falaise (à 1 m de la station Météo-France, localisée à 38 m d'altitude) et en pied de falaise (à 1 m du site 280°N) ont été comparées et montrent une très bonne cohérence. Les seules variations enregistrées sont dues à l'ensoleillement, différent entre le bas et le haut de falaise.

différentes profondeurs du massif crayeux (subsurface, 5, 10, 15 et 20 cm de profondeur) et sur deux pans de la falaise morte (secteur 1 orienté 280°N et secteur 2 orienté 10°N), enregistrent la température toutes les minutes (Figure 9.3).

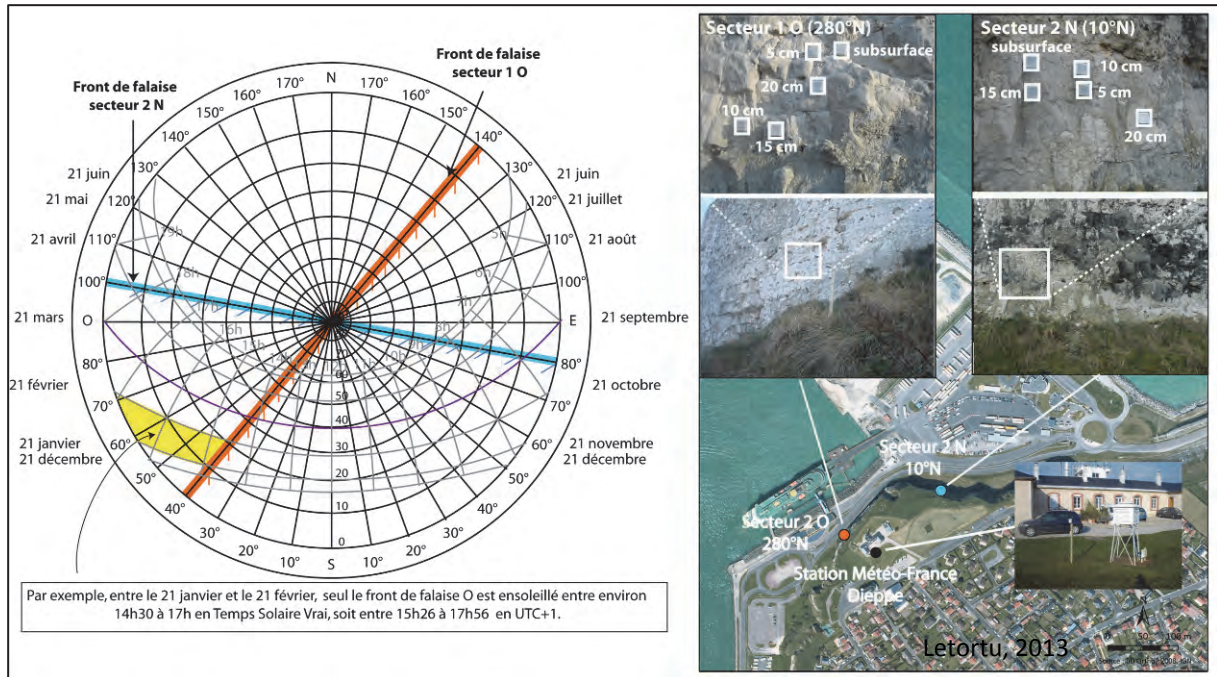


Figure 9.3 : Diagrammes solaires des fronts de falaise étudiés à Dieppe et instrumentation mise en place

L'enregistrement toutes les minutes des variations thermiques en subsurface et en profondeur dans le massif crayeux met en évidence que :

- des variations de 2°C/min se produisent, mais leur occurrence est rare (seulement 4 cas sur des dizaines de milliers d'enregistrements) et leur durée d'action est très faible (pendant une seule minute). Ces événements sont-ils suffisants pour générer une fatigue de la roche, voire le déclenchement de mouvements gravitaires ? Nous en doutons mais des études complémentaires sont nécessaires ;

- la pénétration du front de gel a atteint les 20 cm de profondeur dans le massif crayeux (entre le 11 et le 13/02/2012) lors d'un épisode de gel long en surface (du 29 janvier au 12 février) et intense (jusqu'à -11,7 °C le 12/02/2012 à la station Météo-France de Dieppe) (Figure 9.4). La pénétration du front de gel à l'intérieur du massif est lente et progressive puisque 13 jours de gel en surface de plus en plus intense jusqu'au 12/02/12 sont nécessaires. Même si entre le 10 et le 14/02/2012, nous n'avons pas de données du secteur 2 N, il s'avère que les deux secteurs (1 O et 2 N) ont subi de la même façon l'intensité du gel, car les courbes évoluent simultanément et uniformément durant la période. Par contre, il semblerait que le dégel fut un peu plus tardif (de l'ordre d'une demi-journée supplémentaire) pour le front N (20 cm de profondeur) qui ne bénéficie pas du rayonnement solaire en hiver ;

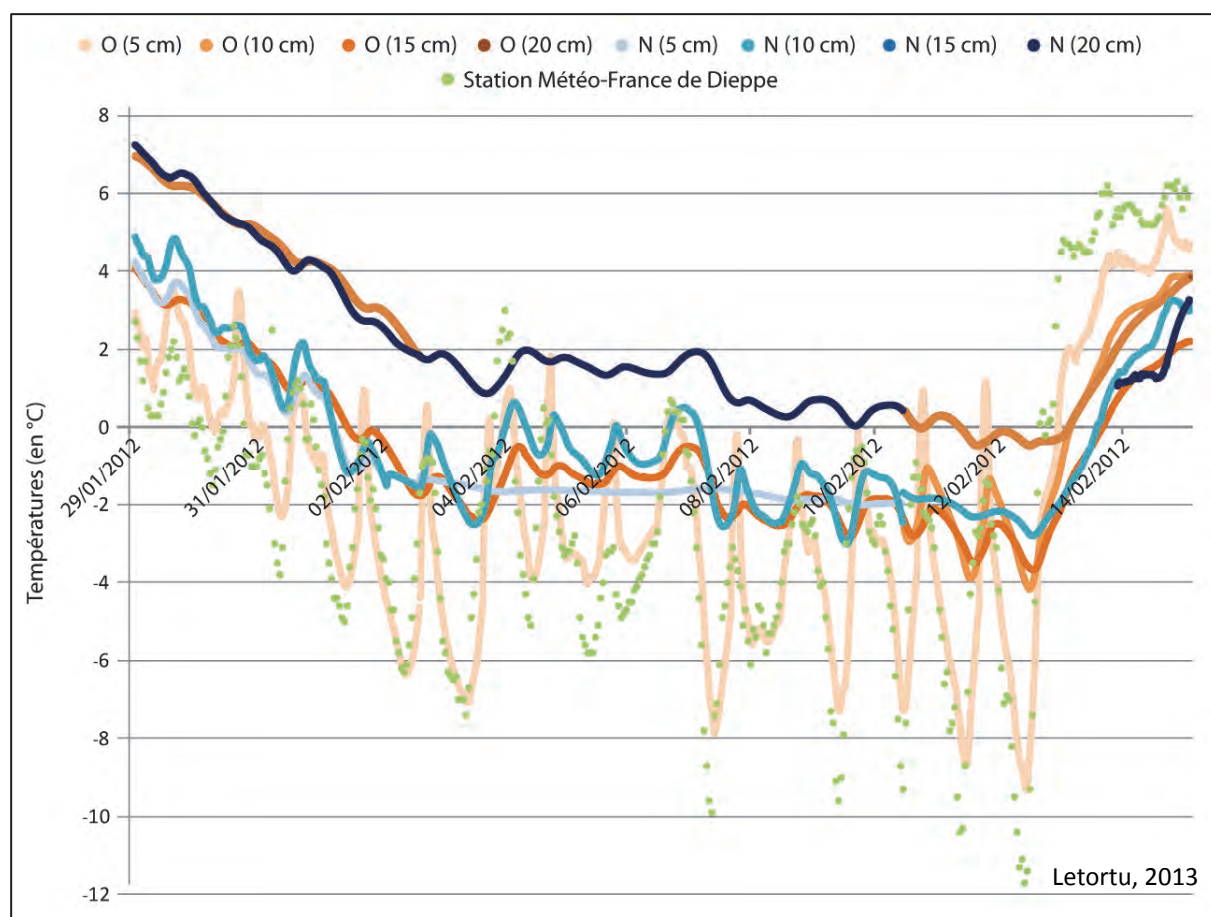


Figure 9.4 : Températures au sein du massif crayeux (Dieppe O et N) et à la station Météo-France de Dieppe entre le 29/01/2012 et le 14/02/2012

- des variations spatiales du comportement thermique du massif crayeux sont observables à grande échelle (entre le front de falaise secteur 1 O et 2 N). Le nombre d'alternances gel/dégel est supérieur pour le secteur 1 O bénéficiant de l'ensoleillement durant les après-midis d'hiver alors que le secteur 2 N demeure toujours à l'ombre (Figure 9.4, courbes O et N de 5 cm de profondeur).

Des variations des températures à une échelle plus fine encore (échelle décimétrique induite par l'existence de dièdres ; la surface des falaises est rarement lisse, mais marquée par des saillants et des creux) sont aussi mises en évidence grâce au suivi à la caméra thermique (Flir® T620bx, matériel prêté par H. Quérol du laboratoire LETG-Rennes Costel). Un suivi a notamment eu lieu le 12/02/2012 lors de l'épisode de gel intense décrit précédemment. La Figure 9.5 met en évidence que le front O (qui est ensoleillé à partir de 15h30 (UTC+1)) dégèle en surface sur les parties soumises au rayonnement solaire tandis que le front exposé N reste sous les 0°C. À une échelle plus fine encore (quelques centimètres), nous pouvons observer des différences de comportement thermique entre certaines parties du front de falaise pouvant atteindre 9,2°C de différence sur le front O (4,2°C sur le front N).

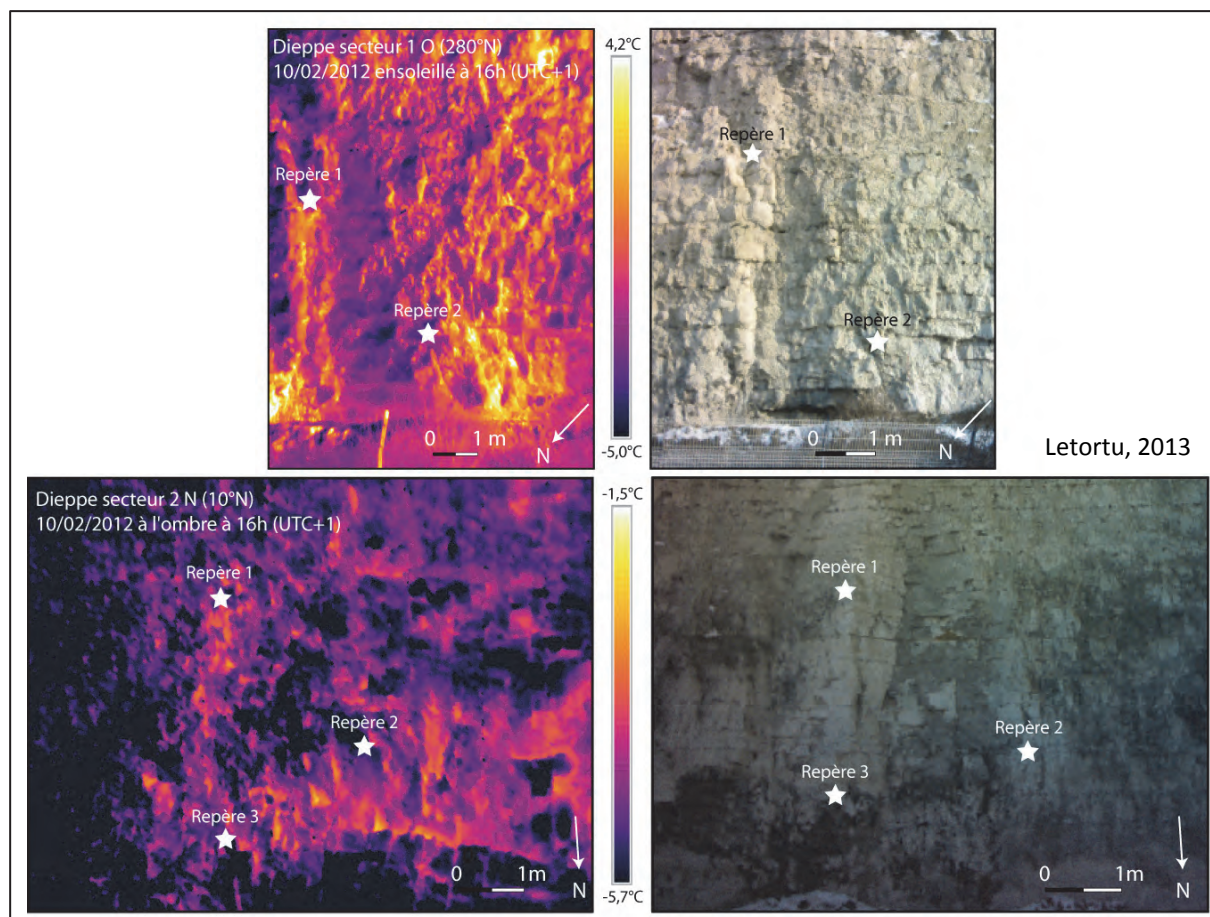


Figure 9.5 : Effet de l'ensoleillement sur le front O ensoleillé et le front N à l'ombre (10/02/2012, 16h UTC+1)

La mise en évidence de différences spatiales et temporelles des températures agissant parfois de manière très rapide et sur des distances parfois pluri-centimétriques, semble favorable au développement de contraintes fortes pouvant fatiguer la roche et aboutissant d'une part, à l'éboulissement, mais aussi au déclenchement de mouvements de masse plus ou moins volumineux. Cependant, est-ce un facteur essentiel/principal? Est-il secondé (notamment par les précipitations, comme l'évoquait J.N. Hutchison en 1972)? Génère-t-il des mouvements gravitaires spécifiques ?

9.1.2.2. Les actions marines : entre simple agent de transport (déblaiement) et facteur d'érosion ou de déclenchement des mouvements gravitaires efficace

Le rôle des actions marines en tant qu'agent de transport est largement reconnu et quantifié par A. Hénaff et al. (2002a) à environ 40 m³ par jour sur le littoral haut-normand. Cette action de déblaiement est majeure dans la problématique de l'érosion, car elle permet la réactivation rapide de l'instabilité des abrupts. Son rôle en tant que facteur d'érosion est reconnu (Guilcher 1954, 1985 ; King, 1972 ; Robinson, 1977 ; Sunamura 1977, 1982 ; Emery et Kuhn, 1982 ; Bird, 1985, 2008 ; Paskoff, 1985 ; Trenhaile, 1987, 1997, 2002 ; Stephenson, 2000 ; Hapke et Richmond, 2002 ; Sallenger et al., 2002 ; Woodroffe, 2002 ; De Lange et Moon, 2005 ; Lee, 2008). L'action des houles est surtout mécanique. Les vagues constituent un agent d'érosion essentiel dans la dynamique littorale, principalement par leur déferlement. Les actions marines sont nombreuses en pied de falaise : succion, pression, choc, mitraillage (de sable ou de galets) et jaillissement (Guilcher, 1954). R. Paskoff (1985, 1993) évoque les coups de boutoir répétés et les effets pneumatiques qui affectent les falaises. La production de chocs et les vibrations induites

fragilisent la paroi en la fissurant. L'air comprimé dans ces fissures les agrandit et les élargit. À l'inverse, une succion se produit lors du retrait de l'eau, ce qui a pour effet d'extraire des blocs. L'action potentielle des vagues dans la déstabilisation de la falaise a été mise en évidence par la modélisation (Sunamura, 1982) et sur le terrain avec l'implantation de capteurs microsismiques (Adams et al., 2002, 2005 ; Pentney et al., 2010 ; Lim et al., 2011 ; Young et al., 2011, 2012). En Haute-Normandie, sur le site de Criel-sur-Mer, G. Senfaute et al. (2009) évoquent l'action de « coups de boutoir » (2500 événements sismiques sont enregistrés au-delà d'un coefficient de marée de 50, contre 848 en dessous). Les outils de très haute résolution soulignent l'action déstabilisatrice en pied de falaise par visualisation des effets de sape et d'extraction (Dewez et al., 2013). En outre, les vagues utilisent comme des projectiles, les galets et les gros blocs (Robinson, 1977 ; Sunamura, 1982 ; Kirkgöz, 1995 ; Benumof et al., 2000) renforçant considérablement leur puissance d'attaque et permettant un travail de sape. Par abrasion se creusent des encoches de sapement⁴¹ (Emery et Kuhn, 1982 ; Sunamura, 1992) qui, par pesanteur, peuvent déstabiliser la partie surplombante. Ces encoches, discontinues le long du littoral haut-normand atteignent 0,5-1 m de profondeur (Figure 9.6).



Figure 9.6 : Encoche basale à Saint-Martin-aux-Buneaux (Letortu, 28/06/2010)

Certains auteurs soulignent la prévalence des actions marines (Sanders, 1968 ; Sunamura, 1977 ; Robinson, 1977 ; Hoeck et Bray, 1977 ; McGreal, 1979, Sunamura, 1982 ; Duperret et al., 2002 ; Hénaff et al., 2002a) sur le recul des falaises. Plus récemment, son action dans le déclenchement des mouvements gravitaires crayeux est de plus en plus étudiée (Brossard et Duperret, 2004 ; Costa, 2004). Bien que d'après J. Brossard et A. Duperret (2004), la fréquence d'impact des vagues (en l'absence de matériel pouvant servir de projectile), avec un déferlement parfait⁴², semble être trop faible pour déclencher une grande chute de matériel, il s'avère que le déclenchement des mouvements gravitaires lié aux actions marines se produit souvent pendant les conditions paroxysmales de tempêtes.

L'absence d'information sur l'efficacité de ce facteur est probablement liée au fait que les mouvements gravitaires induits par une agitation forte peuvent être rapidement évacués, notamment ceux de petite taille. Même si l'action du déferlement dans le déclenchement des mouvements gravitaires est difficilement observable, les photographies pendant les tempêtes

⁴¹ Les encoches sont discontinues spatialement en raison de : (1) leur fossilisation par le cordon de galets, (2) vitesses de recul des falaises qui limitent leur façonnement, (3) de bancs indurés à la base de l'abrupt qui ne permettent pas leur développement (localement entre Fécamp-Életot). Sur de rares sections côtières, les vagues ne peuvent atteindre le pied de falaise, car le cordon de galets est volumineux.

⁴² Le déferlement parfait se produit lorsque les vagues déferlent directement sur le front de la falaise (Kirkgöz, 1991, 1995) et génèrent alors des impacts violents.

montrent des arguments morphologiques de dynamique de versant (Figure 9.7). Il convient de souligner que lors des tempêtes, les actions marines n'agissent pas seules : certaines actions continentales sont souvent synchrones (précipitations abondantes notamment).



Figure 9.7 : Rôle d'abrasion visible en pied de falaise après une tempête (Costa, 31/03/2010)

La relation entre le déclenchement des mouvements gravitaires et le coefficient de marée est évoquée dans la littérature (Grainger et Kalaugher, 1987 ; Costa, 2004, 2005 ; Duperret et al., 2004 ; Senfaute et al., 2009). Pour S. Costa (2004), sur les côtes crayeuses de Haute-Normandie (de 2002 à 2004), près de 70 % de l'ensemble des mouvements gravitaires recensés de Veules-les-Roses au Tréport se sont déroulés lors de coefficients de marée \geq à 71 (marées moyennes et de vive-eau). Des observations similaires ont été réalisées, mais sur les falaises argileuses du Devon, au sud-ouest de l'Angleterre (Grainger et Kalaugher, 1987). Dans ces travaux, l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des glissements a été reliée à la hauteur de la marée qui semble influencer le niveau de la nappe phréatique et faciliter le déclenchement ou la réactivation des glissements. De plus, plusieurs auteurs avaient signalé que les variations de pression subies par l'estran, soumis au va-et-vient du cycle tidal, pouvaient entraîner des alternances de compression et de décompression permettant le développement de diaclases de décharge (Costa, 2005). Cependant, la relation n'est pas systématique (Duperret et al., 2004 ; Senfaute et al., 2009).

De plus en plus, l'analyse de la littérature fait récemment apparaître un positionnement moins tranché des auteurs. Il est désormais fréquemment évoqué que le déclenchement des mouvements gravitaires est finalement le résultat d'une combinaison de facteurs, puisque le milieu littoral constitue un système complexe. Ce positionnement peut aussi apparaître comme une forme de dépit, car l'identification de la part de chacun des facteurs s'avère particulièrement ardue. En effet, de par l'imbrication des temporalités, cette détermination implique de définir les modalités de la météorisation, qui se produise sur des pas de temps longs, et d'identifier le facteur déclenchant à l'origine de la rupture, qui se réalise sur des pas de temps courts. Même si ces derniers sont généralement instantanés, il n'en demeure pas moins que des phénomènes d'hystérésis peuvent apparaître et complexifier l'interprétation. Il convient de garder à l'esprit que, bien souvent, les résultats acquis sont difficilement transposables et ne valent que pour les sites étudiés en raison des spécificités des contextes morphostructuraux et des conditions météorologiques locales.

9.1.3. Le déclenchement des mouvements gravitaires sur le littoral haut-normand : méthodes et bases de données utilisées

9.1.3.1. Facteurs externes retenus pour l'étude

Il s'agit désormais d'étudier les mouvements gravitaires recensés par l'association ESTRAN en relation avec les facteurs communément admis comme responsables du déclenchement des mouvements gravitaires. Les facteurs externes collectés à l'échelle journalière entre 2002 et 2009 sont :

- les précipitations efficaces⁴³ à Dieppe,
- les températures minimales⁴⁴ à Dieppe (Météo-France) pour étudier l'alternance gel/dégel. Il est important de préciser que ces enregistrements sur le plateau peuvent légèrement différer des conditions de température qui règnent réellement sur le front des falaises en raison de son caractère subvertical et son orientation (SO-NE). Les capteurs de Météo-France (quoique sous abri) peuvent bénéficier d'un environnement ensoleillé tandis que le front de la falaise sera à l'ombre.
- la cote de la nappe de Grèges⁴⁵ (eaufrance) ;
- le vent moyen⁴⁶ (en sélectionnant la valeur maximale journalière du vent moyen tri-horaire) à Dieppe (Météo-France), ce paramètre détermine l'agitation marine (la houle) ;
- les vagues, à travers leurs hauteurs significatives (H_s), issues de la modélisation de l'Ifremer qui utilise majoritairement les données de vent ;
- le coefficient de marée à Dieppe (SHOM). Les conditions d'agitation (vent et coefficient) sont jugées fortes lorsque le vent dépasse, en moyenne, 8 m/s (29 km/h, soit l'échelle 5 Beaufort). Il est admis que les falaises étudiées ont leur pied battu par la houle dès le coefficient 85.

9.1.3.2. 2002-2009 : une période météorologique particulière ?

L'objectif est ici de vérifier que la période étudiée ne soit pas trop particulière, ce qui pourrait nuire à la représentativité des résultats. Pour cela, nous avons recours à des données lissées, désaisonnalisées et corrigées de la tendance, définissant communément la « conjoncture » dans l'étude des statistiques chroniques. La conjoncture permet de repérer les périodes durant lesquelles ces agents ont été particulièrement actifs, ou inactifs, par rapport à la tendance (qui correspond à 0 sur l'axe des ordonnées). Les conjonctures (écarts à la tendance) ont été calculées à l'échelle mensuelle pour la force du vent, les précipitations et les températures sur la période 2002-2009.

⁴³ D'après G. Castany en 1982, « les précipitations efficaces représentent la quantité d'eau fournie par les précipitations qui reste disponible, à la surface du sol, après soustraction des pertes par évapotranspiration réelle ». Cela correspond aux précipitations affectant réellement le sol. À partir des données de précipitations relevées à Dieppe à partir de 6 h TU et durant 24 h par Météo-France, les précipitations efficaces sont déterminées à l'aide du bilan hydrique à décroissance exponentielle avec une réserve utile de 50 mm (chapitre 2, partie I).

⁴⁴ La température minimale correspond à celle du jour relevée à partir de 18 h TU et durant 24 h par Météo-France.

⁴⁵ La nappe est un facteur interne mais qui dépend des facteurs externes que sont les précipitations.

⁴⁶ Le vent est caractérisé par sa direction et sa vitesse. Nous utiliserons le vent moyen, où la direction et la vitesse du vent instantané sont moyennées sur une période égale à 10 minutes en général (site de Météo-France). Le vent est mesuré pour une journée entre 0 h TU et 24 h TU par Météo-France.

Quelques périodes plus actives peuvent être identifiées, telle l'augmentation des précipitations de janvier 2007 à avril 2009. Quant au vent, il est plus fort entre juillet 2006 et janvier 2008. Les températures moyennes sont plus élevées sur la période d'octobre 2002 à janvier 2004 (Figure 9.8). Pour chacun des processus, les tendances observées sont nulles : il n'y a pas de tendance significative pouvant expliquer une éventuelle hausse ou baisse de l'efficacité des processus météorologiques étudiés sur la période 2002-2009. La variabilité observée semble inhérente au climat des latitudes moyennes.

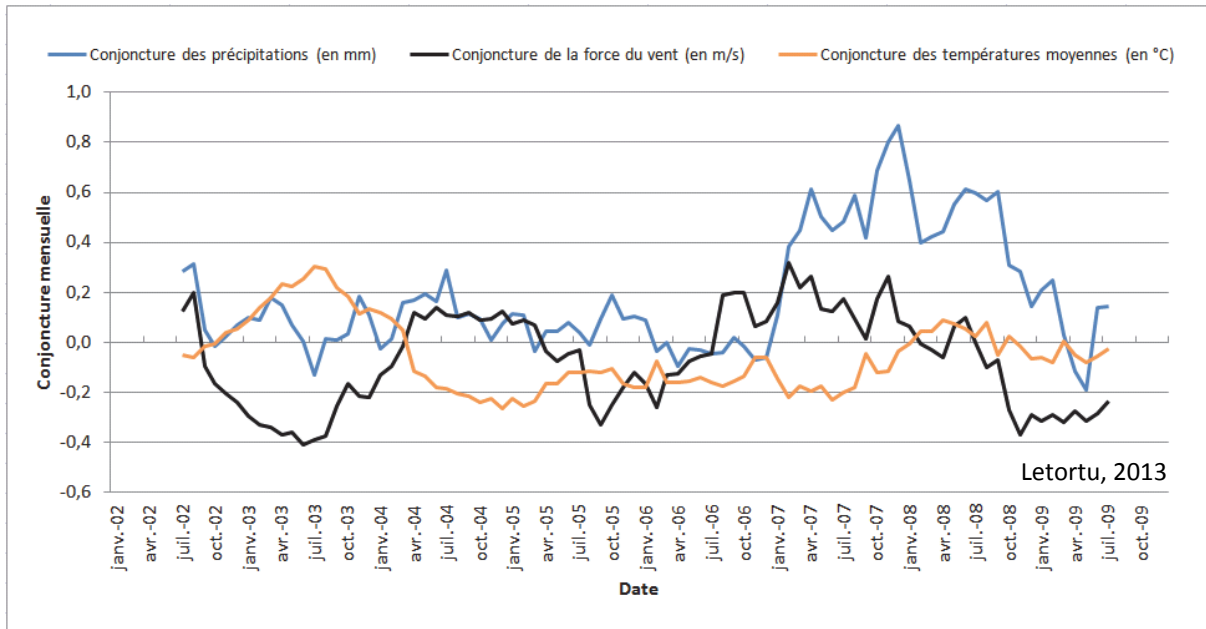


Figure 9.8 : Conjoncture mensuelle de la force du vent, des températures moyennes et des précipitations à Dieppe (séries corrigées des tendances et variations saisonnières respectives par lissage par moyenne mobile d'ordre 12 dans un modèle additif)

9.1.3.3. Relation entre les mouvements gravitaires recensés et les agents retenus : approche visuelle

Cette première approche basique consiste à mettre en évidence d'éventuelles associations visuelles entre le nombre et le volume des mouvements gravitaires (Y, variables à expliquer) et les différents facteurs jugés responsables du déclenchement des mouvements gravitaires (X, variables explicatives). Cette approche permet d'esquisser des pistes de recherche qui seront par la suite approfondies.

Sur l'ensemble de la période 2002-2009, dont l'exemple est donné pour 2002-2003, les mouvements gravitaires (tous volumes confondus) semblent être en relation avec des précipitations fortes, l'alternance gel/dégel et, dans une moindre mesure, les vents forts (Figure 9.9).

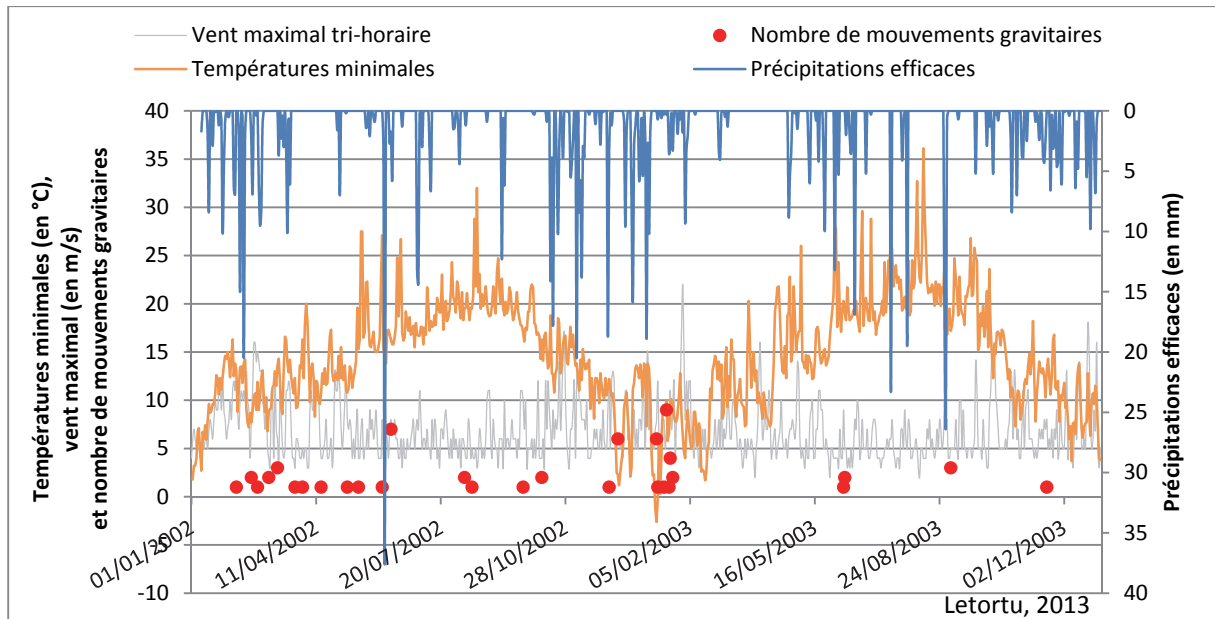


Figure 9.9 : Températures minimales, vent, précipitations efficaces

Cette relation est variable selon le volume des mouvements gravitaires (éboulisation, mouvement de masse (recouvrant éboulement et écroulement)). Entre 2002 et 2009, avec les deux paramètres essentiels que sont les précipitations et l'alternance gel/dégel, les mouvements gravitaires de faible ampleur (inférieurs à 200 m^3) semblent plutôt en relation avec les périodes d'alternance gel/dégel, alors que les événements plus volumineux se dérouleraient davantage pendant des périodes de fortes précipitations (exemple fourni entre 2005 et 2007, Figure 9.10, Figure 9.11, Figure 9.12, Figure 9.13).

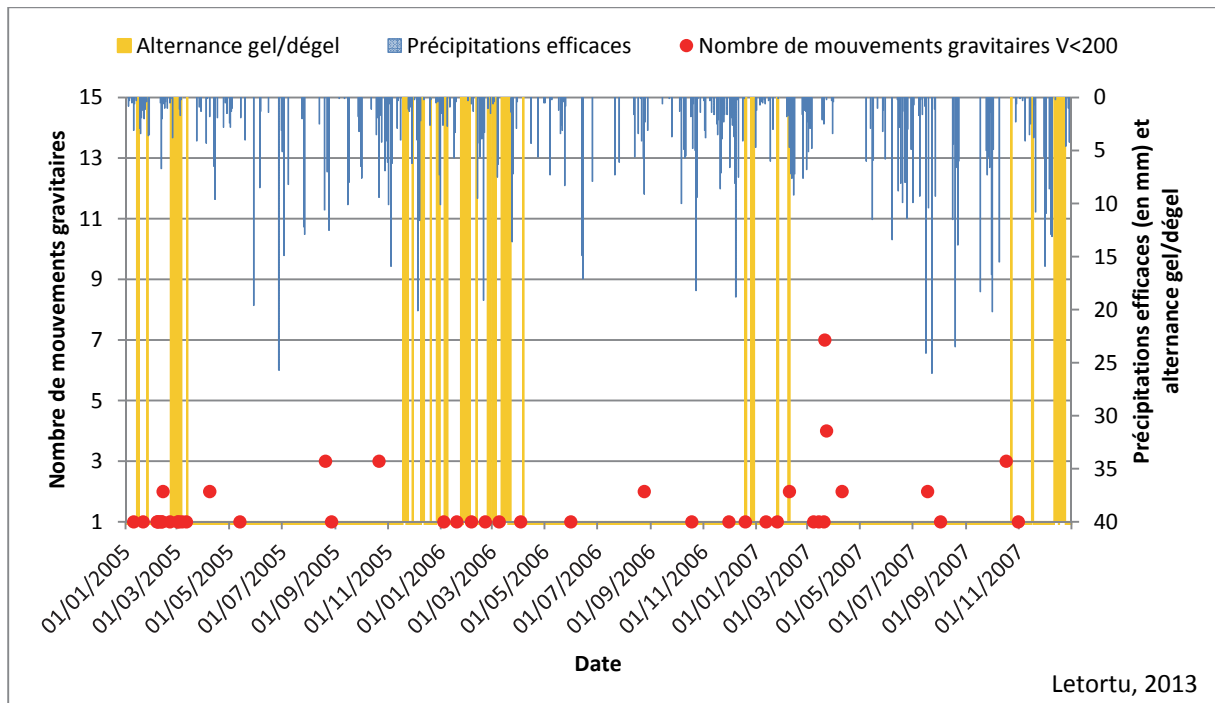


Figure 9.10 : Nombre de mouvements gravitaires inférieurs à 200 m^3 , alternance gel/dégel et précipitations à l'échelle journalière

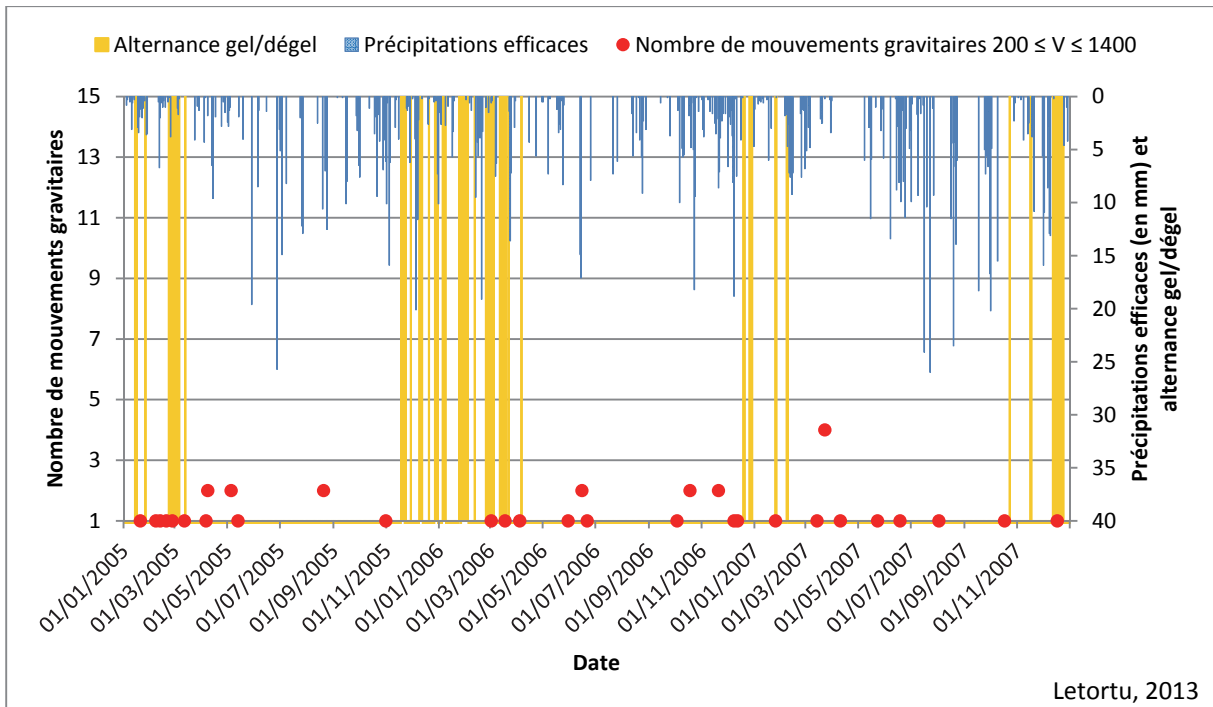


Figure 9.11 : Nombre de mouvements gravitaires entre 200 m³ et 1 400 m³, alternance gel/dégel et précipitations à l'échelle journalière

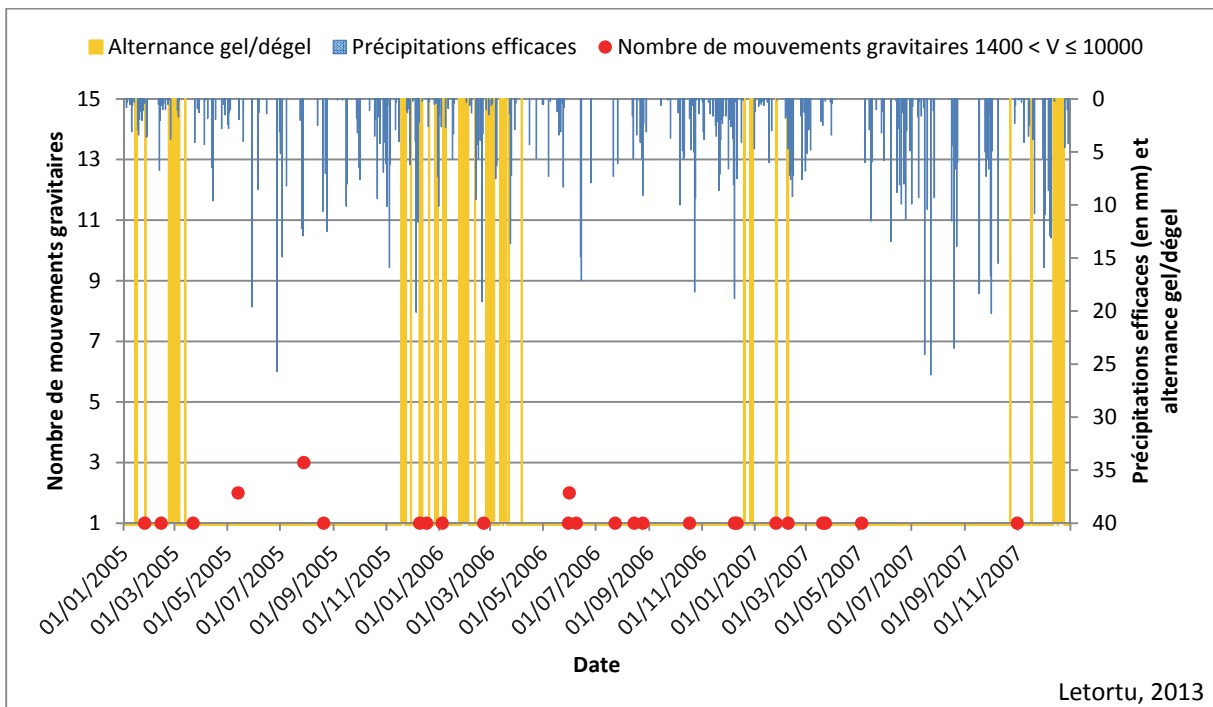


Figure 9.12 : Nombre de mouvements gravitaires entre 1 400 m³ et 10 000 m³, alternance gel/dégel et précipitations à l'échelle journalière

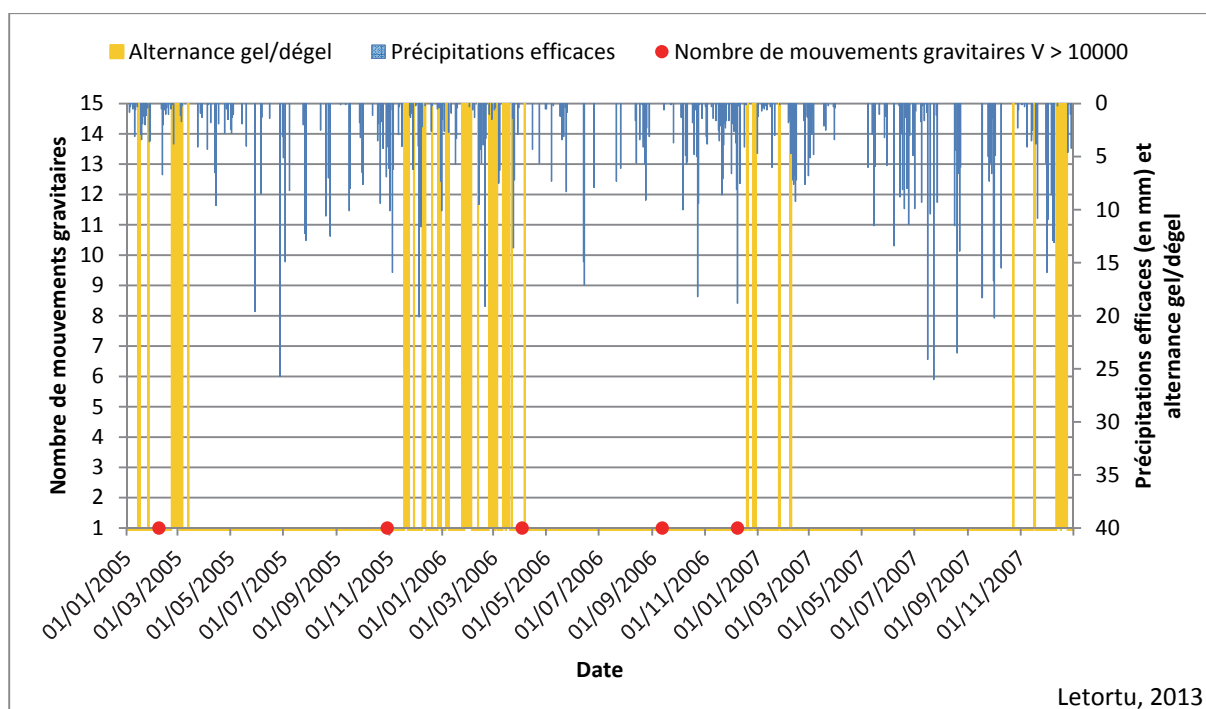


Figure 9.13 : Nombre de mouvements gravitaires supérieurs à 10 000 m³, alternance gel/dégel et précipitations à l'échelle journalière

Cette première approche visuelle nécessite d'être approfondie, notamment en incluant d'autres paramètres. En raison de la fréquence hebdomadaire de l'inventaire des mouvements gravitaires, de l'influence cumulative probable des facteurs, il nous a semblé nécessaire de réfléchir sur les facteurs déclenchants, le jour J, mais aussi sur une période plus longue.

À titre d'exemple, les précipitations fortes peuvent être le résultat de phénomènes instantanés ou cumulés. C'est la raison pour laquelle nous avons aussi pris en compte l'évolution des facteurs considérés comme déterminants sur une décade (10 jours⁴⁷).

9.2. Détermination des types de conditions météo-marines propices au déclenchement des mouvements gravitaires : analyse statistique

9.2.1. Approche statistique et échelle temporelle préconisée

Avant toute étude statistique, la formulation des questions de recherche s'avère essentielle pour déterminer les traitements à effectuer. Dans cette étude, les trois questions principales sont :

- 1) quel(s) processus génère(nt) le déclenchement des mouvements gravitaires ? Il s'agit de déterminer si ces derniers sont le résultat d'un facteur unique ou d'une combinaison de facteurs ;
- 2) le nombre et le volume des mouvements gravitaires sont-ils expliqués par un/des agent(s) spécifique(s) ?
- 3) existe-t-il une relation entre les agents et les types de mouvements gravitaires, notamment leur répartition spatiale sur le front de falaise (zone de départ du matériel) ?

La base de données à notre disposition (inventaire ESTRAN) offre de grandes possibilités d'analyses statistiques en raison de la taille de la population (331 événements), de sa précision et

⁴⁷ Les 10 jours correspondent aux 9 jours avant le mouvement gravitaire et à l'intégration du jour de la chute.

sa fiabilité. Les mouvements gravitaires (nombre ou volume produit par décade) correspondent à Y. Les variables indépendantes X (supposées explicatives) sont les conditions météo-marines (facteurs externes susceptibles d'influencer la survenue des mouvements gravitaires).

L'échelle temporelle choisie est celle de la décade mobile (ou glissante). L'échelle décadaire fixe, utilisée notamment dans de nombreuses études météorologiques, n'avait que peu de sens pour notre problématique. En effet, un mouvement gravitaire recensé le 1^{er} du mois appartiendrait à la décade du 1 au 10, alors que les conditions responsables du déclenchement ont lieu sur la décade fixe précédente. Les essais initiaux de traitement avec une échelle de temps discrétisée en décades rendaient des résultats peu convaincants, et visiblement biaisés, d'où la nécessité de conserver une certaine continuité dans l'approche. L'échelle temporelle préconisée est la décade mobile avec le jour de la date de la chute ou de l'observation du mouvement gravitaire, et les neuf jours précédents.

Notre méthode s'appuie sur une analyse descriptive et exploratoire des données reposant sur plusieurs étapes. Les caractéristiques des variables prises une à une vont être en premier lieu étudiées (analyse univariée), puis complétées par l'observation des liens entre les variables X et la variable Y, prises deux à deux (analyse bivariée). La dernière étape consiste à étudier les structures multiples liant plusieurs variables grâce à l'analyse multivariée.

9.2.1.1. Statistiques descriptives et régressions linéaires bivariées

En tout premier lieu, les statistiques descriptives (quartiles et médiane) ont été calculées pour chacune des variables « agents » et des individus « mouvements gravitaires » afin de déterminer certaines propriétés mathématiques dans les données, susceptibles d'influencer le choix des stratégies d'analyse à employer : dissymétrie des distributions, valeurs atypiques, et relations non linéaires entre les variables. Une des conditions nécessaires à l'application de modèles de régression linéaires et des tests adaptés (distribution des résidus suivant une loi proche d'une loi de distribution normale centrée) est ainsi vérifiée graphiquement.

Les variables dites « processus » sont généralement bien distribuées de part et d'autre de la moyenne, à l'exception des indicateurs décrivant l'intensité des précipitations (précipitations, précipitations efficaces). Ces derniers montrent une distribution asymétrique, caractérisée par une surreprésentation des valeurs extrêmes hautes (Figure 9.14).

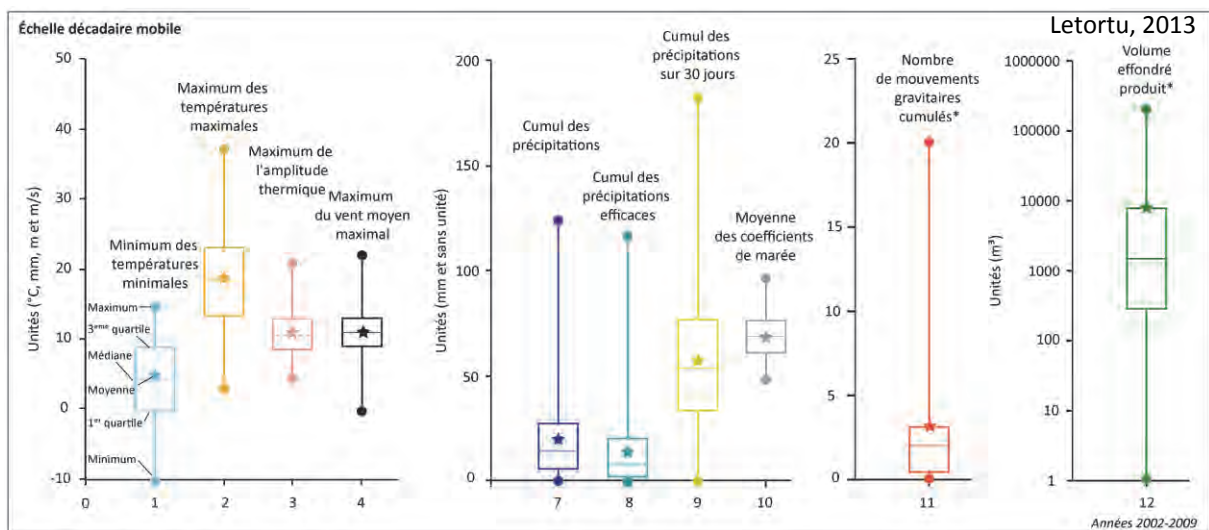


Figure 9.14 : Statistiques descriptives (box plots) des principaux agents et des mouvements gravitaires à l'échelle décadaire mobile

La variable à expliquer « nombre de mouvements gravitaires » est fortement influencée par la présence de jours et de décades abondamment pourvues en mouvements gravitaires recensés (15 à 20). Elle montre en conséquence une distribution asymétrique classique, caractérisée par un grand nombre de valeurs extrêmes quelle que soit l'échelle d'observation. Quant au volume produit, la médiane paraît nettement plus adaptée à l'application de modèles linéaires. Ces paramètres sont pris en compte dans les modèles de régression linéaire.

Nous avons ensuite ajusté des modèles de régression linéaires simples bivariés, décrivant l'évolution des variables à expliquer Y (nombre et volume des mouvements gravitaires), en fonction des variables potentiellement explicatives X, prises une à une. D'un point de vue pratique, le but de cette régression est double (Cornillon et Matzner-Løber, 2011) :

- ajuster un modèle pour expliquer Y en fonction de X ;
- prédire les valeurs d'Y pour de nouvelles valeurs de X.

Il est intéressant d'observer les relations entre, par exemple, les températures minimales et le volume médian des mouvements gravitaires, et ce, par décade (Figure 9.15).

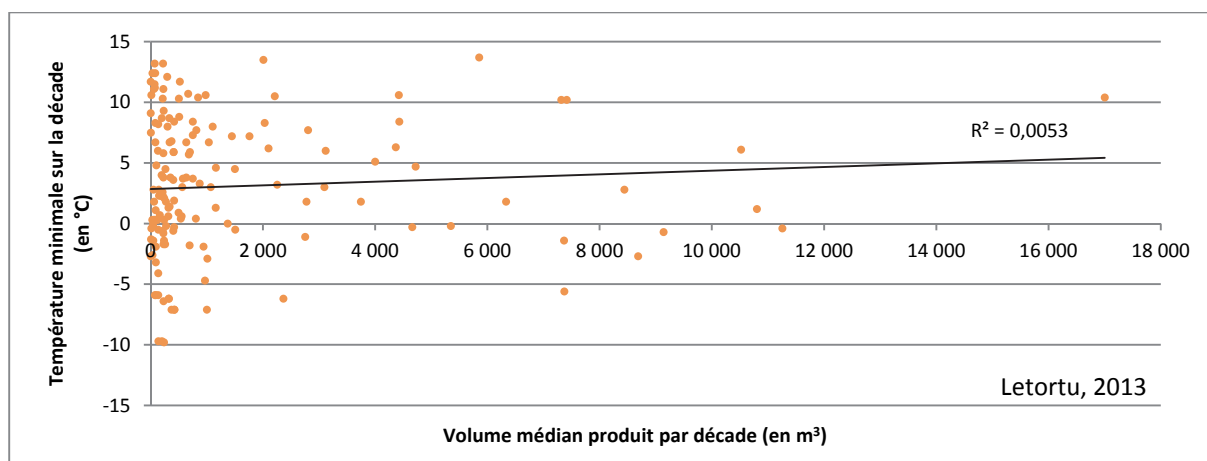


Figure 9.15 : Régression linéaire des températures minimales du jour le plus froid et du volume médian produit par des mouvements gravitaires à l'échelle décadaire

Aucune régression linéaire ne permet de mettre en évidence une relation significative entre la variable à expliquer et les variables explicatives en raison du caractère, sans doute multifactoriel, du déclenchement des mouvements gravitaires.

9.2.1.2. Analyse multivariée de la banque de données ESTRAN et des mouvements gravitaires précisément datés : populations et choix des variables

Notre approche statistique multivariée va s'effectuer sur trois « populations » (Figure 9.16) :

- une population regroupant 159 décades avec mouvement gravitaire (inventaire ESTRAN), mais aussi 109 décades sans mouvement entre 2002 et 2009, afin d'identifier ce qui discrimine une décade avec et sans événement ;
- une population regroupant uniquement les décades avec mouvement gravitaire (159 individus de l'inventaire ESTRAN), afin de pouvoir étudier les mouvements et leurs caractéristiques ;
- une dernière population constituée des mouvements de masse précisément datés issus de l'inventaire de la presse écrite, notamment entre janvier 1950 et juillet 2013 inclus (74 mouvements de masse).

Face à la multitude des variables qu'il est possible d'intégrer, cette analyse a commencé par leur sélection. Au total, quatre variables météo-marines ont été sélectionnées : elles se doivent d'être non redondantes (détermination par matrice de corrélation) et les plus discriminantes (observation des contributions des variables à partir d'Analyses en Composantes Principales (ACP)) et sont :

- 1) MinTmin : le minimum des températures minimales sur la décade (en °C) ;
- 2) MRReff : la moyenne des précipitations efficaces sur la décade (en mm) ;
- 3) MaxFFmax : le maximum du vent maximal tri-horaire sur la décade (en m/s) ;
- 4) MCoefPM : la moyenne des coefficients de marée de l'après-midi sur la décade.

Ces facteurs externes sélectionnés nous permettent de caractériser les conditions météo-marines des décades afin, d'une part, de connaître les processus impliqués dans le déclenchement des mouvements gravitaires et, d'autre part, d'identifier les possibles relations entre les agents et les caractéristiques des mouvements gravitaires (volume et zone de départ).

Données d'entrée	Inventaire ESTRAN (mouvements gravitaires non précisément datés)	Mouvements gravitaires précisément datés
1 ^{ère} étape : ACP <i>Visualiser des relations entre variables, l'existence de groupes d'individus et de groupes de variables</i>	Variables : MinTmin, MaxFFmax, MRReff, MCoefPM Individus actifs : décades avec mouvement gravitaires Individus supplémentaires : décades sans mouvement gravitaire	Variables : MinTmin, MaxFFmax, MRReff, CoefPM Individus : mouvements gravitaires précisément datés
2 ^{ème} étape : CAH <i>Différencier les caractéristiques météo-marines des décades et créer une typologie</i>	Individus : coordonnées des décades sur les facteurs de l'ACP Individus : coordonnées des décades sur les facteurs de l'ACP La typologie de l'ACP est intégrée aux "mouvements gravitaires" qui deviennent les individus	Individus : coordonnées des mouvements gravitaires sur les facteurs de l'ACP
3 ^{ème} étape : Moyennes des classes sur les coordonnées factorielles et les variables <i>Caractériser les conditions météo-marines types</i>	Individus : décades avec et sans mouvement gravitaire Variables : MinTmin, MaxFFmax, MRReff, MCoefPM	Individus : mouvements gravitaires Variables : MinTmin, MaxFFmax, MRReff, CoefPM
4 ^{ème} étape : Test du χ^2 <i>Identifier les relations entre variables</i>	2 tests : - types de conditions météo-marines/présence ou absence de mouvement gravitaire - types de conditions météo-marines/nombre de mouvements gravitaires	2 tests : - types de conditions météo-marines/classes de volume produit - types de conditions météo-marines/classes de zone de départ du matériel

Letortu, 2013

Figure 9.16 : Méthodologie des traitements statistiques adoptés

La méthodologie adoptée suit quatre étapes (Figure 9.16) :

1) une ACP est réalisée afin de visualiser les relations entre variables, et l'existence de groupes d'individus et de groupes de variables (Saporta, 2006). Cette structuration permet d'identifier les agents *a priori* les plus pertinents pour caractériser les individus (décades ou mouvements gravitaires). Il est également possible d'observer la répartition saisonnière des individus et des variables ;

2) les coordonnées des individus sur les facteurs de l'ACP sont ensuite intégrées dans une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH), permettant de différencier les caractéristiques des individus et de créer une typologie ;

3) cette typologie permettra d'identifier les différentes conditions favorables au déclenchement des mouvements gravitaires par l'analyse des moyennes de chaque variable ;

4) enfin, l'intégration de la dimension géomorphologique des mouvements gravitaires (volume et zone de départ⁴⁸) s'effectue par le test du χ^2 . Il s'agit de vérifier si certains types de conditions météo-marines génèrent préférentiellement de nombreux départs de matériel, d'une classe de volume ($V < 200$, $200 \leq V \leq 1\,400$, $1\,400 < V \leq 10\,000$, $V > 10\,000$) et/ou de zones de départ particulières (pied de falaise, milieu de falaise, pied et milieu de falaise, haut de falaise et ensemble de la falaise).

9.2.2. Résultats de l'approche statistique

9.2.2.1. Résultats des décades avec et sans mouvement gravitaire

La première analyse porte sur la structuration des conditions météo-marines (avec les 4 variables citées précédemment) d'une part, sur les décades avec mouvement gravitaire (individus actifs) et, d'autre part, sur celles sans mouvement gravitaire (individus supplémentaires). Cette analyse a pour but d'identifier les conditions météo-marines qui différencient les décades de celles sans mouvement gravitaire. Cette approche permet aussi de fournir des éléments de réponse quant à la répartition saisonnière des mouvements et des variables (Figure 9.17).

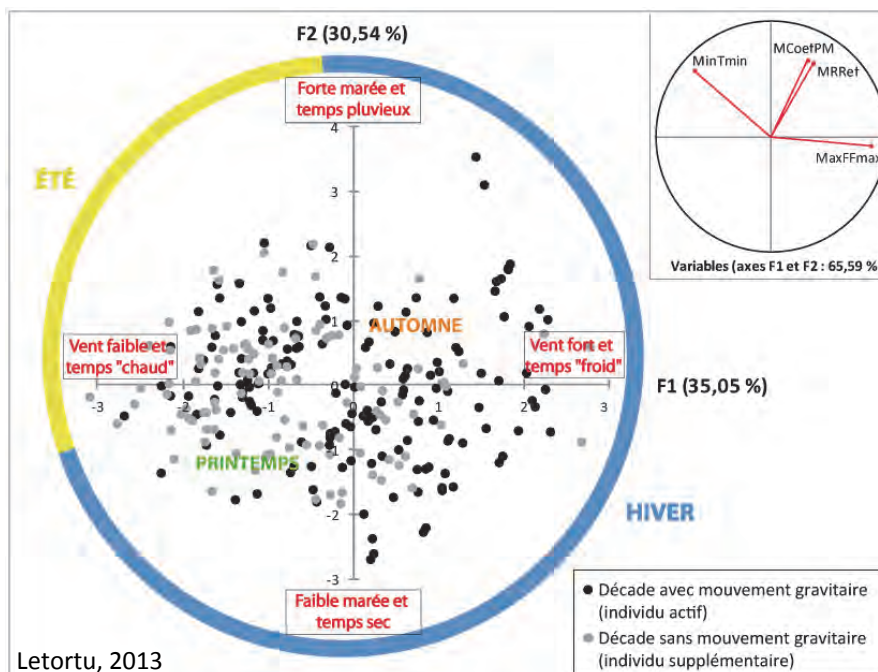


Figure 9.17 : ACP, structuration des variables et des individus, et saisonnalité (axes F1 et F2)

Les axes F1 et F2 de l'ACP représentent 66 % de l'inertie totale (et 86 % avec F3). La variable la plus contributive sur F1 (35 % de l'information totale) est le vent (contribution de 52 %) et s'oppose aux températures (contributive à hauteur de 30 %). Sur l'axe F2 (31 % de l'inertie totale), le coefficient de marée et les précipitations sont les plus influents (37 % et 35 % respectivement) et évoluent dans le même sens. Sur l'axe F3 (21 %), le coefficient de marée et les précipitations s'opposent. Ce qui explique le plus la diversité entre les décades sont, dans un premier temps, le vent et les températures et dans un second temps, les précipitations et le coefficient de marée.

⁴⁸ L'association ESTRAN, tout comme la presse, fournissent des photographies des éboulements/écroulements. Il est possible d'adopter une approche géomorphologique sur les zones de départ des mouvements.

La distribution des individus se fait de part et d'autre des variables. Par conséquent, le déclenchement des mouvements gravitaires serait davantage le résultat d'une combinaison d'agents météo-marins que d'un facteur unique.

Autre résultat intéressant, une saisonnalité semble apparaître. Même si cela est une évidence, ce résultat montre la pertinence de l'analyse. Les décades estivales sont associées au vent faible et à des températures « chaudes » alors que les décades hivernales sont principalement marquées par un temps pluvieux et « froid ». Sans surprise, l'hiver est la saison la plus propice aux décades avec mouvement gravitaire tandis que l'été est la saison la plus favorable à celles sans mouvement. Ce qui semble différencier le plus une décade avec et sans mouvement gravitaire sont les agents « vent » et « températures ».

Dans un second temps, les coordonnées des individus sur les facteurs de l'ACP ont été intégrées au sein d'une CAH afin de différencier les caractéristiques des décades. Une typologie en quatre classes de conditions météo-marines a été définie au regard du dendrogramme (la typologie minimise la variance intra-classe et maximise la variance interclasse).

Dans un troisième temps, grâce à l'analyse des moyennes sur les coordonnées factorielles et les variables, il est possible d'identifier précisément ces quatre types de conditions météo-marines caractérisant les décades.

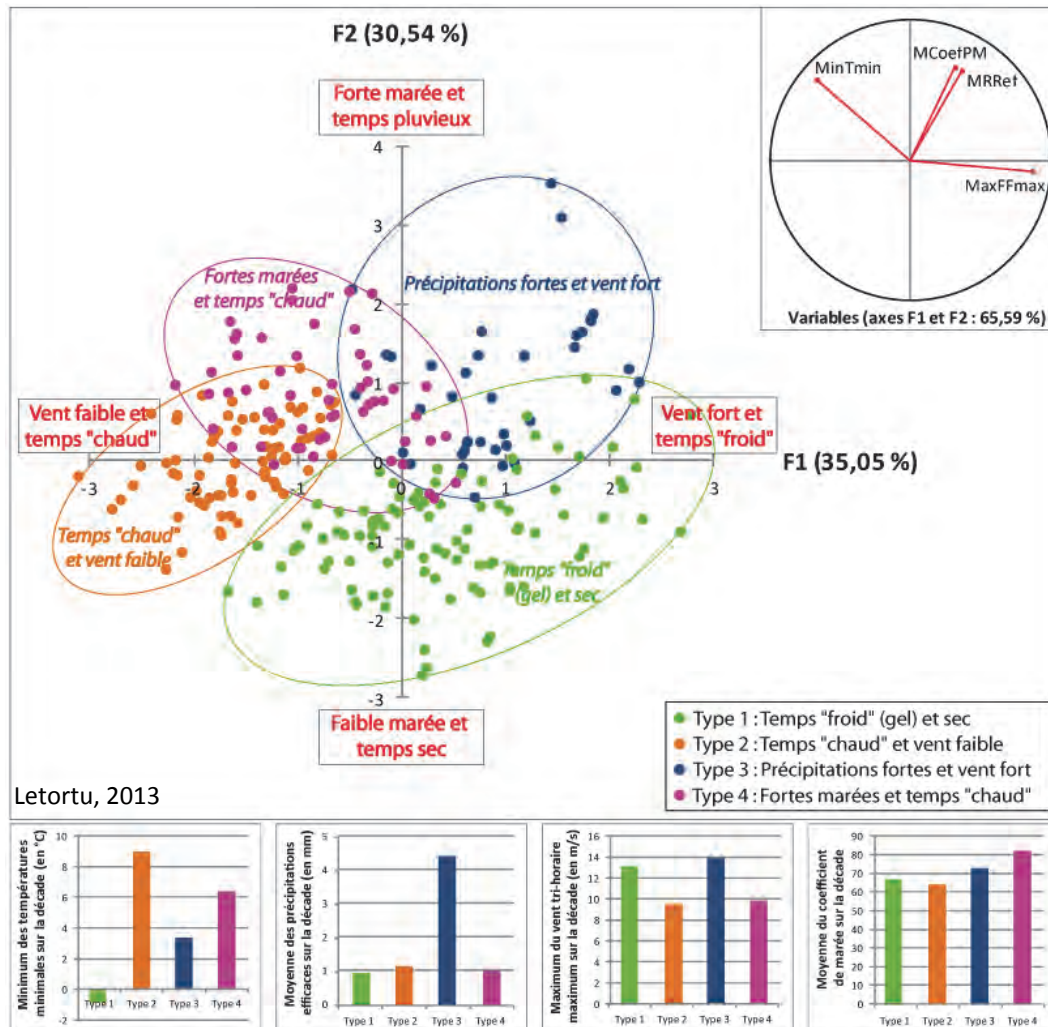


Figure 9.18 : Position des décades avec et sans mouvement gravitaire en fonction des types de conditions météo-marines (sur les deux premiers axes de l'ACP préalablement réalisée sur les 268 décades étudiées) et leurs caractéristiques au regard des variables

Quatre types de conditions météo-marines sont mis en évidence (Figure 9.18) (présentés ci-dessous dans l'ordre décroissant du nombre de décades) :

- un type de temps « froid » (avec de nombreuses alternances gel/dégel) et sec (147 décades, soit 45 %) (type 1) ;
- un type qui présente des températures « chaudes » et des conditions anémométriques faibles (64 décades, soit 19 %) (type 2) ;
- un type de temps caractérisé par des précipitations fortes et un vent fort (63 décades, soit 19 %) (type 3) ;
- un type où les conditions marines sont marquées par de coefficients de marée forts et un temps « chaud » (type 4) (56 décades, soit 17 %).

Dans un dernier temps, il s'agit de savoir si certains types de conditions météo-marines contiennent préférentiellement des décades avec mouvement gravitaire. Un test du χ^2 est effectué pour évaluer l'indépendance de deux variables jugées aléatoires : la variable « types de conditions météo-marines identifiés par la CAH » et « nombre de mouvements gravitaires par décade » (0 : sans mouvement gravitaire et 1 : avec mouvement gravitaire).

La distance observée (13,0) étant supérieure à la distance critique (7,8) avec une différence jugée significative (p-valeur de 0,005⁴⁹), il existe un lien entre les types de conditions météo-marines et les décades avec mouvement gravitaire et sans mouvement gravitaire. Le type 1 (précipitations fortes et vent fort) a une surreprésentation des décades avec mouvement gravitaire (et une sous-représentation des décades sans mouvement gravitaire). Pour le type 2 (temps chaud et un vent faible), nous observons une surreprésentation des décades sans mouvement gravitaire.

Pour aller plus loin dans l'analyse, nous avons réalisé un deuxième test du χ^2 pour mesurer l'indépendance entre le nombre de mouvements gravitaires (0, 1, 2 et plus) et les types de conditions météo-marines. À nouveau, un lien est établi. L'hypothèse d'indépendance est rejetée (valeur critique de 12,6 contre une valeur observée de 18,6, p-valeur de 0,006). Les décades avec 2 mouvements gravitaires et plus sont surreprésentées dans le type 3 (précipitations fortes et vent fort) et sous-représentées dans le type 2 (températures « chaudes » et vent faible).

Ainsi, cette analyse sur les décades avec et sans mouvement gravitaire met en évidence que :

- la répartition des individus et des variables est dispersée, soulignant qu'il n'existe pas un facteur unique, mais que le déclenchement des mouvements gravitaires est d'origine multifactorielle ;

- l'opposition la plus discriminante dans les variables météo-marines testées concerne le vent et les températures (sur F1 synthétisant 36 % de l'information totale) ;

- une répartition saisonnière est clairement visible avec davantage de décades sans mouvement gravitaire lors de temps « chaud » avec un vent faible (type 2), généralement en période estivale, tandis que les décades hivernales sont plus sujettes aux mouvements.

- quatre types de conditions météo-marines peuvent être identifiées comme responsables du déclenchement des mouvements gravitaires (ou pas). Des précipitations fortes et des conditions anémométriques fortes (type 3) constituent la situation préférentielle au déclenchement des mouvements gravitaires sur une décade, et notamment en fréquence (2 et plus). Le type 2 caractérisé par un temps « chaud » et peu venteux, constitue les conditions météo-marines les plus défavorables à la survenue de

⁴⁹ Le risque de se tromper est de 5 % (valeur α).

mouvements gravitaires (même si quelques mouvements gravitaires peuvent se produire).

9.2.2.2. Résultats de l'analyse statistique des décades uniquement marquées par des mouvements gravitaires

Les individus sont désormais les décades avec mouvement gravitaire, pour mieux différencier les types de conditions météo-marines les expliquant. La même méthode a été suivie, en retirant simplement de la population étudiée les décades sans mouvement gravitaire.

La même ACP des décades avec et sans mouvement gravitaire est conservée. Par la suite, la CAH a été effectuée faisant ressortir une typologie en quatre classes (de conditions météo-marines) qui s'avère très proche de la précédente (les valeurs moyennes des variables évoluent peu) (Figure 9.19). Il est intéressant de noter que le type de temps chaud et vent faible apparaît en 4^{ème} position (56 mouvements gravitaires au sein des 33 décades), ce qui signifie que, bien que favorables à l'absence de départ de matériel (mis en évidence lors de la première analyse), quelques décades avec mouvement gravitaire se produisent avec ces conditions.

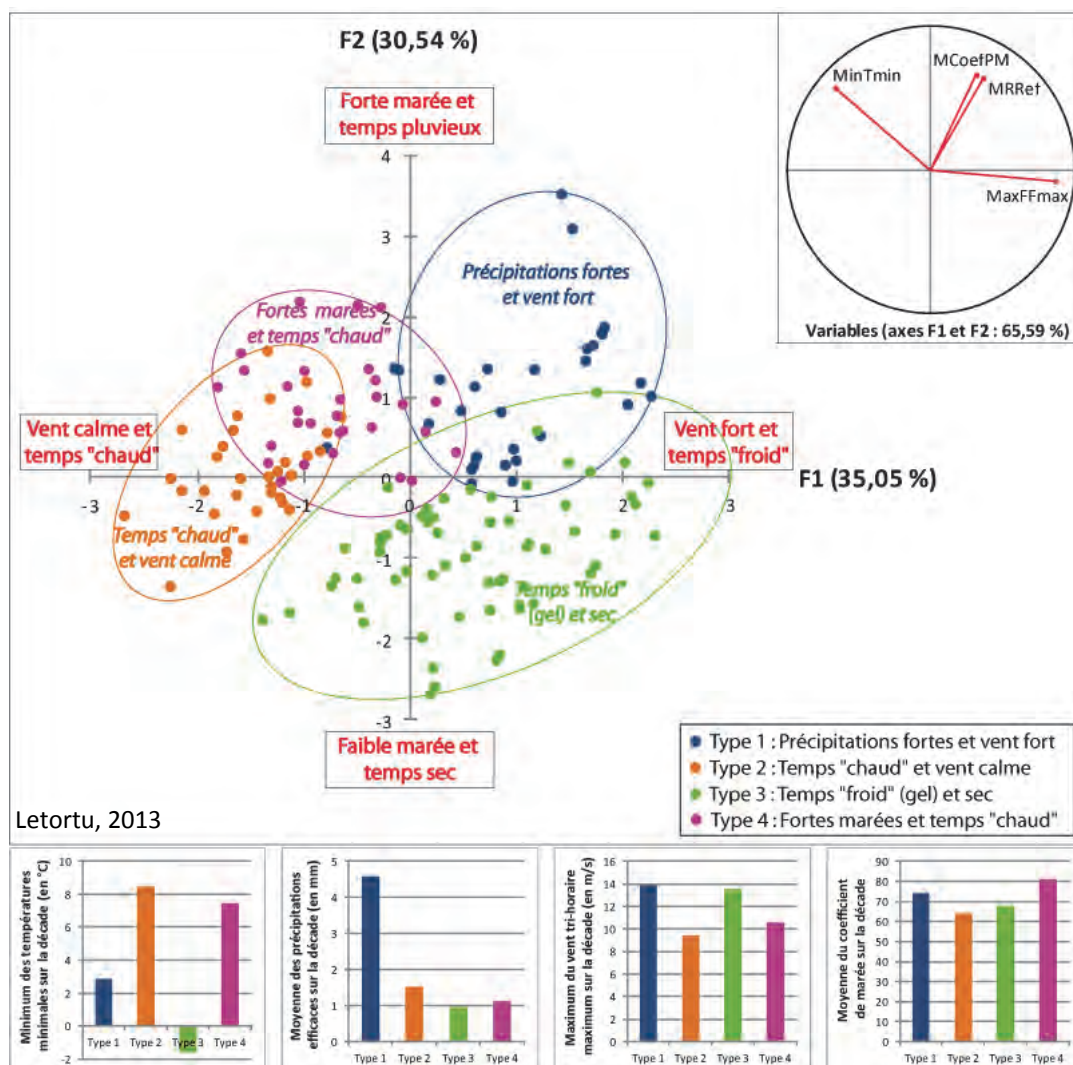


Figure 9.19 : Position des décades uniquement avec mouvement gravitaire en fonction des types de conditions météo-marines (sur les deux premiers axes de l'ACP préalablement réalisée sur les 159 décades étudiées) et leurs caractéristiques au regard des variables

Par la suite, les types de situations météo-marines associés aux décades ont été réattribués aux mouvements gravitaires pour mieux cerner les caractéristiques des mouvements générés. Des tests du χ^2 sont réalisés d'abord, entre les types de conditions météo-marines et le volume des événements puis entre les types de conditions météo-marines et les zones de départ.

Les résultats sont les suivants (par ordre décroissant du nombre de mouvements gravitaires) :

- le 1^{er} type de temps, « froid » (avec de nombreuses alternances gel/dégel) et sec (147 mouvements gravitaires, soit 44 %, lors de 65 décades), est surreprésenté dans les volumes inférieurs à 200 m³ ;

- le type 2, caractérisé par des précipitations fortes et un vent fort (70 mouvements gravitaires, soit 21 %, contenus dans 31 décades), a une surreprésentation des mouvements gravitaires de volume supérieur à 10 000 m³, et de la zone de départ « ensemble de la falaise » ;

- le type 3, marqué par des coefficients de marée forts et un temps « chaud » (57 mouvements gravitaires, soit 17 %, lors de 30 décades), a une surreprésentation pour les volumes compris entre 1 400 et 10 000 m³ ;

- le type 4, le moins fréquent, est caractérisé par des températures « chaudes » et des conditions anémométriques faibles (56 mouvements gravitaires, soit 17 %, lors de 33 décades), connaît une surreprésentation des mouvements gravitaires en pied de falaise, et correspond à des volumes compris entre 200 et 1 400 m³.

Par conséquent, le temps « froid » (gel) et sec génère de nombreux mouvements gravitaires. Ceux-ci sont généralement de petits volumes, sans localisation particulière de départ de matériel. Des pluies abondantes associées à un vent fort vont, quant à elles, favoriser des mouvements gravitaires très volumineux (supérieurs à 10 000 m³) et de l'ensemble de la falaise. Le temps dit « chaud » génère des chutes de taille modeste (200 et 1 400 m³) provenant davantage du pied de falaise. Plus étonnant, des coefficients de marée forts vont être responsables de mouvements gravitaires de taille importante (entre 1 400 et 10 000 m³).

9.2.2.3. Résultats de l'analyse statistique avec l'intégration des 74 mouvements gravitaires datés avec précision

Cette analyse des conditions météo-marines lors du déclenchement des mouvements gravitaires peut être entachée par le fait que leur datation n'est pas toujours connue au jour près (seuls 19 cas sont précisément datés dans l'inventaire ESTRAN). Face à ce problème, un travail d'archives a été mené à partir de la presse locale, des articles scientifiques et des archives du CETE de Rouen. Il a été possible d'inventorier les mouvements de masse datés au jour près entre janvier 1950 et fin juillet 2013. Une base de données de 74 mouvements de masse (19 de l'inventaire ESTRAN et 55 issus de la presse écrite notamment) a pu être constituée.

Pour cette population de 74 mouvements gravitaires précisément datés, nous avons tenté de mettre en relation ces derniers avec les facteurs considérés comme déclenchants (les mêmes que pour l'analyse statistique précédente) : minimum des températures minimales, précipitations efficaces, vent maximal, coefficient de marée. Au départ, l'analyse a été menée, d'une part, sur les facteurs du jour du déclenchement et, d'autre part, sur la décade mobile. Après une première ACP, les variables décadales s'avéraient plus discriminantes que les mêmes variables à l'échelle journalière. Le déclenchement des mouvements gravitaires serait davantage lié aux conditions météorologiques préalables sur la décade que celles du jour J. Par contre, pour le coefficient de marée, c'est la valeur journalière qui est la plus discriminante. Pour ce travail, les variables intégrées pour caractériser les conditions météo-marines responsables des 74 mouvements

gravitaires (individus) sont les mêmes que les analyses précédentes sauf pour le coefficient de marée qui est celui du jour J :

- 1) MinTmin : le minimum de la température minimale sur la décade (°C) ;
- 2) MRReff : la moyenne des précipitations efficaces sur la décade (en mm) ;
- 3) MaxFFmax : le maximum du vent maximal tri-horaire sur la décade (en m/s) ;
- 4) CoefPM : le coefficient de marée de l'après-midi du jour du mouvement gravitaire.

La même méthodologie a été suivie : ACP, CAH, analyse des moyennes des variables par type, et test du χ^2 .

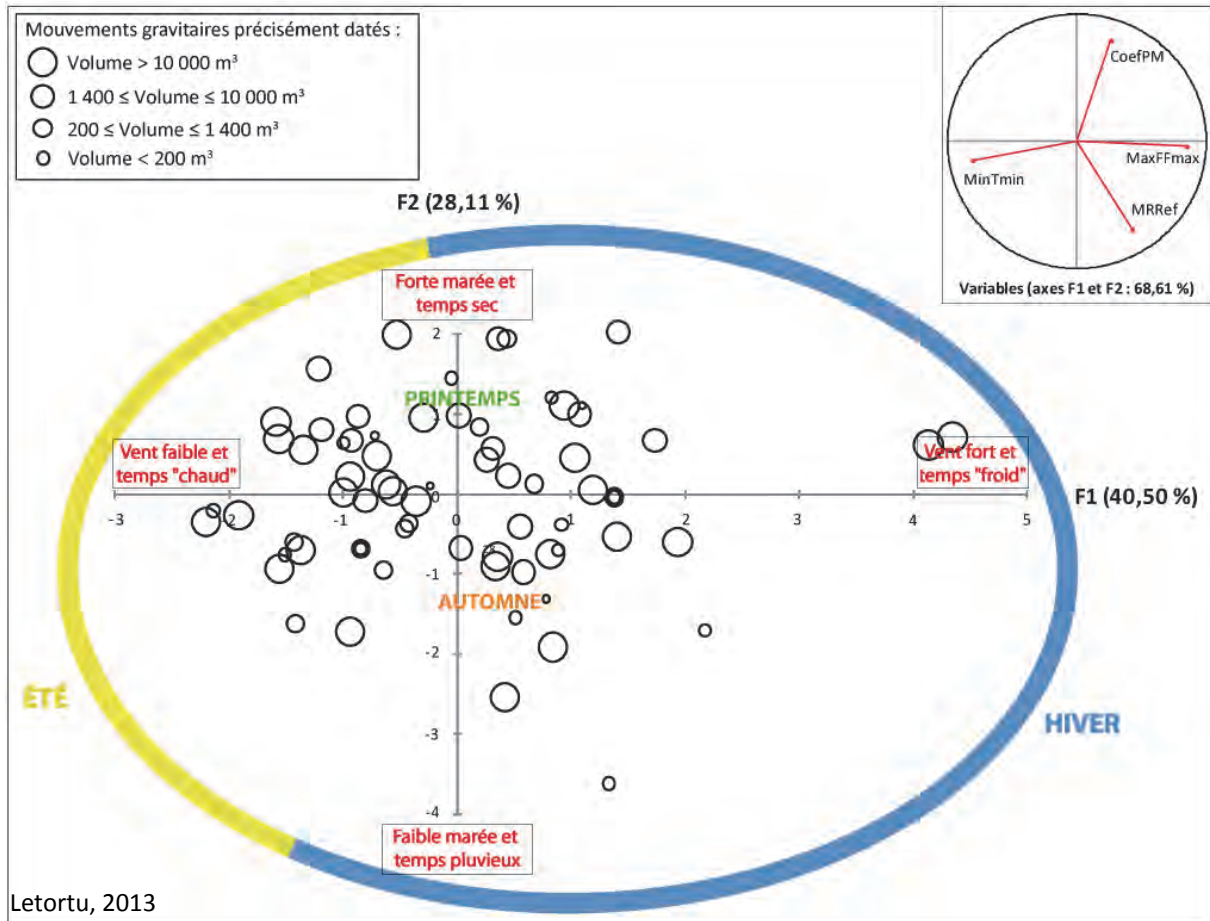


Figure 9.20 : ACP, structuration des variables et des individus et saisonnalité (axes F1 et F2)

Les axes F1 et F2 (Figure 9.20) représentent 69 % de l'inertie totale (et 88 % avec F3). La variable la plus contributive sur F1 (41 % de l'information totale) est le vent (contribution de 44 %) et s'oppose aux températures (contributives à hauteur de 40 %). Sur l'axe F2 (31 % de l'inertie totale), le coefficient de marée (contribution de 56 %) s'oppose aux précipitations (42 %). Sur l'axe F3 (19 %), les précipitations et le coefficient de marée évoluent dans le même sens. La distribution des individus est à nouveau de part et d'autre des variables, ce qui signifie que l'origine du déclenchement des mouvements gravitaires est d'origine multifactorielle. Ce qui explique le plus la diversité entre les mouvements gravitaires précisément datés sont, dans un premier temps, le vent et les températures, et dans un second temps, le coefficient de marée et les précipitations.

À propos de la structuration saisonnière, une grande majorité des mouvements gravitaires bien datés se produisent durant la saison estivale (et souvent avec des volumes dépassant les 10 000 m³). Ce résultat, contraire à nos conclusions précédentes, tient à la banque de données issue principalement de la presse. Un grand nombre de mouvements de masse ont défrayé la chronique parce que ces derniers se produisaient justement l'été et à proximité des sites balnéaires. En hiver, les journaux citent rarement ce types d'événements ou alors les très importants, puisque ces derniers sont très fréquents. Ce constat prouve, une fois de plus, tout l'intérêt du recensement ESTRAN qui est mené à longueur d'année, de façon hebdomadaire et quel que soit le volume concerné.

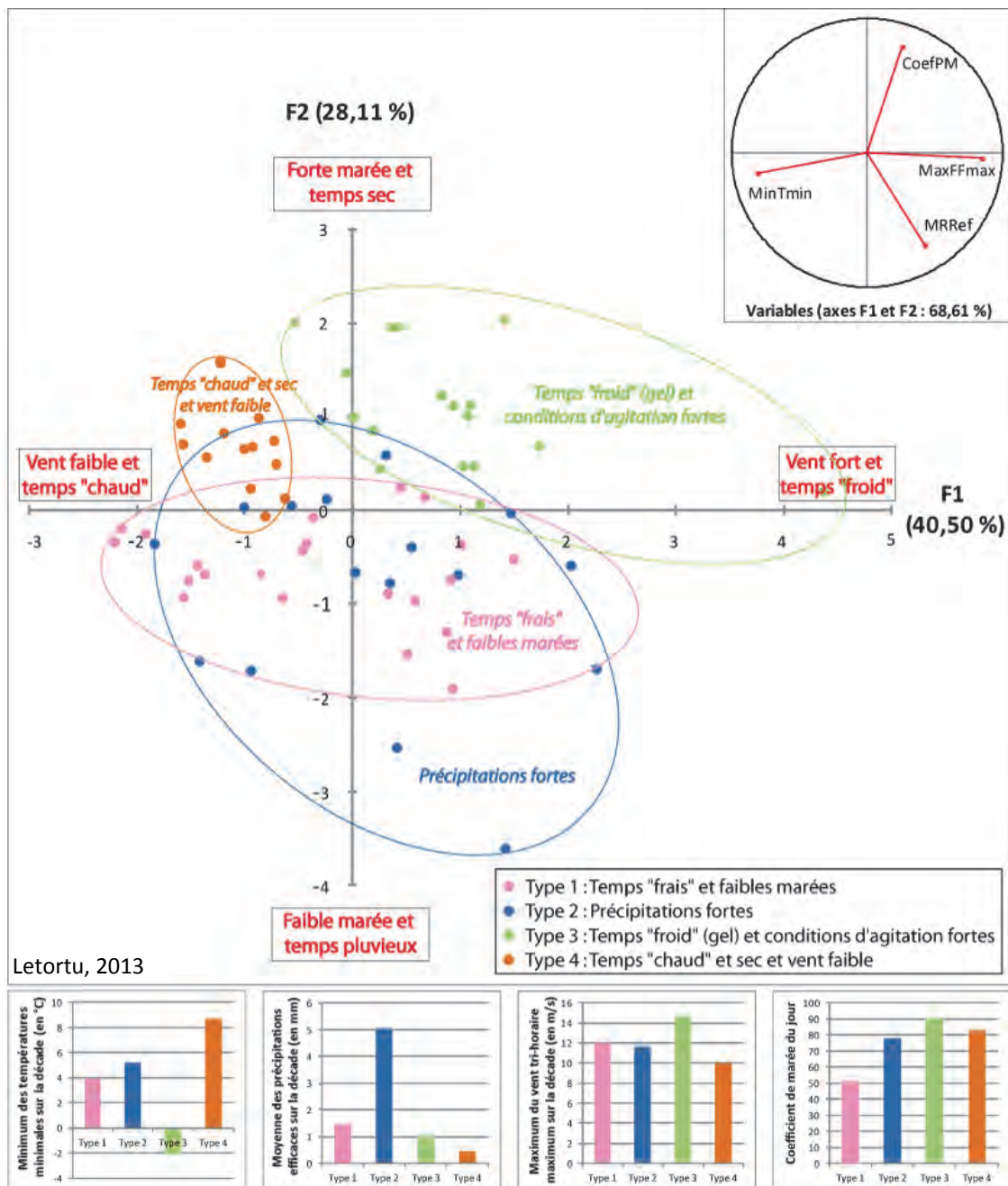


Figure 9.21 : Position des mouvements gravitaires précisement datés en fonction des types de conditions météo-marines (sur les deux premiers axes de l'ACP préalablement réalisée sur les 74 mouvements gravitaires étudiés) et leurs caractéristiques au regard des variables

En dépit de ce biais, une CAH a été menée pour différencier les conditions météorologiques à l'origine des mouvements gravitaires datés avec précision. Quatre conditions types ressortent de cette analyse (par ordre décroissant du nombre de mouvements gravitaires) (Figure 9.21) :

- un temps « frais » (proche de 0°C) avec de faibles coefficients de marée (24 mouvements gravitaires) (type 1) ;
- le type 2 est caractérisé par des conditions pluvieuses (18 cas) ;
- le type 3 est décrit comme un temps « froid » (alternances gel/dégel très fréquentes) avec des conditions d'agitation fortes (un vent fort associé à un fort coefficient de marée) (18 mouvements gravitaires) ;
- le quatrième type se caractérise par un temps sec et « chaud » et des conditions anémométriques faibles (14 cas).

Comme les analyses statistiques précédentes, et malgré la surreprésentation des mouvements gravitaires estivaux, cette typologie met en avant que le nombre de mouvements gravitaires serait surtout lié à des températures basses et aux précipitations abondantes.

Le test du χ^2 , qui mesure l'indépendance entre l'intensité (volume) des événements, ou bien des zones de départ (sur le front de falaise) et les types de conditions météo-marines, n'a pas pu être calculé en raison du biais de la méthode employée. Ce biais du recensement *via* la presse écrite est la surreprésentation des mouvements de gros volumes. Les individus sont concentrés dans des classes supérieures à 10 000 m³ et concernent quasi-exclusivement l'ensemble du front de falaise.

9.2.2.4. Bilan de l'analyse statistique

Cette démarche exploratoire, effectuée sur trois populations, apporte des éléments de connaissance importants :

- le déclenchement des mouvements gravitaires est d'origine multifactorielle, mais les variables météo-marines les plus discriminantes sont le vent (responsable de l'agitation) et les températures ;
- les mouvements gravitaires ont lieu principalement en hiver lors de conditions pluvieuses et avec un vent fort. Ces conditions génèrent de nombreux mouvements gravitaires, surtout de volume supérieur à 10 000 m³. Ils proviennent principalement de l'ensemble du front de la falaise. Cette situation correspond à un type de temps bien connu en Normandie, à savoir un flux atmosphérique d'ouest perturbé caractérisé par des abats d'eau souvent importants (instantanés ou cumulés) et des vents soutenus générant les houles ;
- le froid (gel) est favorable au déclenchement des mouvements gravitaires, généralement de volume inférieur à 200 m³ ;
- sans surprise, un temps chaud associé à un vent faible est le moins propice au déclenchement des mouvements gravitaires. Cependant, lorsqu'ils se produisent, ces derniers ont surtout lieu en pied de falaise et concernent des volumes compris entre 200 et 1 400 m³ ;
- en fonction des conditions météo-marines, la zone de départ des éboulements/écroulements et le volume produit n'obéissent pas au hasard. Les précipitations abondantes et un vent fort génèrent des départs de volume supérieur à 10 000 m³, qui proviennent principalement de l'ensemble de la falaise. Un type de temps « froid » (gel) et sec génère des mouvements gravitaires de volume inférieur à 200 m³. Des températures « chaudes » et des conditions anémométriques faibles déclenchent des mouvements gravitaires en pied de

falaise, de volume compris entre 200 et 1 400 m³. Des coefficients de marée forts et un temps « chaud » génèrent principalement des mouvements gravitaires dont le volume se situe entre 1 400 et 10 000 m³;

- l'analyse des conditions météorologiques paraît plus pertinente à l'échelle décadaire qu'à l'échelle journalière. Cela souligne le caractère cumulatif de ces facteurs (températures, vent, précipitations).

Cette démarche statistique exploratoire apporte des éléments de compréhension majeurs avec l'identification de conditions météo-marines favorables aux mouvements gravitaires. Cette classification des conditions météo-marines repose sur l'analyse simultanée des quatre variables testées (analyse multivariée). Elle fournit donc des combinaisons de facteurs (par exemple précipitations abondantes et vent fort). Cette méthode synthétique rend difficile, par conséquent, la détermination du processus déclenchant.

9.3. Vers la définition des facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires : analyse dite experte

Afin de faire la part de chacun des facteurs de déclenchement, nous avons opté pour une méthode subjective de hiérarchisation des variables : l'analyse communément appelée « à dire d'experts » (faisant confiance au vécu de terrain), utilisée dans de multiples problématiques. Dans de nombreux domaines, telle l'étude en environnement, le recours aux dires d'expert est usuel et reconnu (par les tribunaux notamment). Les méthodes empiriques, l'expérience des praticiens, des « hommes de l'art » donnent souvent d'excellents résultats, comme dans les études en géomorphologie fluviale, en écologie, en hydrologie, sur les risques naturels... Nous pensons qu'en complément d'études statistiques qui trouvent leurs limites (bien souvent à cause de la nature des données et des présupposés qu'elles impliquent), l'expérience, le sens de l'observation, voire le bon sens et l'intuition, restent des instruments d'appréciation valables. En outre, nombre de méthodes statistiques ou d'analyse spatiale nécessitent de toute façon d'être supervisées.

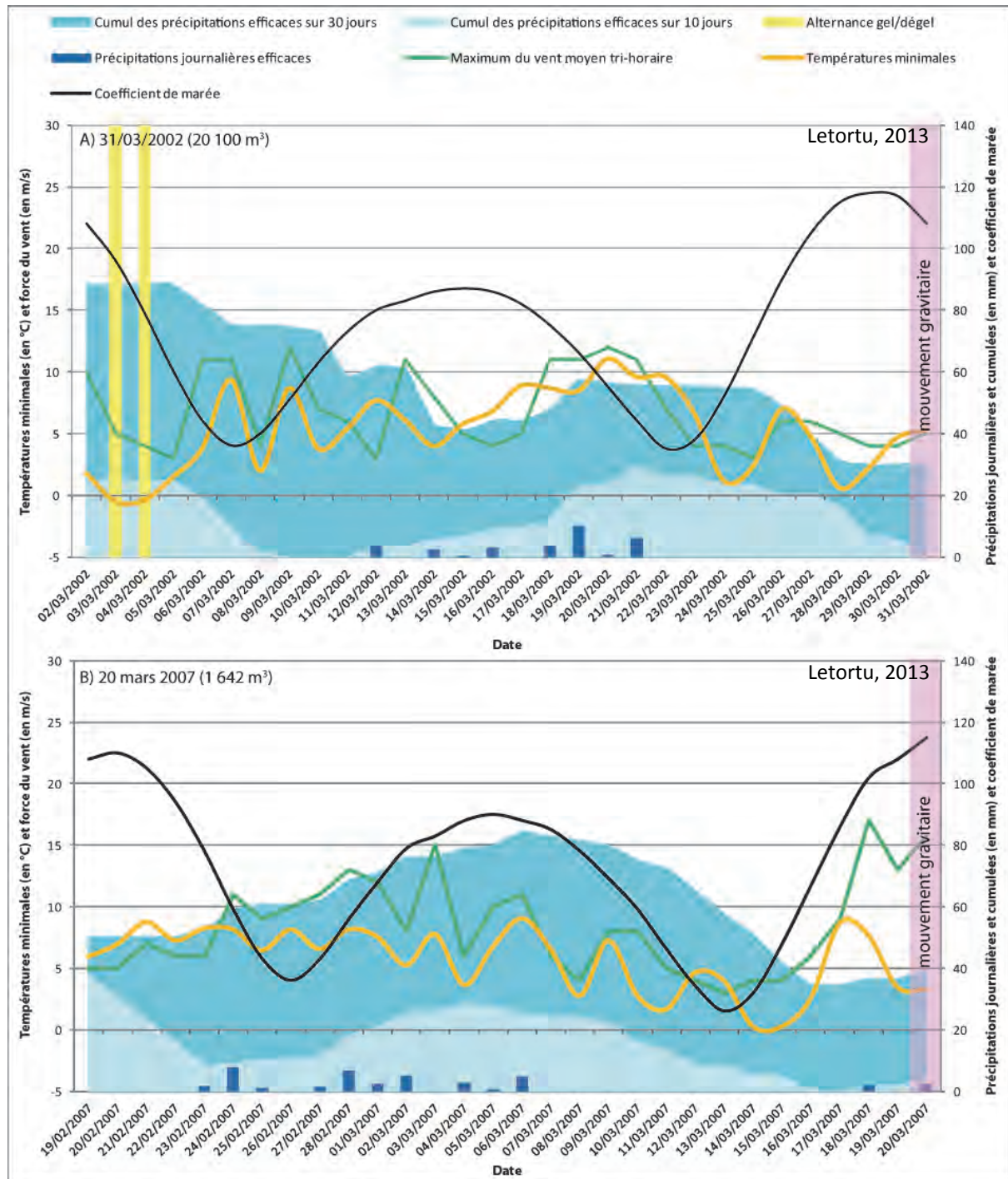
Alors que l'étude statistique menée repose sur l'analyse des évolutions communes aux quatre facteurs (MinTmin, MRReff, MaxFFmax, MCoefPM), sur une unique donnée décadaire (chaque variable est synthétisée en une valeur unique), l'analyse experte permet d'observer le contexte journalier des variables sur 10 jours. Sur cette décade, le facteur qui apparaît le plus actif (fréquence et/ou intensité) sera alors jugé déclenchant (supposé capable d'initier la rupture). Si plusieurs facteurs sont supposés déclenchants, une combinaison sera retenue. Les autres facteurs, qui ne semblent pas participer au déclenchement, ne sont plus considérés (ce qui n'est pas le cas pour l'analyse statistique). Le nombre et le volume des mouvements gravitaires initiés par chaque facteur déclenchant identifié permettent de proposer une première hiérarchisation. Ainsi, les deux analyses sont différentes, mais s'avèrent complémentaires.

Ce type d'expertise a été employé sur les mêmes variables météo-marines que précédemment, à Dieppe, et sur deux populations, à savoir l'inventaire des mouvements gravitaires réalisé avec l'ESTRAN (2002-2009), et de ceux datés précisément (1950-2013). Il s'agit, selon notre ressenti et notre expérience de terrain, d'identifier le(s) facteur(s) susceptible(s) d'être responsable(s) du déclenchement des mouvements gravitaires.

Il convient de rappeler que l'échelle temporelle de l'analyse dépend de la fiabilité de la datation des événements. Pour les 74 mouvements gravitaires précisément datés, il est possible d'observer les processus à l'échelle journalière, voire horaire. Pour les autres mouvements gravitaires non datés au jour près, le suivi des variables s'effectue sur la décade précédant la date d'observation du mouvement gravitaire.

9.3.1. Analyse experte des facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires précisément datés

Le contexte météo-marin de ces 74 cas est étudié afin de déceler le ou les facteurs prépondérants expliquant leur déclenchement (Figure 9.22). Cet inventaire comprend une forte proportion de mouvements de masse estivaux supérieurs à 10 000 m³.



Sans surprise, la détermination des facteurs/agents déclenchants est souvent difficile en raison des combinaisons de facteurs très fréquentes (Figure 9.22).

Letortu, 2013		2 ^{ème} facteur a priori explicatif				Pas de 2 ^{ème} facteur	Total
1 ^{er} facteur a priori prépondérant		Alternance gel/dégel	Coefficient de marée	Conditions d'agitation	Précipitations efficaces		
Alternance gel/dégel						4	4
Coefficient de marée (supérieur à 85)					1	2	7
Conditions d'agitation**					13		18
Précipitations efficaces				11		7	38
Indéterminé		1				1	4
2 facteurs a priori prépondérants		3 ^{ème} facteur a priori explicatif				Pas de 2 ^{ème} facteur	Total
		Alternance gel/dégel	Coefficient de marée	Conditions d'agitation**	Précipitations efficaces		
Précipitations et alternance gel/dégel				2			2
Précipitations et conditions d'agitation**						1	1

Facteur(s) a priori prépondérant(s)	Volume produit (m ³)					Total
	V < 200	200 ≤ V ≤ 1 400	1 400 ≤ V ≤ 10 000	V > 10 000	Indéterminé	
Alternance gel/dégel		2	1	1		4
Coefficient de marée	1		3	3		7
Conditions d'agitation	3	4	6	4	1	18
Précipitations efficaces	9	4	6	16	3	38
Précipitations et alternance gel/dégel				2		2
Précipitations et conditions d'agitation**					1	1
Indéterminé			1	3		4

Facteur(s) a priori prépondérant(s)	Zone de départ des mouvements gravitaires					Total
	Pied de falaise	Pied/milieu de falaise	Haut de falaise	Ensemble de la falaise	Indéterminée	
Alternance gel/dégel			1	3		4
Coefficient de marée				7		7
Conditions d'agitation**	2	2	1	12	1	18
Précipitations efficaces	1		2	28	7	38
Précipitations et alternance gel/dégel				2		2
Précipitations et conditions d'agitation					1	1
Indéterminé				4		4

Figure 9.23 : Caractéristiques des processus responsables du déclenchement et caractéristiques des mouvements gravitaires (*vent seul (forte agitation mais faible coefficient de marée) ; ** conditions d'agitation (fort vent et fort coefficient))

Cependant, cette approche suggère que (Figure 9.23) :

- pour 36 cas sur 74 (soit presque la moitié), un facteur unique de forte intensité sur la décade semble pouvoir expliquer le déclenchement ;
- sur ces 36 cas :
 - 20 seraient liés aux précipitations (journalières ou/et cumulées sur 10 jours) ;
 - 5 cas seraient dus à des conditions d'agitation fortes (c'est-à-dire un coefficient de marée supérieur à 85 et un vent moyen supérieur à 8 m/s⁵⁰) ;
 - 4 cas se seraient déroulés au moment de forts coefficients de marée (sans l'influence d'aucun autre facteur étudié) ;
 - 4 cas seraient dus à une période d'alternance gel/dégel.

⁵⁰ Un coefficient de marée supérieur ou égal à 85 est considéré comme capable de mener le niveau marin au pied des falaises sur la majeure partie du secteur d'étude. Le seuil de 8 m/s est considéré comme un vent fort par Météo-France. L'échelle de Beaufort qualifie ce vent de force 5 comme une « bonne brise ». Le code (S) fournit des valeurs de houle pour ce type de force de vent (mer agitée entre 1,52 et 2,44 m de H_s). Ainsi, le choc des vagues, souvent amplifié par un vent fort, affecte le pied de falaise et peut être favorable à l'instabilité de la falaise.

- pour les 38 autres cas, une combinaison de facteurs apparaît souvent et complexifie l'analyse. Parmi ces cas, nous pouvons distinguer que :

- 24 cas (soit plus de la moitié) sont induits par la conjonction de précipitations fortes et des conditions d'agitation fortes (forte houle et fort coefficient de marée) ;

- 7 cas de mouvements gravitaires semblent induits par de fortes précipitations et secondairement par du vent fort (forte houle, mais faible coefficient de marée). Cette distinction par rapport au premier type (qui demeure proche) met en évidence le rôle du coefficient de marée induisant l'attaque directe de la houle au pied de l'abrupt ;

- les 7 cas restants sont dus à des combinaisons de facteurs peu observées telles que de forts coefficients de marée suivis de précipitations efficaces ;

Concernant l'intensité (volume) des mouvements gravitaires, ce travail suggère que les précipitations efficaces semblent générer des mouvements massifs (17 sur 38 sont supérieurs à 10 000 m³). Les conditions d'agitation induiraient surtout des événements moins volumineux (un tiers des 18 mouvements gravitaires entre 1 400 et 10 000 m³) (Figure 9.23).

À l'exception des cas volumineux et ayant donc affecté l'ensemble du front de falaise (majoritaire pour cette banque de données), les quelques cas restants se répartissent de la façon suivante :

- sur les 6 cas ayant affecté le pied de falaise, voire le pied jusqu'au milieu de l'abrupt crayeux, 4 ont été induits par des conditions d'agitation fortes. Ce résultat apparaît cohérent. Les vagues génèrent des coups de boutoir en pied de falaise qui ont la capacité d'extraire du matériel à cet endroit (Figure 9.24) ;



Figure 9.24 : Départ de matériel en pied de falaise à Sainte-Marguerite-sur-Mer après de fortes conditions d'agitation marine (Letortu, 30/12/2011)

- 4 cas ont été observés sur le haut de falaise. Ils semblent liés à des précipitations fortes ou à une période d'alternance gel/dégel. Plus surprenant, un événement semble dû à des conditions d'agitation marine fortes. Les impacts des vagues peuvent-ils aussi se faire ressentir en haut de falaise ?

Dans cette première expertise, le rôle des précipitations semble majeur (alors qu'elles n'apparaissent qu'en deuxième position du point de vue du nombre de décades avec mouvements gravitaires dans l'analyse statistique). Elles sont impliquées en tant que facteur déclenchant unique dans 20 cas sur les 74 mouvements gravitaires précisément datés. Le chiffre atteint 41 cas en intégrant les précipitations en tant que facteur principal, mais combiné à un autre. L'observation des données souligne que les précipitations génèrent principalement des mouvements gravitaires volumineux supérieurs à 10 000 m³ (et provenant de l'ensemble de la falaise).

Le deuxième facteur déclenchant correspond aux conditions d'agitation (vent fort et coefficient de marée fort) impliquées dans 18 mouvements gravitaires (facteur seul ou combiné). Elles génèrent principalement des mouvements gravitaires affectant l'ensemble de la falaise ou le pied de la falaise (volumes compris entre 1 400 et 10 000 m³).

Il convient de rester prudent quant à cette première hiérarchisation. La banque de données provient majoritairement de la presse et paraît peu représentative au regard de la banque de données ESTRAN. Les mouvements volumineux y sont surreprésentés.

9.3.2. Analyse experte du facteur prépondérant dans le déclenchement des mouvements gravitaires à l'échelle décadaire mobile

Pour chacun des 331 événements (les 19 précisément datés compris), les facteurs dont la fréquence ou l'intensité nous semblent plus importantes (sur une décade mobile) ont été considérés comme expliquant le déclenchement du mouvement gravitaire en question. Cependant, nous n'avons pas pu identifier le facteur prépondérant pour certains événements : aucun facteur ne semble décisif en fréquence et en intensité. Nous avons alors fait le choix de les considérer comme « inexpliqués ».

Les résultats sont les suivants :

- les précipitations efficaces sont le premier facteur impliqué dans le déclenchement des mouvements de masse avec 185 mouvements gravitaires (56 % du total de mouvements gravitaires) pour un total de 606 000 m³ produits (70 % du volume total) ;

- l'alternance gel/dégel constitue le second facteur le plus efficace avec 65 cas (20 % du total de mouvements gravitaires) et 84 000 m³ produits (soit 10 % du volume total produit) ;

- le troisième facteur explicatif correspond aux conditions d'agitation (57 mouvements gravitaires soit 17 % des cas et 80 000 m³ produits, ce qui représente 9 % du volume total) ;

- les quatrième et cinquième facteurs sont respectivement le coefficient de marée (8 mouvements gravitaires pour 47 000 m³), et le vent, générant des vagues importantes (responsable du déclenchement de 4 mouvements gravitaires pour 11 000 m³).

Après avoir identifié les agents prépondérants dans le déclenchement des mouvements gravitaires (précisant les conditions météo-marines identifiées par l'analyse statistique) et proposé des éléments d'information quant à la fréquence de ces événements (par agent), notre objectif est double. Il s'agit de nous interroger sur l'intensité (volume) des éboulements/écroulements selon les agents *a priori* déclenchants et sur les zones de départ sur le front de falaise. **Les résultats trouvés** (Figure 9.25) **confirment et précisent ceux obtenus par l'analyse statistique.**

Retenons que :

- les précipitations efficaces qui génèrent le plus grand nombre de mouvements gravitaires (185) semblent affecter toutes les parties du front de falaise. Parmi tous les facteurs étudiés, c'est celui qui déclenche le plus d'éboulements/écroulements de pan entier de falaise. Les mouvements gravitaires sont de tailles diverses, mais les volumes produits sont généralement importants et souvent supérieurs à $10\,000\text{ m}^3$ (56 % des éboulements/écroulements induits principalement par des précipitations efficaces sont supérieurs à $10\,000\text{ m}^3$) ;

- l'alternance gel/dégel semble être principalement responsable de 65 mouvements gravitaires. Elle génère plutôt des éboulements/écroulements de faible volume (près de 42 % des événements liés à l'alternance gel/dégel sont inférieurs à 200 m^3 , et 61% inférieurs à $1\,400\text{ m}^3$). Spatialement, la zone de départ la plus affectée est la partie inférieure de la falaise (34 cas pour le pied, et 9 cas pour le pied et milieu de falaise). Vient ensuite le haut de l'escarpement crayeux (11 cas). Cette situation résulte probablement de craies saturées en eau (sensibles à la cryoclastie) : en haut de falaise, par les infiltrations et le ruissellement et en pied et milieu de paroi, par le toit de la nappe de la craie ;

- les conditions d'agitation (57 cas) semblent principalement induire des mouvements gravitaires de volume modeste (44 inférieurs à $1\,400\text{ m}^3$ dont 28 inférieurs à 200 m^3). Ces conditions affectent principalement la partie inférieure de l'abrupt (34 cas en pied de falaise et sept cas en pied et milieu de falaise). Elles génèrent aussi des mouvements de masse importants (16 cas d'effondrements de pan entier de falaise) ;

- enfin, le coefficient de marée, facteur peu évoqué dans la littérature, apparaît systématiquement dans nos analyses. Ce facteur génère des éboulements/écroulements (8 cas) souvent volumineux (5 sont supérieurs à $1\,400\text{ m}^3$, avec 2 cas supérieurs à $10\,000\text{ m}^3$). Les parties de la falaise affectées sont soit le pied (3 cas) soit l'ensemble de la falaise (5 cas).

9.4. Bilan et discussion

La participation au débat scientifique sur la détermination du/des processus responsable(s) du déclenchement des mouvements gravitaires s'est appuyée sur une approche statistique exploratoire, puis une expertise qualitative. Avec ces deux études, il s'agissait de tenter de mettre en relation, d'une part, les mouvements gravitaires relevés depuis sept ans et de façon hebdomadaire par le Service Littoral (collaboration association ESTRAN-laboratoire LETG-Caen Géophen), et d'autre part, les principaux facteurs météo-marins communément admis dans la littérature comme responsables du déclenchement des éboulements/écroulements. Ces deux approches (statistique et dite « experte ») se complètent et fournissent des résultats assez comparables. La composante géomorphologique a été prise en compte dans chacune des méthodes. Un travail a été mené sur les zones de départs des mouvements gravitaires, leur volume, et les facteurs *a priori* responsables.

Les résultats sont les suivants (Figure 9.26) :

- **en fréquence, les précipitations efficaces (sur la décade mobile) ont généré le plus de mouvements gravitaires. Ces dernières sont suivies par les variations de températures, notamment les alternances gel/dégel.** Cependant, les précipitations efficaces, premier facteur prépondérant en nombre de mouvements gravitaires, doivent être pondérées au regard de leur fréquence d'occurrence durant l'année (chapitre 2, partie I). À l'inverse, l'alternance gel/dégel, second facteur prépondérant identifié, est peu fréquente dans l'année (environ 26 fois/an sur les sept années observées avec 183 cas enregistrés). D'après ces résultats, **les variations de températures, notamment l'alternance gel/dégel, semblent être plus « efficaces » que les précipitations : lorsqu'il y a alternance gel/dégel, des mouvements gravitaires sont presque toujours observés ;**

- les alternances gel/dégel déclenchent généralement des mouvements gravitaires de volume inférieur à 200 m³ (préférentiellement du pied puis du haut de falaise). Les précipitations efficaces génèrent majoritairement des mouvements supérieurs à 10 000 m³ affectant l'ensemble de la falaise (56 % des 331 mouvements gravitaires, et 78 % du volume produit) ;

- contrairement à ce qui est souvent évoqué dans la littérature, les conditions d'agitation ne semblent pas constituer un simple agent de transport et de déblaiement des débris. Ce facteur apparaît en troisième facteur explicatif du déclenchement des mouvements gravitaires. Ces derniers semblent particulièrement efficaces (et ce sans surprise) sur la partie inférieure de l'abrupt crayeux, et génèrent des éboulements/écroulements de volume modeste (mais pouvant provoquer des mouvements de masse affectant l'ensemble de la falaise) ;

- le quatrième facteur explicatif dans nos analyses est le coefficient de marée. Ce résultat est plus surprenant même si quelques travaux scientifiques l'ont déjà évoqué pour expliquer le recul des falaises. Les processus par lesquels ce facteur peut influencer le déclenchement des mouvements gravitaires (souvent de grande ampleur) méritent des travaux complémentaires (blocage des écoulements karstiques augmentant les pressions hydrostatiques au sein du massif crayeux ? Légers ajustements isostatiques ? Phénomène d'hydroclastie ? Phénomène de marée crustale ?...). Il n'en demeure pas moins que 70 % des mouvements de masse observés sur le littoral haut-normand entre 2002 et 2004 ont eu lieu lors de marées de vive-eau (Costa, 2004). Notre travail fait apparaître que les cas d'éboulements/écroulements datés au jour près sont systématiquement précédés de coefficients de marée forts (2 à 5 jours avant la rupture) ;

- cependant, nous n'avons pas réussi à définir un facteur déclenchant prépondérant. Pour de nombreux cas, les mouvements gravitaires sont le résultat d'une combinaison de facteurs : sur 331 mouvements, seuls 49 (16 %) semblent être déclenchés par un unique facteur. La plus fréquente des combinaisons (56 mouvements gravitaires sur 331) est la conjonction de conditions d'agitation et des précipitations efficaces fortes (instantanées ou cumulées). Cette situation correspond aux types de temps perturbés des latitudes moyennes, très fréquents puisqu'ils dominent approximativement les 2/3 de l'année (Pédelaborde, 1958 ; Trzpit, 1970). Une dépression à deux fronts circule en Manche et génère des précipitations fortes en Normandie, et une agitation marine, propices au déclenchement des mouvements gravitaires. Si par ailleurs, ce type de temps est suivi d'une période d'alternance gel/dégel (ce qui est possible l'hiver), la météorisation de l'abrupt crayeux, et le recul des falaises seront à leur paroxysme ;

- parmi les types de temps efficaces en matière de déclenchement de mouvements gravitaires, trois ressortent :

- 1) les types de temps perturbés associant des précipitations abondantes (instantanées ou cumulées) et des conditions d'agitation marine fortes ;
- 2) les périodes de forte pluie efficace sur la décade ;
- 3) les périodes d'alternance gel/dégel.

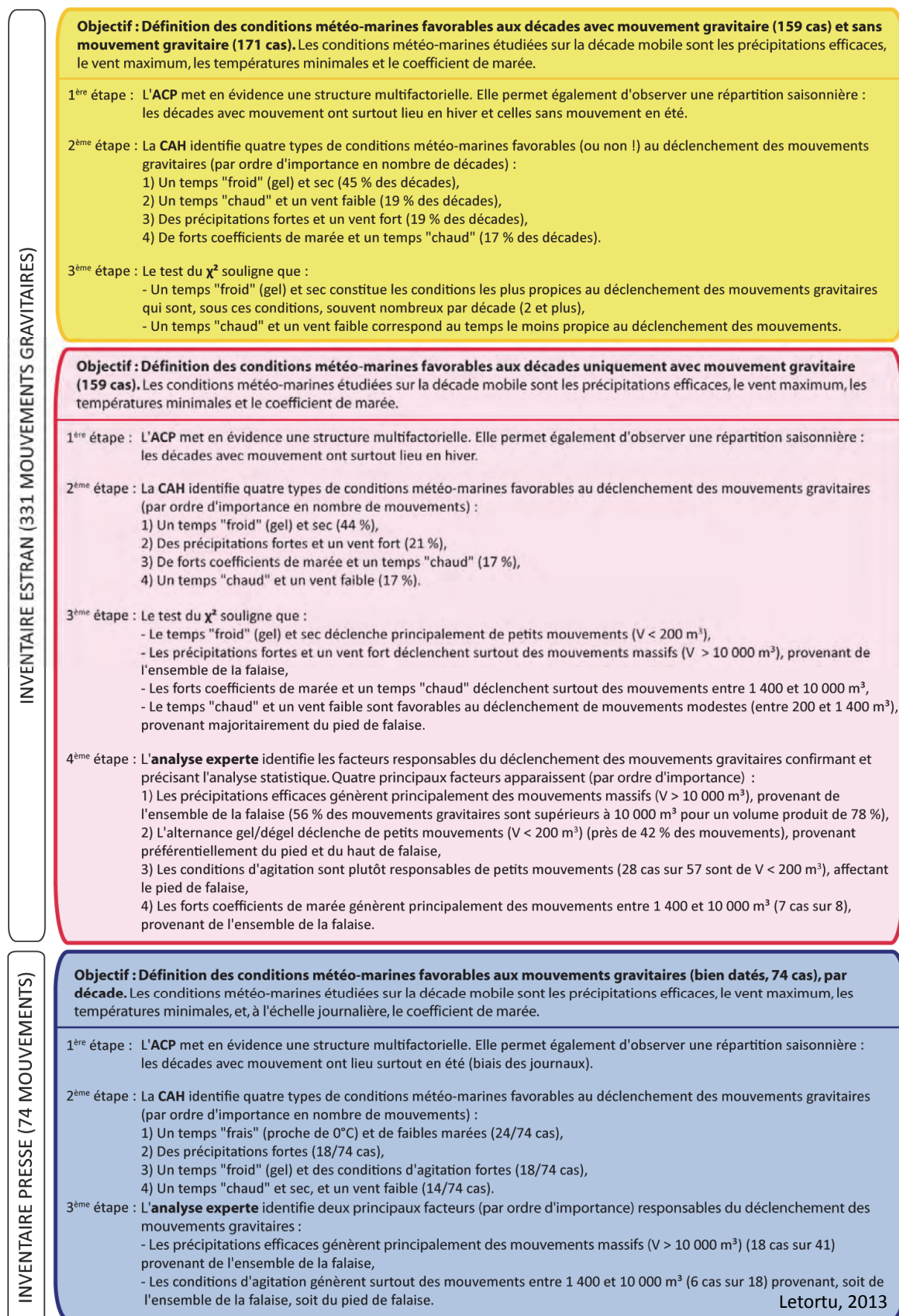


Figure 9.26 : Principaux résultats de l'analyse statistique multivariée et experte

Une question demeure : celle des seuils de précipitations à partir desquels les mouvements gravitaires, notamment les mouvements de masse, sont déclenchés. Là encore, des recherches plus poussées sont nécessaires. Un seuil moyen de **20 mm de précipitations efficaces sur 10 jours peut être avancé** (Figure 9.27A). En effet, 50 % des mouvements gravitaires, *a priori* induits par les précipitations, se produisent après dépassement de ce seuil. **Pour les volumes supérieurs à 10 000 m³, ce sont cette fois 95 % des mouvements de masse qui semblent induits par le dépassement de ces 20 mm** (Figure 9.27B). Ce seuil peut être utile pour la gestion du risque, notamment pour la prévision.

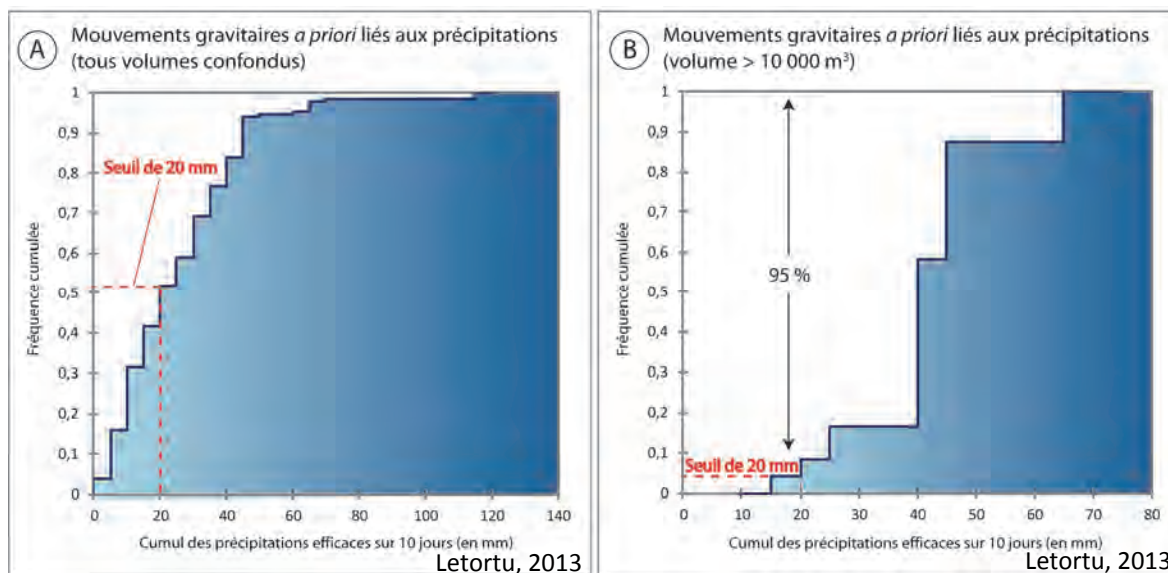


Figure 9.27 : Seuil de précipitations efficaces (cumulées ou instantanées) susceptibles de générer des mouvements gravitaires

Il convient de garder à l'esprit que l'évolution des milieux n'est pas linéaire, et ne se limite pas à des relations de causes à effets directes. Les effets de purge, les relais ou les combinaisons de processus, et/ou les phénomènes d'hystérésis (que nous avons tenté d'intégrer avec l'utilisation de la décade mobile) complexifient l'analyse des relations. En outre, les falaises héritent des changements environnementaux passés (Trenhaile, 2002). Quelle que soit notre compréhension des processus actuels et de leurs impacts, le comportement de la falaise est, en partie, fonction de la dégradation à long terme de la roche (Griggs et Trenhaile, 1994 ; Swenson et al., 2006 ; Lim et al, 2011). **Les événements observés ne résultent pas nécessairement de l'apparition d'un simple événement, mais plusieurs sont requis.**

De plus, la dichotomie entre processus préparants et déclenchants n'est pas toujours évidente. Cette détermination est complexe, car les relations entre les facteurs obéissent à une relation non-linéaire, et ce, pour plusieurs raisons :

1) l'état de transition entre facteurs préparants et facteurs déclenchants s'accommode mal des méthodes statistiques usuelles (de la présence de données discrétisées par exemple). L'étude de ces facteurs pourrait gagner en pertinence avec le recours à la logique floue (« fuzzy logic »). C'est pour cette raison que nous avons tenté d'intégrer de la souplesse dans la discrétisation temporelle en travaillant à l'échelle de la décade mobile ;

2) le facteur déclenchant peut être aléatoire. Si le matériel est prêt à tomber, tout facteur, quelle que soit son intensité, est susceptible de générer un éboulement/écroulement ;

3) à l'inverse, des facteurs identifiés comme déclenchants sous certaines conditions peuvent se reproduire sans générer le moindre départ de matériel, en raison,

de phénomènes de purge antérieurs. Ce qui devait tomber est déjà au sol. Autrement dit, des événements capables d'être déclenchants se répètent sans conséquence. Ils participent, comme d'autres, à abaisser la marge de stabilité de l'abrupt à une valeur critique. Dans ce cas, les agents et processus sont simplement préparants (météorisation).

Le recul des falaises ne semble pas conforme à un modèle déterministe ou à un modèle aléatoire. Les mouvements gravitaires ne sont pas indépendants : ils sont influencés par la taille et la localisation des précédents (effet de purge). Pour E.M. Lee et al. (2001), le recul de la falaise est un processus avec une « mémoire ».

Se pose alors la question du pas de temps nécessaire à la détermination des facteurs déclenchants. La décade est-elle suffisante ? Faut-il augmenter la période d'analyse lorsque les conditions météo-marines sont peu dynamiques sur les 10 jours précédant le mouvement gravitaire ? C'est le cas de l'éboulement du 26/08/2001 où rien ne se produit (*a priori*) sur la décade, alors que le 02/08/2001, des précipitations supérieures à 26 mm ont été relevées. Ces phénomènes sont-ils liés ? Y-a-t-il d'autres facteurs explicatifs (micro-séismes⁵¹,...), et plus encore, des processus tels l'hydroclastie, la décohésion... ? Existe-t-il des phénomènes d'hystérésis sur des intervalles de temps pluri-hebdomadaires, voire plus ? Allonger la période d'observation des agents et des processus responsables du déclenchement des mouvements gravitaires rend la détermination de la part de chacun encore plus complexe, en raison de leur occurrence multiple sur ce pas de temps plus long.

Cette approche statistique et dite « experte » s'est uniquement basée sur l'analyse des conditions externes au massif crayeux, alors que la prise en compte des facteurs internes est primordiale (micro et macro-fissuration, mécanique des roches...).

Finalement, la détermination des agents et/ou des processus responsables du déclenchement des mouvements gravitaires est délicate. La première raison est le nombre limité de cas observés. La seconde est l'absence de connaissance des paramètres internes au massif crayeux et des paramètres météo-marins, à des échelles de temps et d'espace très fines. Pour améliorer la compréhension, des campagnes de mesures doivent être réalisées. L'objectif serait :

- 1) d'augmenter l'échantillon des mouvements gravitaires observés, et ce avec une précision au jour près, voire à l'heure près ;
- 2) de mesurer, sur des pas de temps courts, la température et l'humidité de l'air et du massif crayeux ;
- 3) de connaître l'altitude du toit de la nappe de la craie, et son rabattement en bordure de falaise ;
- 4) d'apprécier à échelle fine (pan de falaise) l'ensemble des tensions inhérentes au massif crayeux (fracturation notamment), et les caractéristiques physiques et mécaniques des craies.

Ces changements côtiers, qui se produisent à l'échelle d'une vie humaine, sont généralement imperceptibles, il est difficile d'évaluer la contribution absolue et relative des agents et processus d'érosion qui opèrent sur ces côtes rocheuses. **Au regard de ces divers constats, il**

⁵¹ Nous avons essayé d'intégrer l'intervention épisodique des séismes comme possible facteur de déclenchement des mouvements gravitaires. Malgré une activité sismique considérée comme très faible par J. Lambert et al. (1996), le rôle des secousses sismiques est évoqué notamment par A. Hénaff et al. (2002a). Cependant, nous constatons comme A. Duperret et al. (2004), que cette activité ne semble pas avoir de relation avec les mouvements gravitaires récents. Le rôle des tirs militaires sur les mouvements gravitaires n'a pas pu être vérifié. Cependant, cette action de secousse peut déclencher des mouvements gravitaires, car le 16 mai 1951, suite à la destruction d'une grosse mine marine : « la très forte secousse qui en résulta [...] provoqua un éboulement de falaise de plusieurs centaines de m³ » (*Les informations dieppoises*).

est encore présomptueux de vouloir prévoir le lieu et la période de déclenchement des mouvements gravitaires. Toutefois, les approches statistique et naturaliste adoptées, et les observations menées dans le cadre de cette étude constituent une banque d'information originale, et un réel point de départ pour la prévision et la prévention du risque de mouvement gravitaire.

D'autres méthodes statistiques avaient été testées (régression logistique, régression linéaire multiple, ANOVA...), mais les résultats sont le plus souvent non significatifs. Quelques résultats plus probants (parfois contradictoires) ont été obtenus, notamment avec la régression linéaire multiple. Cependant, le modèle n'expliquait que 5 % des valeurs mesurées. Ces résultats demeurent difficilement exploitables (Figure 9.28).

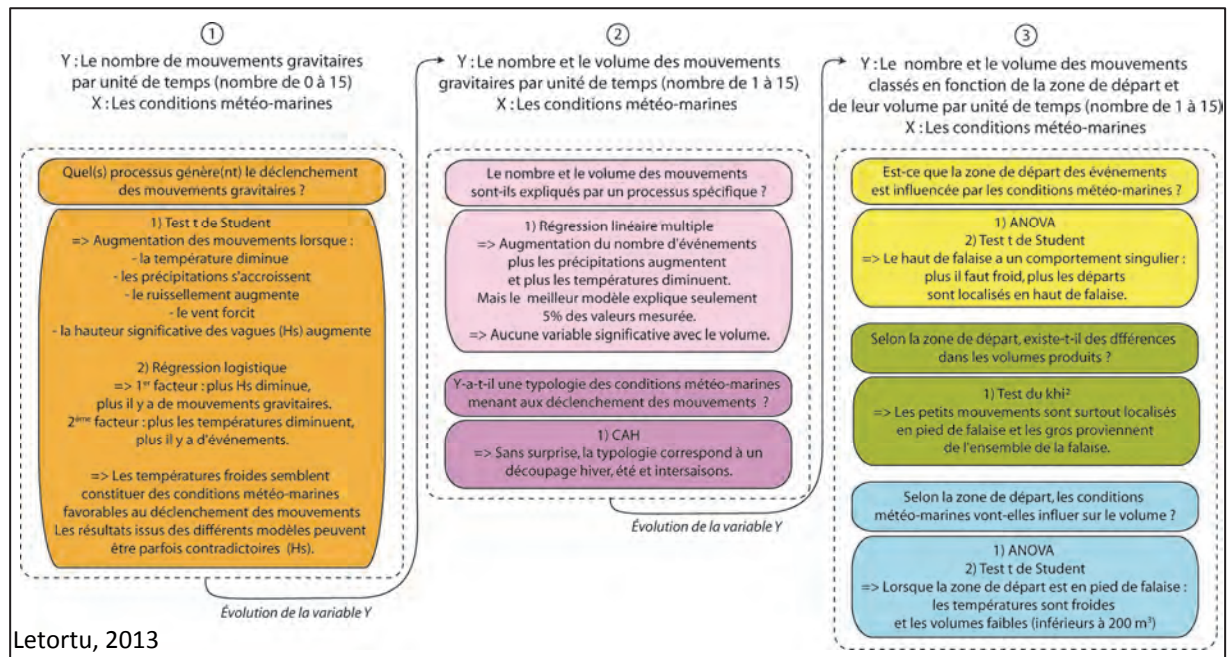


Figure 9.28 : Traitements statistiques effectués mais difficilement exploitables

Il est certain que notre jeu de données a des limites évoquées précédemment. Cependant, nous souhaiterions tester d'autres approches statistiques permettant la modélisation de la probabilité de survenue de l'aléa « mouvement gravitaire » en fonction de facteurs de déclenchement potentiels. Ces méthodes, courantes en épidémiologie, pourraient employer des modèles de régression logistique, ou des modèles de survie (Kaplan-Meier ou Cox). Elles permettraient de formuler explicitement la cinétique temporelle de l'aléa, incluant les effets de purge, et l'évolution saisonnière des conditions de l'environnement. La transformée en ondelette pourrait également être utilisée pour repérer des périodicités entre les facteurs jugés responsables du déclenchement et les mouvements.

L'inventaire constitué par ESTRAN, malgré ces nombreuses qualités, ne fournit, en raison de l'échelle d'observation, qu'une information partielle sur les petits volumes, dont ceux provenant de l'éboulement. Or, ces derniers peuvent jouer un rôle non négligeable dans les taux d'ablation. Pour les observer, un suivi au scanner laser terrestre a été entrepris sur deux sites, afin d'évaluer la dynamique régressive à très grande échelle spatiale. En plus de l'ablation, cet outil permet d'observer la distribution spatio-temporelle des mouvements gravitaires, et par conséquent, peut fournir quelques éléments de compréhension sur la dynamique régressive des falaises. Quelques éléments sur l'efficacité des processus d'érosion sont aussi apportés grâce à la finesse de l'échelle d'analyse. Ces nouveaux éléments font l'objet du chapitre 10.



CHAPITRE 10 : QUANTIFICATION DES TAUX D’ABLATION DU FRONT DE FALAISE ET ESTIMATION DES PROCESSUS RESPONSABLES PAR SCANNER LASER TERRESTRE

10.1. Un site de falaise « morte » et un site de falaise vive

10.2. Méthodologie

10.3. Quantification de la production de débris du front de falaise : approche temporelle et spatiale

10.4. Bilan et discussion

INTRODUCTION

La quantification des taux d’ablation est un enjeu majeur pour la compréhension de la dynamique régressive des falaises. Or, ce départ de matière est très hétérogène dans le temps et dans l’espace (sur le front de falaise). D’après de nombreux auteurs, tels qu’A.P. Young et al. (2009), que nous rejoignons, le meilleur référentiel pour renseigner de la dynamique régressive des abrupts rocheux est le front de falaise (chapitre 5, partie II).

Cette ablation se produit par le biais de deux types de mouvements gravitaires : les mouvements de masse (chute de blocs, éboulement/écroulement), et les mouvements particuliers (éboulisation constituée du détachement individuel de blocs, d’écailles...). Ces derniers sont fréquents sur les versants rocheux, mais sont souvent omis dans les quantifications en raison de leur petite taille, qui induit une évacuation souvent très rapide. Loin d’être négligeables (May et Heeps, 1985 ; Hénaff et al., 2002a), ils nécessitent pour être quantifiés une mesure spatiale et temporelle à très haute résolution (THR).

Sur les fronts de falaise subverticaux et instables, la quantification de l’ablation est délicate, et parfois dangereuse. Les récentes avancées des techniques de télédétection, en particulier l’amélioration de la résolution spatiale, fournissent des outils de mesures performants. Ils offrent également la possibilité d’effectuer des levés à plus haute fréquence temporelle. Ces outils sont, d’une part, les données satellitaires (mais la résolution spatiale apparaît encore insuffisante pour notre problématique), d’autre part, la photogrammétrie (dont la fiabilité est affectée par la hauteur des falaises (Lim et al., 2005)), ou encore le scanner laser terrestre (Terrestrial Laser Scanning, TLS). Ce dernier paraît particulièrement adapté à la problématique. Cette technique, qualifiée comme « *une des techniques de levé les plus prometteuses pour la caractérisation et la surveillance des pentes rocheuses* » (Abellán et al., 2009, p 1), fait partie de ces matériels désormais utilisés en géomorphologie pour mesurer à très haute résolution (THR) les transferts de matière sur des thématiques diverses :

- l’analyse des mouvements gravitaires (Gulyaev et Buckeridge, 2004 ; Lim et al., 2005), et notamment ceux des falaises (Lim et al., 2005, 2010 ; Rosser et al., 2005 ; Poulton et al., 2006 ; Collins et Sitar, 2008 ; Dewez et al., 2009a et b, 2013 ; Quinn et al., 2010), ou encore ceux précurseurs au mouvement gravitaire (Rosser et al., 2007 ; Abellán et al., 2009, 2010) ;

- l’identification des caractéristiques structurales et géomorphologiques des glissements de terrain (Feng et Röshoff, 2004 ; Slob et al., 2005 ; Sturzenegger et al., 2007 ; Metzger et Jaboyedoff, 2008 ; Dunning et al., 2009 ; Lato et al., 2009 ; Oppikofer et al., 2009 ; Sturzenegger et Stead, 2009), la cartographie des mouvements de terrain (Rowlands et al., 2003) et le suivi des déplacements (Hobbs et al., 2002 ; Bitelli et al., 2004 ; Oppikofer et al., 2008 ; Travelletti et al., 2008 ; Teza et al., 2008 ; Abellán et al., 2009, 2010 ; Travelletti, 2011) ;

- l’étude du budget sédimentaire des plages (Young et al., 2010 ; Lee et al., 2011).

Ce chapitre est consacré à cette instrumentation qui offre de nouvelles perspectives en géomorphologie littorale quantitative. Il s’agira de répondre à quatre questions :

1) quels sont les taux d’ablation du front de falaise ? Sont-ils comparables aux vitesses de recul du haut de falaise établies à partir des données photogrammétriques et de l’orthophotographie IGN (chapitre 5, partie II) ?

2) quelle est la répartition spatiale et temporelle du recul sur le front de falaise ?

3) quelle est la part des mouvements de masse, des mouvements particuliers dans l’ablation des falaises crayeuses cachoises ?

4) quels sont les agents et processus responsables de l’ablation du front de falaise ?

Pour répondre à ces questions, l’instrumentation TLS a été menée sur un site de falaise vive, et un site de falaise morte (lui-même divisé en deux secteurs d’orientation différente). Ce travail a été possible grâce à une collaboration avec le laboratoire Domaines Océaniques de l’IUEM de Brest qui nous prête le TLS. Par répétition des acquisitions, des mesures précises de la production de débris ont été obtenues.

Ce chapitre s’organise donc en trois parties. La première sera consacrée à la présentation des sites choisis pour leur différente exposition aux facteurs météo-marins. La seconde partie décrira la méthodologie adoptée, tandis que la troisième présentera les résultats. Après la quantification de la production de débris, nous insisterons, d’un part, sur la répartition spatiale des départs de matériel à l’échelle des sites et des fronts de falaise et, d’autre part, sur leur saisonnalité. Nous tenterons aussi d’identifier les agents et les processus (marins et/ou subaériens) responsables de l’ablation mesurée.

10.1. Un site de falaise « morte » et un site de falaise vive

Pour faire ces levés TLS, nous avons choisi deux sites aux conditions lithostratigraphiques proches (abrupts taillés dans les craies coniaciennes et santoniennes), mais soumis à des forçages météo-marins différents (Figure 10.1).

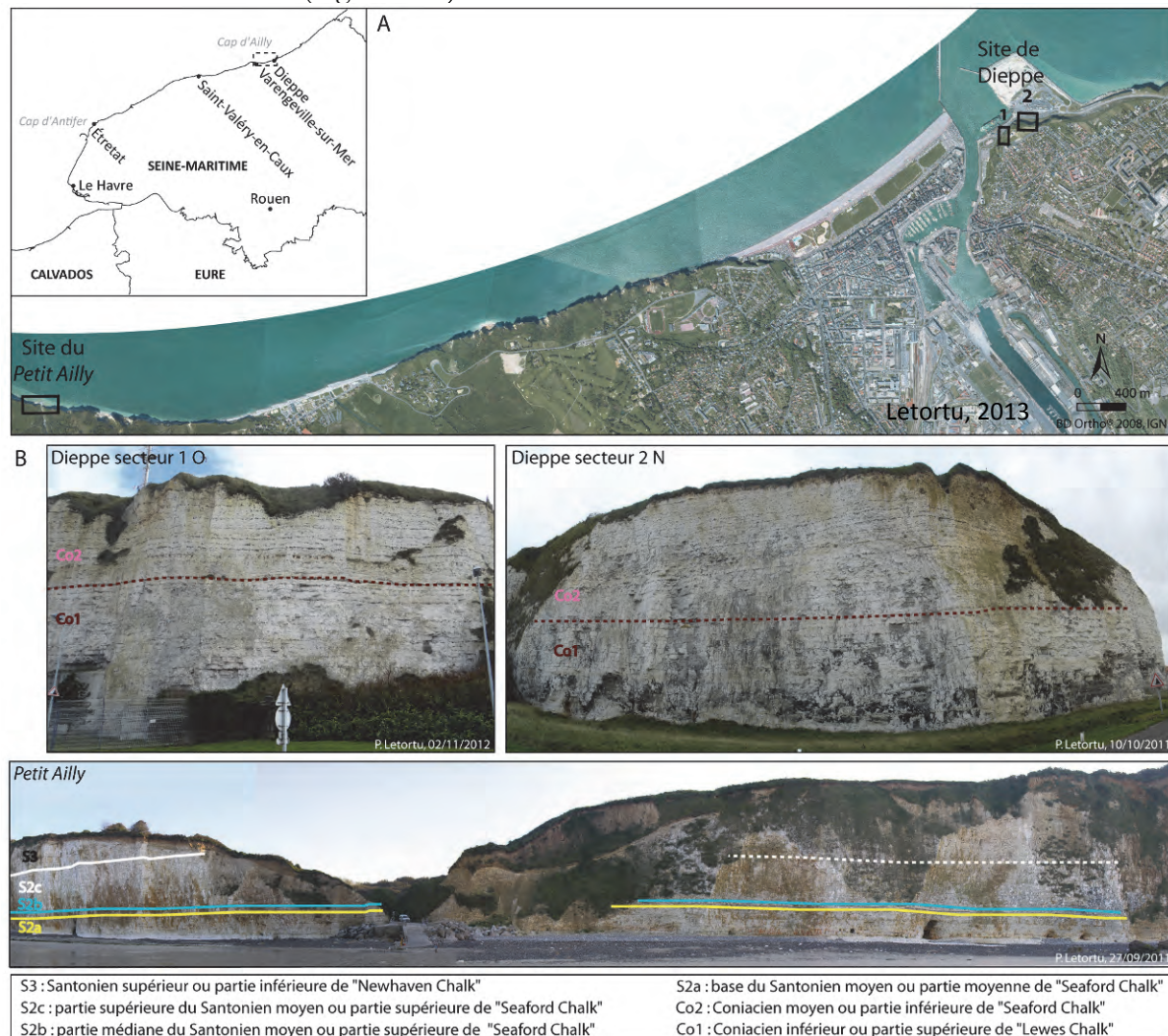


Figure 10.1 : Localisation (A) et panorama de Dieppe (secteur 1 O et secteur 2 N) et du Petit Ailly à Varengueville-sur-Mer en fonction de la lithostratigraphie (d’après Hoyez, 2008) (B)

Deux secteurs sur le site de Dieppe (localisé sous le sémaphore) sont caractérisés par une falaise « morte » (du fait de la construction d'un terre-plein au début des années 1980 pour le débarcadère du ferry transmanche et le stockage des graves de mer). Il s'agit ici, de suivre le taux d'ablation de deux secteurs de falaise d'orientation différente⁵² qui évoluent uniquement sous l'action des facteurs et processus continentaux (ou sub-aériens) :

- le premier secteur correspond à un linéaire de 45 m (hauteur de 30 m), et exposé 280°N (nommé secteur 1 O) ;

- le deuxième secteur correspond à un linéaire de 80 m environ (hauteur de 30 m), dont l'exposition est 010°N (nommé secteur 2 N) (Figure 10.1).

Le second site choisi est caractérisé par des falaises vives, localisées sur un secteur à forte dynamique érosive, le cap d'Ailly, et plus exactement au niveau de la valleuse du *Petit Ailly* à Varengeville-sur-Mer (linéaire étudié de 250 m, de hauteur maximale de 40 m). Ce site, d'exposition générale 010°N, a également été choisi pour sa facilité d'accès. L'objectif est ici de quantifier le taux d'ablation de la falaise sous l'action des deux familles de processus : les processus marins et continentaux (Figure 10.1).

10.2. Méthodologie

Ces deux sites ont fait l'objet de levés TLS tous les 5 mois environ (entre le 07/10/2010 et le 12/02/2013). Au total, 19 nuages de points ont pu être obtenus sur 28 mois (Figure 10.2).



Figure 10.2 : Distribution temporelle des levés entre le 07/10/2010 et le 12/02/2013

10.2.1. Levé au scanner laser terrestre (TLS)

Le TLS est un instrument de mesure qui utilise la technologie laser pulsé pour déterminer la distance qui sépare l'instrument du point à mesurer. Cette dernière est basée sur une acquisition sans contact et « reflectorless » d'un nuage de points utilisant la mesure de la distance par le délai entre l'envoi d'une impulsion laser infrarouge et le retour de l'impulsion réfléchie (Lichti et al., 2002 ; Slob et Hack, 2004). Le TLS prêté par le laboratoire Domaines Océaniques (IUEM, Brest) est un Riegl LMS-Z390i émettant une longueur d'onde (λ) de 1550 nm qui enregistre un seul temps de vol (time-of-flight) sans accès à la forme complète du signal (« full waveform ») (photographie 3 de la Figure 10.5). La portée théorique de cet appareil est de 400 m pour une surface réfléchissante à 80 % et de 140 m pour une surface réfléchissante à 10 % (Riegl, 2007). La craie, très réfléchissante par sa blancheur, est un matériau très adapté pour cette instrumentation. L'impulsion laser émise par le scanner le long d'une direction (caractérisée par l'angle azimutal (φ) et zénithal (α)) est réfléchiée par différents objets sur le terrain, telles les surfaces minérales, la végétation, les maisons ou autres structures anthropiques, et le scanner enregistre l'impulsion réfléchiée. Le temps de propagation du signal TLS-objet-TLS est ensuite converti en distance entre le TLS et l'objet.

⁵² Ces fronts de falaise font déjà l'objet d'une instrumentation avec des capteurs thermiques, décrite précédemment dans le chapitre 8 (partie III).

Les coordonnées de chaque point, relatives au scanner, sont définies par leur distance et l'angle azimutal (horizontal) et zénithal (vertical) (Teza et al., 2007). Cette mesure de distance est calculée à de multiples reprises (11 000 points/s) dans différentes directions de l'espace. Les miroirs rotatifs à l'intérieur du scanner permettent une ouverture maximale sur le plan vertical de 80° . Sur le plan horizontal, la rotation de la tête du scanner atteint les 360° .

Cette technique est soumise à plusieurs contraintes d'utilisation (Kersten et al., 2004). La résolution spatiale de la mesure est limitée par la diffraction du faisceau laser. « *L'intersection du faisceau avec un objet produit une empreinte lumineuse dont le diamètre dépend de la longueur d'onde du laser, de son rayon minimal, du milieu traversé, de l'angle d'incidence et des caractéristiques du matériau* » (Traveletti, 2011, p. 38). Le chevauchement des empreintes (par des nuages de points chevauchants) augmente la résolution, mais pas de manière significative (Lichti, 2004). Quant à la précision de la mesure, elle se dégrade proportionnellement à la distance d'acquisition combinée à la divergence, la puissance du faisceau laser et la réflectivité du matériau (dépendant de la nature et de la qualité de surface du matériau) (Skaloud et Lichti, 2006). Les limitations de cette méthode sont de deux ordres : géométriques et radiométriques. Concernant les limitations géométriques, D.D. Lichti (2004, 2007) a mis en évidence l'influence de l'angle d'incidence sur la précision des mesures : puisque l'empreinte lumineuse s'allonge, l'erreur augmente. De plus, cette extension de l'empreinte implique qu'un point acquis lors d'un premier scan ne l'est pas nécessairement lors d'un second levé. Cette méthode est aussi influencée par des limitations radiométriques. La précision et la résolution du scan dépendent de la réflexion du matériau scanné. Si un matériau est peu réfléchissant, la probabilité d'interaction entre le faisceau laser et l'objet est réduit, tout comme le nombre de points observés (Teza et al., 2007). La présence d'humidité dans l'air peut absorber le faisceau infrarouge. Le brouillard peut donc limiter la portée du signal laser, et les gouttes de pluie peuvent l'absorber et créer des masques au sein du nuage de points (Augereau, 2010). Les discussions sur les principes du TLS et ses performances peuvent être retrouvées dans l'article de G. Teza et al. (2007).

Le paramètre principal qui contrôle la résolution spatiale est la distance entre le point mesuré et le scanner. La zone proche du TLS a une résolution spatiale élevée (de l'ordre du mm) (Figure 10.3).

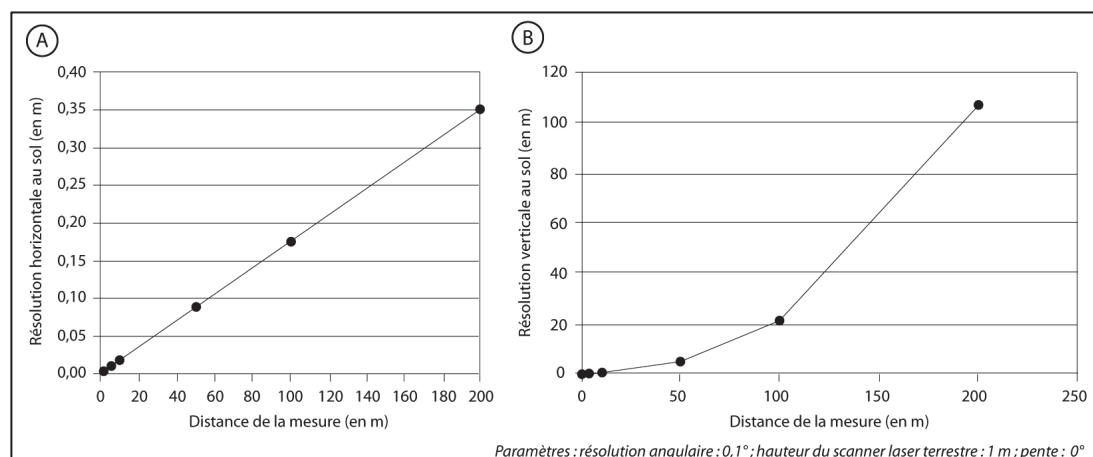


Figure 10.3 : Résolution horizontale (A) verticale (B) en fonction de la distance du point mesuré avec le RIEGL LMS-Z390i pour une résolution angulaire de $0,1^\circ$, une pente de 0° et une hauteur du scanner de 1m (Augereau, 2010)

La distance à l'objet scanné est tributaire de la longueur de côte souhaitée pour le suivi et de sa hauteur, car la fauchée verticale du TLS n'est que de 80° . Les falaises étudiées ont des hauteurs de 30 à 40 m.

Pour pouvoir obtenir l’ensemble du front de falaise en une seule acquisition, la station du TLS à Dieppe sur le secteur 1 O est à 33 m de la falaise morte, à 37 mètres pour le secteur 2 N. Pour le *Petit Ailly*, la station du TLS est positionnée à 80 m (Figure 10.5).

Puisque nous voulons étudier un linéaire de 250 m et avec une distance au front de falaise limitée, deux mises en station sont nécessaires. Elles vont permettre par chevauchement des scans d’obtenir une meilleure résolution et de limiter les phénomènes de masque (dièdres notamment) et d’incidence du laser (Figure 10.4).

Instrumentation	Cibles (>12)	Scanner Laser terrestre (TLS)	Tachéomètre
1 ^{ère} étape	Vérification des offsets (mouvement possible durant le transport)	Mise en station sur un point connu au DGPS (Dieppe) (coordonnées en Lambert 93 associé au RGF93)	Mise en station sur un point connu au DGPS et calage du V_0 sur un point au positionnement connu
2 ^{ème} étape	Positionnement des cibles en haut de falaise et sur l’estrans selon un maillage irrégulier autour du scanner pour un bon positionnement du nuage dans l’espace		Mesure des cibles en haut de falaise (Lambert 93)
3 ^{ème} étape		Overview panoramique à faible résolution (0,2) pour repérer les cibles ("lens beam widening" activé)	
4 ^{ème} étape		Scan fin des cibles pour un géoréférencement précis du nuage de points	
5 ^{ème} étape		Scan fin de la falaise (résolution choisie en fonction du temps laissé par la marée)	Mesure des cibles sur la plage (Lambert 93)
6 ^{ème} étape		pour la station 2	Mesure de la station du TLS (Lambert 93)

Figure 10.4 : Étapes effectuées lors du levé scanner laser terrestre

Après avoir défini les paramètres fixes qui conditionnent le levé, la résolution angulaire est le seul paramètre qu’il est possible de faire varier. Pour choisir celle-ci, D.D. Lichti et S. Jamtsho (2006) ont déterminé une résolution optimale d’acquisition : la distance entre deux empreintes doit être égale à 86 % du diamètre du faisceau. Toutefois, cette condition est très difficile à assurer sur le terrain à cause des irrégularités de surface. Le temps d’acquisition et la taille des fichiers de sortie sont aussi des paramètres à considérer (Traveletti, 2011). Les acquisitions sur les falaises vives (*Petit Ailly*, Varengeville-sur-Mer) sont soumises aux horaires de marée. L’intervalle de temps disponible est de 3-4 h, puisque le TLS doit être posé sur l’estrans sableux relativement sec (pour éviter tout enfoncement du matériel durant l’acquisition). Il est nécessaire d’optimiser le temps d’acquisition en fonction du nombre de mises en station, de la résolution angulaire choisie, de la fenêtre de scan... À la durée du scan s’ajoutent l’installation, la disposition et le positionnement des cibles en haut et pied de falaise, leur mesure au tachéomètre, et le repli du matériel. La résolution angulaire a donc été définie par rapport au temps d’acquisition disponible.

La résolution angulaire au *Petit Ailly* est définie à $0,04^\circ$ permettant un scan fin de la falaise d'environ 20 min (fenêtre horizontale de 135° et verticale de 80°). Cette résolution est plus faible qu'à Dieppe (contexte de falaise morte sans contrainte horaire) où cette dernière est définie à $0,03^\circ$ pour les deux secteurs (scan fin de la falaise 35 minutes avec une fenêtre horizontale de 180° et de 80° à la verticale) (falaises mortes). La durée de chaque mise en station est de 1 h à 1h30 (soit 3 h par levé). En raison de la contrainte horaire que représente la marée semi-diurne dans les milieux macrotidaux et du temps d'acquisition des données, les mesures TLS obtenues ont une représentativité spatiale limitée (quelques centaines de mètres de linéaire côtier).

Une équipe de trois personnes (au minimum) est nécessaire pour effectuer le levé : une personne chargée du tachéomètre, une pour l'installation des cibles et pour la mesure du positionnement des cibles à l'aide du prisme (ce dernier sera pointé au tachéomètre), et une personne chargée de lancer l'acquisition des nuages de points au scanner laser terrestre (Figure 10.4). Ces levés au scanner constituent un vrai travail d'équipe avec une distribution des rôles bien définie pour l'ensemble des levés.

Le processus d'acquisition des données nécessite du matériel complémentaire : des cibles (fabriquées par nos soins, photographie 1 de la Figure 10.5), un tachéomètre (station totale TC410C Leica TPS400, photographie 4 de la Figure 10.5) et un DGPS (Trimble avec une station de base 5700 et un récepteur mobile 5800, photographie 2 de la Figure 10.5). Le tachéomètre (dont le point de mise en station est préalablement connu par mesures au DGPS) permet de replacer le nuage de points (acquis dans un repère relatif) dans un repère absolu (Lambert 93 associé au RGF93). Ces travaux portent uniquement sur des levés TLS en mode statique (le TLS reste fixe durant l'acquisition du nuage de points). Dans ce cas, pour plus de précision, il est nécessaire de mesurer à la fois la position du TLS et les cibles réfléchissantes préalablement réparties sur la zone. Cela permettra de géoréférencer le nuage de points 3D dans un repère absolu. Le processus de géolocalisation des cibles et de la station du TLS au tachéomètre est une étape primordiale pour la qualité de l'acquisition. Si la précision instrumentale du TLS est de $\pm 0,003$ m à 50 m, la principale source d'erreur sur les données finales provient du géoréférencement du nuage de points dans un repère global *via* les cibles (Jaud, 2011). L'imprécision de la mesure tachéométrique sur la position des cibles se reporte sur le nuage de points lors de son recalage dans le système de coordonnées cartographiques de référence (Lambert 93).

La réduction de ce biais de mesure passe par le choix approprié des cibles (forme, taille...) et de leur disposition dans l'espace. La forme des cibles est cylindrique. Cela permet de les observer de plusieurs angles (lors de plusieurs mises en station). Les cibles doivent être disposées à différentes distances autour du TLS pour éviter toute permutation des cibles dans l'étape-clé du géoréférencement. L'utilisation d'un nombre important de cibles (15 à Dieppe secteur 1 O, 13 à Dieppe secteur 2 N, 17-18 au *Petit Ailly*) et la maximisation de leur distance au scanner (en prenant garde toutefois qu'elles restent visibles durant le scan) diminuent l'erreur de recalage du nuage de points. Lors de plusieurs mises en station, comme au *Petit Ailly*, le protocole optimal consiste à recaler les nuages de points les uns par rapport aux autres grâce aux cibles visibles depuis ces différentes positions (Figure 10.5). Les tiges filetées supportant les cibles à chaque fin de levé sont enlevées, par contre, les piquets restent en place.

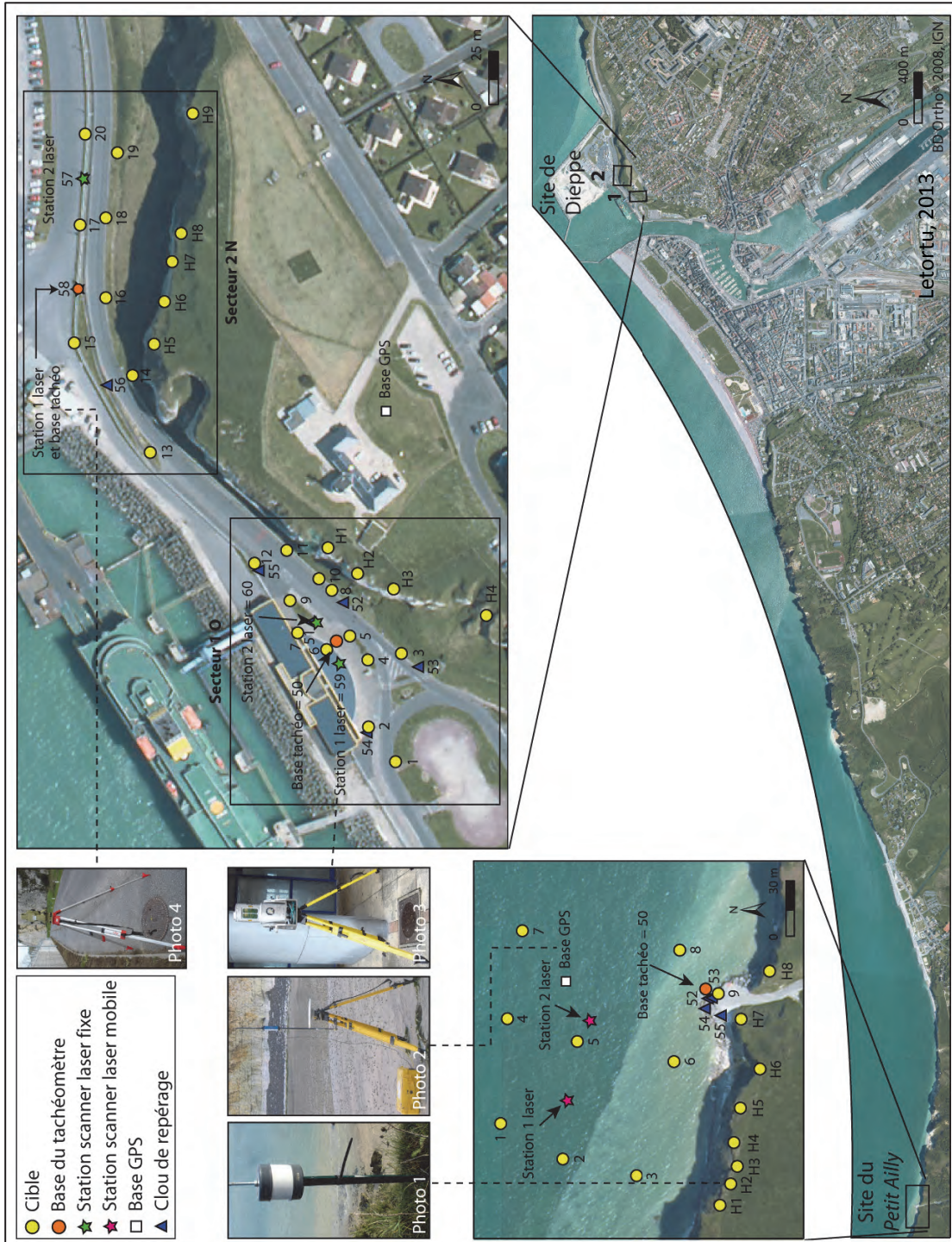


Figure 10.5 : Configuration des levés au scanner laser terrestre sur les sites de Dieppe (2 secteurs) et du Petit Ailly

Lorsque les cibles sont placées et mesurées, et le TLS installé sur son trépied, l'acquisition peut être lancée. Cette acquisition se déroule en trois étapes (Figure 10.4, étapes 3 à 5) :

1) un premier scan général sur une fenêtre horizontale 360° et verticale de 80° est effectué (de résolution angulaire de $0,2^\circ$ à $0,1^\circ$). Le nuage de points obtenu, de faible résolution, représente l'environnement complet (équivalent à un modèle numérique de surface), c'est-à-dire la topographie, mais aussi la végétation, les personnes, les véhicules... Sur ce scan, il s'agit de repérer et de pointer les cibles réfléchissantes (cette étape, numérotée 3 sur la Figure 10.4, est facilitée par une représentation par valeurs d'intensité) ;

2) lorsque l'ensemble des cibles est pointé, un second scan est lancé sur les cibles (dit scan fin des cibles), cette fois-ci de très haute résolution. Ce scan a pour objectif de déterminer précisément la localisation de chacune des cibles (étape 4 sur la Figure 10.4). Ces informations serviront au géoréférencement du nuage de points acquis dans l'étape suivante ;

3) enfin, un dernier scan (dit scan fin de falaise) est réalisé à la résolution souhaitée ($0,03^\circ$ au *Petit Ailly* et $0,04^\circ$ pour Dieppe) pour numériser le front de falaise (étape 5 sur la Figure 10.4). C'est ce dernier nuage de points, de très haute résolution, qui sera traité. À ce stade, il s'agit d'une mesure relative, chaque point étant repéré par sa position par rapport au TLS.

10.2.2. Traitements des données

Le traitement des nuages de points, nécessitant le recours à cinq logiciels, se décompose en quatre étapes principales (Figure 10.6) :

- 1) le géoréférencement et l'assemblage des nuages de points ;
- 2) le nettoyage des nuages ;
- 3) l'élaboration du MNT ;
- 4) la création des MNTs différentiels.

Cette méthode de traitement de données reprend les travaux d'E. Augereau (2010) et M. Jaud (2011) et a nécessité quelques modifications afin d'être optimisée pour l'analyse des falaises de Haute-Normandie.

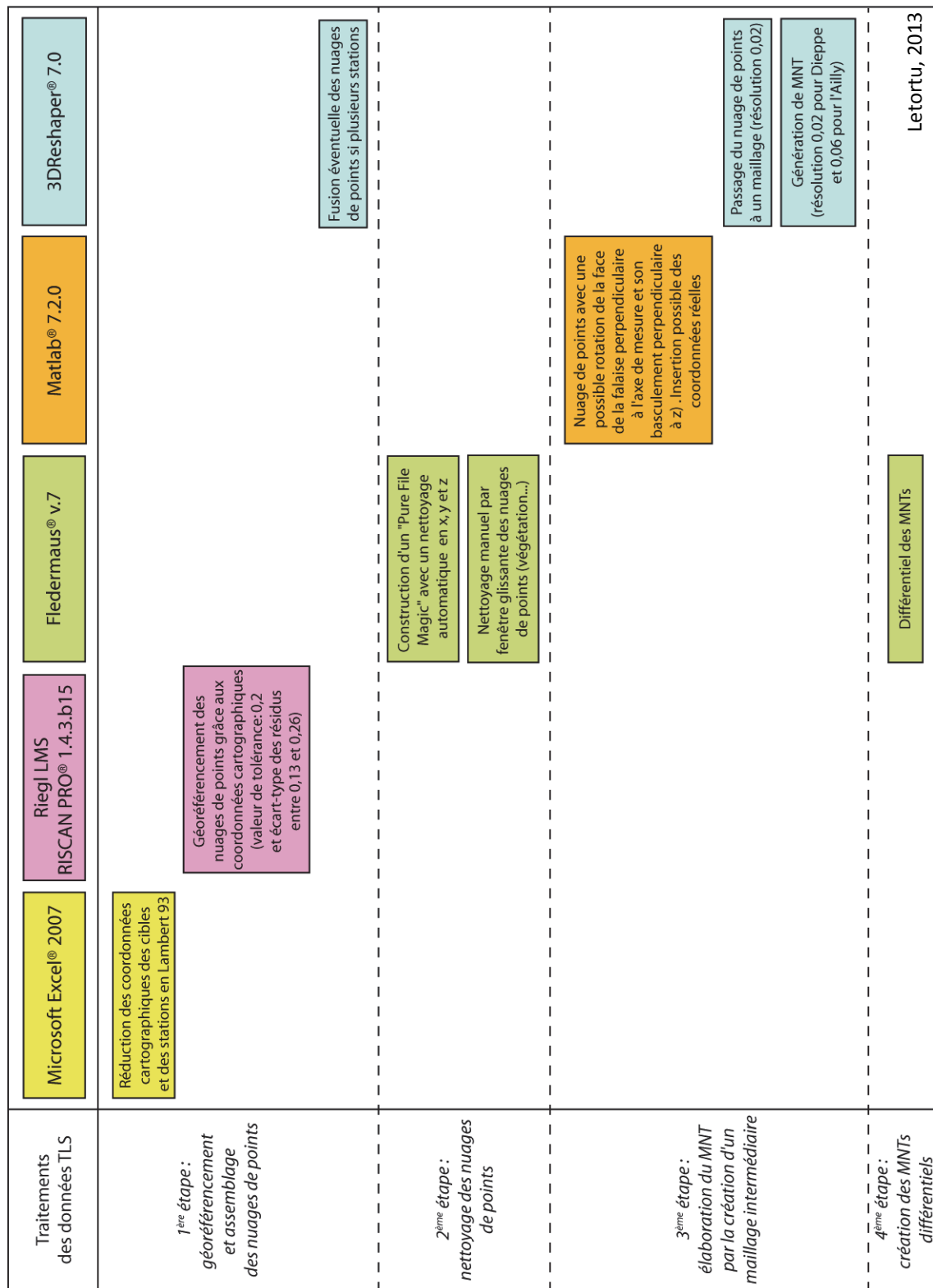


Figure 10.6 : Organisation du traitement des données

10.2.2.1. Géoréférencement des données et assemblage des données

Le TLS effectue des mesures relatives, de précision centimétrique. Pour des observations multi-temporelles, les mesures absolues sont préconisées et nécessitent un géoréférencement dont les points d’appui (cibles) doivent être (1) nombreux, (2) bien répartis sur l’ensemble du nuage de points et (3) mesurés avec une précision centimétrique.

Le géoréférencement du nuage de points est obtenu grâce à la mesure commune du centre des cibles par le TLS (lors du scan fin des cibles, étape 4 sur la Figure 10.6) et par le tachéomètre. La définition par DGPS des coordonnées absolues (Lambert 93) de la station du tachéomètre et du point V_0 (qui sert notamment de repère à fixer le zéro du cercle horizontal du tachéomètre), permet par la suite le calcul des coordonnées absolues des cibles. La mesure des cibles a été minutieuse avec des « auto-contrôles » reposant sur la visée d’un même point plusieurs fois lors du levé afin de vérifier la qualité de la mesure. Certaines cibles sont plus ou moins difficiles à pointer en fonction de leur position, des conditions météorologiques du levé...

Lors de l’étape du géoréférencement, se réalisant à l’aide du logiciel RISCAN PRO[®], les coordonnées absolues des cibles sont rarement toutes utilisées puisque seules les meilleures cibles sont conservées (entre 6 et 18 en fonction des sites). Cette méthode aboutit à un géoréférencement de très haute précision avec un écart-type des résidus qui se situe entre 0,013 et 0,026 m (Figure 10.7).

N° de mission	Date mission	Lieu	Nombre de stations	Résolution angulaire	Conditions de secteur	Nombre de cibles utilisées pour le géoréférencement	Ecart-type des résidus du géoréférencement
1	07/10/2010	Dieppe secteur 1 O	1	0,03	Bonne	11	0,024
	07/10/2010	Dieppe secteur 2 N	2	0,03	Bonne	10 13	0,018 0,021
	08/10/2010	Petit Ailly	2	0,04	Bonne	17 16	0,019 0,017
2	23/02/2011	Dieppe secteur 1 O	1	0,03	Difficile	10	0,018
	23/02/2011	Dieppe secteur 2 N	1	0,03	Difficile	8	0,022
	24/02/2011	Petit Ailly	2	0,04	Difficile Difficile	13 13	0,016 0,015
3	05/07/2011	Dieppe secteur 1 O	1	0,03	Bonne	9	0,018
	05/07/2011	Dieppe secteur 2 N	1	0,03	Bonne	9	0,018
4	27/09/2011	Petit Ailly	1	0,04	Bonne	16	0,020
5	18/12/2011	Dieppe secteur 1 O	1	0,03	Difficile	6	0,014
	18/12/2011	Dieppe secteur 2 N	1	0,03	Difficile	12	0,014
	18/12/2011	Petit Ailly	2	0,04	Difficile	16 16	0,015 0,015
6	22/03/2012	Dieppe secteur 1 O	2	0,03	Bonne	12 10	0,017 0,014
	22/03/2012	Dieppe secteur 2 N	2	0,03	Bonne	7 11	0,016 0,013
	21/03/2012	Petit Ailly	2	0,04	Bonne	13 18	0,022 0,018
						7 7	0,026 0,023
7	18/09/2012	Petit Ailly	2	0,04	Moyenne	7 7	0,026 0,023
8	11/02/2013	Petit Ailly	2	0,04	Moyenne	6 7	0,026 0,023
	12/02/2013	Dieppe secteur 1 O	1	0,03	Moyenne	8	0,017
	12/02/2013	Dieppe secteur 2 N	1	0,03	Moyenne	6	0,025

Figure 10.7 : Récapitulatif de la qualité des levés TLS et de leur géoréférencement (en gris les levés affectés par une marge d’erreur importante et en trané le levé inutilisable)

Lors de cette étape d’importance majeure, il est alors possible d’observer sur 3DReshaper® (logiciel de données scanner) les nuages utilisables et ceux problématiques pour le suivi diachronique. Lorsque deux stations sont effectuées sur le même site, les scans se superposent grâce à la qualité (1) des données topographiques obtenues avec le tachéomètre et (2) du géoréférencement. Pour l’approche diachronique des levés, leur superposition ne s’avère pas toujours parfaite, notamment lors de conditions climatiques difficiles (pluie, températures froides et vent). Dans ces cas, grâce aux surfaces fixes sur les nuages de points bruts, par exemple la descente à la mer au *Petit Ailly*, le recalage des nuages de points est possible par le choix du levé de référence (le plus fiable). Grâce à ces zones fixes, sur 3DReshaper, les quelques cas peuvent être recalés avec l’algorithme de consolidation « best-fit » (meilleur alignement). Ce dernier minimise les distances dans l’alignement des deux enregistrements qui se chevauchent par la méthode des moindres carrés (Grange et al., 2011 ; Ravanel et al., 2011).

Sur les 19 nuages acquis, un est inutilisable, celui du 18/12/2011 à Dieppe secteur 2 N. L’observation de ce nuage met en évidence des artefacts liés notamment à la pluie qui a absorbé l’impulsion laser. Trois autres nuages ne présentent pas un bon recalage (erreur de 0,04 à 0,08 m). Les données topographiques et le géoréférencement n’en sont pas la cause (les écarts de résidus oscillent entre 0,15 et 0,25) car, sinon, le recalage « best-fit » aurait fonctionné. Nous pensons que ces trois nuages (24/02/2011 au *Petit Ailly*, 05/07/2011 à Dieppe secteur 1 O, 12/02/2013 à Dieppe secteur 2 N) ont subi des perturbations au moment des acquisitions, tel l’amarrage du ferry transmanche créant des vibrations temporaires non négligeables. Au *Petit Ailly*, cela est dû à l’enfoncement du TLS dans l’estrain sableux (encore trop humide) en cours d’acquisition. Ces trois missions ne seront pas utilisées pour la quantification des taux d’ablation, mais uniquement pour l’étude de la répartition spatiale des dépôts de matériaux. Les levés utilisés pour le suivi diachronique sont donc au nombre de sept au *Petit Ailly* et de cinq à Dieppe, secteur 1 O et 2 N (Figure 10.8).



10.2.2.2. Nettoyage des données

À ce stade, le nuage de points total géoréférencé constitue un modèle numérique de surface où de nombreux points ne représentent pas la topographie *stricto sensu* (objets ou personnes situés sur la trajectoire du faisceau laser...). Ce modèle numérique de surface doit être nettoyé pour devenir un modèle numérique de terrain représentant notre objet d'étude, à savoir le front de la falaise crayeuse.

Nous avons procédé à deux étapes de nettoyage. Le premier nettoyage est automatique et permet d'éliminer rapidement les points extérieurs à la zone d'intérêt. Il se produit lors de la création de la structure de données « Pure File Magic⁵³ » sur Fledermaus[®], en sélectionnant les coordonnées (x, y, z) encadrant le front de falaise étudié. Par la suite, un nettoyage manuel est réalisé grâce à la fenêtre glissante qui permet de visualiser très finement le nuage de points « tranche par tranche ». Il est alors possible d'enlever, sur le front de falaise, les points « aberrants » tels la végétation. Diverses techniques sont évoquées pour filtrer la végétation (par exemple A. Prokop et H. Panholzer, 2009), mais le filtrage demeure complexe, car la végétation est rase sur le secteur d'étude. En outre, les bancs de silex donnent à la falaise un aspect très irrégulier qui peut se confondre à la pelouse rase. Nous avons préféré la méthode de photo-interprétation, à partir des clichés du levé, qui drapés sur la falaise lors du traitement, permettent d'identifier et de supprimer les zones de végétation, comme le préconisent M. Alba et al. (2005).

10.2.2.3. Élaboration du MNT par la création d'un maillage intermédiaire

L'élaboration d'un MNT s'effectue par le maillage des points puis leur interpolation⁵⁴. Le maillage d'un nuage de points scanner se heurte à deux difficultés majeures : 1) la gestion de surfaces subverticales ou de cavités ; 2) la résolution très hétérogène du nuage de points (de quelques millimètres à quelques décimètres).

Représenter fidèlement une paroi parfaitement verticale nécessite d'utiliser un maillage 3D, qui, pour chaque position planimétrique (x, y), peut admettre plusieurs valeurs d'altitude z. En raison de la densité très forte des points de nos nuages et de la taille des surfaces étudiées, le logiciel 3DReshaper[®] n'était pas capable de gérer le passage en maille 3D en utilisant l'ensemble des points du nuage. En effet, les densités de points sont élevées : environ 150 par m² au *Petit Ailly* sur 5200 m², 450 par m² sur le secteur 1 O à Dieppe avec 700 m² étudié et sur le secteur 2 N, la densité de points est de 350 au m² sur une surface atteignant 900 m². Sans la prise en compte de l'ensemble des points, la résolution du nuage aurait alors été dégradée.

Puisque les falaises sont subverticales (il n'existe pas de coordonnées planimétriques avec différentes valeurs de z) et le long d'un axe unique (en l'occurrence x pour le *Petit Ailly*), nous avons pu dépasser ce problème en choisissant de passer en 2D selon l'axe de mesure y (direction du faisceau laser) (Figure 10.9). En réalité, ce que le logiciel appelle un maillage 2D correspond à du 2,5D parce que chaque point est défini par un couple de coordonnées (x, y), associé à un seul z. Pour une parfaite orthogonalité de la falaise à y, garant d'une bonne qualité de maillage (Lichti, 2007), une rotation du plan de la falaise était nécessaire. De plus, le logiciel Fledermaus[®], initialement conçu pour la bathymétrie, n'est pas apte à calculer des différentiels variant sur y. Il accepte seulement les variations en z.

⁵³ « Pure File Magic » est une structure de stockage très efficace pour l'édition de très grands ensembles de données.

⁵⁴ Un nouvel algorithme (M3C2) a été tout récemment proposé par D. Lague et al. (révisé) pour supprimer cette étape en comparant les nuages de points directement entre eux. Cela permet d'obtenir une plus grande précision des résultats.

Pour gérer ces deux problèmes, nous avons dû faire une rotation horizontale (pour que la falaise soit perpendiculaire à y) et un basculement de la falaise pour qu'elle devienne horizontale sous Matlab® (tout transfert de matière s'exprime désormais sur l'axe z) (Figure 10.9). Par conséquent, le maillage peut se faire en 2,5D selon la direction de mesure (devenue z) sans perte d'information. La marge d'erreur calculée entre un maillage 3D et 2,5D est considérée comme nulle⁵⁵.

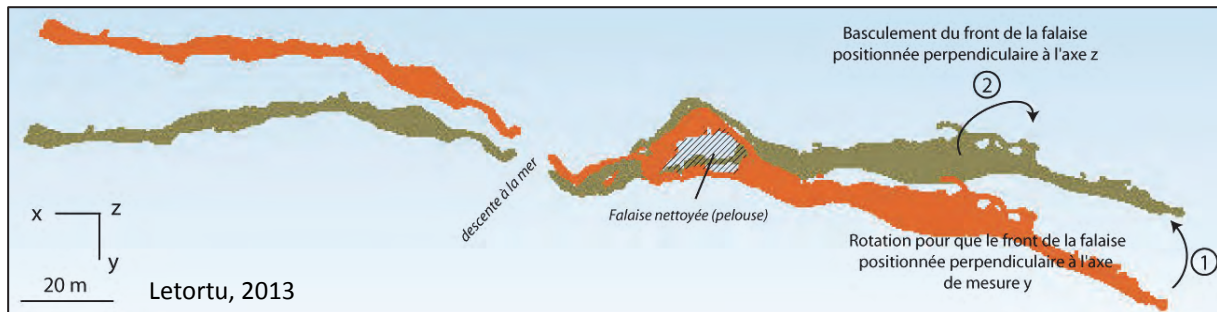


Figure 10.9 : Rotation et basculement de la falaise avec l'exemple du *Petit Ailly*

L'utilisation d'un maillage TIN (Triangulated Irregular Network) (Peucker et al., 1978 ; Werbrouck et al., 2011) permet d'exploiter la résolution variable des données en formant des triangles de différentes tailles avec un ensemble de facettes triangulaires s'approchant au maximum de triangles équilatéraux. Ces facettes, contiguës mais non-chevauchantes, relient entre elles les points du nuage (Jaud, 2011).

Le résultat du maillage est ensuite projeté et interpolé sur une grille régulière fine, plus facilement manipulable et exploitable. La résolution du MNT dépend de la taille de maille de la grille d'interpolation choisie, à savoir un pas de 0,02 m pour Dieppe et 0,06 m pour le *Petit Ailly*.

10.2.2.4. Création des MNTs différentiels

Les MNTs différentiels, obtenus par soustraction du MNT le plus ancien au MNT le plus récent sous Fledermaus®, permettent de déterminer les zones d'ablation (Bitelli et al., 2004 ; Pesci et al., 2004 ; Prokop et Panholzer, 2009) comprenant le taux d'ablation, et une visualisation fine des zones de départ des débris.

10.2.3. Marge d'erreur

L'estimation des erreurs instrumentales et de traitement des données est nécessaire pour les analyses de changement et le suivi des mouvements de terrain. Ces erreurs déterminent le changement minimal qui peut être détecté (Oppikofer et al., 2009). Cependant, peu d'études explicitent la quantification de leur marge d'erreur.

Pour J.D. Quinn et al. (2010), la précision des levés est fonction de l'erreur instrumentale (fournie par le constructeur et sachant que la précision de la mesure se dégrade proportionnellement à la distance à l'objet), à laquelle s'ajoutent les paramètres environnementaux (pluie, brouillard...), et ceux d'acquisition (nombre de cibles...). Les erreurs additionnelles sont introduites quand les données diachroniques sont comparées.

⁵⁵ Le maillage 2,5D sous-estime de l'ordre de -0.07 m^3 l'érosion sur une surface totale de 835 m^2 , soit une différence nulle sur les ablations. Cette très faible différence s'explique par le fait que, de toute façon, le 3D est réduit à un 2,5D lors de l'étape du MNT.

Au cours de cette étude, nous avons évalué les erreurs absolues et relatives :

- celle absolue exprime l'erreur entre le nuage brut géoréférencé et la mesure *in situ*. L'estimation repose sur la connaissance des marges d'erreur du DGPS, du tachéomètre, du TLS, et du géoréférencement ;

- celle relative estime l'erreur d'un jeu de données par rapport à un autre (ici entre des MNTs d'un même site à des dates différentes). Puisque nos résultats sont issus des différentiels de MNTs, c'est cette erreur qui nous importe. L'estimation est obtenue en comparant les zones supposées fixes sur les MNTs à différentes dates.

10.2.3.1. Marge d'erreur absolue

L'erreur absolue est l'addition des erreurs instrumentales du TLS, de la mesure DGPS et tachéométrique et des imprécisions topographiques générées lors du géoréférencement.

La précision théorique instrumentale du TLS est de $\pm 0,003$ m à 50 m (Riegl, 2007), mais la principale source d'erreur provient généralement des données topographiques. Tandis que le DGPS a été uniquement utilisé pour connaître les coordonnées absolues de la station du tachéomètre et les quelques clous de repérage, cette source d'erreur est minime. La principale erreur potentielle provient des levés tachéométriques mesurant la position des cibles et de la station du TLS.

La précision expérimentale des mesures faites au DGPS est quantifiée par rapport à la moyenne pondérée, ou la réitération des mesures lors d'une session longue (Dixon, 1991 ; Malet et al., 2002b). En fonction de la durée de la session de mesure (Malet et al., 2002a), la précision déterminée dans les trois dimensions (x, y et z) évoluera. Nous avons choisi un temps de session de 17 minutes par point fixe permettant, comme l'a démontrée C. Lissak (2012) avec le même matériel (Trimble avec une station de base 5700 et un récepteur mobile 5800), d'obtenir une mesure à marge d'erreur infra-centimétrique.

L'objectif est de positionner les cibles avec grande précision : de 0,01 à 0,02 m près (en x, y et z). L'utilisation d'un tachéomètre permet théoriquement d'atteindre cette précision. La vérification de cet objectif s'appuie sur la comparaison de la position des points fixes (clous de repérage de la Figure 10.5) mesurés au tachéomètre lors des 6 à 7 missions successives. Malgré la mise en place d'un protocole strict, des erreurs peuvent se produire (pointé, conditions météorologiques, erreur de lecture,...).

Il est possible d'observer (Figure 10.10A) : (1) que la position des trois clous de repérage varie dans une ellipse maximale de 0,034 m en x et 0,014 m en y (par exemple pour le point 52 au *Petit Ailly*, l'ellipse maximale est de 0,018 m en x et 0,014 m en y) ; (2) les données « aberrantes » (levés n°7 du 21/03/2012 et n°8 du 11/02/2013 au *Petit Ailly*).

Une fois identifiées, les « mauvaises » mesures sont supprimées. Elles sont souvent le résultat de conditions météorologiques difficiles (pluie, brouillard, vent). Quant à la mission topographique de référence, celle des 05-06/07/2011 a été choisie, parce que les conditions de levé étaient optimales. Par cette succession d'étapes, les données validées présentent des ellipses de dispersion de la mesure entre 0,011 m en x, 0,007 m en y et 0,021 m en z (Figure 10.10B).

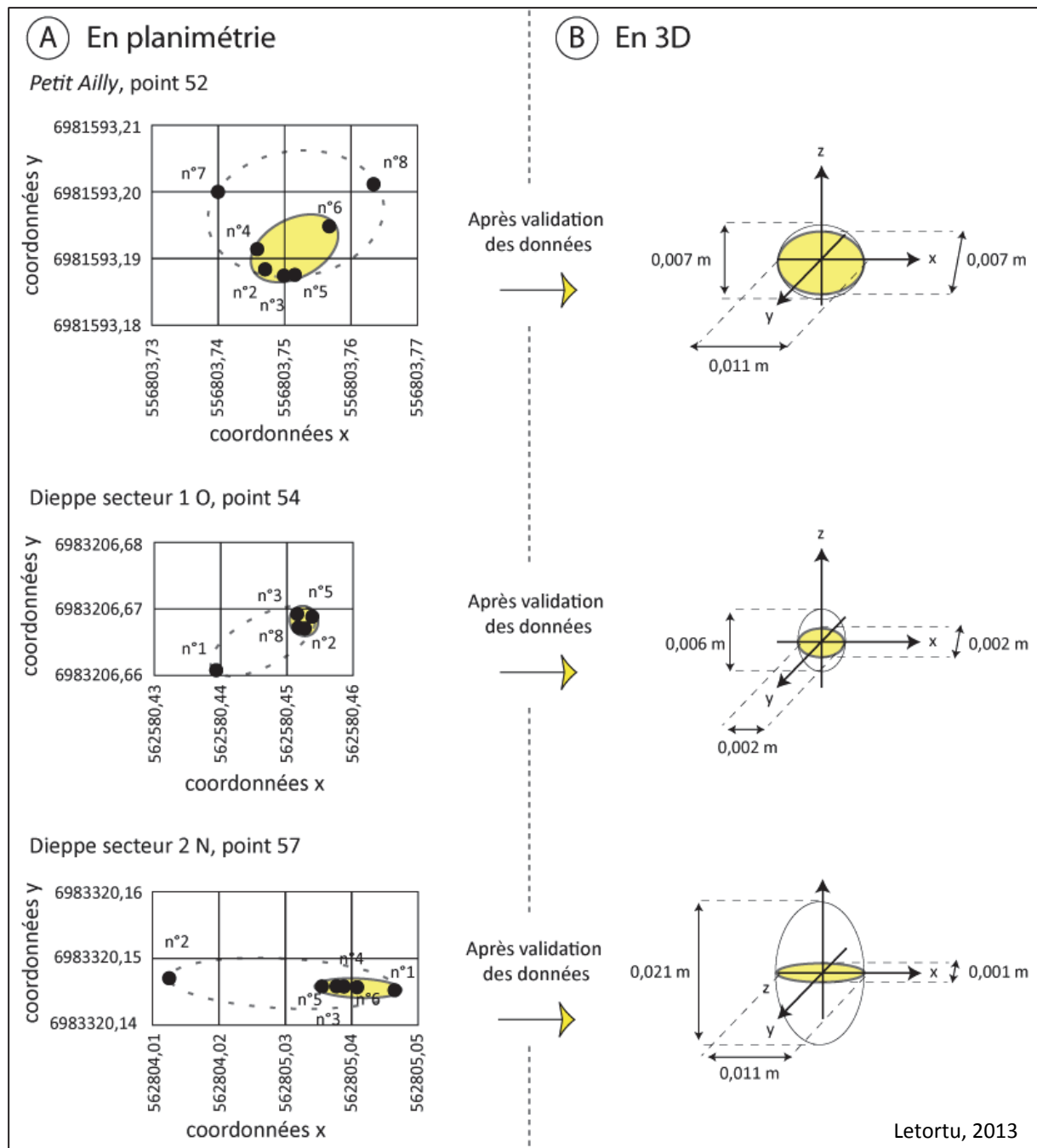


Figure 10.10 : Ellipses de dispersion mesurées par levé au tachéomètre sur des points fixes (clous de repérage) à partir des huit missions successives (numéro de points de la Figure 10.5, numéro de mission de la Figure 10.7)

Seules les coordonnées des cibles les plus fiables sont intégrées lors du géoréférencement des nuages de points acquis au TLS. Grâce à cette méthode, la qualité du géoréférencement est très bonne avec un écart-type des résidus qui se situe entre 0,013 et 0,026 m (Figure 10.7).

Ainsi, en additionnant ces quatre sources d'erreur, nous obtenons une marge d'erreur moyenne absolue (par rapport au terrain) estimée à $\pm 0,04$ m.

10.2.3.2. Marge d'erreur relative

Pour quantifier l'erreur entre les MNTs, nous avons utilisé des zones fixes, telles que le mobilier urbain à Dieppe ou la descente à la mer au *Petit Ailly* dans chacun des nuages de points bruts (Figure 10.11). Ces zones fixes correspondent à environ 7 000 points. Sur ces zones fixes du nuage de points initial (par la suite, ces secteurs sont normalement « nettoyés »), les données sont traitées avec la même méthodologie qu'évoquée précédemment pour obtenir les MNTs des zones fixes sur l'ensemble des nuages de points de chaque site. Les différentiels finaux obtenus mettent alors en évidence la marge d'erreur de la mesure.

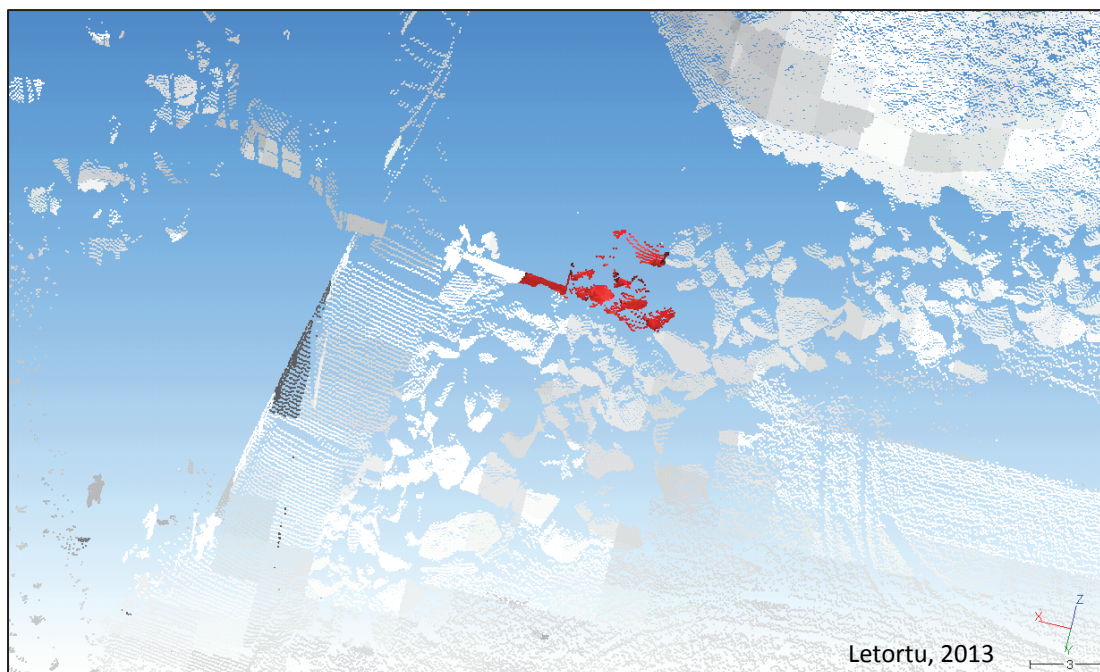


Figure 10.11 : Zone fixe utilisée (rouge) pour quantifier la marge d'erreur relative au *Petit Ailly* (nuage du 08/10/2010)

La marge d'erreur la plus faible est estimée à $\pm 0,01$ m et se localise sur le secteur 2 N de Dieppe. Au *Petit Ailly*, la précision obtenue est de $\pm 0,03$ m. Sur le secteur 1 O de Dieppe, elle est de $\pm 0,04$ m.

10.3. Quantification de la production de débris du front de falaise : approche temporelle et spatiale

Le recul du front de falaise (et sa production de débris associée) est principalement mesuré par le biais des mouvements de masse, parce que leur taille conséquente permet une observation aisée sur de nombreux supports (photographies aériennes ou obliques, images satellitaires...). Ces mouvements de masse ne représentent qu'une partie des transferts de matières induits par le recul des falaises. Il ne faut pas omettre la part de l'éboulisation. Quelques travaux sur les falaises crayeuses du Sussex et de Haute-Normandie estiment la part de l'éboulisation respectivement à 11 et 10 % du recul total (May et Heeps, 1985 ; Hénaff et al., 2002a). D'après la mesure du tablier d'éboulis au tachéomètre derrière l'éboulement du Chien Neuf à Senneville-sur-Fécamp, A. Hénaff et al. (2002a) estiment le taux d'ablation à environ 0,012 m/an. S. Costa (1997) durant sa thèse a été témoin au cap d'Ailly le 31/12/1995 d'un épisode de dégel occasionnant une « pluie de gélifracsts » formant un tablier d'éboulis. Pour l'auteur, ce seul événement aurait occasionné un taux d'ablation de 0,014 m.

Ces mesures ponctuelles dans le temps et dans l’espace, associées à des marges d’erreur parfois pluri-décimétriques, paraissent insuffisantes pour quantifier la part de l’éboulisation dans le recul total des falaises. La différenciation des deux types de départ (mouvements de masse et mouvements particuliers) n’est possible qu’avec l’utilisation des mesures au TLS dont la précision permet de :

- 1) visualiser les zones de départ dans le temps et dans l’espace ;
- 2) quantifier la production de débris ;
- 3) faire la part de l’éboulisation dans le recul du front de falaise.

10.3.1. Volumes perdus et taux d’ablation

Les calculs des taux d’ablation ont été effectués sur toutes les combinaisons temporelles (entre les deux états connus les plus éloignés et entre deux levés successifs).

10.3.1.1. Le Petit Ailly : ablation forte sur une falaise vive

La falaise vive du *Petit Ailly* est une falaise dite « complexe » caractérisée par l’affleurement de craies santoniennes surmontées de terrains meubles du Tertiaire, eux-mêmes marqués par la présence de deux nappes perchées. Sur ce site, au cours des 28 mois de mesure, le recul est intense. L’ablation totale du front de falaise est de 0,57 m ($\pm 0,03$ m) correspondant à un taux annuel de 0,24 m/an (différentiel total de la Figure 10.12).

Date MNT ancien	Date MNT récent	Nombre de mois entre les levés	Nom du différentiel	Surface étudiée (m ²)	Volume perdu (m ³)	Ablation ($\pm 0,03$ m)	Taux d’ablation (m/an)
08/10/2010	24/02/2011	4,5	A	5 314	25 (± 1)	0,00	0,00
24/02/2011	27/09/2011	7,0	B	5 291	281 (± 8)	0,05	0,09
27/09/2011	18/12/2011	3,0	C	5 267	0	0,00	0,00
18/12/2011	21/03/2012	3,0	D	5 181	222 (± 6)	0,04	0,17
21/03/2012	18/09/2012	6,0	E	5 255	146 (± 4)	0,03	0,06
18/09/2012	11/02/2013	4,5	F	5 190	2 263 (± 64)	0,44	1,16
08/10/2010	11/02/2013	28,0	Total	5 118	2 910 (± 83)	0,57	0,24

Figure 10.12 : Différentiels du *Petit Ailly* avec le levé précédent (en gris, les différentiels affectés par une forte marge d’erreur)

L’approche diachronique met en évidence que les levés incluant toute ou partie de la période hivernale sont marqués par les taux d’ablation les plus forts (0,17 à 1,16 m/an). Hors de ces périodes, les évolutions semblent plus faibles (0 à 0,09 m/an) (Figure 10.13).

À ce titre, la période du 18/09/2012 au 11/02/2013 est marquée par une production de débris très importante (2 263 m³ (± 64 m³)) qui, rapportée à la surface étudiée (5 190 m²) représenterait un retrait total de 0,44 m (Figure 10.12). Cette période de 4 mois et demi de forte production de débris aboutirait à un taux d’ablation annuel de 1,16 m. Comme évoqué précédemment, de l’automne 2012 au printemps 2013, les mouvements gravitaires ont été particulièrement importants en volume et en fréquence. Les conditions pluviométriques exceptionnelles entre octobre 2012 et mars 2013 (cumul de 575,5 mm à Dieppe (Météociel), soit une majoration de 29 % par rapport à la normale 1971-2000), et notamment les mois d’octobre et décembre (respectivement +159 %, +56 %) peuvent expliquer la recrudescence des mouvements de masse.

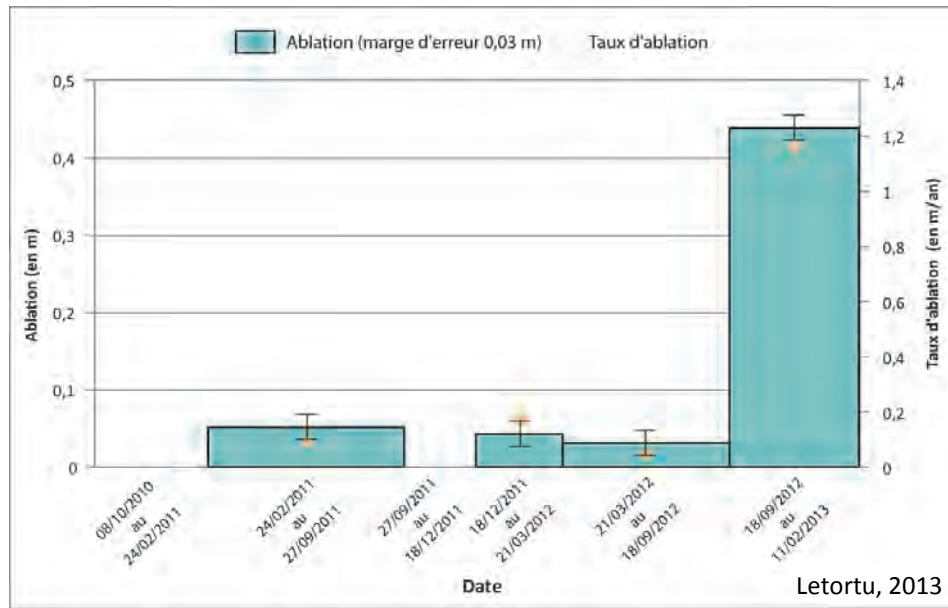


Figure 10.13 : Ablation et taux d'ablation au *Petit Ailly*

10.3.1.2. Dieppe : une falaise morte aux taux d'ablation faibles

Le second site suivi est caractérisé par des falaises mortes, taillées dans les craies du Coniacien. Ce site se divise en deux : un secteur 1 exposé à l'O et un secteur 2 exposé au N.

Sur ces deux secteurs, et au cours de 28 mois de mesures (17,5 mois pour le secteur 2 N, la mesure du 12/02/2013 ayant une marge d'erreur importante), le recul se situe entre 0,09 et 0,012 m. Pour ces secteurs, les retraits mesurés obligent à une certaine prudence dans les interprétations, puisqu'au cours des 28 mois de mesure, des actions anthropiques (travaux de déblaiement et mise en place de filets de protection) ont perturbé la mesure et réduit les surfaces étudiées (Figure 10.14). L'ensemble de ces impacts anthropiques ont été retirés dans les calculs et les tableaux afin de suivre l'évolution « naturelle » de l'abrupt crayeux.

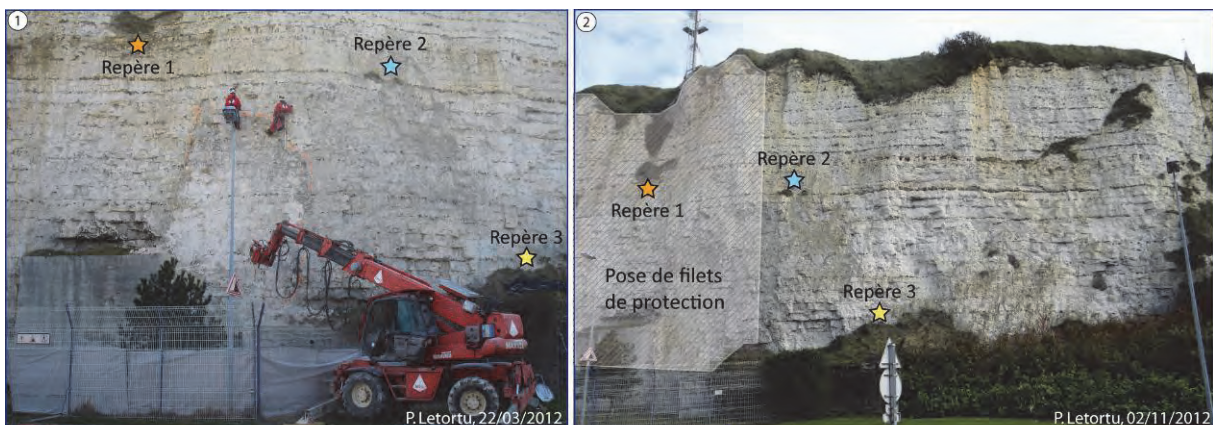


Figure 10.14 : Le secteur 1 O de Dieppe pendant les travaux de déblaiement (1) et après les travaux (2)

Sans la prise en compte des actions anthropiques⁵⁶, l’ablation totale du front de falaise est légèrement plus importante sur le secteur 1 O avec 0,17 m (\pm 0,04 m), correspondant à un taux d’ablation de 0,08 m/an, que sur le secteur 2 N (0,06 m/an). Là encore, l’approche diachronique montre des volumes de matériaux libérés plus importants pour la période incluant tout ou partie de l’hiver (Figure 10.15 et Figure 10.16).

Date MNT ancien	Date MNT récent	Nombre de mois entre les levés	Nom du différentiel	Surface étudiée (m ²)	Volume perdu (m ³)	Ablation (\pm 0,04 m)	Ablation sans actions anthropiques (m)	Taux d’ablation sans actions anthropiques (m/an)	
07/10/2010	23/02/2011	4,5	A	723	19 (\pm 1)	0,03	0,03	0,07	
23/02/2011	05/07/2011	4,5	B	721	15 (\pm 1)	0,02	0,02	0,06	
05/07/2011	18/12/2011	5,5	C	723	10 (\pm 1)	0,01	0,01	0,03	
18/12/2011	22/03/2012	3,0	D	786	55 (\pm 2)	0,07*	0,06	0,24	
22/03/2012	12/02/2013	10,5	E	pose de filets de protection réduisant la zone d’étude					
07/10/2010	22/03/2012	17,5	Total	713	91 (\pm 3)	0,13*	0,12	0,08	

Figure 10.15 : Différentiels de Dieppe secteur 1 O avec le levé précédent (en gris, les différentiels affectés par une forte marge d’erreur ; * : actions anthropiques)

Date MNT ancien	Date MNT récent	Nombre de mois entre les levés	Nom du différentiel	Surface étudiée (m ²)	Volume perdu (m ³)	Ablation (\pm 0,01 m)	Ablation sans actions anthropiques (m)	Taux d’ablation sans actions anthropiques (m/an)	
07/10/2010	23/02/2011	4,5	A	832	32 (\pm 1)	0,04	0,04	0,10	
23/02/2011	05/07/2011	4,5	B	811	2 (\pm 1)	0,00	0,00	0,00	
07/10/2010	18/12/2011	5,5	C						
05/07/2011	22/03/2012	8,5	D	772	103 (\pm 1)	0,13*	0,04	0,04	
22/03/2012	12/02/2013	10,5	E	pose de filets de protection réduisant la zone d’étude					
07/10/2010	22/03/2012	17,5	Total	864	152 (\pm 1)	0,18*	0,09	0,06	

Figure 10.16 : Différentiels de Dieppe secteur 2 N avec le levé précédent (en gris, les différentiels affectés par une forte marge d’erreur ; * : actions anthropiques)

Finalement, ces premiers résultats mettent en évidence que :

- le site du *Petit Ailly* présente des taux annuels d’ablation nettement plus intenses que le site de Dieppe (respectivement 0,24 m/an contre 0,06-0,08 m/an) avec un recul marqué par des accélérations brutales,
- à Dieppe, le secteur 1 O recule légèrement plus vite (0,08 m/an) que le secteur 2 N (0,06 m/an) ;
- l’hiver est la période la plus propice à l’érosion avec une forte augmentation des ablations.

10.3.2. Des taux d’ablation conformes aux vitesses de recul du haut de falaise et à l’analyse statistique du suivi des mouvements gravitaires

L’objectif est ici de comparer les taux d’ablation mesurés au TLS aux vitesses de recul établies par l’étude des surfaces perdues en haut de falaise (à partir des données issues des levés photogrammétriques (1966-1995) et de l’orthophotographie IGN de 2008, chapitre 5 de la partie II) (Figure 10.17). Bien évidemment, les périodes d’analyse, les méthodes et les marges d’erreur étant différentes, ces comparaisons sont à prendre avec précaution.

⁵⁶ Au total, sur les deux levés, les travaux de déblaiement ont retiré 90 m³ environ au front de falaise (9 m³ à Dieppe secteur 1 O et 82 m³ à Dieppe secteur 2 N). La pose de filets de protection fin mars 2012 a réduit les surfaces étudiées, ces levés ne sont donc pas pris en compte pour les calculs de taux d’ablation.

Elles peuvent cependant renseigner sur la fiabilité des valeurs obtenues et sur le caractère « modal » (ou non) de la période de 28 mois retenue. En raison de la faible représentativité temporelle des données du TLS, nos résultats peuvent être influencés par des phénomènes ponctuels dans le temps de forte intensité ou de forte fréquence.

Letortu, 2013 <i>Petit Ailly</i>		Longueur de falaise étudiée (m)	Taux de recul du haut de falaise (m/an)	Taux d'ablation (m/an)
Photogrammétrie et orthophotographie	1966-2008	50	0,50	0,37
	1966-2008	50	0,45	
	1966-2008	50	0,42	
	1966-2008	50	0,34	
	1966-2008	50	0,29	
TLS	2010-2013	250	0,24	0,24

Dieppe secteur 1 O		Longueur de falaise étudiée (m)	Taux de recul du haut de falaise (m/an)	Taux d'ablation (m/an)
Photogrammétrie et orthophotographie	1966-2008	50	0,02	0,04
	1966-2008	50	0,06	
TLS	2010-2013	30	0,08	0,08

Dieppe secteur 2 N		Longueur de falaise étudiée (m)	Taux de recul du haut de falaise (m/an)	Taux d'ablation (m/an)
Photogrammétrie et orthophotographie	1966-2008	50	0,06	0,05
	1966-2008	50	0,03	
TLS	2010-2013	80	0,06	0,06

Figure 10.17 : Comparaison des taux annuels de recul obtenus par photo-interprétation et par TLS

À Dieppe, les taux d'ablation obtenus par TLS sont légèrement supérieurs à ceux obtenus par photo-interprétation (suivi du haut de falaise), mais compte-tenu des marges d'erreur, les résultats restent proches (0,04 m/an sur la période 1966-2008 et 0,08 m/an sur la période 2010-2013 à Dieppe 1 O). Les mesures obtenues sur une période de 28 mois sont en accord avec les mesures obtenues sur le long terme (42 ans).

Pour le *Petit Ailly*, les résultats de recul sont différents. Le taux d'ablation du haut de falaise obtenu par levés photogrammétriques entre 1966 et 2008 est supérieur à celui issu du TLS (respectivement 0,37 contre 0,24 m/an) (Figure 10.17). En incluant la marge d'erreur, ces valeurs sont malgré tout assez cohérentes entre elles.

La mesure TLS menée sur 28 mois (sur un linéaire de 250 m) a montré l'existence d'un mouvement gravitaire de 1 636 m³. **Cet événement replacé dans la distribution de loi de puissance** (recensement ESTRAN entre 2002 et 2009, chapitre 8, partie III) **fait apparaître une parfaite adéquation avec la fréquence d'occurrence sur ce secteur (Sainte-Marguerite-sur-Mer/Varengeville-sur-Mer). Un mouvement gravitaire de plus de 1 636 m³ est attendu tous les 28 mois pour un linéaire de falaise de 250 m** (Figure 10.18).

Letortu, 2013 Secteur	Équation	n ₁₆₃₆	n ₁₆₃₆ /km linéaire	n ₁₆₃₆ /250 m linéaire	Fréquence d'occurrence d'un mouvement gravitaire supérieur à 1636 m ³ tous les 250 m et tous les 28 mois
Sainte-Marguerite/ Varengeville-sur-Mer (2005-2009)	f=152,76V ^{-0,359}	10,72	1,79	0,45	1,04

Figure 10.18 : Fréquence d'occurrence d'un mouvement gravitaire supérieur à 1 636 m³ tous les 250 m et tous les 28 mois

La cohérence des résultats met en évidence que la période de 28 mois étudiée au TLS paraît représentative (1) du recensement des mouvements gravitaires effectué entre 2005 et 2009 entre Sainte-Marguerite-sur-Mer et Varengeville-sur-Mer, (2) de la moyenne du recul à long terme

(42 ans). Ce fait s’explique notamment par l’absence d’événement majeur, évitant des pics brutaux de recul qui ne pourraient être lissés par la longueur de la période étudiée (28 mois). Cependant, pour estimer le comportement de la falaise, le taux de recul annuel demeure limité et ne reflète pas les mécanismes par lesquels la falaise évolue. La répétition et la précision des données fournies par l’instrumentation TLS apportent des informations nouvelles sur l’étendue des ruptures qui ponctuent le comportement de la falaise (Lim et al., 2010).

10.3.3. Répartition spatiale des départs de matériaux

Le TLS fournit une spatialisation fine des taux d’ablation associée au suivi diachronique. Il est possible de :

- connaître la répartition spatiale des zones de départ des débris, les types de mouvements (mouvements particuliers ou mouvements de masse), les périodes de départ des matériaux, et par conséquent, de fournir des éléments de réponse quant aux processus responsables ;
- mettre en évidence des zones de faiblesse et d’éventuels signes annonciateurs de l’érosion, en observant *a posteriori*, l’évolution de la paroi qui va être soumise à des départs de matériel.

La compréhension de l’évolution du front de falaise dépend de la fréquence d’acquisition des levés et de la dynamique érosive des abrupts. La fréquence de nos levés (tous les 5 mois en moyenne) ne permet pas de s’assurer qu’une zone de départ qui apparaît homogène lors du différentiel soit le résultat d’un départ unique de matériel (plusieurs mouvements successifs peuvent avoir eu lieu au même endroit). Grâce à l’inventaire ESTRAN qui se poursuit jusqu’à aujourd’hui, il nous est possible de savoir s’il s’agit d’un mouvement gravitaire unique ou de multiples mouvements gravitaires successifs au même endroit (Figure 10.19).

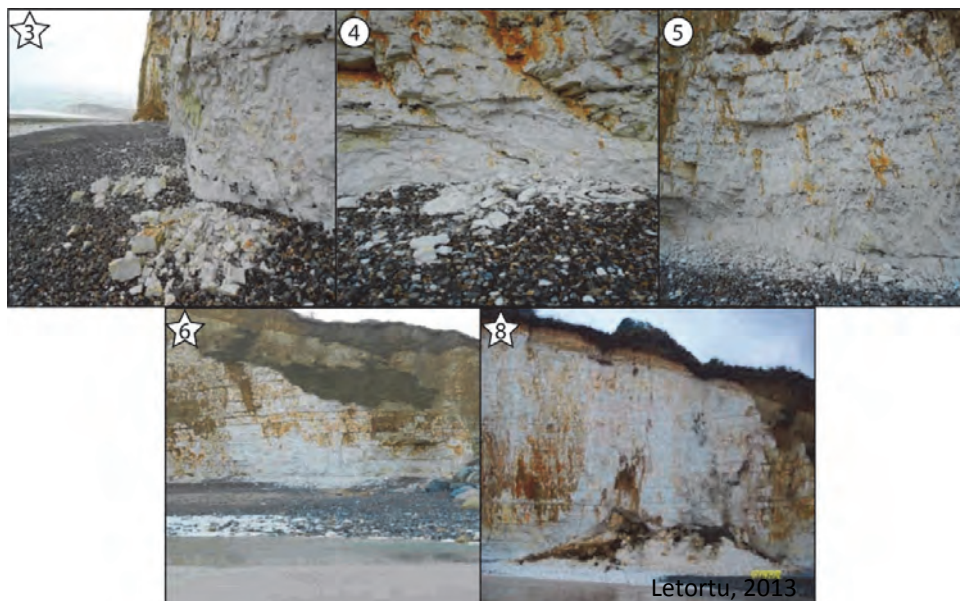


Figure 10.19 : Exemple de mouvements particuliers (photographies 4, 5) et de masse (3, 6, 8) au Petit Ailly identifiés au TLS sur la Figure 10.20 (ESTRAN, 2012)

10.3.3.1. Le site de falaise vive du Petit Ailly

Au regard de la Figure 10.20, l’évolution globale, entre le 08/10/2010 et le 11/02/2013, montre que presque tout l’ensemble de la falaise a évolué, et ce, rapidement.

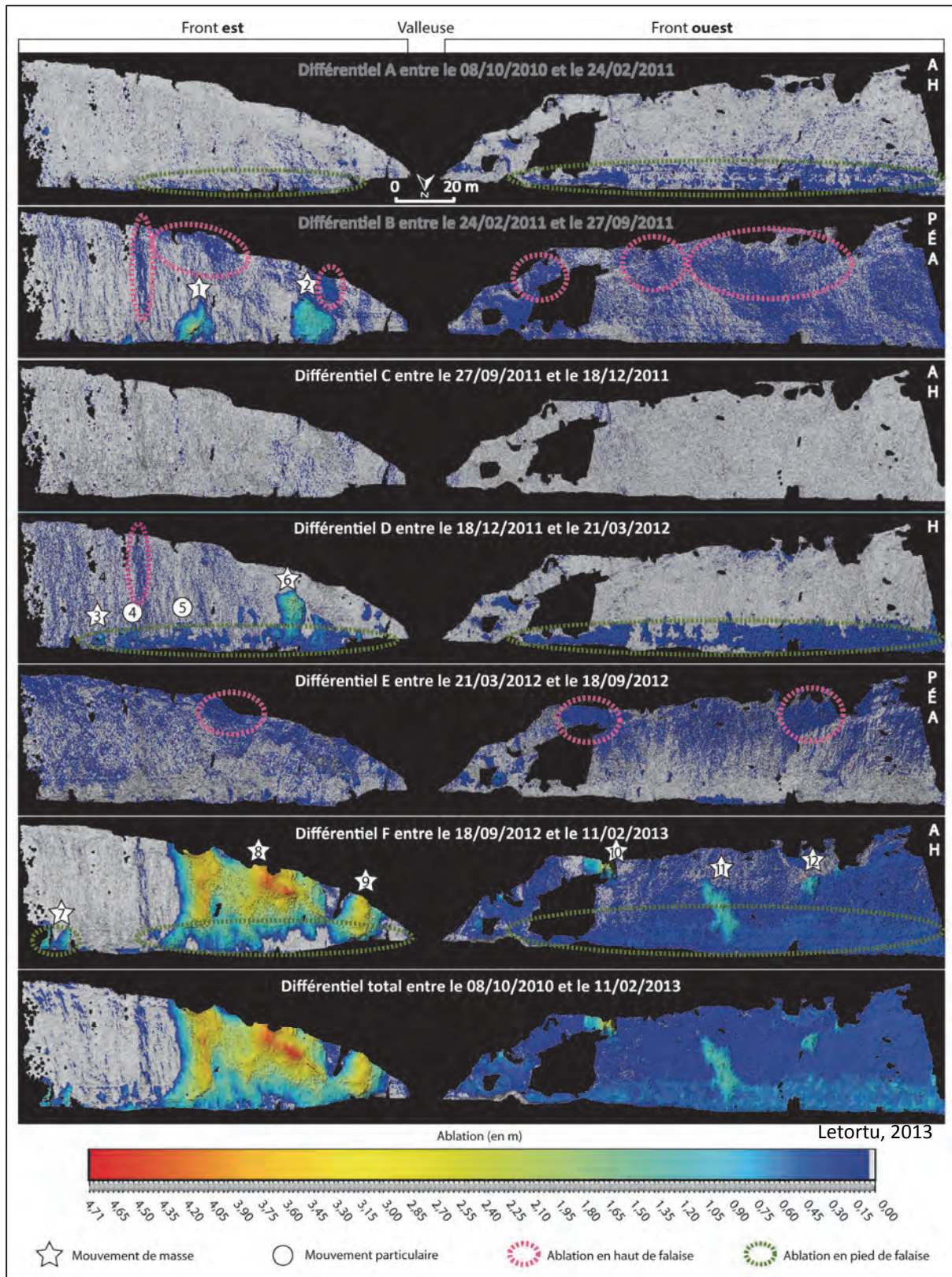


Figure 10.20 : Cartographie diachronique de l'évolution du front de falaise au *Petit Ailly* entre le 08/10/2010 et le 11/02/2013 (titre gris : différentiel affecté par une forte marge d'erreur ; A : automne, H : hiver, P : printemps, É : été)

Les deux fronts de falaises pourtant proches (de part et d’autre de la valleuse) ont évolué de façon différente sur les 28 mois (Figure 10.20) :

- sur l’ensemble de la période, le front ouest a été principalement affecté par l’ébouilisation (gradient de bleu foncé sur l’échelle de l’ablation) même si quelques mouvements de masse (étoiles) sont apparus en milieu et haut de falaise. En revanche, le front est a évolué plus rapidement que le front ouest (0,39 m/an contre 0,12 m/an), et ce, sous l’action de mouvements de masse ;

- l’approche diachronique montre une érosion non négligeable (0,21 m/an) en pied de falaise (cercles verts), sur les 10 premiers mètres, sur les fronts ouest (différentiels A, D et F) et est. Ces différentiels concernent surtout des périodes d’hiver ;

- une érosion qui affecte l’ensemble du front de falaise et sa partie sommitale (différentiels B, C et E) est observable (cercles roses), surtout sur le front ouest ;

- des évolutions par mouvements de masse (étoiles) affectent plutôt la partie orientale qu’occidentale, qui est davantage soumise aux processus d’ébouilisation (gradient de bleu foncé sur l’échelle de l’ablation) sur les 28 mois observés.

Cette quantification spatialisée permet de s’interroger sur la part respective de l’ébouilisation et des mouvements de masse dans le recul total des falaises. Il est alors possible de déterminer la production de débris de chacun des types de mouvements gravitaires. La connaissance fine de la répartition spatiale (pied de falaise, haut de falaise...) et temporelle du recul (saison) permet également d’apporter des éléments de réponse sur l’efficacité des processus marins et continentaux. À titre d’exemple, une zone de départ en haut de falaise est plus probablement liée à des actions continentales qu’à l’action des vagues.

Au *Petit Ailly*, les mouvements de masse (10 identifiés de quelques m³ à 1 636 m³) ont généré localement des ablations importantes, notamment sur le front ouest (jusqu’à 4,71 m). Cependant, c’est sur le différentiel F du 18/09/2012 au 11/02/2013 que les plus volumineux ont été observés (1 636 et 194 m³). **Sur les 28 mois observés, ces mouvements de masse représentent 75 % du recul enregistré sur l’ensemble du front de falaise, le reste (25 %) est imputable à l’ébouilisation.** En termes de taux d’ablation, l’ébouilisation semble responsable d’un recul de 0,06 m/an, contre 0,18 m/an pour les mouvements de masse sur les 28 mois étudiés. Ces valeurs sont bien plus importantes que celles fournies par V. May et C. Heeps (1985) et A. Hénaff et al. (2002a) (respectivement 10 et 11 %). Mais, les techniques de mesure, le contexte morphostructural et la période d’analyse ne permettent probablement pas cette comparaison. En revanche, nos valeurs sont plus proches de celles évoquées par S. Costa (1997) sur le même secteur avec une ablation de 0,014 m pour un seul événement (un dégel rapide le 31/12/1995). Là encore, les méthodes de quantification utilisées n’autorisent pas vraiment les comparaisons.

S’agissant de la répartition saisonnière des mouvements gravitaires (analyse facilitée par l’inventaire hebdomadaire de l’association ESTRAN), les mouvements de masse (10 recensés pour un volume total de 2 219 m³ de débris produits) sont en très grande majorité observés en hiver. C’est durant cette période que sont produits 93 % du volume perdu. En dehors de cette période, les levés TLS montrent que les départs de matériel proviennent des mouvements particuliers. Ils correspondent généralement à des départs de matériel affectant l’ensemble du front de falaise et/ou sa partie sommitale (différentiel E, cercles roses). Les mouvements de masse y sont plus rares et moins volumineux (2 mouvements de masse représentant 146 m³ au total sur le différentiel B).

Deux derniers faits sont marquants :

- 1) le départ de pans entiers de falaise semble se faire initialement par l’ablation en pied de falaise. Ainsi, les différentiels B et D de la Figure 10.20 (front est) mettent en évidence que le

départ de matériels rocheux à la base semble se répercuter progressivement vers le haut de l’abrupt et génère des éboulements/écroulements de pans entiers de falaise (différentiel F). Ceci n’est pas sans rappeler le scénario classiquement présenté (scénario parfois considéré comme simpliste d’ailleurs) d’une érosion basale par les actions marines (formation d’une encoche de sapement) générant à terme l’éboulement/écroulement de matériel sus-jacent mis en porte-à-faux ;

2) le départ de matériel, pour l’essentiel particulière, en sommet de falaise et atteignant parfois la mi-falaise, est particulièrement visible sur les référentiels B et E, à savoir des périodes hors « hiver », et notamment sans gel. La forme souvent linéaire de ces zones de départ, leur concentration dans les dièdres, ne sont pas sans faire penser à des zones d’écoulement/ruissellement, autrement dit à des actions exclusivement continentales. Le fait que la partie ouest soit particulièrement sensible résulte peut-être de la grande épaisseur de dépôts tertiaires et de loëss sur cette partie de falaise, eux-mêmes sous l’influence de nappes perchées.

10.3.3.2. Le site de falaise morte de Dieppe

Sans surprise, le site de falaise morte évolue beaucoup plus lentement que la falaise vive du *Petit Ailly* (Figure 10.21 et Figure 10.22). Cependant, là encore, il est possible de distinguer les deux secteurs (secteur 1 exposé O et secteur 2 exposé N) par leur vitesse et leur modalité d’évolution.

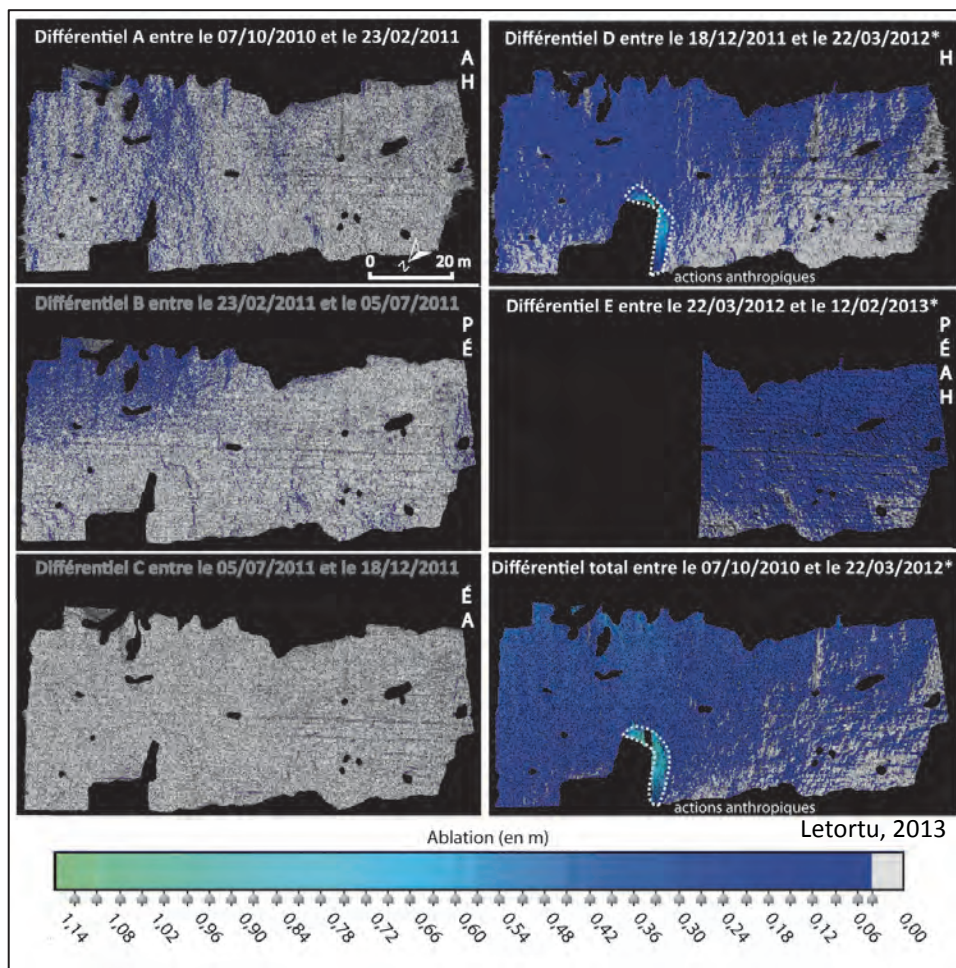


Figure 10.21 : Cartographie diachronique de l’évolution du front de falaise à Dieppe secteur 1 O entre le 07/10/2010 et le 12/02/2013 (titre gris : différentiel affecté par une forte marge d’erreur ; A : automne, H : hiver, P : printemps, É : été)

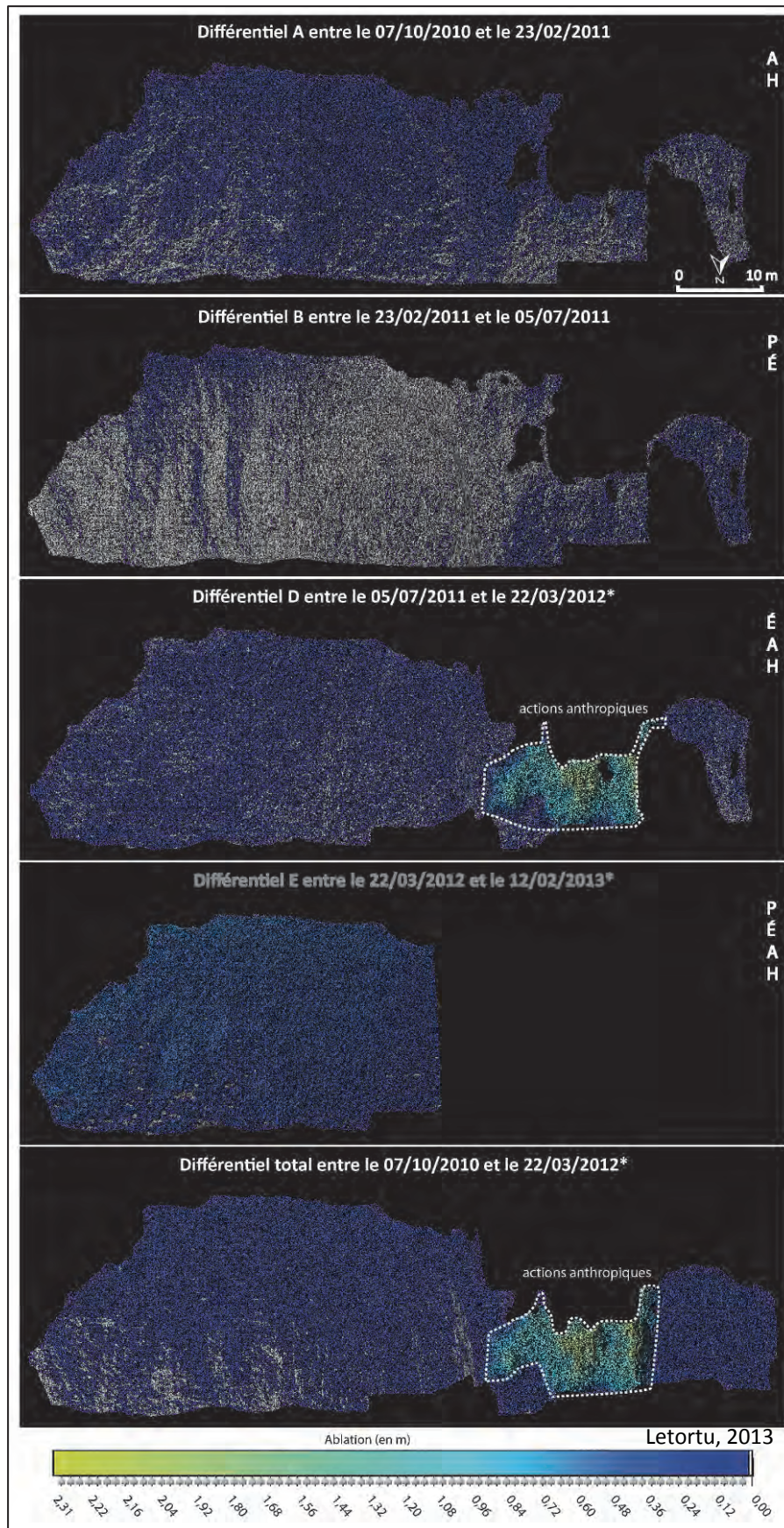


Figure 10.22 : Cartographie diachronique de l’évolution du front de falaise à Dieppe secteur 2 N entre le 07/10/2010 et le 12/02/2013 (titre gris : différentiel à valeur qualitative ; * : actions anthropiques ; A : automne, H : hiver, P : printemps, É : été)

Sur les 18,5 mois, les deux secteurs ont exclusivement évolué par éboulisation (respectivement 0,08 et 0,06 m/an) affectant l'ensemble de la falaise. Ses interprétations concernant la répartition spatiale et saisonnière sont moins évidentes pour ces deux secteurs de falaise morte, car des acquisitions manquent ou présentent une marge d'erreur importante (0,04 à 0,08 m). Il n'en demeure pas moins que les mouvements particuliers (éboulisation) s'observent surtout en hiver et sur le haut de la falaise (0,10 m/an pour le secteur 1 O et 0,07 m/an pour le secteur 2 N). Là encore, les formes linéaires et concentrées pourraient être associées à des zones d'écoulement/ruissellement, qui, en Normandie, peuvent être réactivées tout au long de l'année. En revanche, le pied de falaise correspond à un espace où la météorisation et la production de débris sont faibles (un taux d'ablation de 0,03 m/an au secteur 1 O et 0,02 m/an au secteur 2 N). Cette évolution générale traduit les modalités d'évolution des versants continentaux sous l'action exclusive des processus subaériens (hydroclastie, cryoclastie...) : une vitesse de recul faible, une ablation sommitale principale dont les débris fossilisent la base de l'abrupt. La résultante finale correspond à un versant réglé.

10.4. Bilan et discussion

Dans notre étude, les levés TLS, par leur haute précision (centimétrique), et par leur fréquence pluriannuelle (tous les 5 mois environ sur 28 mois), fournissent des informations nouvelles sur l'évolution du front de falaise. Ils permettent aussi de distinguer la part des mouvements de masse et celle des mouvements particuliers dans le recul des falaises. Ce recul est un processus hautement variable dans le temps et dans l'espace. Sur les quelques centaines de mètres observées, et sur 28 mois, différentes modalités d'évolution sont observées (Figure 10.23) :

- à l'échelle des sites, les falaises vives du *Petit Ailly* (Varengeville-sur-Mer) ont une dynamique régressive 3 à 4 fois supérieure aux falaises mortes de Dieppe (0,24 m/an contre 0,06-0,08 m/an), et surtout en hiver ;

- deux types de mouvements sont observés : **tandis que les falaises mortes ne présentent sur les 28 mois d'observation que des mouvements particuliers liés aux processus continentaux** (hydroclastie, cryoclastie...), **les falaises vives sont affectées par des mouvements particuliers et de masse liés aux processus continentaux et marins** (déferlement des vagues sur la paroi, action d'abrasion des vagues armées de galets et/ou de sables...). **Au *Petit Ailly*, les mouvements de masse, sporadiques dans le temps et circonscrits** (une surface totale de 2 029 m²), **sont responsables de 75 % du recul enregistré. La part de l'éboulisation correspond aux 25 % restants.** Ces valeurs obtenues grâce aux mesures du TLS, sont beaucoup plus élevées que celles évoquées dans la littérature. Elles soulignent la part non négligeable de ces mouvements particuliers dans le recul des falaises (responsables d'un taux d'ablation de 0,06 m/an ; les mouvements de masse sont jugés responsables d'une ablation de 0,18 m/an) ;

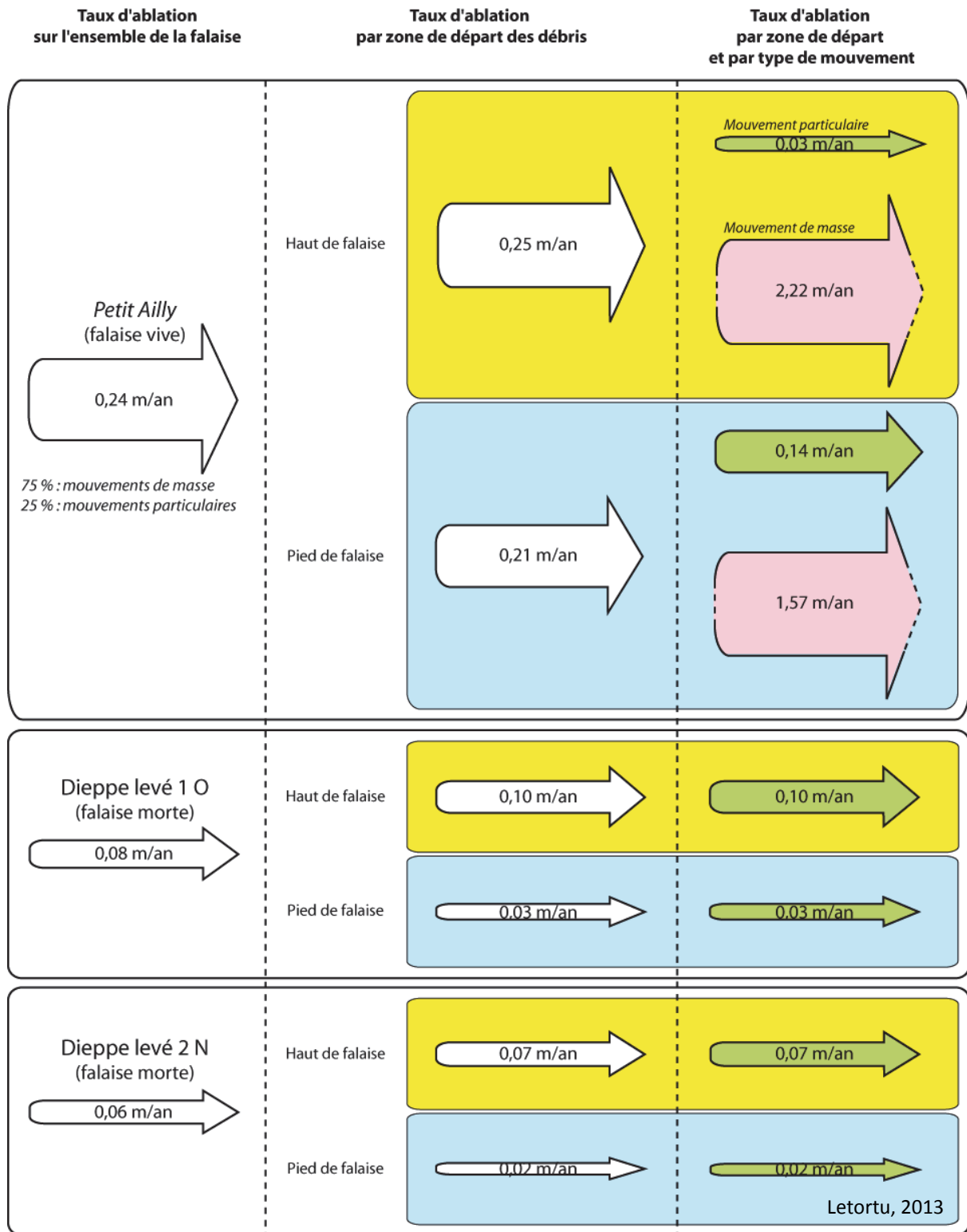


Figure 10.23 : Synthèse des taux d’ablation, des zones de départ des débris et des types de mouvements gravitaires obtenus par TLS en 28 mois

- une variation spatiale des taux d'ablation est visible à l'échelle du front de falaise.
Le haut de falaise recule plus vite que le pied :

- pour la falaise vive : 0,25 m/an en haut de falaise contre 0,21 m/an en pied ;
- pour la falaise morte : 0,07-0,10 m/an en haut de falaise contre 0,02-0,03 m/an en pied ;

- la répartition spatiale des mouvements gravitaires est variée sur le front de la falaise :

1) une production de débris en haut d'abrupt est surtout visible pour les falaises mortes (ruissellement ?) (0,10 m/an sur le secteur 1 O, 0,07 m/an sur le secteur 2 N, et 0,03 m/an pour le *Petit Ailly*) ;

2) une ablation forte en pied de falaise (sur les 10 premiers mètres) apparaît uniquement sur la falaise vive du *Petit Ailly* (0,14 m/an contre 0,02-0,03 m/an à Dieppe). Cette ablation pourrait correspondre à la zone de rabattement du toit de la nappe de la craie engendrant une saturation en eau des craies favorable à une plus grande sensibilité à l'hydroclastie, et à la cryoclastie. Mais, l'absence d'ablation forte sur la falaise morte de Dieppe plaide bien évidemment pour une évolution également induite par les actions marines (potentiellement responsables d'une ablation de 0,11 m/an). Chose plus étonnante, cette érosion en pied de falaise au *Petit Ailly* est différente entre le front est, et ouest. Le front est, moins érodé, se caractérise par une quasi-absence du cordon de galets. Le front ouest possède un cordon de galets de volume important en raison de l'épi constitué par la descente à la mer (Figure 10.24). Faut-il voir dans cette érosion différentielle (peut-être momentanée) le rôle du cordon de galets, qui, dans la partie occidentale est plus volumineux, et peut fournir à la houle les outils nécessaires à l'abrasion du pied de falaise ? **Les actions marines ne sont donc probablement pas uniquement des agents de transport ou de déblaiement, mais aussi un agent d'érosion efficace ;**



Figure 10.24 : Mi-marée de coefficient 106 au *Petit Ailly* et position du cordon de galets

3) le TLS met également en évidence une variation spatiale des taux d'ablation d'un front de falaise morte à l'autre. À Dieppe, les secteurs 1 O, et 2 N évoluent différemment avec un plus fort recul sur le premier secteur (0,08 contre 0,06 m/an pour le second). Puisque les caractéristiques lithostratigraphiques sont identiques, cette différenciation semble s'expliquer par l'orientation (ouest et nord). Les variations d'exposition au soleil, et aux flux perturbés d'ouest semblent constituer une première hypothèse. Le front O, davantage exposé au rayonnement solaire subit une fréquence d'alternance gel/dégel plus forte que le secteur 2 N moins exposé. Le rôle de la cryoclastie a été exploré sur les deux fronts de falaise de Dieppe grâce à la mise en place de capteurs de température Tinytag à des profondeurs variées dans le massif crayeux (subsurface, 5, 10, 15, 20 cm) (chapitre 9, partie III). Par ailleurs, la paroi O est aussi plus exposée aux flux atmosphériques d'ouest perturbés induisant une plus grande fréquence et intensité des périodes d'humectation/dessiccation (hydroclastie), pouvant expliquer des taux d'ablation plus forts. Ces

hypothèses méritent d'être validées par des mesures plus précises des températures et de l'humidité de l'air, comme du massif crayeux. Les falaises vives étudiées au *Petit Ailly* sont des falaises spécifiques, dites complexes (Costa, 1997). Elles sont taillées dans les craies santoniennes et surmontées de terrains tertiaires, eux-mêmes affectés par des nappes perchées, dont les eaux ruissellent ensuite sur l'abrupt crayeux. Par conséquent, la circulation d'eau en haut de falaise, et à l'intérieur du massif constitue un paramètre important à étudier. La configuration topographique complexe du haut de falaise peut créer des zones de concentration des eaux, à l'origine peut-être de cette différenciation à très grande échelle.

4) **les mouvements de masse proviennent le plus souvent du pied de falaise** (7 au total sur 10), **zone attaquée directement par les vagues**. Le TLS montre des **départs divers en pied de falaise, puis les mouvements de masse progressent vers la partie sommitale de l'abrupt**. La création d'encoches basales au pied de la falaise (Sunamura, 1988, 1992) aboutit à terme, parce que la falaise est instable et fragilisée, à l'apparition d'autres mouvements plus volumineux nommés mouvements gravitaires de surplomb (Hantz et al., 2003b ; Andriani et Walsh, 2007). L'ablation en pied de falaise aboutit à la création d'une encoche de sapement, visible en de nombreux endroits le long du littoral haut-normand, et notamment au cap d'Ailly (Figure 10.25). Elle peut donc être considérée comme un signe annonciateur de rupture plus massive (dont la date est impossible à prévoir), qui peut concerner l'ensemble de la falaise (Young et al., 2009). Ce travail permet de souligner le rôle non négligeable des actions marines comme agent d'érosion.



Figure 10.25 : Encoches de sapement à Sainte-Marguerite-sur-Mer

Ces premiers résultats ouvrent de nouvelles pistes de recherche. Il s'agirait de prolonger les levés pour augmenter leur représentativité temporelle, et de diminuer l'intervalle de temps entre chaque mission. Cette réduction est nécessaire pour déterminer, et quantifier, mieux encore, les facteurs et les processus responsables de l'érosion des falaises. Il serait nécessaire de poursuivre l'installation d'instruments de mesure, notamment la mise en place :

- de piézomètres pour suivre le comportement de la nappe (rabattement) pouvant affecter la stabilité de la falaise ;
- d'autres capteurs thermiques à différentes profondeurs dans le massif crayeux associés à des stations météorologiques qui permettraient une acquisition fine des données pluviométriques, thermiques et anémométriques (le vent étant un élément majeur pour les conditions d'agitation marine) ;
- de capteurs sismiques pour quantifier le rôle des actions marines dans la déstabilisation du massif crayeux, voire le mitraillage par les galets.

Au-delà des agents, et des processus d’érosion, il est désormais nécessaire de s’intéresser plus intensément aux facteurs internes du massif crayeux tels que la fracturation qui altère la résistance des matériaux, et prédétermine souvent l’ampleur des mouvements de masse.

Face au souci de représentativité spatiale des données TLS (quelques centaines de mètres), une autre méthode a été testée sur notre secteur d’étude en collaboration avec le Centre de Recherche en Environnement Terrestre de l’Université de Lausanne (Suisse) et le laboratoire Domaines Océaniques de Brest. Il s’agit d’un laser embarqué (Mobile Laser Scanning, MLS). En fait, dans cette démarche exploratoire ont été couplés un TLS (LIDAR Optech ILRIS-LR, qui fournit la distance) et un système de navigation inertielle (Applanix POS-MV 320 V4, centrale inertielle qui fournit l’orientation et deux antennes GNSS pour la position et l’azimut). Ce couplage permet d’acquérir des nuages de points depuis une plate-forme mobile, dans le cas présent, un bateau (Figure 10.26A). Lors des missions du 18-20/09/2012 et du 24-26/09/2013, cette technique a été testée au *Petit Ailly* (Figure 10.26B). En parallèle de l’acquisition MLS, une au TLS fixe (Riegl LMS-Z390i) a été menée sur l’estrans (comme habituellement) pour pouvoir comparer les deux techniques.

Tandis que l’acquisition au TLS sur l’estrans nécessite 3 h pour scanner 250 m de linéaire, le MLS embarqué sur le bateau permet de scanner un linéaire côtier de 6 km sur cette même durée, si les conditions météo-marines sont bonnes (mer calme, sans pluie et position à moins de 400 m de la côte) (Michoud et al., 2013) (Figure 10.26B).

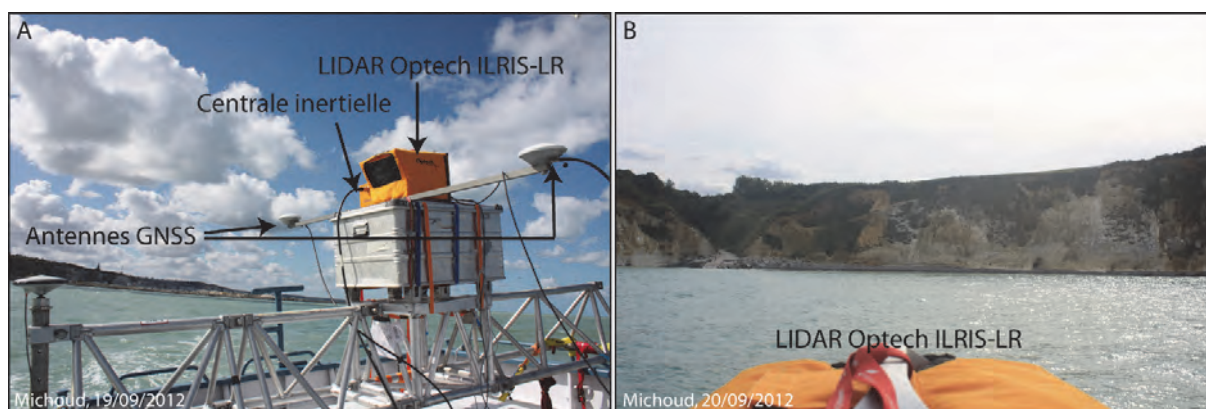


Figure 10.26 : Instrumentation du MLS (A) et conditions du levé du front de falaise au *Petit Ailly* (B)

À une distance moyenne de 200 m de la falaise, la résolution du nuage de points acquis au MLS est de 0,08 m en moyenne (centile 68 de 0,05 m⁵⁷). Elle est obtenue lors d’une acquisition à vitesse lente (2,2 nœuds) avec un état de la mer caractérisé par une légère brise (échelle 2 Beaufort). Cette résolution est plus faible que la résolution de 0,04 m (centile 68 de 0,20 m) du nuage de points acquis au même moment avec le TLS sur l’estrans (à une distance de 80 m de la falaise du *Petit Ailly*). Quant à la précision, la comparaison du levé MLS au *Petit Ailly* avec celui du TLS montre une marge d’erreur supplémentaire de $\pm 0,02$ m (du MLS par rapport à celle du TLS), soit respectivement $\pm 0,05$ m et $\pm 0,03$ m (Michoud et al., 2013). Une seconde campagne MLS a été effectuée en septembre 2013 de Saint-Aubin-sur-Mer à Penly (26 km de côte) pour tester de nouveaux paramètres, et commencer à suivre l’évolution d’un long linéaire de falaises crayeuses.

⁵⁷ Un centile 68 de 0,05 m signifie que 68% des points ont leur plus proche voisin entre 0,031 m (0,081–0,05 m) et 0,131 m (0,081+0,05 m).

Bien que la mesure du recul à l'échelle du mm ou du cm ne semble pas encore réaliste avec l'instrumentation MLS (mais le sera à terme), cet outil apparaît déjà opérationnel pour un suivi à haute fréquence des mouvements gravitaires (mesure, durée d'évacuation,...) (Figure 10.27).

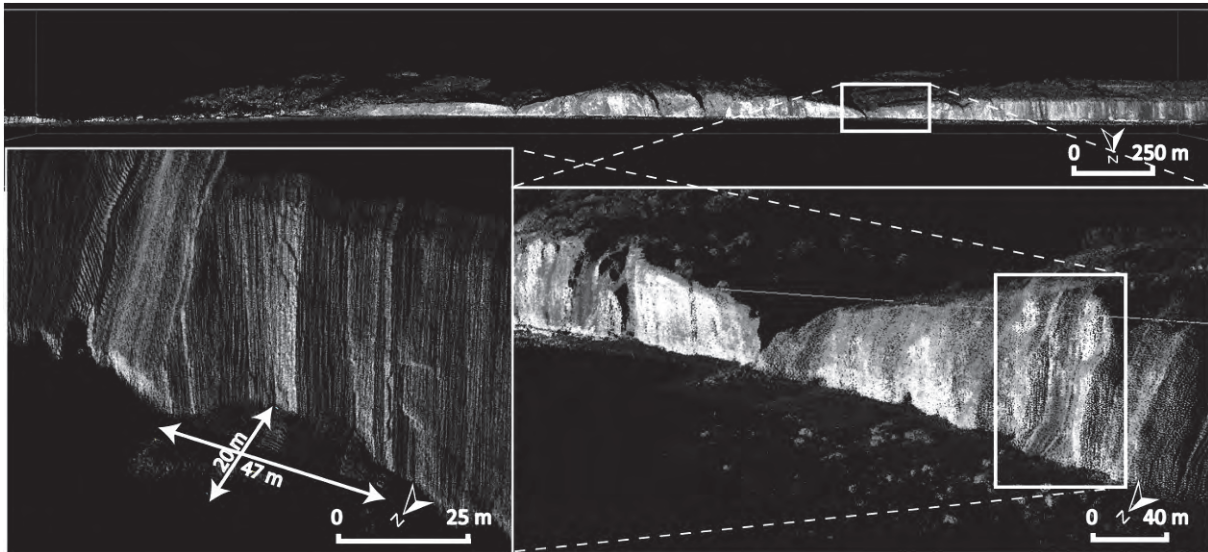


Figure 10.27 : Levés au MLS et mesure du mouvement gravitaire au *Petit Ailly* (18/09/2012)
(d'après Michoud et al., 2013)

CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE

Cette partie sur les facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires avait trois principaux objectifs. Il s'agissait, d'abord, d'analyser la répartition spatiale et temporelle des départs de matériel, ensuite, de participer au débat sur la primauté d'agents et de processus (marins ou continentaux) responsables de leur déclenchement et, enfin, de quantifier les taux d'ablation (sur le front de falaise), en faisant la part des mouvements de masse de celle de l'éboulement. Pour ce faire, de multiples données ont été utilisées allant du recensement des éboulements/écroulements (de l'association ESTRAN, et celui effectué par nos soins dans la presse) aux données d'ablation obtenues par des levés TLS successifs.

Les résultats sont les suivants :

- la répartition des mouvements gravitaires recensés par l'ESTRAN (331 événements) souligne leur **forte concentration au cap d'Ailly** (confirmée par l'analyse spatiale), où les cinématiques sont variées (mouvements de masses et éboulement). Cette partie de côte se caractérise par un **contexte lithostratigraphique particulier**. Les craies, datées du Santonien au Campanien, sont particulièrement sensibles à la météorisation (Laignel, 2003). Elles sont recouvertes par des terrains d'âge tertiaire, affectés par deux nappes perchées qui favorisent leur instabilité. Avec la *Côte aux Hérons* (à proximité de Dieppe), ce site correspond à une zone particulièrement dangereuse, car les mouvements de masse y sont fréquents, et volumineux. L'ajustement des distributions des mouvements gravitaires à la loi de puissance indique, qu'au cap d'Ailly, un éboulement/écroulement de plus de 1 000 m³ est attendu tous les six mois/km linéaire, contre trois années pour les autres secteurs. À nouveau, les caractéristiques lithostratigraphiques sont à l'origine de cette différence ;

- **les mouvements gravitaires entre Veules-les-Roses et Le Tréport se produisent toute l'année**. À l'échelle saisonnière, sans surprise, **l'hiver est la saison la plus propice** aux éboulements/écroulements avec 41 % du nombre total, suivi de l'automne et du printemps. **L'été n'est pas une saison propice au recul, mais des chutes de matériel peuvent se produire** (13 %). Le volume produit cumulé **en hiver atteint 53 % du volume total**. Dans le détail, cette saison est surtout marquée par de **petits mouvements gravitaires** (le volume médian est de 260 m³), même si **quelques mouvements de masse majeurs** apparaissent (jusqu'au 236 000 m³), et expliquent cette forte contribution volumique hivernale. Les autres saisons sont caractérisées par des volumes médians plus massifs (mais la distribution du 3^{ème} quartile s'avère différenciée). Finalement, des **temps « morts » et des temps « forts » de la morphogenèse sont mis en évidence à l'échelle saisonnière**, même si les saisons peuvent être discontinues, et de durée variable selon les années (les conditions hivernales peuvent commencer à l'automne et/ou se prolonger au printemps). **L'hiver correspond généralement au temps « fort » où les facteurs météo-marins de forte intensité peuvent se combiner et se cumuler** (tempêtes, températures froides, mer forte...);

- concernant les facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires, il n'y a, bien évidemment, pas de **relation simple et linéaire entre cause et effet**. Cependant, les analyses multivariées, et dite « experte » (à l'échelle de la décade mobile) permettent d'identifier clairement **l'importance des précipitations efficaces dans le déclenchement des mouvements gravitaires**. **Arrivent ensuite les variations de températures, avec le rôle de l'alternance gel/dégel** (particulièrement efficace dans le déclenchement au regard de sa fréquence d'occurrence). Les conditions d'agitation (vent fort et coefficient de marée supérieur à

85) constituent le troisième facteur explicatif. S'agissant des modalités de recul, notamment les volumes produits et la répartition spatiale des actions, **les alternances gel/dégel induisent généralement des mouvements gravitaires de volume inférieur à 200 m³, provenant surtout du pied de l'abrupt, puis du haut de falaise. Les précipitations efficaces génèrent majoritairement des mouvements supérieurs à 10 000 m³ affectant l'ensemble de la falaise** (56 % des 331 mouvements gravitaires, et 78 % du volume produit), très souvent, à partir du **seuil de 20 mm** (95 % des mouvements de masse supérieurs à 10 000 m³ induits par des précipitations, le sont pour des seuils supérieurs ou égaux à 20 mm). Cependant, **la très grande majorité des mouvements gravitaires semblent davantage imputables à une combinaison de facteurs qu'à un facteur unique** (84 % des mouvements gravitaires étudiés). **La combinaison de facteurs la plus fréquente est celle caractérisée par la conjonction de conditions d'agitation et de précipitations fortes, typique des types de temps perturbés, qui affectent fréquemment le secteur d'étude, notamment en hiver.** Pour aller plus loin dans l'analyse, il sera nécessaire de travailler sur les périodes d'efficacité morphogénique de ces types de temps ;

- l'utilisation du TLS permet de quantifier **la part des mouvements particuliers (25 % de l'ablation totale) et celle des mouvements de masse (75 %)**. La part des mouvements particulière est bien supérieure à ce qui était évoqué jusqu'à présent dans la littérature (de l'ordre de 10 à 11 %). Cette différence résulte de la très grande précision des données du TLS qui prend en compte, contrairement aux autres méthodes et techniques, le mouvement de particules centimétriques ;

- la comparaison de l'ablation des fronts de falaise vive et morte souligne **le rôle de l'abrasion par les vagues en pied de falaise vive (*Petit Ailly*)**. Sans surprise, la falaise vive recule plus vite que la falaise dite morte (3 à 4 fois plus vite, à savoir, 0,24 m/an contre 0,06-0,08 m/an). Sur le site du *Petit Ailly*, les mouvements de masse et les mouvements particuliers se localisent préférentiellement en pied de falaise. À cet endroit, l'action marine est bien visible et semble pouvoir se résumer ainsi : **les actions marines favorisent d'abord des mouvements particuliers, puis des petits mouvements de masse, qui propagent progressivement l'instabilité vers le haut de la falaise (surplomb), générant parfois des éboulements/écroulements affectant l'ensemble de l'abrupt** (jusqu'à 1 636 m³). Contrairement à ce qui est parfois écrit dans la littérature, les actions marines ne sont pas qu'un simple agent de transport, mais également un agent d'érosion non négligeable en pied de falaise (ablation de 0,11 m/an en pied de falaise vive au *Petit Ailly*, contre 0,03 m/an pour les falaises dites mortes du sémaphore de Dieppe) ;

- les falaises mortes sont, sur la période étudiée, uniquement soumises à des mouvements particuliers induits par les processus continentaux qui affectent l'ensemble du front de falaise. Localement, **en haut de falaise, les taux d'ablation sont plus forts (entre 0,07 et 0,10 m/an en haut de falaise contre 0,02 et 0,03 m/an en pied de falaise)**. Il est d'ailleurs possible d'y observer des formes linéaires verticales pouvant correspondre à des phénomènes de ruissellement. De plus, cette quantification des taux d'ablation sur des falaises mortes, d'orientation différente, indique **que la falaise morte orientée nord (secteur 2 N) évolue moins rapidement que celle orientée ouest (secteur 1 O)**. Il nous est cependant impossible d'expliquer pour le moment ce phénomène d'exposition, et notamment, les facteurs et processus responsables (ensoleillement, flux d'ouest perturbés...). Les premiers enseignements obtenus avec le TLS sont prometteurs et ils doivent être poursuivis afin d'augmenter la représentativité temporelle des résultats.

La connaissance des vitesses de recul des falaises n'est pas sans conséquence sur l'aléa « submersion marine ». En effet, les silex et donc les galets produits par l'érosion des abrupts crayeux constituent la seule entrée contemporaine du budget sédimentaire des plages haut-

normandes. Or, c’est ce budget qui détermine, avec le contexte météo-marin, la fréquence et l’intensité des submersions marines affectant les côtes basses urbanisées du littoral normand-picard. Cette analyse constitue le cœur de la quatrième partie.

QUATRIÈME PARTIE

DE L'INTÉRÊT DU REcul DES FALAISES DANS LA LUTTE CONTRE LES INONDATIONS PAR LA MER

INTRODUCTION DE LA QUATRIÈME PARTIE

En raison du lien intrinsèque entre les falaises et les cordons de galets, la quantification du recul des falaises nous renseigne sur la production en sédiments qui alimentera les plages. De cette alimentation dépend, en grande partie, la capacité de la plage à lutter contre l'assaut des houles, et donc, à éviter la survenue de submersions marines.

La submersion marine, souvent due aux tempêtes (d'où le terme fréquemment employé de « submersion de tempête » (Galli et Hontarrède, 2001)) est le résultat d'une conjonction de facteurs bien connus : 1) une faible pression atmosphérique, 2) un vent fort d'afflux (ces deux facteurs déterminent une surcote ou « onde de tempête »), 3) au moment d'une pleine mer de vive-eau. Mais des tempêtes peuvent ne pas générer de submersion et il peut se produire des submersions sans véritable tempête. Pour ces raisons, nous préférons le terme de « submersion marine » ou « inondation par la mer ».

Une submersion marine peut s'effectuer selon 3 « modes » (Besson, 1991 ; Reeve et Burgess, 1993 ; MATE-METL, 1997 ; Perherin et Roche, 2010) :

1) par franchissement de paquets de mer liés aux vagues, lorsqu'après déferlement de la houle, les paquets de mer dépassent la cote d'arase des ouvrages ou la crête des cordons littoraux ou les dunes (Figure IV.1.1A) ;

2) par débordement dès lors que le niveau marin dépasse la cote de crête des ouvrages ou du terrain naturel (Figure IV.1.1B) ;

3) par rupture du système de protection par la défaillance d'un ouvrage de protection ou par la formation de brèche dans un cordon. Les terrains, situés en arrière, et souvent très bas, peuvent, dès lors, être submergés (Figure IV.1.1C).



Figure IV.1.1 : Modes de submersion possibles

En Manche, la grande majorité des submersions marines correspondent à un franchissement, et un rabattement des vagues sur les ouvrages (wave overtopping)⁵⁸.

Il est important de préciser que les niveaux d'eau à la côte dépendent avant tout d'un phénomène astronomique prévisible (la marée), associé à certains phénomènes météo-marins (surcote⁵⁹, runup) moins prévisibles qui peuvent engendrer un niveau qualifié d'extrême s'ils sont

⁵⁸ Des submersions par rupture du cordon dunaire sont possibles sur la côte du Calvados et sur la flèche de galets de Cayeux-sur-Mer, mais demeurent rares.

⁵⁹ Le phénomène de surcote est induit par l'action (souvent combinée) d'une faible pression atmosphérique et du renforcement des vents d'afflux (Bouligand et Tabeaud, 1998 ; Pirazzoli et al., 2006 ; Caspar et al., 2007).

conjugués avec une pleine mer de vive-eau. De nombreuses études, notamment sur les niveaux marins extrêmes ont été menées récemment en France et en Manche (Anselme et al., 2011 ; Lumbroso et Vinet, 2011 ; SHOM-CETMEF, 2012).

Le littoral normand et picard, en Manche orientale et centrale, revêt un intérêt tout particulier pour l'étude des submersions marines car : 1) un lourd tribut a déjà été payé par les populations locales en raison des submersions marines fréquentes et parfois intenses ; 2) il est ouvert aux flux d'ouest perturbés, 3) il présente de nombreuses zones basses bien souvent urbanisées ; 4) il est parmi les plus sensibles aux surcotes en France (Simon, 1994, 2008). Or, depuis plusieurs décennies, les élus et les administrés évoquent une recrudescence des submersions marines. Les scénarios d'augmentation du niveau de la mer à l'échelle globale (GIEC, 2013) ajoutent de l'inquiétude.

L'objectif de ce travail de la baie des Veys à la baie de Somme est de répondre à quatre questions :

- **y-a-t-il recrudescence des submersions sur la période 1950-2010 ? Où ? Quand ?**
- **est-ce dû à une évolution du stock de sédiments en présence ou à un changement des conditions météo-marines favorables aux inondations ?**
- **quels sont les facteurs, à grande échelle, impliqués dans la survenue et l'intensité des submersions marines ?**
- **quelle méthode de cartographie de l'aléa est adaptée sur ce linéaire côtier ?**

Au-delà de la détermination de l'éventuelle évolution du nombre, et de l'intensité des franchissements abordée dans le chapitre 12 (à l'exception du niveau marin relatif qui n'a évolué que de quelques cm sur la période considérée), nous avons cherché à déterminer si les deux principaux facteurs, à savoir le budget sédimentaire des plages de galets (chapitre 11), et les conditions météo-marines (chapitre 12) avaient évolué au cours du temps. Il s'agit également, par une approche historique (inventaire des événements), d'identifier les zones sensibles et les facteurs aggravants des inondations par la mer. Le dernier chapitre (13) relève d'une recherche plus appliquée. Il est consacré à une réflexion sur les méthodes de cartographie de l'aléa (cartographie statique *versus* cartographie dynamique).



CHAPITRE 11 : REcul DES FALAISES : LE SEUL APPORT EN SILEX DES PLAGES DE GALETS HAUT-NORMANDES

11.1. Quantification des entrées et des sorties du système sédimentaire haut-normand

11.2. Quantification du volume de galets en présence : exemple de la section côtière Quiberville/Berneval-le-Grand

11.3. Bilan et discussion

INTRODUCTION

Au regard des propos journalistiques, des populations et des élus concernés par l'aléa « submersion marine », la fréquence et l'intensité de ces événements semblent s'accroître. Or, le recul des falaises produisant des galets et l'arrêt des extractions, depuis le début des années 1980, devraient atténuer cette sensibilité des côtes basses aux inondations par la mer. Cette répétition des événements générateurs de dommages (au-delà d'une évolution de la fréquence et/ou de l'intensité des tempêtes), peut traduire, dans un contexte global de crise sédimentaire, une baisse d'efficacité des cordons de galets (incapacité chronique à jouer le rôle de « tampon » protecteur). En outre, les cordons avaient, jusque dans les années 1970, une répartition régulière entre le pied des abrupts et les plages (LCHF, 1972). En revanche, les travaux réalisés en 1995 soulignaient une plus grande concentration des volumes sur les plages d'accumulation qu'en pied de falaise. Cet état de fait suggère la faiblesse des apports de galets en provenance de l'érosion des abrupts crayeux.

Face à ce constat, ce chapitre est organisé autour de deux questions principales qui se devront d'apporter des éléments de compréhension sur la sensibilité des côtes basses urbanisées aux inondations par la mer :

1) **quelle est la production de galets issue de l'érosion des falaises ?**

2) **cette production est-elle à même de compenser la crise sédimentaire contemporaine induite par l'épuisement d'un stock hérité de la dernière transgression marine, auquel se sont ajoutées des actions anthropiques ?**

Ce chapitre aura pour but, d'abord, de quantifier les apports de silex, puis de galets produits par le recul des falaises sur l'ensemble du littoral haut-normand. Ensuite, grâce à l'obtention de données topographiques LIDAR aéroporté (RGE Alti[®] 2011, IGN), et l'existence d'études quantitatives passées sur les stocks de sédiments en présence (cubatures de 1995 (Costa, 2000), et de 2002 et 2003 (Costa et Delahaye, 2002, 2005)), l'analyse diachronique du volume de galets sur une partie du littoral haut-normand (Quiberville/Berneval) pourra être menée.

11.1. Quantification des entrées et des sorties du système sédimentaire haut-normand

11.1.1. La production de galets par l'érosion des falaises : désormais l'unique source

Il est communément admis que les volumes de sédiments en présence constituent souvent un héritage de la dernière période froide pour son alimentation, et de la transgression holocène pour sa configuration actuelle. Depuis 5 000 à 6 000 ans (période pour laquelle le niveau marin actuel est grossièrement acquis), le stock subit un épuisement naturel auquel se surajoutent les actions anthropiques (facteur aggravant).

Puisqu'aucune alimentation en galets n'est fournie par les fleuves, ou par le large, l'unique apport en silex provient du recul des falaises (et de façon plus anecdotique de la plate-forme d'érosion marine). En effet, les apports actuels des fleuves, somme toute faibles, ne sont constitués que de matières en suspension argilo-silto-sableuses, et ne représentent, pour le plus grand fleuve régional qu'est la Seine, qu'un volume moyen annuel de 500 000 t/an (Avoine, 1986). Quant à l'origine infratidale des galets, cette source peut être écartée pour deux raisons :

1) les conditions d'agitation ne sont pas suffisantes pour mettre en mouvement et amener sur l'estran les galets, situés au-dessous du zéro hydrographique (Beauchesne et Courtois, 1967 ; LCHF, 1972 ; Augris et al., 2004) ;

2) un abrupt terminal de bas de platier bloque leur remontée éventuelle (Costa, 1997 ; Augris et al., 2004 ; Costa, 2005).

Lorsque la production de galets issue du recul des falaises est évoquée, il faut combiner les apports issus des silex compris dans les craies, et ceux emballés dans le manteau d'altération sus-jacent (Figure 11.1). En Haute-Normandie, le plateau crayeux est recouvert par d'épaisses formations superficielles telles que des altérites à silex (également appelées argiles à silex ou formations résiduelles à silex (Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997)), et des limons lœssiques d'épaisseur plurimétrique (Lautridou, 1985 ; Lebret et Lautridou, 1991). Le volume de silex (et donc de galets) libéré par l'érosion des altérites à silex a bien souvent été négligé. Or, comme le rappelle S. Costa (2005, p. 152), « *la quantification des volumes de silex contenus dans les altérites à silex, associée à celle des taux d'érosion annuels des abrupts crayeux, constitue une donnée importante pour estimer l'évolution du budget sédimentaire des plages de galets haut-normandes* ».

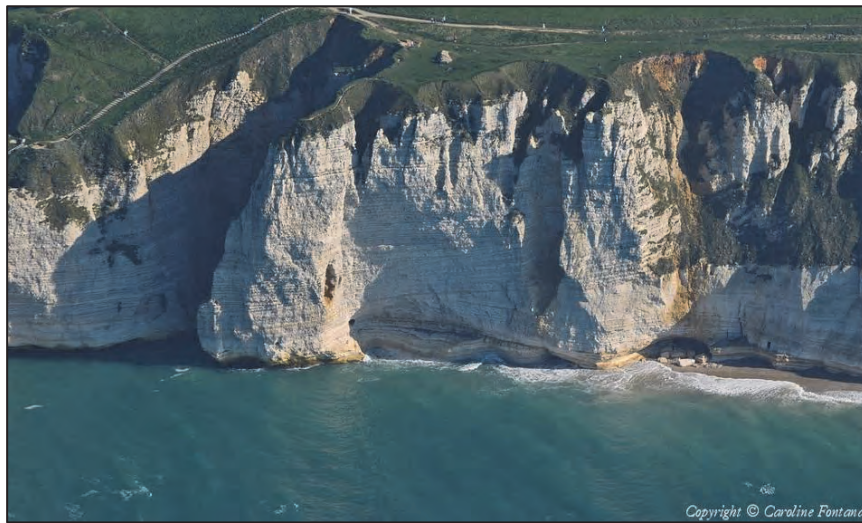


Figure 11.1 : Manteau d'altération surmontant les craies à silex et entonnoirs de dissolution à Étretat

Ce travail propose de poursuivre les travaux existants effectués sur la période 1966-1995 lors du projet BERM (Beach Erosion of the Rives Manche ; pérennité des plages de galets de l'Espace Rives-Manche) (Costa et Delahaye, 2002).

À partir des surfaces de haut de falaise perdues entre 1966 et 2008 (chapitre 5, partie II), et des teneurs en silex contenues dans les craies des abrupts crayeux et le manteau d'altération (Laignel in Costa et Delahaye, 2002 ; Laignel, 2003), nous avons quantifié la production potentielle de galets. Les résultats vont être présentés en deux étapes :

- 1) la quantification de la production de galets issue du recul des abrupts crayeux ;
- 2) puis celle issue de l'érosion du manteau d'altération ;

11.1.1.1. Apports de galets issus du recul de l'abrupt crayeux

La quantification des teneurs en silex de l'abrupt crayeux provient des travaux menés par B. Laignel (1997). L'auteur a établi ces valeurs à partir de :

- levés de coupes avec la mesure, selon le principe d'Ehrmann (1990), des bancs de silex et de craies ;

- l'analyse des clichés du front de falaise par un logiciel d'image pour obtenir le pourcentage surfacique de pixels correspondant à la quantité de silex calculée par étage géologique (Mathey, 1992 ; Laignel, 1997).

Ces deux méthodes d'évaluation sont ensuite validées par les analyses granulométriques produites par l'industrie d'extraction des granulats (Laignel, 1997 ; Laignel et al., 1999).

La teneur en silex des falaises crayeuses (intégrant toute la verticale, et par conséquent plusieurs étages géologiques) varie de 4,5 à 15,7 % (Laignel, 1997 ; Laignel in Costa et Delahaye, 2002). Elle diminue du sud-ouest vers le nord-est. Ces variations s'observent principalement d'un étage géologique à l'autre (Figure 11.2), mais la quantité reste généralement assez homogène au sein d'un même étage. Les taux les plus faibles sont liés à l'affleurement du Turonien dont la teneur en silex est quasi-nulle pour le Turonien inférieur et moyen (0 à 1 %), et de 3 à 5 % pour le Turonien supérieur.

Étage géologique	Teneur en silex (en %)
Santonien	10-15
Coniacien	8-13,5
Turonien (*supérieur, **inférieur)	0-5 (3-5* ; 0-1**)
Cénomaniens	15-18

Figure 11.2 : Teneur en silex des craies du littoral haut-normand (Laignel, 1997)

En combinant les surfaces perdues en « haut de l'abrupt crayeux » par érosion et les hauteurs de falaise, il est possible d'estimer le volume produit, par conséquent la part de silex. Ce dernier devient galet en perdant 40 % de son volume par attrition (LCHF, 1972). La production annuelle peut être déduite. Les résultats mettent en évidence que (Figure 11.3) :

- la production de galets, entre 1966 et 2008, du cap d'Antifer au Tréport, est de l'ordre de 2 800 000 m³, soit plus de 66 500 m³/an (504 m³/an/km linéaire) ;

- cette valeur moyenne masque une variabilité spatiale importante : les valeurs les plus faibles (environ 393 m³/an/km linéaire) sont obtenues pour la section Dieppe/Penly, tandis que les valeurs les plus importantes (environ 773 m³/an/km linéaire) sont observables pour Paluel/Saint-Valéry-en-Caux.

Sous-cellule hydro-sédimentaire	Vitesse de recul entre 1966 et 2008 (m/an)	Surface perdue entre 1966 et 2008 (m ²)	Hauteur moyenne des falaises (m)	Teneur moyenne en silex (%)	Volume moyen de galets produit entre 1966 et 2008 (m ³)	Volume potentiel de galets produit/an/km linéaire entre 1966 et 2008
Cap d'Antifer/Étretat	0,10	24 596	66	14,0	135 542	538
Étretat/Étretat	0,09	18 475	66	14,0	101 814	485
Étretat/Fécamp	0,10	88 045	71	11,2	422 895	479
Fécamp/Paluel	0,12	169 950	70	9,4	670 013	483
Paluel/Saint-Valéry-en-Caux	0,18	52 787	66	10,9	227 353	773
Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe	0,23	302 913	45	9,2	744 727	572
Dieppe/Penly	0,12	61 092	73	7,4	198 132	393
Penly/Le Tréport	0,18	130 666	73	5,1	293 518	411
Cap d'Antifer/Le Tréport	0,15	848 523			2 793 996	504

Letortu, 2013

Figure 11.3 : Production de galets issue du recul des falaises entre 1966 et 2008

Ces différents taux s'expliquent par l'affleurement de divers étages géologiques aux teneurs en silex variées, et par la variation spatiale des vitesses de recul. Les apports de silex décroissent depuis le cap d'Antifer jusqu'à Paluel. Après une forte augmentation à proximité de Saint-Valéry-en-Caux, les valeurs décroissent à nouveau jusqu'à Penly, puis augmentent à nouveau légèrement vers Le Tréport. La faible production de galets aux deux extrémités du secteur d'étude a des origines bien différentes. Entre le cap d'Antifer et Fécamp, la teneur en silex des falaises est importante, en revanche, les vitesses de recul sont faibles. Entre Penly et Le Tréport, les vitesses de recul sont plus importantes mais la teneur en silex est beaucoup plus faible (Costa et Delahaye, 2002).

11.1.1.2. Apports de galets issus du recul du manteau d'altération

Les caractéristiques morphométriques et la répartition spatiale du manteau d'altération ont été définies à l'aide d'une mission de photographie aérienne oblique spécifique réalisée sur l'ensemble du littoral (Costa, 2005 ; Costa et al., 2006). Quant de la teneur en silex du manteau d'altération, il y a peu de changements sur l'ensemble du littoral (teneur de 49 % en moyenne). L'épaisseur du manteau est variable spatialement avec une nette diminution vers le nord après Veulettes-sur-Mer, et une disparition entre Sotteville et Dieppe (craies surmontées de terrains d'âge tertiaire).

Du cap d'Antifer au Tréport (1966-2008), les résultats soulignent que (Figure 11.4) :

- la production est grossièrement décroissante du sud-ouest (cap d'Antifer) vers le nord-est (Le Tréport) ;

- la production de galets issue du recul du manteau d'altération (entonnoirs de dissolution compris) peut être estimée à environ 1 000 000 de m³, soit 24 000 m³/an, ou environ 181 m³/an/km linéaire ;

- la valeur moyenne masque également une variabilité spatiale des apports en galets : les valeurs les plus faibles de 89 m³/an/km linéaire sont obtenues pour la section Dieppe/Penly. Les valeurs les plus importantes (293 m³/an/km linéaire) sont observables pour Fécamp/Paluel.

Sous-cellule hydro-sédimentaire	Vitesse de recul entre 1966 et 2008 (m/an)	Surface perdue entre 1966 et 2008 (m ²)	Épaisseur moyenne du manteau d'altération	Teneur moyenne en silex (%)	Volume moyen de galets produit entre 1966 et 2008 (m ³)	Volume moyen de galets produit/an/km linéaire entre 1966 et 2008
Cap d'Antifer/Étretat	0,10	24 596	8,3	46,5	56 956	226
Étretat/Étretat	0,09	18 475	8,3	46,5	42 784	204
Étretat/Fécamp	0,10	88 045	5,8	46,5	142 474	162
Fécamp/Paluel	0,12	169 950	8,6	46,5	405 407	293
Paluel/Saint-Valéry-en-Caux	0,18	52 787	4	46,5	58 911	200
Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe	0,23	302 913	2	51	185 383	142
Dieppe/Penly	0,12	61 092	2,4	51	44 866	89
Penly/Le Tréport	0,18	130 666	1,7	51	67 973	95
Cap d'Antifer/Le Tréport	0,15	848 523			1 004 752	181

Letortu, 2013

Figure 11.4 : Production de galets issue du recul du manteau d'altération entre 1966 et 2008

Les apports sont importants entre Fécamp et Paluel, où se cumulent des vitesses d'évolution modérées, une forte épaisseur du manteau d'altération, et de grands entonnoirs de dissolution. Les faibles valeurs obtenues pour Dieppe/Le Tréport s'expliquent par une épaisseur de manteau d'altération très faible qui ne libère que peu de silex malgré un recul modéré. Entre le cap d'Antifer et Étretat, l'épaisseur du manteau d'altération est importante. Il existe de profonds entonnoirs de dissolution, tandis que les vitesses de recul demeurent faibles et libèrent peu de matériel.

11.1.1.3. La production de galets totale produite par l'érosion des falaises (abrupt crayeux et manteau d'altération)

Ces deux quantifications combinées indiquent que :

- le volume de galets produit sur 42 ans serait de 3 800 000 m³, soit une production moyenne annuelle par km linéaire d'environ 888 m³, entre le cap d'Antifer et Le Tréport ;

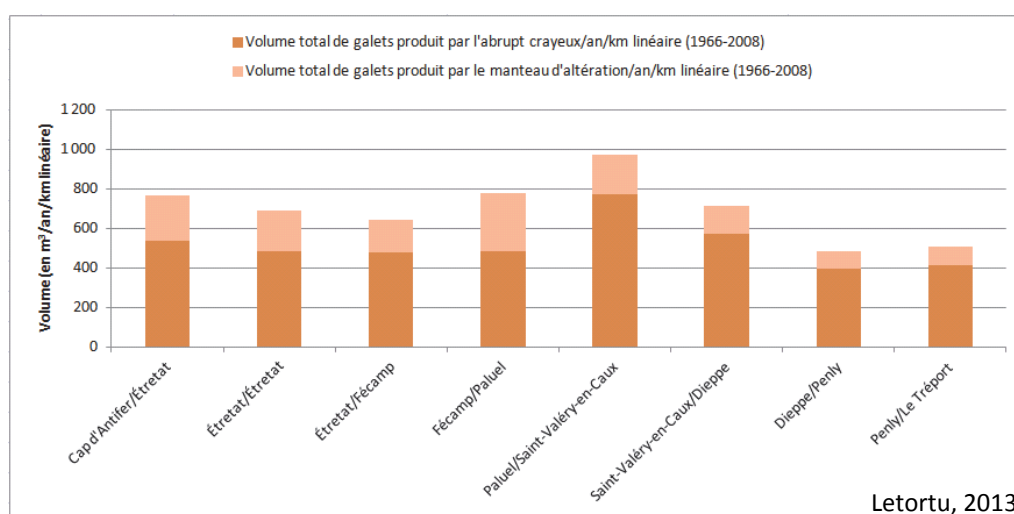
- la moitié du volume produit provient de deux sous-cellules hydro-sédimentaires : Fécamp/Paluel et Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe en raison de leur long linéaire. La sous-cellule Paluel/Saint-Valéry-en-Caux fournit le plus grand volume de galets/an/km linéaire en raison de l'affleurement des craies du Coniacien et du Santonien riches en silex, d'un manteau d'altération épais, et de vitesses de recul parmi les plus rapides (Figure 11.5) ;

Sous-cellule hydro-sédimentaire	Vitesse de recul (m/an)	Surface perdue (m ²)	Linéaire côtier (km)	Volume total de galets produit 1966-2008 (m ³)	Volume total de galets produit/an/km linéaire (1966-2008)
Cap d'Antifer/Étretat	0,10	24 596	5	192 498	849
Étretat/Étretat	0,09	18 475	3	144 598	1 230
Étretat/Fécamp	0,10	88 045	13	565 369	1 060
Fécamp/Paluel	0,12	169 950	22	1 075 420	1 191
Paluel/Saint-Valéry-en-Caux	0,18	52 787	5	286 264	1 363
Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe	0,23	302 913	25	930 110	886
Dieppe/Penly	0,12	61 092	11	242 998	541
Penly/Le Tréport	0,18	130 666	19	361 491	458
Cap d'Antifer/Le Tréport	0,15	848 523	102	3 798 748	888

Letortu, 2013

Figure 11.5 : Production de galets issue du recul des falaises crayeuses et du manteau d'altération

- alors que l'apport en silex (et donc en galets) issu de l'érosion du manteau d'altération a souvent été négligé dans l'estimation du budget sédimentaire des plages haut-normandes, ce dernier s'avère important puisqu'il s'élève à près de 26 % du volume total produit annuellement (Figure 11.6).



Letortu, 2013

Figure 11.6 : Part respective de la production de galets issue de l'abrupt crayeux et du manteau d'altération

11.1.1.4. Comparaison avec les études antérieures

Ces nouveaux résultats, obtenus sur une période de 42 ans, ont été comparés aux résultats obtenus par l'analyse photogrammétrique sur la période 1966-1995 (Costa, 2000). Les résultats sont différents. Les valeurs obtenues par S. Costa (2000) sont en moyenne 10-15 % supérieures (et parfois 35 % comme Paluel/Saint-Valéry-en-Caux) à celles que nous avons obtenues entre 1966 et 2008 (sauf les sections cap d'Antifer/Étretat et Dieppe/Penly). La raison est simple : les vitesses de recul fournies par S. Costa (2000) étaient plus rapides. Cependant, nous pouvons observer que les tendances, et la répartition spatiale s'avèrent très proches (Figure 11.7).

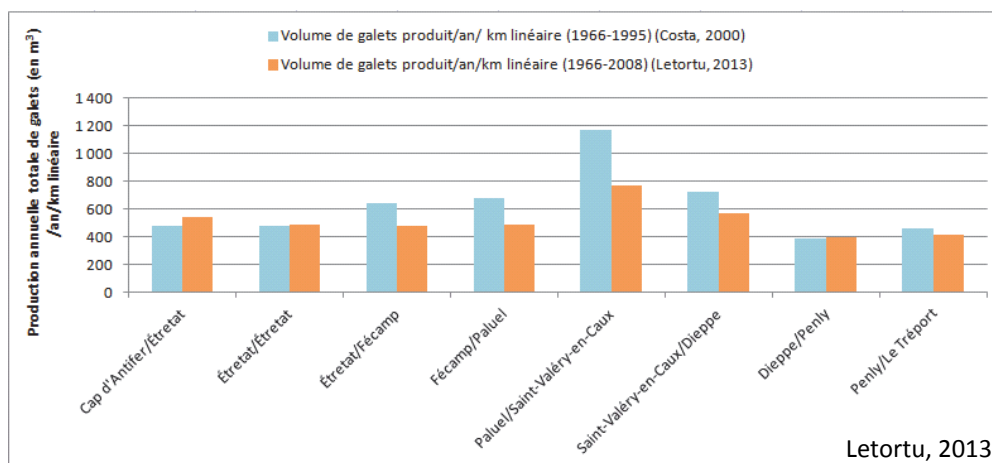


Figure 11.7 : Comparaison de la production de galets estimée issue du recul des falaises entre 1966-1995 et 1966-2008

La part issue du manteau d'altération par rapport à l'abrupt crayeux apparaît plus faible d'après nos calculs. Elle passe de 40 % à 26 %. Là encore, l'explication réside dans les vitesses de recul des falaises que nous proposons, légèrement plus faibles que celles trouvées par S. Costa (2000), notamment là où le manteau d'altération est le plus épais.

11.1.2. Sorties du système

Contrairement aux plages de sables, les échanges transversaux de galets entre l'estran et la zone infratidale n'ont jamais été mis en évidence sur le littoral de Haute-Normandie en raison de conditions d'agitation trop faibles. Les sorties vers les petits fonds sont considérées comme nulles (LCHF-BRGM, 1987 ; Latteux, 2001).

Les sorties du système sont en grande majorité d'origine anthropique. Elles sont le résultat d'activités d'extraction de galets (dès le début du XX^{ème} siècle) sur l'estran, et également sur les pouliers fossiles (flèche du Hourdel).

Entre 1946 et 1970, la DDE de Dieppe chiffre le volume de galets extrait de manière officielle à 415 000 m³ entre Fécamp et Le Tréport, avec 2 points importants de prélèvement : Dieppe (235 000 m³) et Le Tréport (180 000 m³) où les prélèvements sont facilités par les jetées sur lesquelles ils s'accumulent. En réalité, les extractions ont été supérieures aux volumes autorisés, mais non quantifiées. À partir de 1972, ces retraits sont restreints et surveillés. Leur arrêt définitif sur les plages de galets a lieu en 1984. Depuis l'interdiction, près de 100 000 m³ de galets ont encore été prélevés (avant 1990), dont 55 000 m³ entre Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe.

Une autre sortie du système, d'origine anthropique, s'observe au niveau des chenaux d'accès aux ports de Fécamp, de Saint-Valéry-en-Caux, de Dieppe, et dans une moindre mesure du Tréport. Les galets pénétrant dans ces chenaux risquent d'obstruer la passe d'entrée des ports. Pour cette raison, ils sont dragués et clapés au large (2 000 à 6 000 m³/an pour le port de Dieppe), constituant une fuite définitive du système (Costa, 1997). À Saint-Valéry-en-Caux, une politique de rechargement en galets, initiée en 1990, consiste à prélever ceux qui entrent dans le chenal et de les déposer en camion sur la plage est (à l'aval-dérive de la jetée). Le volume annuel de ce rechargement (ou *by-pass*) est de l'ordre de 10 000 m³ (d'après la DDE de Dieppe) (Costa et Delahaye, 2002). De même, les galets entrant dans le port de Dieppe par l'estacade sont, depuis 2010, rejetés sur la plage de *Puys* (à l'aval-dérive immédiat de la jetée de Dieppe) par barge. Ce volume déposé est de l'ordre de 15 000 m³.

11.2. Quantification du volume de galets en présence : exemple de la section côtière Quiberville/Berneval-le-Grand

Les données LIDAR acquises à mi-marée le 29/09/2011 (RGE Alt[®] 2011, IGN) n'ont été obtenues qu'en mai 2013, et ce, de manière partielle. C'est pourquoi, la quantification du volume de galets en présence sur le littoral n'a pas pu être effectuée sur l'ensemble du secteur d'étude.

Le choix s'est porté sur la section Quiberville/Berneval-le-Grand (24 km), puisque de nombreuses caractéristiques sont représentatives du littoral haut-normand :

1) deux sous-cellules hydro-sédimentaires peuvent être étudiées avec des lithologies variées : pied de falaise taillé dans le Santonien pour Quiberville/Dieppe et dans le Turonien pour Dieppe/Penly ;

2) les positions au sein de leur sous-cellule hydro-sédimentaire sont différentes. Quiberville/Dieppe se situe en position terminale de l'unité Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe, et se trouve délimitée par une jetée portuaire, imperméable au transit des galets. Dieppe/Berneval-le-Grand se trouve en aval de cet obstacle ;

3) cette partie du littoral est caractérisée par une alternance de côtes à falaises et de côtes basses, elles-mêmes divisées en plages d'accumulation dont l'extension est induite par des épis ou des jetées portuaires (Dieppe) ;

4) cette section côtière contient plusieurs sites très sensibles aux submersions marines (Quiberville et *Pourville-sur-Mer*).

11.2.1. Méthode de quantification du cordon de galets en présence

Les volumes ont été estimés à deux niveaux scalaires :

- à l'échelle de la sous-cellule hydro-sédimentaire délimitée par des jetées portuaires (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe et Dieppe/Penly) ;

- d'une part, pour chaque plage d'accumulation (devant les sites urbanisés) et, d'autre part, en pied de falaise (mesure estimée tous les 100 m). Au total, quatre plages sont étudiées : une plage délimitée par une jetée portuaire (Dieppe) (Figure 11.8) ; une délimitée par des épis majeurs (plus de 100 m) (Quiberville) ; et deux sans ouvrage majeur (batterie d'épis de longueur limitée, inférieure à 60 m) (*Pourville-sur-Mer* de la commune d'Hautot-sur-Mer, et *Puys* à l'est de la commune de Dieppe).



Figure 11.8 : Dieppe et sa jetée portuaire

La méthode de quantification du volume du cordon de galets est réalisée au travers de sept étapes successives. Ce travail a été mené en collaboration avec J. Nabucet (LETG-Rennes Costel) (Figure 11.9) :

- 1) le fichier de points LIDAR « las » initial a été interpolé au pas de 1 m en TIN puis transformé en raster et lissé par la méthode des maximums locaux pour enlever les artefacts ;
- 2) à partir de ce dernier, les pentes sont calculées (%) ;
- 3) l'extraction du cordon de galets a été basée sur l'analyse des variations de pentes. Tandis que la pente du platier est estimée au maximum à 2 %, et que le pied de falaise est très abrupt, l'identification du cordon de galets a ainsi été facilitée. Cette identification est validée par des levés de terrain au DGPS à Quiberville ;
- 4) à partir de cette digitalisation, les valeurs altimétriques basses du front du cordon ont été extraites ;
- 5) ces valeurs basses ont ensuite été affectées à l'ensemble de la base du cordon pour obtenir un MNT normalisé (la valeur 0 correspond désormais à la base du cordon) ;
- 6) le volume du cordon de galets a été obtenu puisque le Modèle Numérique de Surface (MNS, données initiales) a été soustrait au MNT normalisé ;
- 7) les volumes ont été déterminés tous les 100 m grâce à la création automatique de transects (avec l'outil DSAS).

Ces données LIDAR, dont le levé a été effectué à mi-marée, présentent un biais juste à l'amont-dérive de la jetée de Dieppe où la partie basse du cordon est masquée par la marée. Pour limiter ce problème qui s'étend sur un linéaire de 500 m, la morphologie du bas de la plage a été extrapolée à partir de l'analyse de plusieurs profils réalisés sur la plage de galets non recouverte par la marée. La distribution planimétrique et altimétrique des points le long de la coupe permet d'en déduire la droite d'équation qui représente le mieux le profil. Les équations polynomiales permettent d'obtenir une valeur altimétrique du pied de cordon de galets (position de ce dernier déduite par photo-interprétation, et à l'aide des levés DGPS précédemment menés) (Figure 11.10). Ces valeurs ont ensuite servi de points de référence pour une extrapolation du pied de cordon masqué par la marée, permettant de quantifier le volume de la plage.

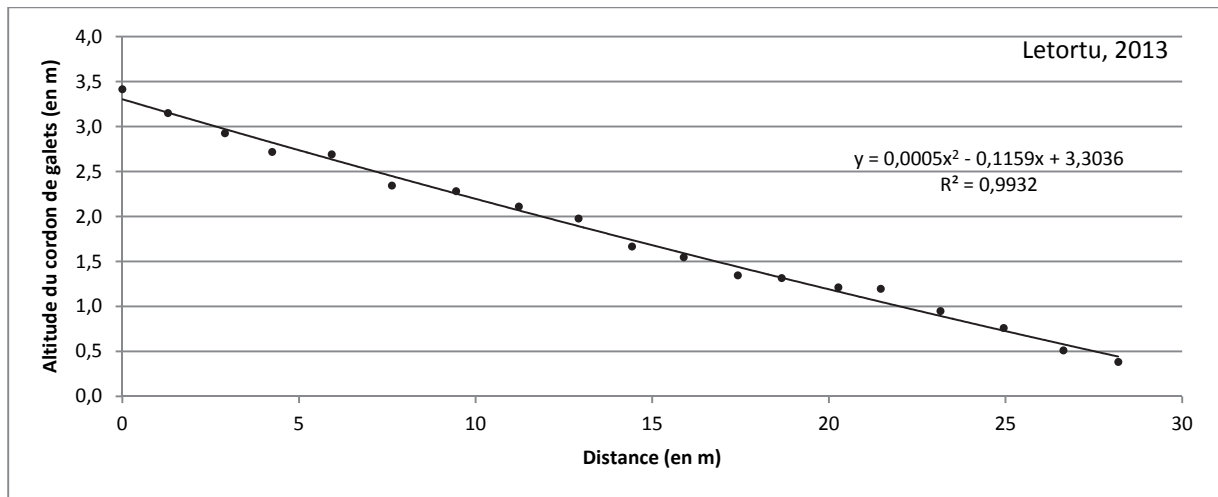


Figure 11.10 : Position des points d'un profil sur le cordon de galets et ajustement à une droite polynomiale

11.2.2. Étude diachronique des stocks de galets en présence

11.2.2.1. Volumes en présence en 2011

Les résultats de la quantification du volume en présence au mois de septembre 2011 sont nombreux et nécessitent une présentation par échelles emboîtées (Figure 11.11).

Sur l'ensemble du secteur étudié, de Quiberville à Berneval-le-Grand, le volume des cordons de galets est de l'ordre de $1\,953\,180\text{ m}^3$ ($\pm 11\%$). La distribution du stock s'avère très inégale. De part et d'autre de la limite hydro-sédimentaire qu'est la jetée portuaire de Dieppe, les volumes sont différents. Dans la partie méridionale du secteur étudié (Quiberville/Dieppe), le stock est en moyenne de $116\text{ m}^3/\text{m}$ linéaire contre $26\text{ m}^3/\text{m}$ linéaire dans la partie septentrionale (Dieppe/Berneval). Les plages d'accumulation de Quiberville, *Pourville-sur-Mer*, Dieppe et *Puys* concentrent les volumes par mètre linéaire les plus importants ($234\text{ m}^3/\text{m}$ linéaire en moyenne). Le pied des falaises est presque dix fois moins pourvu en galets (moyenne de $27\text{ m}^3/\text{m}$ linéaire). Par conséquent, les plages concentrent 73 % du stock total sur la section Quiberville/Berneval.

Par ailleurs, la plage de Dieppe est la plus importante ($916\,511\text{ m}^3$), soit 47 % du volume total de galets entre Quiberville et Berneval. Pourtant, cette plage ne fait que 1,7 km de long sur les 24 km étudiés. La plage de Quiberville possède 17 % du stock, suivie de *Pourville-sur-Mer* (8 %) et de *Puys* (2 %).

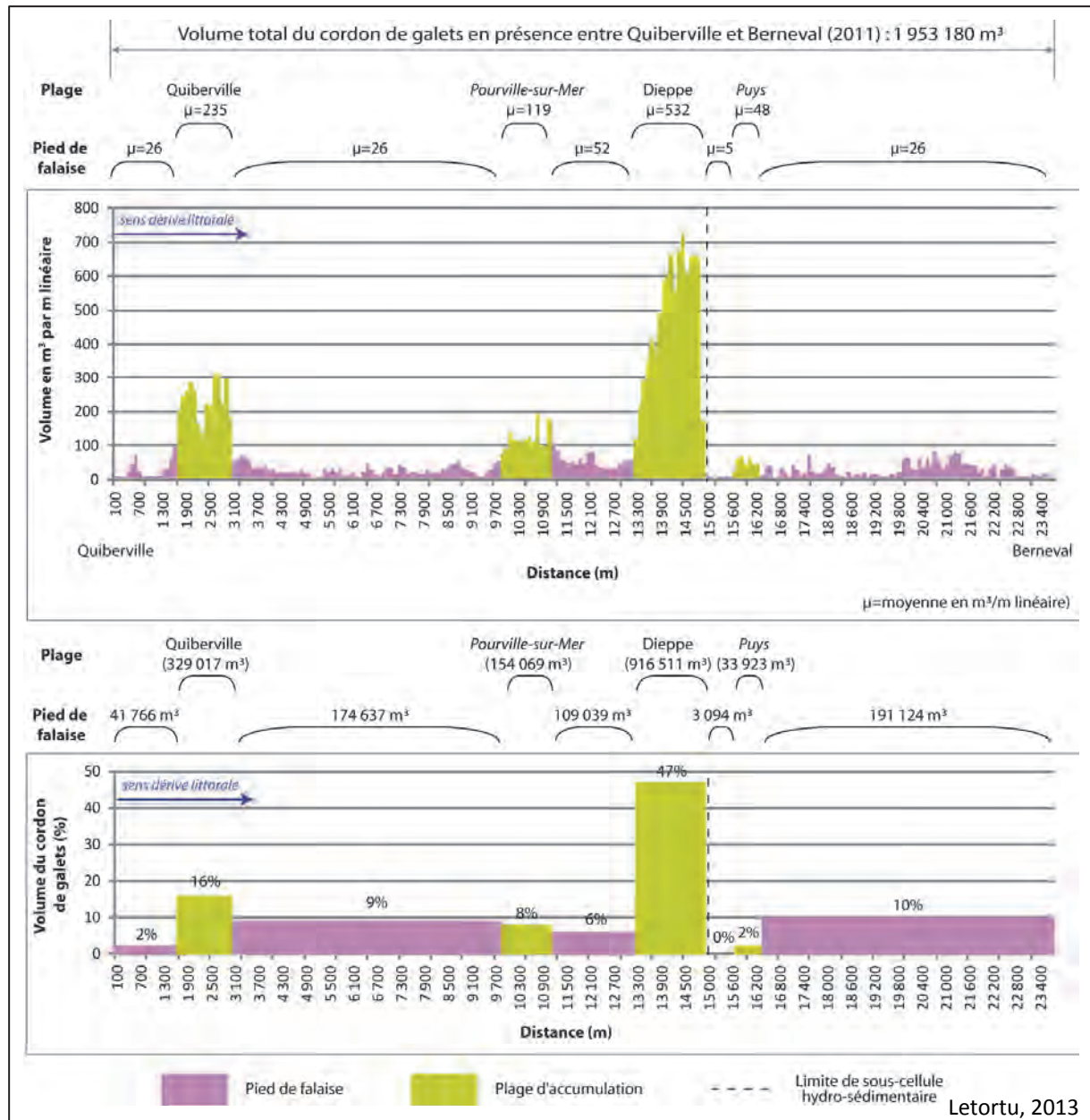


Figure 11.11 : Budget sédimentaire entre Quiberville et Berneval en 2011

Le stock de sédiments en présence en pied des falaises augmente progressivement vers le nord-est (dans le sens de la dérive) jusqu'à la fin de la cellule hydro-sédimentaire (jetée portuaire de Dieppe) : de 26 à 52 m³/m linéaire entre Quiberville et Dieppe, contre 5 à 26 m³/m linéaire entre Dieppe et Berneval.

11.2.2.2. Évolution du volume de galets en présence entre Quiberville et Berneval

Plus que le constat du volume en présence, notre étude a pour but d'apporter des éléments de réponse quant à l'éventuelle aggravation du déficit sédimentaire pouvant expliquer une augmentation de la fréquence et/ou l'intensité des submersions. Pour atteindre cet objectif, une analyse diachronique de l'évolution des stocks de galets est menée. Cette dernière est possible grâce aux travaux réalisés sur le littoral haut-normand en 1995 (Costa, 2000), 2001 (programme BERM ; Costa et Delahaye, 2002), 2003 (programme BAR ; Costa et Delahaye, 2005) et à nos estimations de septembre 2011 (RGE Alt[®] 2011, IGN).

Ces résultats sont difficilement comparables aux études antérieures (LCHF, 1972 et LCHF-BRGM, 1987). La technique et la méthodologie adoptées pour ces dernières génèrent des marges d'erreur d'au moins 40 % (LCHF-BRGM, 1987). Seules les données photogrammétriques (1995), et celles obtenues au DGPS (2001, 2003), semblent suffisamment fiables pour faire une comparaison volumique.

En 1995, à l'échelle de l'ensemble de la section côtière étudiée, le volume de galets entre Quiberville et Berneval était estimé à 1 904 000 m³. Ces valeurs sont comparables à celles obtenues en 2011 (1 953 000 m³). Elles suggèrent que le budget sédimentaire sur l'ensemble du secteur étudié est resté stable au cours de ces 16 années (Figure 11.12).

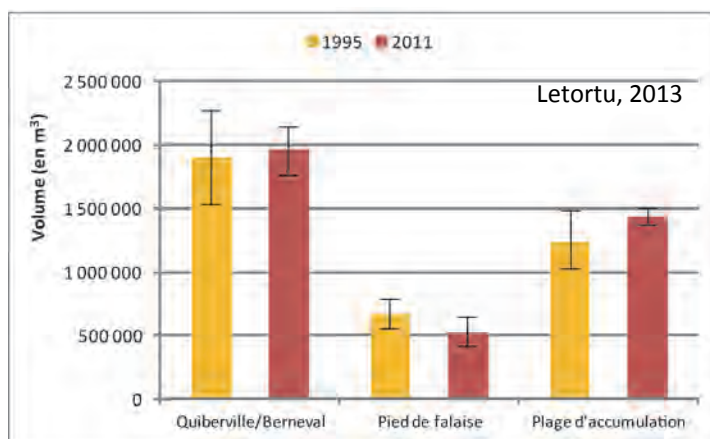


Figure 11.12 : Évolution des volumes en présence entre 1995 et 2011 selon les types de côtes (et leur marge d'erreur)

Quant à la répartition spatiale du stock de galets, l'étude du LCHF de 1972 apporte des éléments qualitatifs importants : la distribution des stocks de galets est régulière et homogène entre le pied des falaises et les plages d'accumulation. Notre étude montre, comme celle de S. Costa et al. (2007) avec les données de 1995, une répartition inégale des volumes de galets sur la section Quiberville/Berneval (données LIDAR RGE Alti[®] de 2011). En 1995, 65 % du stock sédimentaire était concentré sur les plages. Cette valeur atteint 73 % en 2011.

11.2.2.3. Évolution du volume de galets en présence sur les plages d'accumulation et au pied des falaises

Puisque les enjeux liés aux submersions marines sont localisés sur les côtes basses protégées par des plages d'accumulation, l'évolution de leur stock constitue une information majeure pour l'évaluation de l'aléa « submersion marine ». L'objectif est de savoir si le cordon de galets est capable de jouer le rôle de tampon protecteur face aux attaques de la mer, sachant que cette capacité peut être très variable d'un site à l'autre.

Entre 1995 et 2011, les plages ont connu des évolutions variées (Figure 11.13) :

- à Quiberville, la tendance est à la hausse, de l'ordre de 49 % depuis 1995 (20 % entre 2003 et 2011) ;

- à Pourville-sur-Mer, la tendance est légèrement à la hausse (pour ne pas dire stable), de l'ordre de 7 % de 1995 à 2011 (9 % entre 2003 et 2011, soit dans la marge d'erreur) ;

- à Dieppe, la tendance est également légèrement à la hausse, de l'ordre de 10 % par rapport aux données de 1995 (par contre, par rapport à 2003, nous notons une baisse de 11 %⁶⁰) ;
- à *Puys*, seules deux dates sont disponibles (1995 et 2011), et l'évolution est à la baisse (12 % de volume perdu en 16 ans).

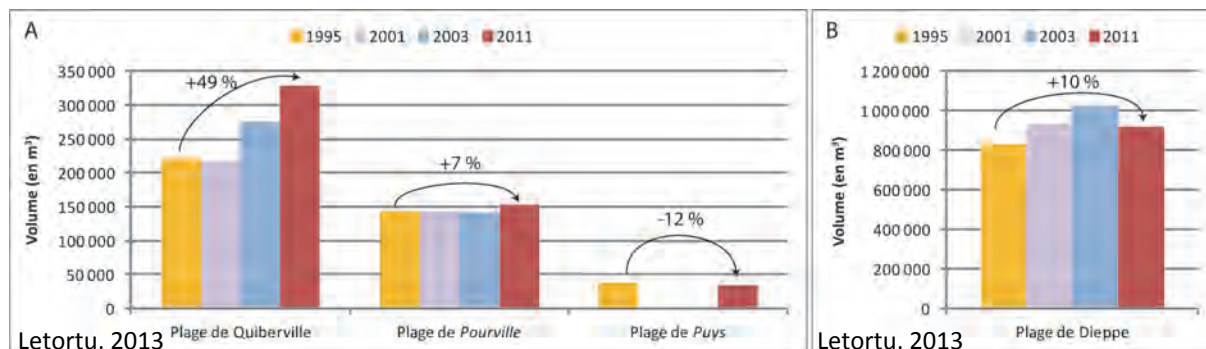


Figure 11.13 : Évolution temporelle du volume de galets en présence sur les plages de Quiberville, Pourville, Puys (A) et Dieppe (B)

Plusieurs causes peuvent être trouvées pour expliquer ces évolutions.

La première peut résider dans la construction d'ouvrages nouveaux. C'est le cas de Quiberville avec la construction d'un épi d'environ 80 m en 1995 (en aval-dérive de l'épi majeur de 100 m). En 2011, ce nouveau casier était alors rempli par 67 100 m³ de galets.

S'agissant de la plage de *Pourville-sur-Mer*, sa relative stabilité résulte de casiers déjà saturés, ne pouvant plus accueillir de sédiments.

Le léger engraissement de la plage de Dieppe s'explique par sa position en fin de sous-cellule hydro-sédimentaire, qui capte les sédiments le long de la jetée portuaire.

La diminution du stock de la plage de *Puys* est relayée par l'alerte d'élus et des coupures de presse (« *Les galets partent à vau-l'eau* » titre *Paris-Normandie* en février 2010 à propos de la plage de *Puys*). Cette baisse a une double origine. Les galets qui proviennent de l'amont-dérive sont rares, car la jetée de Dieppe, longue de 500 m, rompt le transit et le faible linéaire de falaise avant *Puys* produit peu de silex frais. De plus, les galets transitent vers le nord-est (dérive littorale d'estran).

Alors que ces plages marquées par de longs ouvrages transversaux (Quiberville, Dieppe) jouent le rôle de puits de sédiments, les autres plages (*Pourville-sur-Mer* et *Puys*) semblent être uniquement des espaces de transit, sans réussir à capter durablement les galets.

11.2.2.4. Évolution du volume en présence en pied de falaise

La réserve de galets se trouvant au pied des falaises semble très limitée pour alimenter et compenser la crise sédimentaire que connaissent certaines zones d'accumulation. Sur le secteur étudié, l'évolution des stocks en pied de falaise est très nettement à la baisse. De 38 % entre *Pourville-sur-Mer* et Dieppe, la baisse atteint à 87 % entre Dieppe et *Puys* (Figure 11.14).

⁶⁰ Les valeurs de volumes obtenues à Dieppe en 2003 par levés DGPS sont peut-être surestimées. En effet, même si la marge d'erreur d'un point mesuré par cette technique est très faible (pluri-centimétrique à infra-centimétrique), cette donnée ponctuelle est ensuite extrapolée sur une surface conséquente pour estimer le volume du cordon (23 profils d'une quinzaine de points pour une plage longue de 1,7 km).

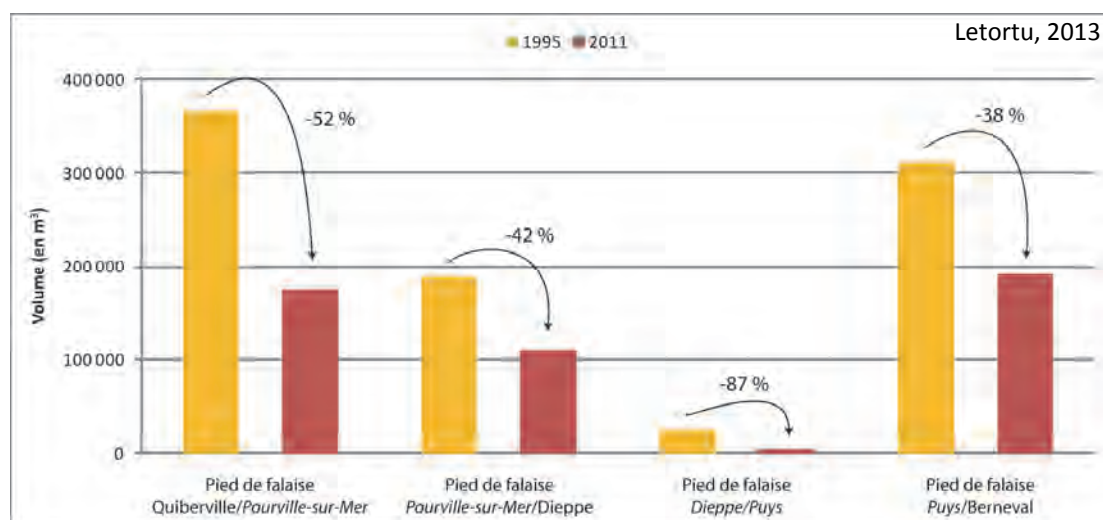


Figure 11.14 : Évolution du stock de galets en pied de falaise entre 1995-2011

La nette diminution du stock en pied de falaise entre Quiberville et *Pourville-sur-Mer* peut s'expliquer par le remplissage du dernier casier sur la plage de Quiberville qui capte les sédiments.

11.3. Bilan et discussion

L'objectif de ce chapitre était de caractériser une éventuelle évolution du volume des plages de galets pouvant influencer la récurrence et/ou l'intensité des franchissements par la mer. Pour ce faire, deux analyses ont été effectuées :

1) la première a quantifié les seules entrées du système, à savoir la production de galets issue de l'érosion des falaises. Ce travail indique que le **volume produit entre 1966 et 2008 sur l'ensemble du littoral haut-normand** (cap d'Antifer/Le Tréport) **serait de l'ordre de 3 800 000 m³** (soit en moyenne 888 m³/an/km linéaire), et **proviendrait pour l'essentiel du recul de l'abrupt crayeux (74 %), et secondairement du manteau d'altération sus-jacent (26 %)**. Bien évidemment, cette production est variable spatialement en fonction de la teneur en silex des craies affleurantes, de l'épaisseur du manteau d'altération, et des vitesses de recul. **Ces apports sont globalement décroissants du sud-ouest vers le nord-est** du système, s'ajoutant aux perturbations du transit des galets (croissantes vers le nord-est) induites par les jetées portuaires (Fécamp, Saint-Valéry-en-Caux, Dieppe, Le Tréport ; auxquelles s'ajoutent les digues des centrales EDF de Paluel et Penly) ;

2) la deuxième analyse concerne la **quantification des stocks de galets en présence** sur les plages et au pied des falaises en 2011, et leur évolution depuis 1995. **En 2011, et sur la section côtière retenue (Quiberville/Berneval)** pour laquelle nous détenons des données récentes et fiables (RGE Altⁱ® 2011, IGN), **le volume global serait de l'ordre de 1 953 180 m³** ($\pm 11\%$). À nouveau, la répartition spatiale de ces volumes est très variable. Une première distinction s'observe de part et d'autre de la jetée portuaire de Dieppe, qui délimite deux cellules hydro-sédimentaires (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe et Dieppe/Penly). **Dans la partie méridionale du secteur étudié (Quiberville/Dieppe), le volume est plus important** (en moyenne 116 m³/m linéaire). Nous voyons dans ce résultat l'influence de la jetée portuaire de Dieppe (construite au début du XX^{ème} siècle) et de la faible production de galets issue du recul des falaises (affleurement du Turonien peu pourvu en lits de silex entre *Puys* et Berneval).

Par ailleurs, la répartition des volumes de galets entre les zones d'accumulation (au droit des vallées urbanisées) et le pied de falaise est en défaveur de ce dernier : **73 % des stocks se trouvent sur les plages contre 27 % au pied des abrupts. La réserve est donc bien faible pour alimenter les plages** d'autant que cette dernière semble être en forte décroissance depuis 1972 (LCHF, 1972). À cette époque, les volumes se répartissaient à parts égales entre ces deux espaces.

Quant aux évolutions de volumes dans le temps, la comparaison à des études récentes, pour lesquelles les méthodes de quantification semblent fiables (DGPS et photogrammétrie), souligne **une stabilité des volumes en présence (1 950 000 m³ à 11 % près) sur l'ensemble du secteur étudié (en dépit des apports de silex issus du recul des falaises⁶¹)**.

Dans le détail, le volume des plages est resté globalement stable à l'exception de Quiberville. La construction d'un épi de 80 m en 1995, captant un grand volume de galets, peut expliquer cette hausse et, en partie, la baisse du volume de sédiments en aval-dérive, à savoir au pied des falaises des sections Quiberville/Pourville (-52 %) et Pourville/Dieppe (-42 %). Autre exception, la plage de *Puys* qui a connu un démaigrissement (-12 %) induit par la jetée portuaire de Dieppe et par le faible linéaire de falaise producteur de silex.

Au regard des quelques données disparates obtenues auprès des Directions Départementales des Territoires et de la Mer (DDTM), **la situation du budget sédimentaire des plages de la section côtière étudiée ne semble pas s'être aggravée depuis 1972 (à l'exception de la plage de *Puys*)**. Ainsi, l'arrêt des extractions, la construction d'épis et la production de silex issus du recul des falaises semblent au moins avoir stabilisé les volumes. Cette situation suggère que :

- **la production actuelle de galets ne semble pas, en revanche, capable de compenser la crise sédimentaire contemporaine** (induite au moins par les extractions historiques) **au pied des falaises**. Depuis 1995, ces espaces restent désespérément dépourvus de galets (et cela semble s'accroître). Cette situation indique aussi qu'en raison de la très importante sous-alimentation de la dérive littorale d'estran (seulement quelques milliers de m³, alors que, potentiellement, elle peut être de 20 000 à 30 000 m³/an (LCHF, 1966 ; LCHF-BRGM, 1987)), **les silex issus du recul des falaises transitent très vite vers les zones d'accumulation** (dès lors que les casiers constitués par les épis ne sont pas saturés ou qu'un nouvel épi est construit). Ceci est particulièrement vrai vers la terminaison aval du système hydro-sédimentaire délimitée par les jetées portuaires (puits du système). **En raison de la saturation des épis construits dans les années 1970-1980, les apports frais ne font que transiter par les plages dont le volume reste stable ;**

- quand bien même le budget sédimentaire des plages serait grossièrement stabilisé, **les volumes actuels restent très faibles** (épuisement d'un stock sédimentaire hérité de la dernière transgression marine, auquel se sont ajoutées de extractions importantes) ;

- **les plages demeurent très sensibles aux franchissements par la mer, dont la fréquence et l'intensité sont sous l'étroite dépendance des facteurs météo-marins.**

Ces résultats ne sont pas sans poser question :

1) tout d'abord, la faible évolution des stocks de galets est surprenante, alors que les extractions sont arrêtées, et que le recul des falaises et la production de galets continuent. En effet, aux rythmes évalués annuellement, les extractions de galets réalisées au siècle dernier (environ 3 000 000 m³) auraient dû être compensées en près de 40 ans. Cette situation est peut-

⁶¹ Les apports en galets sont d'environ 550 m³/an/km linéaire, soit environ 200 000 m³ sur les 24 km et les 16 ans étudiés. Ce chiffre est dans la marge d'erreur qui reste conséquente (11 % pour le LIDAR).

être le résultat d'une surestimation des apports frais en silex. Il est vrai que nous considérons que tout pan de falaise effondré est évacué annuellement et fournit son volume de silex. Or, il n'en est rien, parce que de gros mouvements gravitaires séjournent de nombreuses années, voire des décennies, au pied des abrupts ;

2) par ailleurs, nous ne prenons pas en compte l'attrition continue des galets. Même si cette dernière décroît rapidement (40 % les premières années par disparition des arêtes du silex), elle serait encore de l'ordre de 1,8 à 2,9 % annuellement (Dornbusch in Costa et Delahaye, 2002 ; Dornbusch et al., 2002). Pour ces auteurs, un galet de silex restant continuellement dans la couche mobile du cordon (partie brassée par la houle) peut disparaître à l'échelle du siècle. Même si ces valeurs semblent surestimées, l'attrition annuelle n'est pas à négliger. En admettant que le galet perd 1 % de son volume annuellement et que seuls les cordons de galets de pied de falaise se retrouvent dans la couche mobile (27 % du volume total en 2011), près de 5 200 m³ devraient disparaître annuellement, soit près de 83 000 m³ sur les 16 années d'étude.

Ces approximations successives peuvent nous amener à des scénarios d'évolution inexacts. Par conséquent, il semble nécessaire d'approfondir les investigations, puisque si les ordres de grandeurs avancés ici s'avéraient proches de la vérité, les conséquences en matière de gestion seraient importantes.



CHAPITRE 12 : SUBMERSIONS MARINES DU CALVADOS À LA SOMME : FRÉQUENCE/INTENSITÉ DU PHÉNOMÈNE ET CARTOGRAPHIE DES SITES SENSIBLES

- 12.1. Inventaire des événements météo-marins générateurs de dommages sur la période historique récente (1950-2010)
- 12.2. Aléa « submersion marine » : un phénomène évolutif dans le temps ?
- 12.3. Front froid et morphologie des plages : des facteurs aggravants
- 12.4. Bilan et discussion

INTRODUCTION

Alors que le chapitre précédent a mis en évidence que l'apport de silex issu du recul des falaises stabilise ou améliore légèrement le budget sédimentaire des plages, la réitération des submersions marines, évoquée par de nombreux élus et administrés, pose la question d'une éventuelle évolution de la fréquence et/ou de l'intensité des situations atmosphériques propices à leur apparition. Il est essentiel, avant tout, de définir les submersions marines qui affectent le secteur d'étude et notamment de connaître leur répartition spatiale et leur évolution dans le temps, mais également d'identifier les facteurs responsables de leur survenue et de leur intensité. Ainsi, ce chapitre a pour finalité de répondre à quatre questions :

- 1) **quels sont les sites les plus sensibles au risque de submersion marine ?**
- 2) **quelle est l'évolution, en fréquence et en intensité, des submersions marines sur la période historique récente ?**
- 3) **quels sont les facteurs à l'origine de leur survenue et de leur intensité ?**
- 4) **existe-t-il une recrudescence des situations atmosphériques propices à leur apparition ?**

Pour mieux comprendre l'aléa, la méthode adoptée vise à être reproductible et transposable à d'autres espaces. Elle s'appuie sur des données facilement accessibles (gratuites et d'usage courant) (Letortu et al., 2012). Cette méthode repose sur plusieurs approches complémentaires : l'approche historique (recensement des événements entre 1950 et 2010), l'approche météorologique et marégraphique (étude des conditions météo-marines à plusieurs niveaux scalaires, à savoir de l'échelle synoptique de l'Atlantique nord à celle locale), l'approche géographique et géomorphologique (configuration des sites et prise en compte de l'aspect morphologique des plages, notamment le temps de préparation des plages avant les franchissements).

Ce chapitre s'articule en trois parties. La première sera consacrée à l'inventaire des événements (entre 1950 et 2010), basé sur une multitude de sources de données pour garantir sa fiabilité, et son exhaustivité. Lorsque la submersion est identifiée, les sites impactés seront renseignés, tandis que les conditions anémométriques et marégraphiques seront analysées à l'échelle des stations météorologiques de référence (Dieppe pour les côtes de Seine-Maritime et de Somme, et Bernières-sur-Mer pour les côtes calvadosiennes). Cette analyse aura pour finalité d'une part, de cartographier les sites sensibles et, d'autre part, de fournir des seuils d'alerte utiles pour la gestion du risque (seuils de vent et de marée prédite). La deuxième partie mettra en évidence une éventuelle évolution de la fréquence et de l'intensité de ces phénomènes. Enfin, dans un troisième temps, et par une méthode inductive, le suivi de ces événements météo-marins générateurs de dommages (depuis sa genèse) tentera de détecter de nouveaux facteurs favorables aux inondations par la mer se surimposant à ceux ordinairement observés (passage dépressionnaire, vent d'afflux, pleine mer de vive-eau).

Le secteur d'étude d'Isigny-sur-Mer (Calvados) à Cayeux-sur-Mer (Somme) dépasse largement celui consacré à la dynamique des falaises crayeuses haut-normandes, car l'emprise spatiale des phénomènes atmosphériques et marins en question est importante. De plus, ce linéaire côtier permet d'étudier des environnements différents, et d'orientations diverses. La sensibilité des plages de galets haut-normandes à l'aléa « submersion » sera comparée à celle des plages sableuses calvadosiennes (en partie protégées par le Cotentin des flux d'ouest perturbés) (chapitre 2, partie II).

12.1. Inventaire des événements météo-marins générateurs de dommages sur la période historique récente (1950-2010)

12.1.1. Inventaire des submersions marines

La recherche sur les risques, dits naturels, nécessite de disséquer les forçages associés sur le long terme. Le travail historique d'inventaire des inondations par la mer que nous avons réalisé s'étend sur 61 années consécutives (1950-2010) à partir de sources diverses : journaux locaux, base de données du MEDDE (Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie), archives du C.E.T.E. de Rouen, archives départementales de Seine-Maritime, travaux scientifiques (Figure 12.1).



Figure 12.1 : Exemples des différentes sources utilisées pour le recensement

Ce croisement de multiples sources d'information est essentiel, car chacune présente des avantages et des inconvénients. Par exemple, les documents issus de l'administration sont d'une très grande fiabilité, mais évoquent surtout les événements majeurs. Les journaux, presse écrite de proximité, ont tendance à relater les faits majeurs et les faits de moindre importance.

Notre source d'information principale émane de la presse écrite locale, consultable à la bibliothèque municipale de Caen et aux archives départementales de Rouen. Quatre journaux ont été particulièrement analysés : (1) *Les informations dieppoises* (Haute-Normandie et Picardie), (2) *Liberté de Normandie* (Normandie) et (3) *Le Bonhomme Libre* (Calvados) qui furent regroupés en 1974 sous *Liberté-Le Bonhomme Libre* (Calvados), (4) *Ouest-France* (grand ouest⁶² puis Calvados). Le choix de ces journaux permet une couverture spatiale quasi-exhaustive. Leurs différentes périodicités offrent la possibilité d'étoffer les informations par recoupement (Figure 12.2).

⁶² *Ouest-France*, de 1950 et jusqu'en 1966, couvre une grande région (Bretagne, Normandie, Maine, Anjou et Poitou) dans les premières pages régionales.

Nom du journal	Années étudiées	Périodicité	Couverture géographique
<i>Les informations dieppoises</i>	1950-2010	Bihebdomadaire	Haute-Normandie et Picardie
<i>Liberté de Normandie</i>	1950-1974	Quotidienne puis hebdomadaire (juillet 1968)	Normandie
<i>Le Bonhomme Libre</i>	1950-1974	Hebdomadaire	Calvados
<i>Liberté-Bonhomme Libre</i>	1974-2010	Hebdomadaire	Calvados
<i>Ouest-France</i>	1950-2010	Quotidienne	Grand ouest puis Calvados

Figure 12.2 : Journaux étudiés pour l'analyse des inondations par la mer et leurs caractéristiques

Les atouts de la presse locale sont, d'une part, l'immédiateté des renseignements et, d'autre part, la bonne vision de la submersion telle que la perçoivent les populations locales au moment même de l'événement. Il est ainsi possible d'obtenir des données qualitatives et quantitatives sur les hauteurs d'eau atteintes. Souvent, les autres secteurs touchés sont évoqués, tout comme le dernier événement de même intensité.

Quant aux limites, les effets de contexte sont évidents, avec notamment, une augmentation du nombre d'articles consacrés aux risques naturels à partir des décennies 1980 (période à partir desquelles les thématiques environnementales ont pris de l'ampleur). Ce phénomène de résonance journalistique est très souvent accru après des phénomènes majeurs, comme Xynthia en février 2010. *A contrario*, en contexte d'actualités jugées « plus importantes » par l'équipe éditoriale, certaines inondations par la mer, pourtant d'intensité sévère, peuvent presque passer inaperçues. Ce phénomène de banalisation journalistique s'est produit lors de la submersion du 10 au 11 mars 2008, en période d'élections municipales. Une autre limite est parfois l'absence de précision sur la date et la localisation des événements : « *la semaine dernière* », « *sur la côte* »... Ces indications autorisent, certes, à inventorier les faits, en revanche, ils n'offrent pas la possibilité d'analyser en détail l'événement (lieu, sévérité de l'événement...) (Letortu et al., 2012).

Dans un souci d'exhaustivité, toutes les sources d'information disponibles ont été utilisées. Les dates trouvées ont été croisées avec la base de données marégraphiques du SHOM et de Météo-France pour les vents, pour identifier les cas suspects (cote en-dessous des pleines mers de vive-eau, direction, force et durée d'action du vent). Ce travail méthodique de recoupement des informations de sources diverses nous a permis de garantir la fiabilité, l'exhaustivité et la représentativité géographique de l'inventaire entre Isigny-sur-Mer (Calvados) et Cayeux-sur-Mer (Somme). Au total, entre 1950 et 2010, 134 submersions marines ont été recensées.

12.1.2. Cartographies des sites sensibles aux inondations par la mer

Ces 134 submersions marines ont eu des conséquences variées sur le littoral, allant du franchissement localisé des ouvrages de défense, à l'envahissement de l'intérieur de la commune. Pour déterminer l'intensité de ces événements, plusieurs classifications existent (Pirazzoli et al., 2007 ; SIRACEDPC, 2008). Celle utilisée dans le plan ORSEC (SIRACEDPC, 2008), mise en place par R. Caspar (Météo-France), contient trois degrés de gravité :

1) une submersion est jugée faible lorsque l'ensemble d'une plage et de la digue promenade (perré) est envahi par la mer (ou encore lors d'un dépassement faible des quais portuaires) ;

2) une submersion est considérée comme modérée lorsque les eaux atteignent la voie publique la plus proche d'un perré ou d'un quai portuaire ;

3) une submersion est dite sévère quand celle-ci pousse les eaux à l'intérieur d'une commune et y provoque des dégâts relevant de la « catastrophe naturelle ».

Cette classification d'échelle départementale a été choisie pour notre étude interdépartementale (permettant la comparaison entre les sites), en s'appuyant notamment sur les descriptions et les photographies fournies par la presse locale (Figure 12.3 et Figure 12.4).



Figure 12.3 : Exemple d'une submersion faible (A ; 17/12/2004) et d'une submersion modérée (B ; 14/11/1993) (Les informations dieppoises)



Figure 12.4: Exemple d'une submersion sévère (12/11/1977, Les informations dieppoises)

Ce travail d'inventaire aboutit à la définition des sites particulièrement sensibles aux submersions marines depuis 61 ans. Par ordre décroissant, tous degrés de gravité confondus, nous retrouvons les communes (avec un minimum de 10 submersions) de : Mers-les-Bains

(Somme), Dieppe (Seine-Maritime), Criel-sur-Mer (Seine-Maritime), Deauville (Calvados), Trouville-sur-Mer (Calvados). Les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme rassemblent des sites plus fréquemment affectés par les submersions marines que les côtes calvadosiennes, probablement en raison de leur plus grande exposition aux flux d'ouest perturbés (Figure 12.5). Les communes qui ont fréquemment connu des submersions marines sévères sont Mers-les-Bains (19 cas), Criel-sur-Mer (14 cas), Fécamp (12 cas), Étretat (12 cas) et Ver-sur-Mer (7 événements). Viennent très vite ensuite Le Tréport, *Pourville-sur-Mer* (Hautot-sur-Mer), Quiberville/Sainte-Marguerite-sur-Mer, Deauville, Trouville et Asnelles.

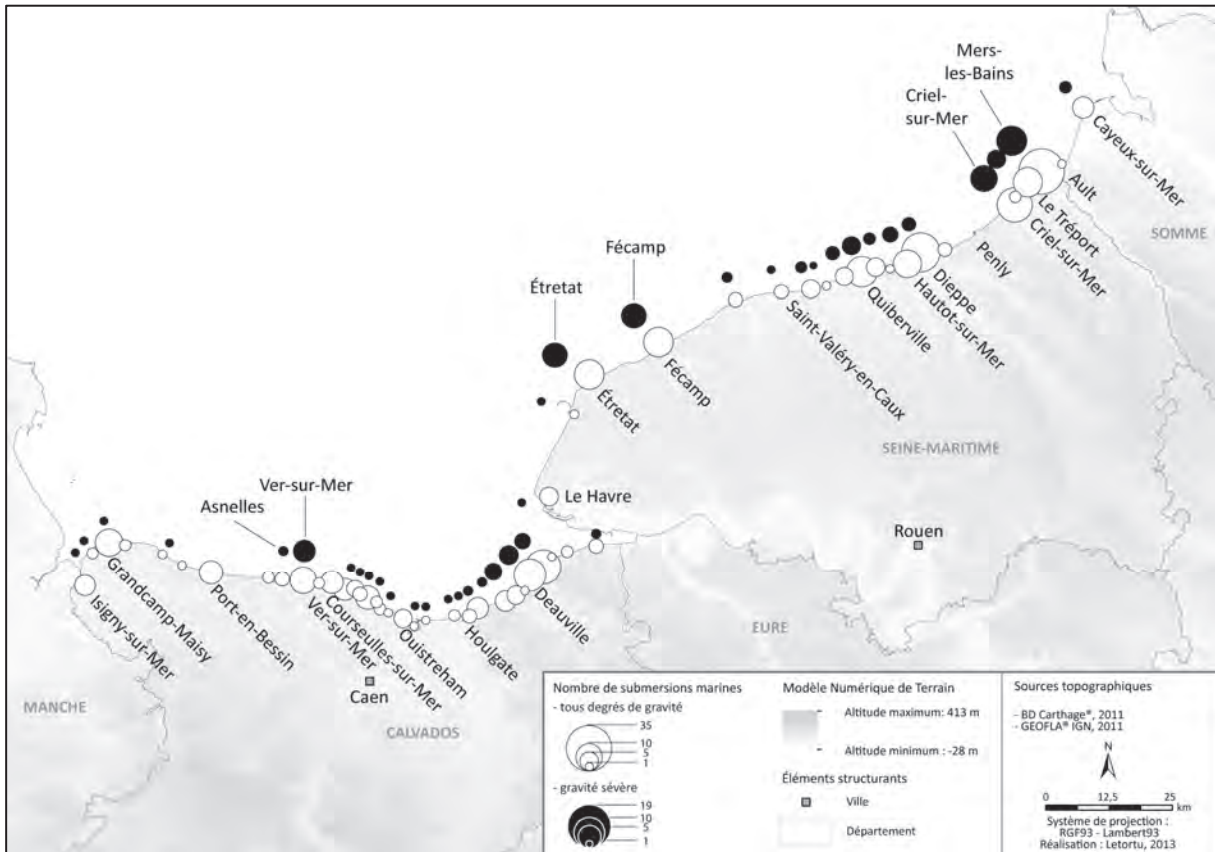


Figure 12.5 : Nombre de submersions marines recensées de 1950 à 2010 entre Isigny-sur-Mer et Cayeux-sur-Mer

12.1.3. Seuils météo-marins au-delà desquels il y a risque de franchissement

Cet inventaire nous autorise à définir les conditions minimales de vent et de hauteur d'eau à partir desquelles il y a risque d'inondation par la mer. Cette méthode simple, sans renfort de modélisation, a été proposée par R. Caspar (1990) et S. Costa (1997). Pour chaque date de submersion, les données marégraphiques (Dieppe et Courseulles-sur-Mer), et celles de vent tri-horaire (Dieppe et Bernières-sur-Mer) sont collectées.

Pour garantir la fiabilité des résultats, l'analyse de la force et de la direction des vents tri-horaires mesurés s'est limitée à la période postérieure à 1981, conformément aux préconisations techniques de Météo-France (homogénéité des séries temporelles par harmonisation des instruments et des procédures de mesure).

Sur la période de 1981 à 2010, disponible au sémaphore de Dieppe, 53 submersions ont affecté les côtes basses de la Seine-Maritime et de la Somme, parmi les 77 recensées dans l'inventaire initial (1950-2010). Comme la station de référence de Bernières-sur-Mer offre une

représentativité temporelle limitée (depuis 2001), les seuils seront déterminés à partir des 8 submersions marines observées entre 2001 et 2010 sur les côtes du Calvados (sur un total de 57 cas). Pour ces côtes, les seuils proposés seront donc à interpréter avec précaution.

En plus des données aérologiques, les données marégraphiques disponibles à l'échelle locale (port de Dieppe et de Courseulles-sur-Mer) fournissent des informations essentielles à la définition des conditions météo-marines menant aux franchissements. La surcote, la hauteur des houles et l'action du wave setup ne sont pas intégrées. En effet, les estimations du SHOM permettent de déterminer, plus aisément, les périodes de l'année où les niveaux de marée sont potentiellement franchissants. En outre, l'estimation des hauteurs du wave setup sur les plages de galets est extrêmement complexe et souffre d'une marge d'erreur importante (Stéphan, 2008 ; Cariolet, 2011).

Parmi les principaux résultats, retenons que les seuils minimaux de franchissement sont :

- pour la Seine-Maritime et la Somme (station météorologique et marégraphique de: Dieppe), de 6 m/s pour le vent moyen tri-horaire (soit 21,6 km/h, force 4 Beaufort, « jolie brise ») et de 8,5 m de hauteur de marée prédite ;

- pour le Calvados (station météorologique de Bernières-sur-Mer et marégraphique de Courseulles-sur-Mer) de 11 m/s pour le vent moyen tri-horaire (soit 39,6 km/h, force 6 Beaufort, « vent frais ») et de 7,1 m de hauteur de marée prédite (Figure 12.6).

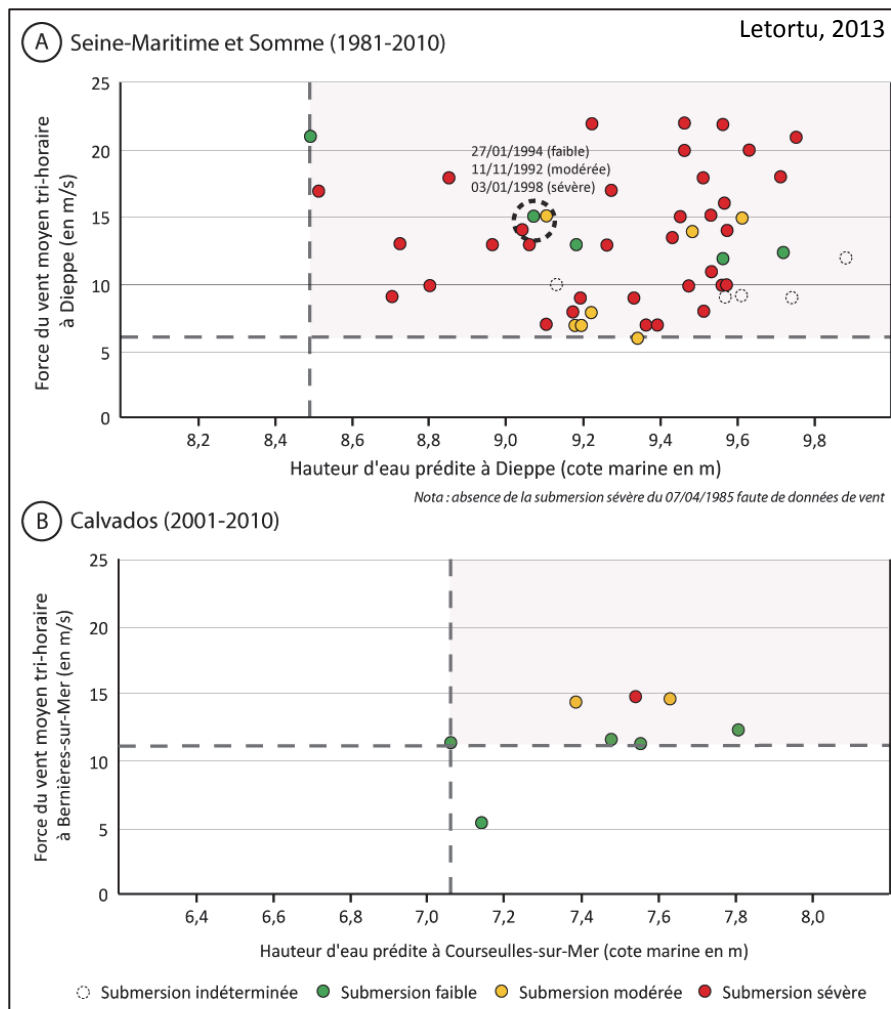


Figure 12.6 : Seuils de hauteur d'eau (prédite) et de force du vent (moyen tri-horaire) pour les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme (A) et du Calvados (B)

Les seuils de vents pour les franchissements de la Seine-Maritime et de la Somme paraissent bas par rapport aux travaux antérieurs (Caspar, 1990 ; Costa, 1997). Cette situation résulte de deux faits :

- notre classification des franchissements se fonde sur les enjeux. Une des limites de cette méthode est d'avoir étendu des dégâts parfois très localisés, à l'ensemble d'une façade. Or, certains sites sont particulièrement sensibles, par exemple *Pourville-sur-Mer*, où le restaurant de bord de mer est fréquemment inondé ;

- les précédentes études sur les seuils de franchissement le long du littoral haut-normand, ont pour station de référence le cap de la Hève (100 m d'altitude). Cette dernière est bien plus exposée aux vents forts que Dieppe (38 m d'altitude). Pour les mêmes dates d'inondation, la station du cap de La Hève a pour seuil minimal de force de vent 10 m/s.

Cela souligne, une fois de plus, les effets de site. Les éléments topographiques, ici la falaise, perturbent l'écoulement de l'air. Nous pensions que la station de Dieppe choisie était représentative régionalement, manifestement, elle ne l'est pas assez. Les travaux en cours de reconstitution des tempêtes, entrepris par Météo-France, avec des valeurs de vent par point de grille (8 ou 12 km) pourraient constituer une alternative riche d'enseignements. Cependant, notre analyse n'en est pas moins valide dans la méthode du traitement numérique.

12.1.4. Les types de circulations et les trajectoires des dépressions favorables aux franchissements

L'objectif est ici de mettre en évidence d'éventuels types de trajectoires favorables aux franchissements. Ce travail s'est d'abord appuyé sur les types de circulation GWL (Grosswetterlagen). En effet, pour accroître le recul historique sur le rôle de la dynamique atmosphérique, nous avons procédé à un essai de mise en relation des dates de submersion avec les types de circulations établis par P. Hess et H. Brezowsky. Leur classification est disponible sur la période 1948-2009 (Werner et Gerstengarbe, 2010) et distingue 29 catégories (élaborées à partir des données de ré-analyse).

La classification fait ressortir l'importance de la circulation atmosphérique d'ouest. Néanmoins, cette classification a l'inconvénient de proposer une fenêtre temporelle et spatiale trop large pour prendre en compte les subtilités de la dynamique atmosphérique locale, nécessaires à notre problématique.

Pour ces raisons, et pour remonter la chaîne des causalités, nous avons analysé l'évolution des 134 dépressions sur les 2 jours précédant l'inondation à partir des ré-analyses NCEP⁶³. À l'échelle de l'Atlantique nord, les positions successives, et donc les trajectoires des centres dépressionnaires à l'origine des submersions, ont été définies et cartographiées.

Sur les 134 submersions recensées, deux grands types de trajectoires sont mis en évidence (Figure 12.7 et Figure 12.8) :

- 1) les trajectoires de quadrant ouest (de SO à NO, 125 cas sur 134) ;
- 2) celles, très secondaires, de quadrant nord (9 cas).

⁶³ Ce travail s'est appuyé sur les ré-analyses NCEP (disponibles sur le site de météociel) pour garantir l'homogénéité des données, toutes les 12 h, sur les 61 années étudiées.

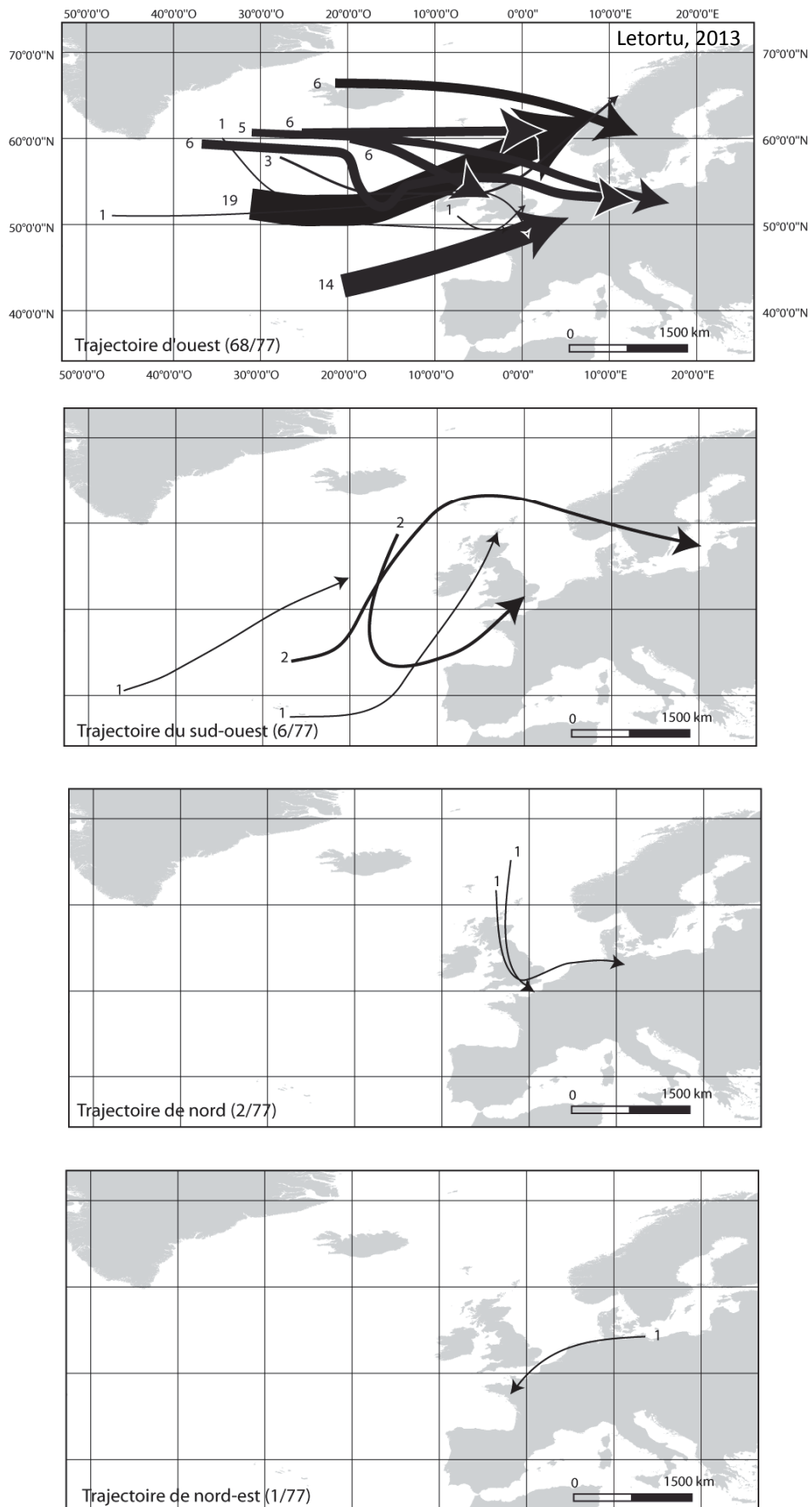


Figure 12.7 : Trajectoires des dépressions menant aux submersions en Seine-Maritime et en Somme (1950-2010)

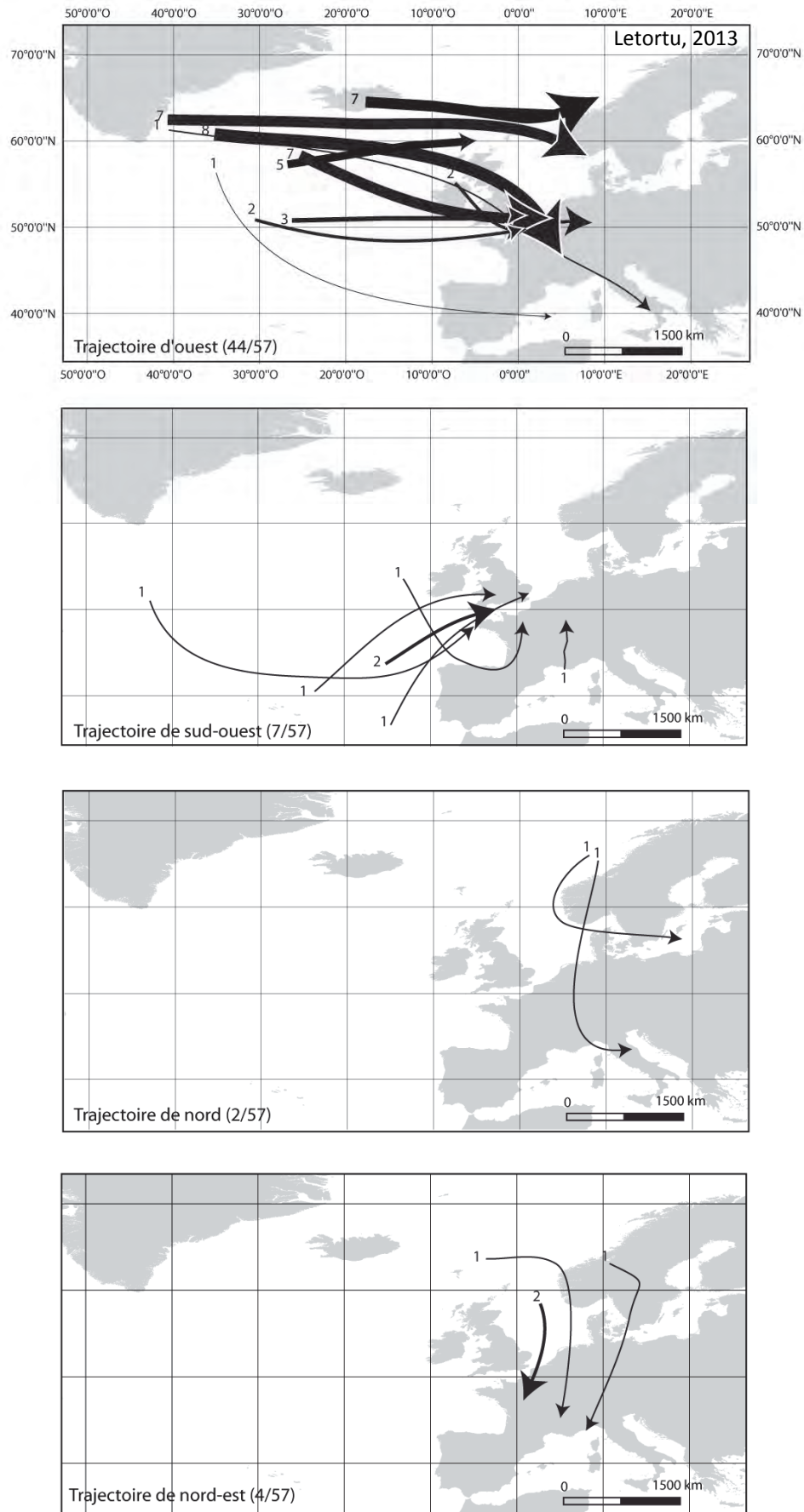
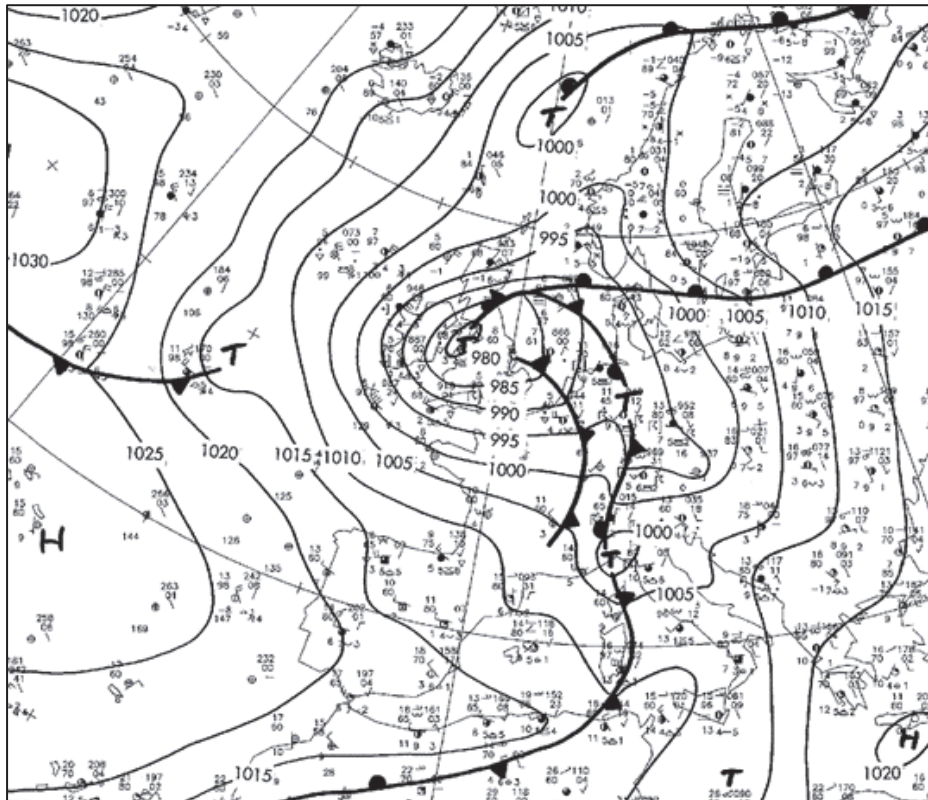


Figure 12.8 : Trajectoires des dépressions menant aux submersions dans le Calvados (1950-2010)

Au sein du quadrant ouest, l'écrasante majorité des submersions est induite par des circulations d'ouest (112 cas, soit 90 %) contre 13 cas (10 %) de sud-ouest. Cette prépondérance est néanmoins caractérisée par une très grande variabilité spatiale des positions successives du centre de la dépression. Malgré cette variabilité, deux grands types de circulation d'ouest sont observables, pouvant améliorer la prévision/prévention de l'aléa :

- une circulation rapide d'ouest, à hauteur de la Manche, d'une dépression qui s'accompagne de vents de nord-ouest en position de traîne (20 cas) (Figure 12.9).



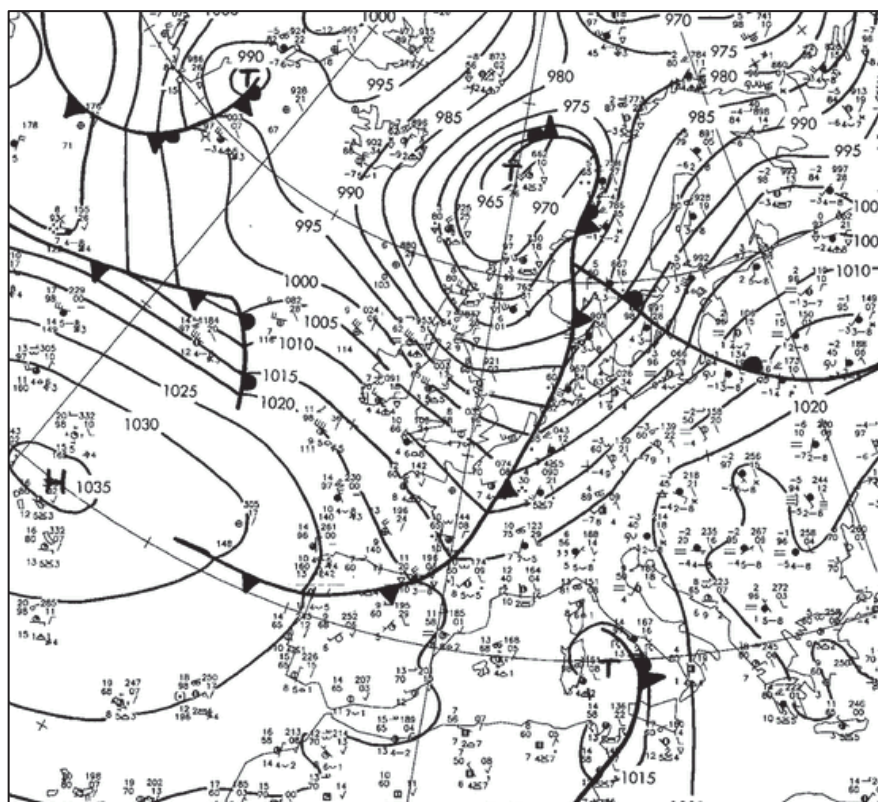


Figure 12.10 : Situation synoptique en Atlantique nord du 16/12/2004, 18 h UTC (<http://www.wetter3.de>)

Ces résultats renvoient au modèle explicatif des perturbations atlantiques (Joly, 1995) qui met en évidence le déplacement des dépressions d'ouest en est le long d'un rail (configuration zonale)⁶⁴. L'étude des trajectoires des dépressions d'origine atlantique fait apparaître deux configurations, confirmant, bien évidemment, celles évoquées précédemment :

- dans la première, le rail qui part toujours de la région de Terre-Neuve, se coupe en deux au niveau du 30^{ème} méridien ouest pour se diriger vers l'Islande ou vers l'Espagne (Figure 12.11A) ;

⁶⁴ Les recherches de F. Ayrault et A. Joly (2000), P. Bessemoulin (2002) ont également permis d'identifier le rôle des courants-jets. Ces courants d'altitude générés par la différence de température entre les pôles et l'équateur, circulent d'ouest en est aux latitudes 50-55°N (régions tempérées) dans la haute troposphère (8-10 km d'altitude) et favorisent la formation et le creusement des dépressions. Ce phénomène s'explique en partie par le mécanisme d'interaction barocline, défini comme étant l'amplification de deux anomalies (une anomalie froide située en altitude et une anomalie de surface, à savoir une dépression) qui interfèrent avec le courant-jet (Ayrault et Joly, 2000). La région la plus propice à l'amplification des tempêtes semblerait se situer à l'extrémité est du jet (Figure 12.11B, soit à proximité de la latitude 50°N et du méridien de Greenwich). En configuration zonale, les dépressions coupent ainsi souvent le courant-jet au niveau du 15^{ème} méridien ouest, et se trouvent alors amplifiées par le mécanisme d'interaction barocline (Cariolet et al., 2010).

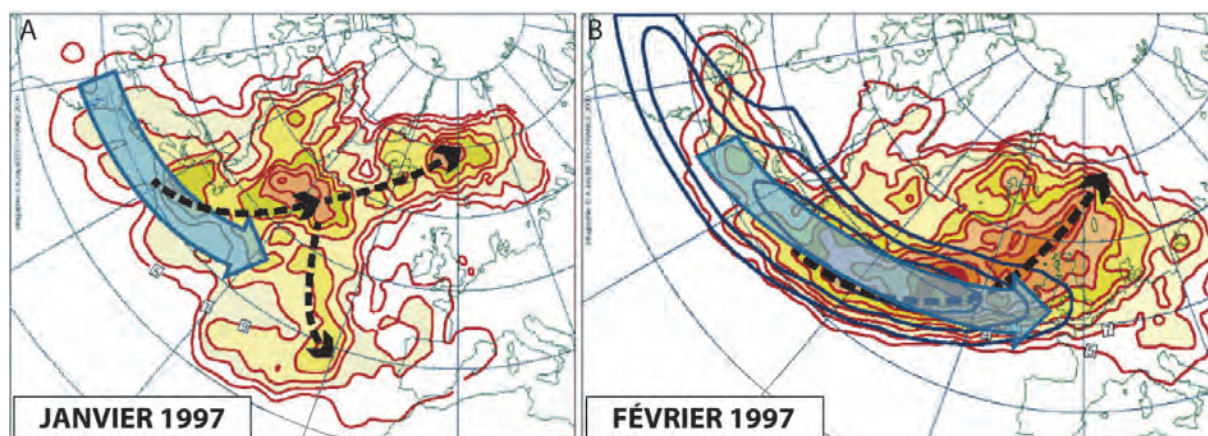


Figure 12.11 : Rail des dépressions en janvier 1997 (A) avec une configuration de blocage et en février 1997 (B) avec une configuration dite « zonale » (d'après Baehr et al., 1999)

- dans la seconde configuration, la plus fréquente, le rail s'étend le long du 50^{ème} parallèle jusqu'aux îles Britanniques (Figure 12.11B) (Bessemoulin, 2002 ; Beltrando, 2004).

Sans surprise, les trajectoires majoritaires des dépressions menant à la submersion sont d'ouest puis de sud-ouest, suivies de nord-est et nord (Figure 12.12). En raison du fetch limité pour les flux atmosphériques de nord, nous pouvons affirmer que les dépressions venant d'ouest et de nord-est sont les plus dangereuses pour les côtes étudiées.

Linéaire côtier	Trajectoires des dépressions menant à la submersion			
	Ouest	Sud-ouest	Nord-est	Nord
Seine-Maritime et Somme	88,3%	7,8%	1,3%	2,6%
Calvados	77,2%	12,3%	3,5%	7,0%

Figure 12.12 : Trajectoires des dépressions menant à la submersion en Seine-Maritime et Somme et dans le Calvados (1950-2010)

12.2. Aléa « submersion marine » : un phénomène évolutif dans le temps ?

12.2.1. Évolution en fréquence et en intensité des inondations par la mer

De 1950 à 2010, 134 submersions marines ont été recensées sur les 250 km de côte s'étendant d'Isigny-sur-Mer (Calvados) à Cayeux-sur-Mer (Somme). Il existe une importante variabilité interannuelle du phénomène « submersion marine » (en nombre et en intensité).

La distribution des submersions est relativement régulière, hormis les années 2001 à 2003 pendant lesquelles aucun événement n'a été recensé. Aucune tendance significative⁶⁵ n'est détectée, quand bien même un nombre de submersions plus important est recensé du milieu des années 1970 à la fin de la décennie 1990 (Figure 12.13).

⁶⁵ Les tests de signification statistique sont effectués avec le seuil de 5 %.

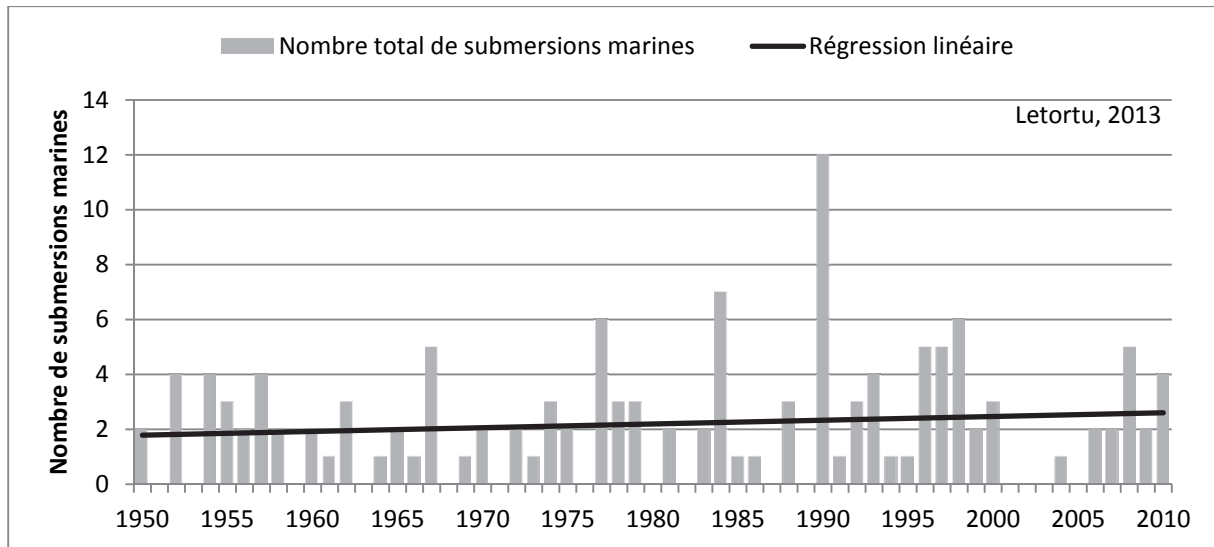


Figure 12.13 : Nombre de submersions marines (toutes intensités confondues) entre Isigny-sur-Mer et Cayeux-sur-Mer (1950-2010)

Les submersions marines s'avèrent plus nombreuses sur le littoral « exposé » de Seine-Maritime et de la Somme (Figure 12.14). De plus, une variabilité interannuelle est plus marquée pour ce dernier secteur, peut-être liée à l'influence du pic des années 1980-1990. Enfin, la tendance à la hausse des submersions marines sur ces côtes est significative (seuil de 5 %), notamment après les années 1970, même si, la fréquence est à la baisse depuis 2000.

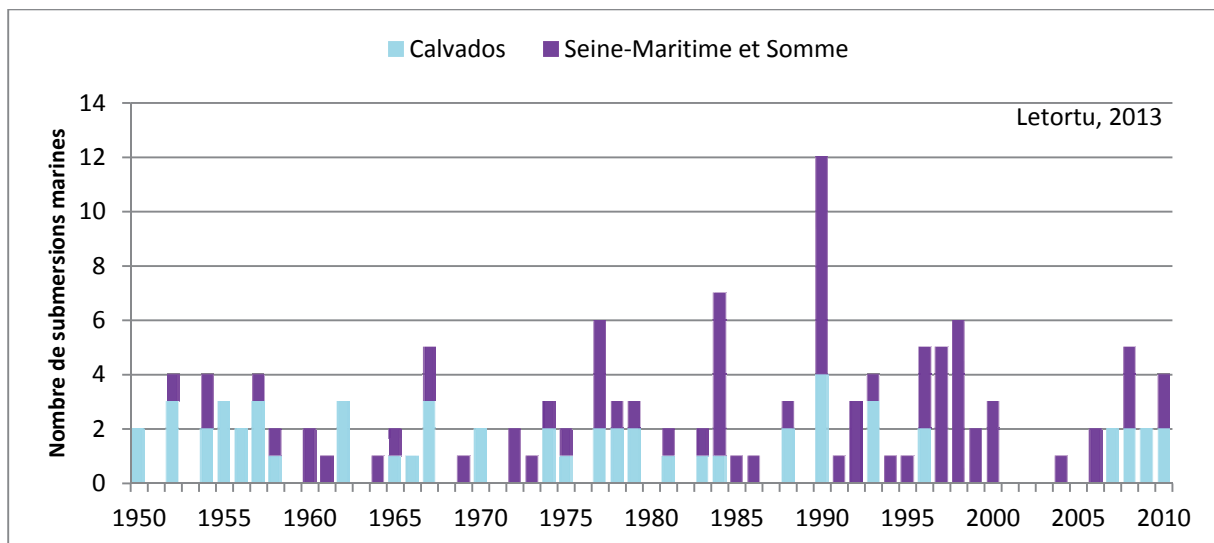


Figure 12.14 : Nombre de submersions marines (toutes intensités confondues) dans le Calvados, puis en Seine-Maritime et en Somme (1950-2010)

Le littoral du Calvados est moins impacté par ces événements météo-marins, notamment sur la période 1997-2006 qui montre une tendance à la baisse (qui reste peu significative statistiquement).

Concernant l'intensité des submersions, les évolutions sont différenciées (Figure 12.15), en revanche, les tendances demeurent peu significatives statistiquement.

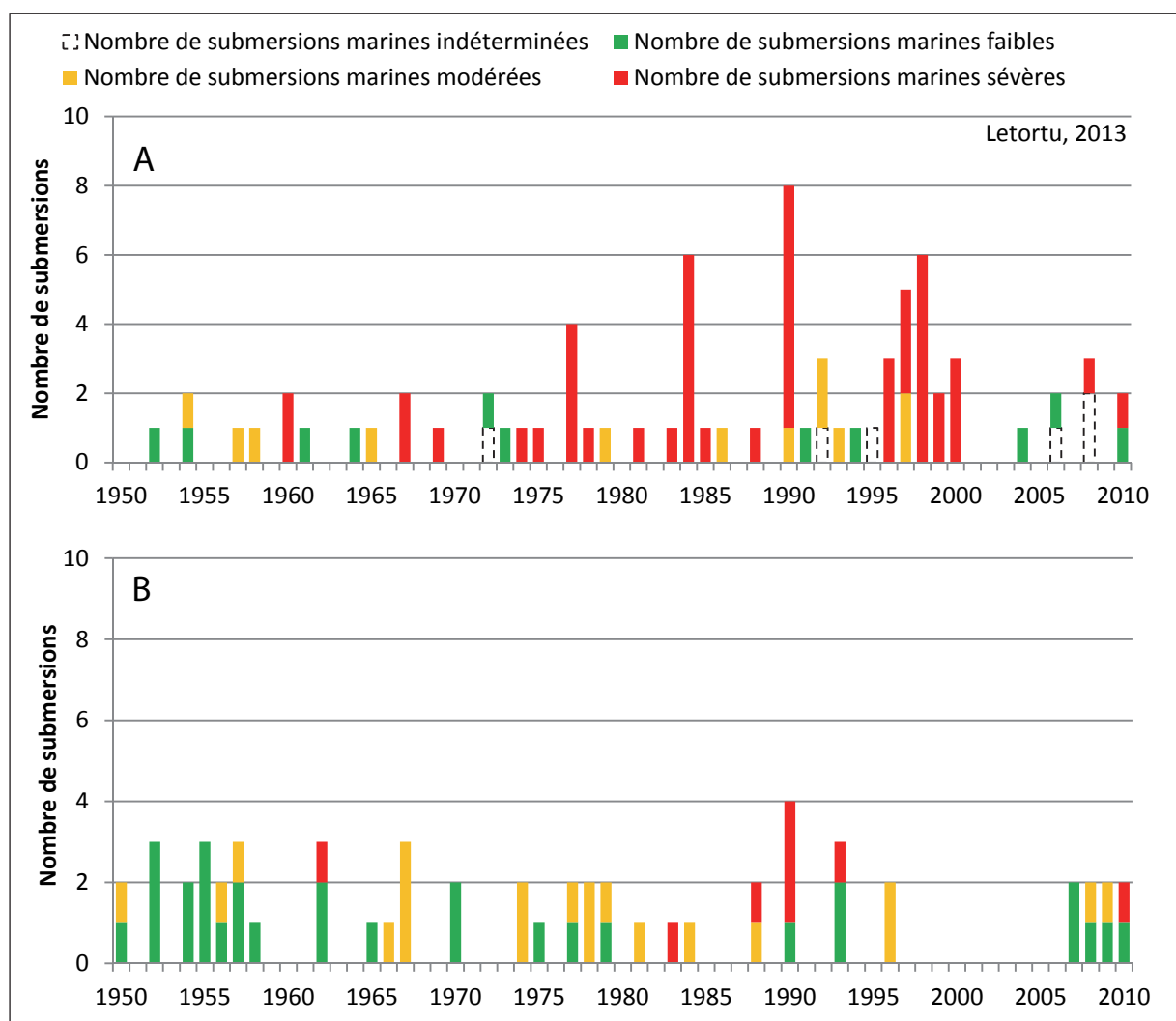


Figure 12.15 : Nombre de submersions marines selon leur intensité sur les côtes de Seine-Maritime et Somme (A) et du Calvados (B) (1950-2010)

La principale remarque concerne les submersions sévères. Comme l'évoquaient S. Costa (1997) et S. Costa et al. (2004) sur le littoral normand-picard, la fréquence des événements de forte intensité est marquée par une pulsation positive entre 1970 et 1990. Cependant, nouveauté, depuis les années 2000, les submersions sont moins nombreuses (toutes intensités confondues), et surtout celles jugées sévères. Dans le Calvados, la même tendance est observée, notamment la baisse significative des submersions marines dites faibles.

Cette variabilité interannuelle des phénomènes corrobore de nombreuses études. De même, l'importante réitération des submersions marines sévères entre 1970 et 1990 semble liée aux situations paroxysmales mises en évidence dans d'autres travaux (Lambert, 1996 ; Hofstede, 1997 ; Alexandersson et al., 1998, 2000 ; Héquette et Vasseur, 1998 ; Schmith et al., 1998 ; WASA GROUP, 1998 ; Jones et al., 1999 ; Pirazzoli et al., 2004). Depuis les années 2000 jusqu'à aujourd'hui, de nombreux auteurs (Wang et al., 2011 ; Ulbrich et al., 2009 ; Garnier, 2012 ; Schoenenwald, 2013) soulignent que les situations synoptiques potentiellement génératrices de dommages diminuent de manière significative.

Notre travail historique souligne que :

- la grande majorité des inondations par la mer qui affectent les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme sont sévères (48 cas sur un total de 77, soit 62 % sur ces côtes). Le littoral du Calvados est affecté principalement par des submersions faibles (29 cas sur un total de 57, soit 51 %) ;

- seules deux évolutions sont significatives statistiquement : (1) la hausse du nombre de submersions marines, toutes intensités confondues, pour les côtes « exposées » de la Seine-Maritime et de la Somme (phénomènes fortement influencés par la pulsation positive de la fréquence des submersions marines, notamment sévères entre 1970 et 1990) ; (2) la baisse depuis 2000 du nombre de submersions marines, notamment faibles, pour le Calvados (qui s'avèrent les plus fréquentes).

Le long des 250 km de côtes étudiés, l'approche historique montre une différenciation spatiale de l'évolution de l'occurrence temporelle et de l'intensité de ces phénomènes générateurs de dommages (Figure 12.16), suggérant des effets de site à l'échelle des façades suivies.

Linéaire côtier	Nombre de submersions				Total
	Faibles	Modérées	Sévères	Indéterminées	
Seine-Maritime et Somme ("exposé")	11	12	48	6	77
Calvados ("abrité")	29	20	8	0	57

Figure 12.16 : Nombre de submersions, toutes forces confondues, selon l'exposition du littoral (1950-2010)

Ces tendances posent la question de l'évolution des situations atmosphériques à risque que sont les flux de nord-ouest et de nord-est. Est-ce que l'augmentation des submersions marines sur la Seine-Maritime et la Somme correspond à une augmentation des situations atmosphériques de nord-ouest particulièrement à risque ? De même, la baisse des submersions marines faibles sur le Calvados correspond-elle à une baisse d'intensité des flux de nord-est ?

12.2.2. Évolution des situations atmosphériques à risque : l'étude du gradient de pression

12.2.2.1. Méthode

Pour s'extraire des limites de fiabilité des données sémaphoriques, et de leur manque de profondeur temporelle, il est possible de procéder à une bonne approximation de la force et de la direction du vent⁶⁶ en analysant le gradient de pression (Costa, 1997 ; Cariolet, 2011). Cette étude a été réalisée à partir des cartes synoptiques (ré-analyses NCEP). Nous avons à notre disposition l'ensemble des flux atmosphériques qui ont généré des submersions marines sur notre secteur d'étude.

⁶⁶ Il s'agit du vent géostrophique, vent théorique qui résulterait de l'équilibre entre la force de Coriolis et la force du gradient de pression atmosphérique.

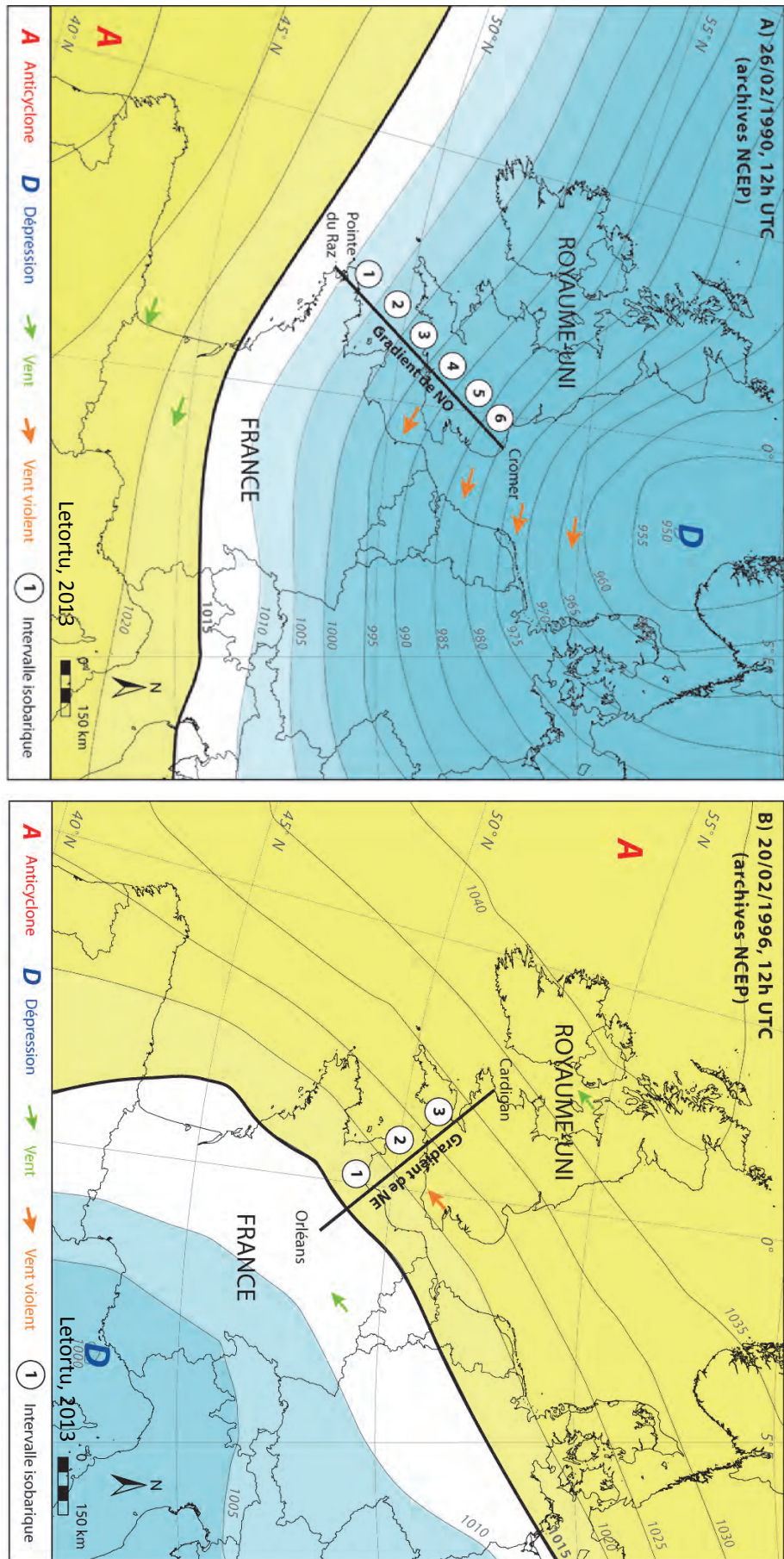


Figure 12.17 : Gradients de pression de NO (A) et de NE (B). Exemple du gradient de pression de NO (6 intervalles isobariques) de la situation du 26/02/1990 (12 h UTC) et celui de NE (3 intervalles isobariques) de la situation du 20/02/1996 (16h UTC)

Afin de déterminer une éventuelle évolution de la fréquence et/ou l'intensité des situations atmosphériques menant au débordement, un inventaire journalier de ces situations a été réalisé, et ce, depuis 1950. Ce travail d'analyse (consultation de plus de 44 500 cartes synoptiques) a été effectué sur deux transects couvrant un vaste espace maritime permettant une évaluation globale et rapide des situations barométriques, notamment celles menant au franchissement par la mer. Les gradients étudiés, perpendiculaires aux principaux flux générateurs de dommages (mis en évidence par l'étude des 134 inondations par la mer recensées), sont (Figure 12.17) :

- de NO avec un transect de 750 km allant de la pointe du Raz (Bretagne) à Cromer (Norfolk) (Costa, 1997) ;

- de NE avec un transect de 750 km de long allant de Cardigan (Pays de Galles) à Orléans.

L'analyse des situations à submersion indique qu'il faut un gradient de pression de NO d'au moins quatre intervalles isobariques (gradient de NO ≥ 4), soit une différence de 20 hPa entre les deux extrémités du transect, pour qu'il y ait inondation par la mer sévère en Seine-Maritime et Somme (Costa, 1997). En revanche, trois intervalles sont suffisants pour les côtes du Calvados (gradient de NO ≥ 3). Pour les flux de NE, une différence de trois intervalles est suffisante pour engendrer des submersions modérées sur les côtes du Calvados (gradient de NE ≥ 3).

12.2.2.2. Gradient de pression : évolution en fréquence et en intensité

Le nombre de situations d'indice de nord-ouest supérieur ou égal à 3, et à 4, connaît une grande variabilité interannuelle (Figure 12.18). L'occurrence de ces situations barométriques ne semble pas connaître de tendance significative. En revanche, il apparaît de légères pulsations positives de leur fréquence (notamment pour celles de NO) de périodicité d'environ 15-20 ans (1965, 1985, 2000).

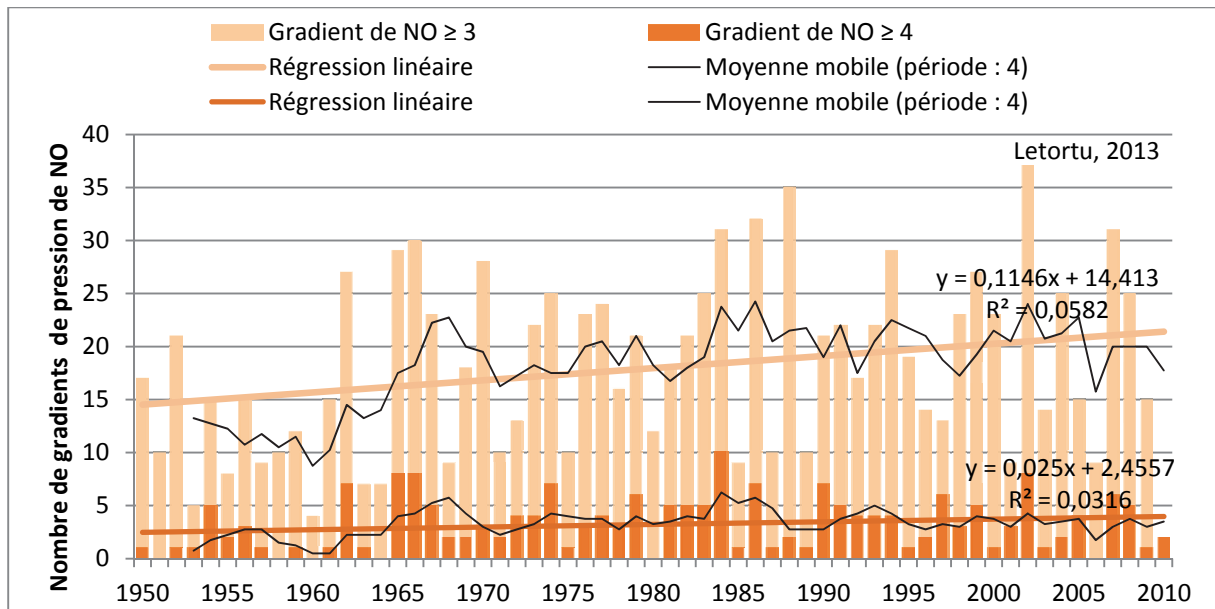


Figure 12.18 : Évolution du gradient de pression NO ≥ 3 et ≥ 4 entre 1950 et 2010

Pour la fréquence des gradients de pression de NE ≥ 3 (Figure 12.19), aucune tendance significative n'est mise en évidence malgré une pulsation négative au milieu de la décennie 1980. Il convient de rappeler qu'une seule situation barométrique à risque peut suffire à engendrer des submersions sévères.

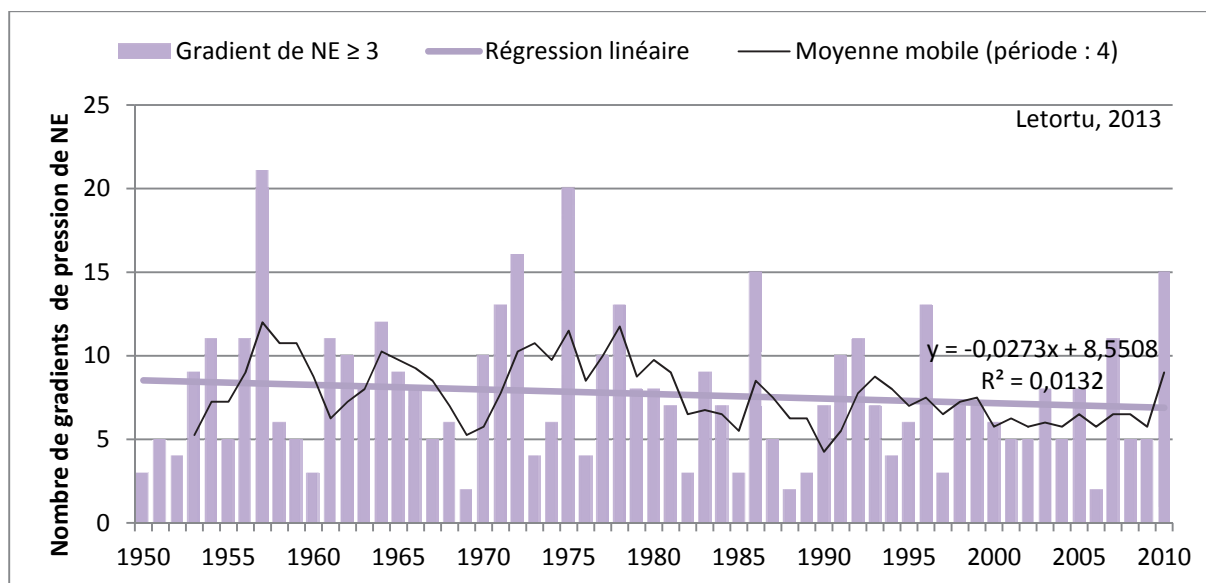


Figure 12.19 : Évolution du gradient de pression NE ≥ 3 entre 1950 et 2010

J.M. Cariolet (2011) a aussi étudié l'évolution du gradient de pression de SO (et son opposé, NE) sur un transect disposé entre Bordeaux à l'île de Dursey (1960-2009). Le gradient de SO fut étudié pour suivre l'évolution des situations barométriques à risque pour les côtes du Finistère sud, et du Morbihan, tandis que le gradient de NE concerne la côte du Goëlo (entre les communes de Plérin et de Paimpol dans les Côtes d'Armor), ainsi que de nombreux sites de la côte nord de la Bretagne, orientés vers le nord-est.

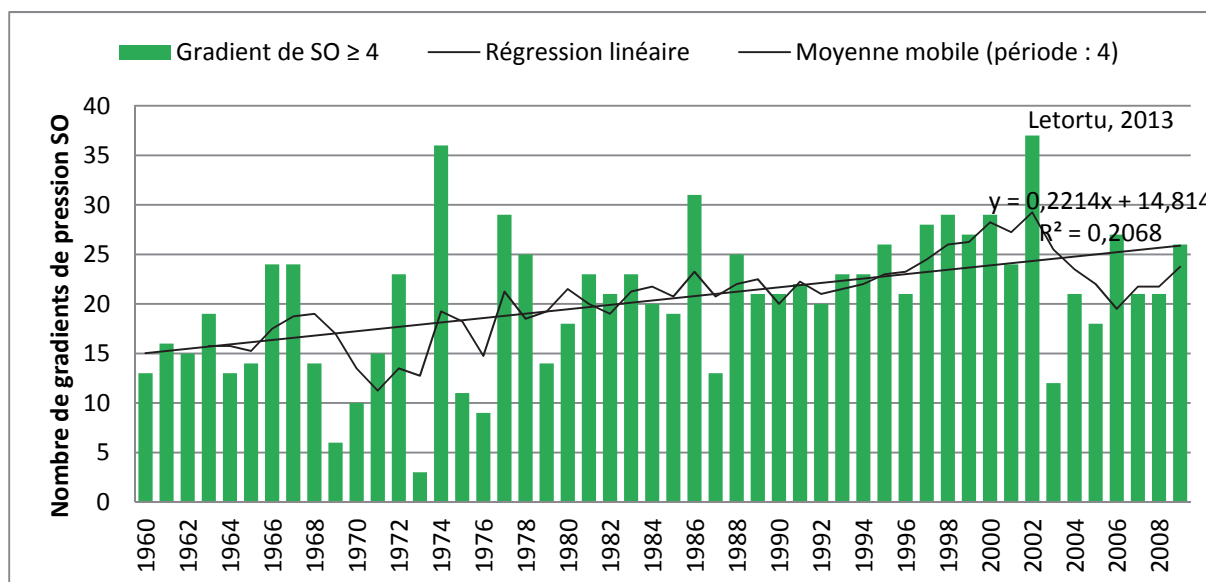


Figure 12.20 : Évolution du gradient de pression SO ≥ 4 de 1950 à 2010 entre Bordeaux et l'île de Dursey (Irlande) (Cariolet, 2011)

La tendance à fort gradient de pression de SO a augmenté depuis 50 ans, notamment depuis les années 1970 (Figure 12.20). Pour l'auteur, cette augmentation expliquerait une partie de la recrudescence d'épisodes de submersion générés par un fort flux de sud-ouest depuis le milieu

des années 1970 sur les côtes du Finistère sud et du Morbihan. À l'inverse, les situations à fort gradient de pression nord-est par année a diminué depuis 50 ans (Cariolet, 2011).

Les tendances des flux de gradient de quadrant ouest et de nord-est évoluent naturellement de façon souvent opposée. Autrement dit, les années sous l'influence de circulations plutôt zonales (ouest) seront moins affectées par des circulations plutôt méridiennes (nord-est).

Nos résultats (gradients de pression de NO et de NE) indiquent qu'une variabilité climatique interannuelle semble s'accroître au cours des années 1960 avec une périodicité d'échelle décennale (des périodicités de l'ordre de 6-8 ans, 8-12 ans et 13-17 ans). Cette dernière rappelle celle induite par la NAO qui est le mode fondamental de la variabilité climatique qui marque l'Europe de l'ouest (Hurrell, 1995 ; Hurrell et van Loon, 1997). Cet indice⁶⁷ a été calculé, notamment en hiver, entre Lisbonne et Stykkisholmur (Hurrell, 2003). Deux régimes relatifs à la NAO, définis J.W. Hurrell (1995), J. Uppenbrink (1999) et M.H. Visbeck et al. (2001) sont identifiés. Le régime de NAO positive (NAO+) se caractérise par un gradient de pression sur l'Atlantique plus important que la normale, ce qui provoque une accélération des vents d'ouest à sud-ouest et s'accompagne de tempêtes hivernales, de coups de vent plus fréquents et violents sur l'Europe septentrionale (Royaume-Uni, Scandinavie...) et la moitié nord de la France. Le régime de NAO négative (NAO-) est marqué par un champ de pression plus relâché sur l'Atlantique, une baisse notable des vents d'ouest, et des tempêtes plus rares (par contre des flux méridiens plus fréquents), du fait d'un dynamisme beaucoup moins marqué qu'en cas de NAO+ (Figure 12.21). Les valeurs de la NAO sont disponibles sur le site internet de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

Alors que les années 1950-1970 ont été marquées par des phases négatives, une persistance des phases positives est observée depuis cette période (renforcement des forts flux de quadrant ouest propices aux tempêtes) (Cassou, 2004).

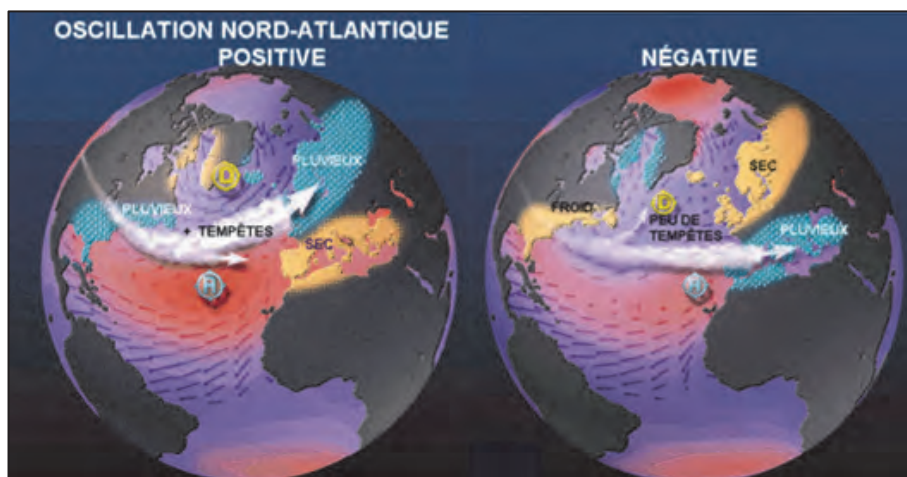


Figure 12.21 : Variation de la trajectoire des systèmes météorologiques durant les périodes positives et négatives de l'indice d'oscillation nord-atlantique (d'après Visbeck et Cullen, NOAA)

Le comportement de ces trente dernières années semble se rapprocher de celui du début du XX^{ème} siècle, mais il en diffère par les valeurs importantes de l'indice observées récemment.

⁶⁷ Le calcul de la NAO est fondé sur la quantification des différences de pression de surface entre l'anticyclone des Açores (ou des régions proches, telles le Portugal ou Gibraltar) et la dépression d'Islande (procédé initié par G. Walker dans les années 1920, et formulé par J. Rogers, 1984). Il apparaît comme une simplification de l'indice original, dont il garde cependant la signification première : décrire et quantifier simplement la « force des vents d'ouest » sur le bassin atlantique nord (Cassou, 2004).

Parmi les dix valeurs les plus élevées au cours de 150 dernières années, sept valeurs ont été enregistrées depuis 1980. Toutefois, cette persistance des phases positives n'interdit pas l'apparition, à une échelle de temps plus courte (annuelle, saisonnière), de phases négatives jugées peu favorables au développement de tempêtes ou de forts coups de vent (Cassou, 2004). L'existence de certaines correspondances entre l'indice de gradient de pression de NO et celui de la NAO, notamment la variabilité climatique grossièrement décennale et la persistance de la phase positive depuis 1970 (comparable à la pulsation positive des forts gradients de pression de NO observée en Manche entre 1970 et 1990), nous ont amenés à rechercher d'éventuelles relations entre ces deux indices dont le mode de construction est assez similaire.

Des travaux comparables ont été effectués sur les débits de la Seine et ont montré des correspondances, ou au contraire, des décalages, entre la NAO et la variabilité interannuelle des précipitations sur le bassin versant de la Seine (Fritier et al., 2010 ; Massei et al., 2010).

La valeur annuelle de l'indice NAO et les gradients de pression ne présentent pas de corrélation significative statistiquement. Seule l'échelle mensuelle (des mois de janvier, février et mars) donne un coefficient de corrélation significatif, en revanche, la relation apparaît faible (0,15 pour les valeurs annuelles pour un seuil de 5 %). La relation s'établit sur les quelques oscillations d'ordre décennal en phase avec la NAO+, mais elle est loin d'être systématique (Figure 12.22).

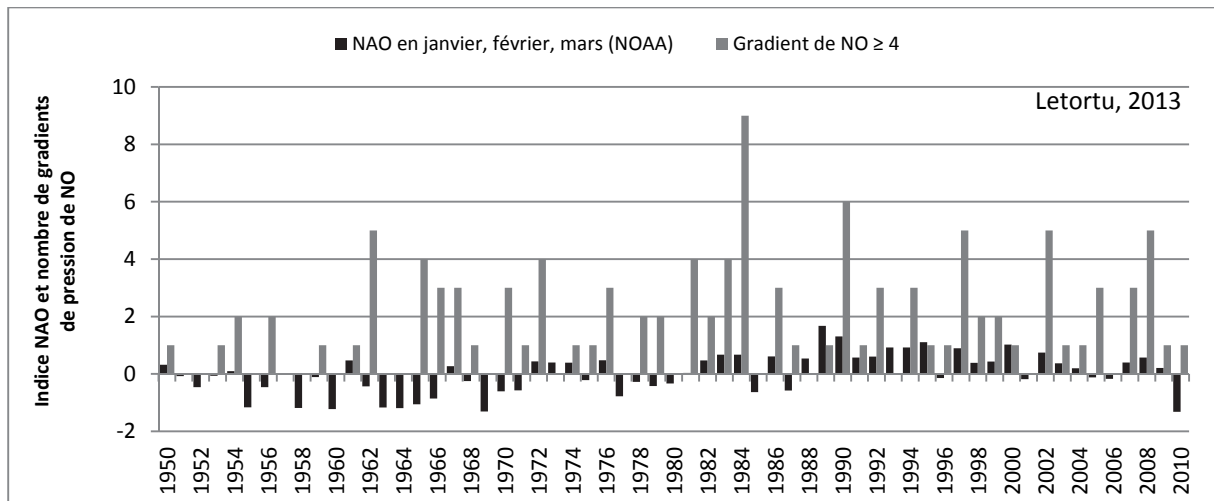


Figure 12.22 : Nombre de gradients de pression de NO \geq 4 par rapport à la moyenne de la NAO en janvier, février, mars entre 1950 et 2010

Toutefois, l'indice NAO lissé sur plusieurs mois ou années ne correspond pas aux temporalités des tempêtes qui constituent des phénomènes ponctuels et isolés. En effet, les indices NAO connaissent des variations à diverses échelles temporelles (intra-saisonnières, mensuelles, voire journalières). C'est donc à l'échelle de l'événement ou de l'individu météorologique (la dépression associée à la perturbation) qu'il convient d'analyser le risque de submersion de tempête. Autrement dit, même dans une période de NAO-, l'apparition d'une violente tempête, ou d'une série de coups de vent forts générant des débordements sévères par la mer est possible. Cependant, l'analyse de la relation entre submersion et indice NAO à l'échelle journalière ne s'est pas avérée concluante, contrairement à ce qui a été démontré régionalement (Massei et al., 2007, 2010)

Cette faible corrélation peut être également le fait de tests statistiques peu adaptés pour repérer des périodicités dans les séries temporelles. De nombreux travaux ont étudié le comportement statistique de la NAO en utilisant les méthodes spectrales de Fourier (Pozo-Vasquez et al., 2000 ; Fernández et al., 2003) ou encore la transformée en ondelette (Labat, 2005 ; Loboda et al., 2006). Afin de vérifier l'absence (ou la présence) de relation, une collaboration est

actuellement en cours avec le Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS/OMP CNRS, Université Toulouse 3) et M2C Rouen (CNRS, Université de Rouen). Des techniques de calcul plus puissantes sont proposées par nos collègues, en particulier, la transformée en ondelette. Cette technique est destinée à repérer, dans les séries temporelles, des périodicités ou des évolutions dans le temps de la fréquence et de l'intensité d'un phénomène. Les premiers résultats fournis par L. Chevalier mettent en évidence une cohérence significative des signaux entre l'indice NAO journalier et l'occurrence de forts gradients de pression de NO (≥ 3 et 4 intervalles isobariques) et de NE (≥ 3 intervalles isobariques).

Par exemple, pour le gradient de pression NO (≥ 3) et la NAO à l'échelle journalière, une cohérence significative entre les signaux (synchrones ou non) apparaît avec différents modes de variabilité temporelle et différents phasages (Figure 12.23) :

- entre 2 et 4 ans avant 1975 et après 1990 (signaux en phase, évolution synchrone) ;
- entre 5 et 9 ans avant 1980 (déphasage de $\pi/2$) et après 1990 (signaux en phase) ;
- et enfin pour le mode de variabilité entre 16-32 ans, la cohérence apparaît plus marquée avant 1980 vers les 30-32 ans, et après 1980 vers les 16-20 ans (signaux en avance ou en retard de phase).

Ces premières réflexions mettent en évidence trois périodes distinctes, à savoir (1) avant 1970-1975, (2) entre 1970-1975 et 1990-1995 et (3) après 1995. Ce découpage temporel est conforme aux travaux sur les précipitations du bassin versant de la Seine (Massé et al., 2007, 2010 ; Fritier et al., 2010) et à d'autres travaux sur les inondations en Nouvelle-Angleterre (Kingston et al., 2007). Au cours de ces études, les années 1970 et 1990 sont souvent évoquées comme une période météorologiquement spécifique.

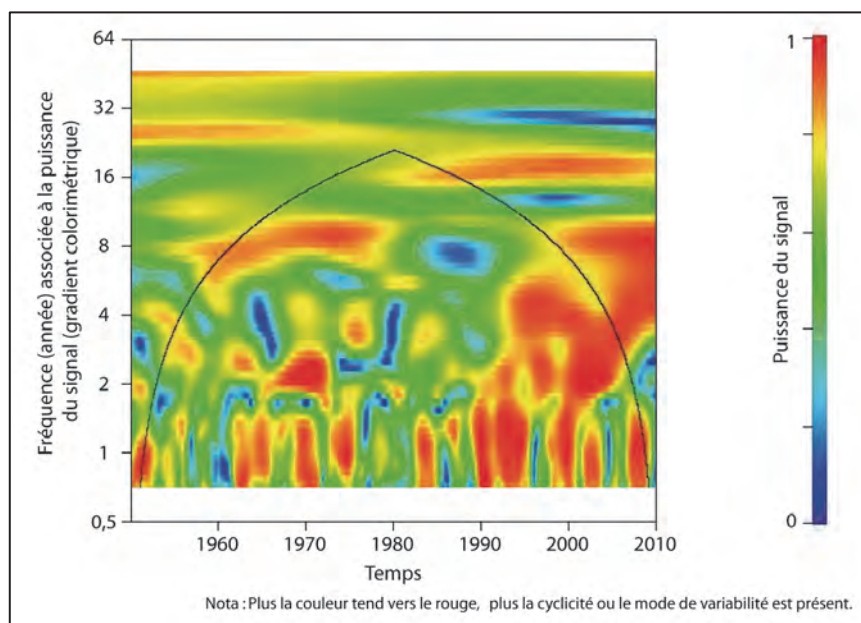


Figure 12.23 : Cohérence des ondelettes entre le gradient de pression de NO (≥ 3) et la NAO journalière

Malgré une influence visible de la NAO sur la périodicité des gradients de pression, elle paraît néanmoins très complexe. Les modes de variabilité communs observés sont soit en phase, soit en déphasage. De nombreux autres paramètres semblent intervenir. Cette approche exploratoire prometteuse fait actuellement l'objet de calculs complémentaires. Du fait de sa performance, cette technique constitue une piste de recherche intéressante qui pourra, peut-être, apporter des éléments de compréhension sur la relation, pas toujours évidente, entre les situations barométriques à risque et la NAO.

12.3. Front froid et morphologie des plages : des facteurs aggravants

12.3.1. Passage du front froid

Sous nos latitudes, le flux d'ouest dominant est souvent animé par le passage de dépressions mobiles de front polaire, marquées par la succession de fronts chauds, puis de fronts froids, traduisant le contact de masses d'air thermiquement contrastées (régime perturbé). Des études sur le littoral normand-picard ont montré que 70 % des inondations par la mer se produisent lors du passage d'un front froid actif (Costa et al., 2004 ; Pirazzoli et al., 2006 ; Caspar et al., 2007, 2010).

Le passage d'un front froid a deux conséquences principales sur les caractéristiques du vent et de la houle :

1) au droit du front froid, en raison du minimum barométrique et surtout de l'afflux d'eau à la côte par le renforcement du vent, une forte surcote se crée. En outre, l'action du vent va augmenter la hauteur des vagues. Le front froid ayant une certaine « épaisseur » horizontale, son action peut durer 2 à 3 h (Costa, 2005) ;

2) juste à l'arrière de ce front, la pression amorce une nette et rapide remontée tandis que le vent subit une rotation importante et tourne généralement à l'ouest (et souvent au nord-ouest), restant très soutenu et avec de violentes rafales. Le passage du front froid peut ainsi former une houle croisée (chaotique et très cambrée) particulièrement efficace pour le démaigrissement des plages et la projection d'eau au-delà des ouvrages (Costa, 2005 ; Caspar et al., 2010).

Il s'agit ici de vérifier le rôle de ce front grâce à la consultation de documents à l'échelle de l'Atlantique nord-Manche-Mer du Nord pour déterminer sa position lors des franchissements par la mer :

- des BQE, bulletins quotidiens d'études (06 h, 18 h UTC) de 1950 à 1952 ;
- des BME, bulletins météorologiques européens (00 h et 12 h UTC) de 1952 à 2004 ;
- des bulletins Météo Hebdo (12 h UTC) et des bulletins d'UKMO (00 h UTC) de 2005 à 2008 ;
- des bulletins d'UKMO (00 h UTC) et des isofronts de Météo-France (06 h, 12 h et 18 h UTC) de 2009 à 2010.

La position du front froid peut avoir des conséquences variées le long du littoral de la Manche. Sa progression peut être en phase ou non avec celle de l'onde de marée. La conjonction en un point donné de ces deux phénomènes est favorable à des franchissements importants.

La situation du 17/12/2004 met clairement en évidence le rôle de la rotation du vent (au passage du front) le mettant progressivement en vent d'afflux. Dans cet exemple, l'ampleur du phénomène est en relation directe avec le passage d'un profond centre dépressionnaire (< 988 hPa) au contact même de la Manche, et s'évacuant rapidement vers la Belgique, comme en témoigne la reconstitution de la Figure 12.24 (Cantat et al., 2012b).

À 6 h UTC (1) le flux est modéré d'ouest à sud-ouest sur toute la zone et la mer se forme. À 9h UTC (2), après le passage du front chaud, le vent s'intensifie et accroît la force de la houle d'ouest, d'origine atlantique, qui s'engouffre dans l'entonnoir qu'est la Manche.

À 12 h UTC (3), le front froid traverse la baie de Seine et s'enfonce ensuite rapidement dans les terres (4 et 5 de la Figure 12.24). Le vent de nord-ouest est très soutenu dans la traîne active qui suit le passage de la perturbation (masse d'air polaire maritime très instable). En milieu de journée, les rafales maximales instantanées dépassent largement les 100 km/h sur les côtes (130 km/h à La Hague et Dieppe, 122 km/h à La Hève...) et dans les terres, ce qui traduit bien

le caractère anémométrique assez exceptionnel de cette journée (119 km/h à Beauvais, 115 km/h à Alençon, 112 km/h à Abbeville, 104 km/h à Caen...).

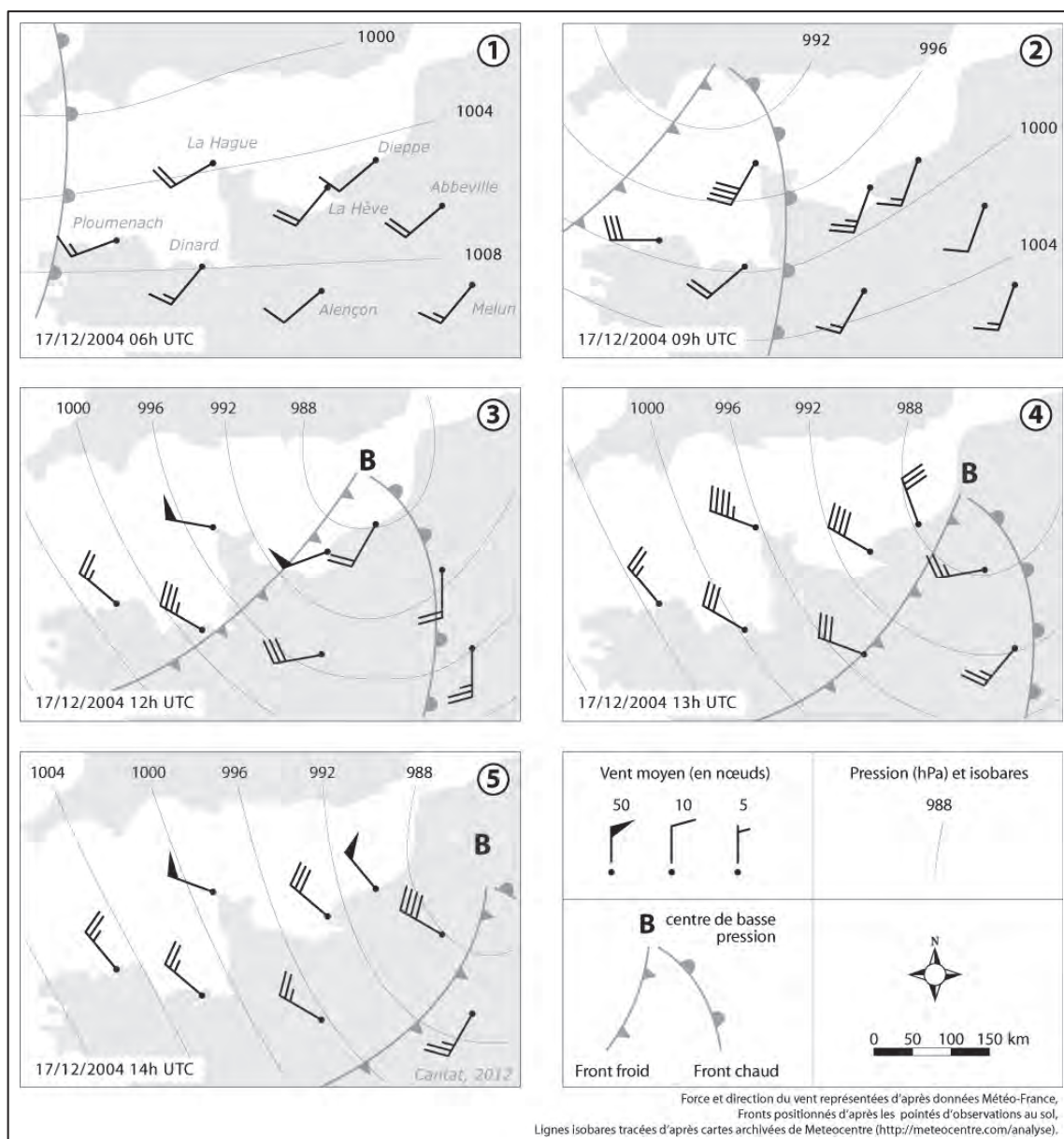


Figure 12.24 : Situation synoptique du 17/12/2004 et impacts du front froid sur la rotation du vent au moment de la pleine mer (Cantat et al., 2012b)

La Figure 12.25 synthétise sous forme graphique la concomitance presque « parfaite » de tous les facteurs météo-marins menant à la submersion marine du 17 décembre 2004 à Dieppe : a) un brusque renforcement du vent et sa rotation du sud-ouest au nord-ouest après le passage du front froid, b) une surcote maximale c) au moment (ou presque) de la pleine mer de vive-eau.

Sur les 134 submersions étudiées (1950-2010), toutes forces confondues, 73 d'entre elles (54 % des submersions) ont été marquées par le passage d'un front froid actif (anafront⁶⁸ ou front

⁶⁸ L'anafront correspond au front froid type dit « front d'école ». Il est caractérisé par un courant chaud ascendant incliné vers l'arrière par rapport au front, générant une bande étroite de pluies intenses fréquemment convectives. Précédé d'un jet de basses couches, son passage s'exprime notamment par une brusque rotation du vent, avec des rafales. Ce type de front est le plus courant (Caspar et al., 2007).

dédouble⁶⁹) au moment de la pleine mer. Cette concomitance est impliquée dans plus de la moitié des cas sévères (avec 32 cas sur 56 submersions marines sévères).

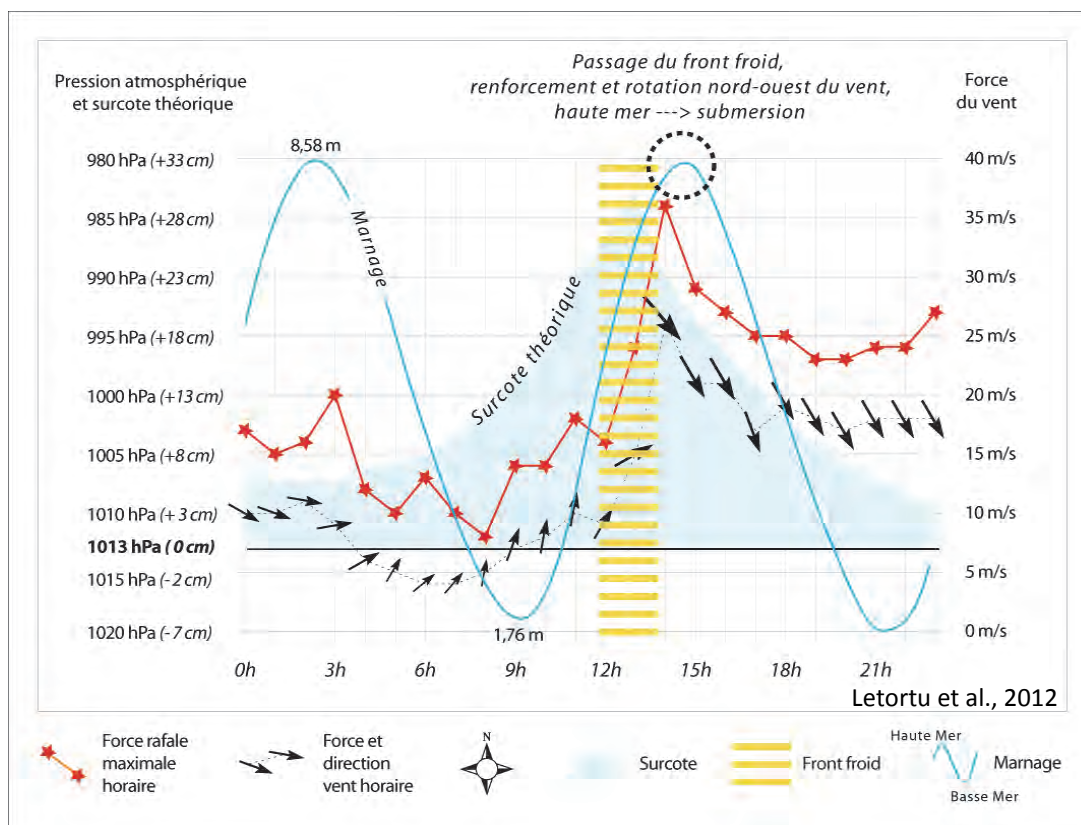


Figure 12.25 : Concomitance des éléments météo-marins (vent fort, marée, surcote, front froid) lors de la submersion marine du 17/12/2004 à Dieppe (Météo-France et SHOM) (Letortu et al., 2012)

Ce résultat masque une grande différenciation géographique de l'impact du front froid. En effet, 22 submersions dans le Calvados ont lieu lors de son passage (dont 3 sévères sur un total de 8), contre 51 pour la Seine-Maritime et la Somme (dont 29 sévères sur 48). Ceci peut s'expliquer, à nouveau, par la configuration des espaces côtiers : pour la Seine-Maritime et la Somme, les vents d'ouest à sud-ouest, qui précèdent généralement le passage du front froid (avant de tourner ouest à nord-ouest) ont déjà fortement agité le plan d'eau, contrairement au Calvados qui bénéficie d'une relative position de « fond de baie », protégé par la masse continentale du Cotentin toute proche.

Par ailleurs, à une échelle plus fine encore, pour de mêmes conditions météo-marines agissant sur une façade maritime d'exposition homogène, d'autres effets de site peuvent jouer. En effet, tous les sites sensibles aux inondations par la mer (sauf dans les cas d'événements très intenses) ne sont pas affectés avec la même ampleur par un même événement. Parmi les éléments explicatifs, le budget sédimentaire et les conditions morphologiques des plages peuvent être déterminants.

⁶⁹ Le front dédoublé est moins fréquent mais parfois issu de la transformation de l'anafont. Comme de l'air froid et sec est entraîné par des vents violents de moyenne ou de haute troposphère, cet air s'avance au-dessus d'un air chaud et humide de basse couche, ce qui déstabilise ce dernier, provoquant des pluies convectives bien en avant de la véritable trace au sol du front. Celle-ci est pauvre en précipitations et ne s'accompagne généralement pas de fortes rafales. Il arrive toutefois que l'irruption au sol de l'air froid de moyenne troposphère fasse virer et se renforcer notablement le flux de surface (Caspar et al., 2007).

12.3.2. Conditions morphologiques des plages et temps de préparation antérieurs aux franchissements

Sur les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme, certaines submersions sont sévères alors que les seuils d'alerte météo-marins définis sont à peine franchis, et qu'il n'y a pas le passage du front froid (exemples des situations du 25/10/1998 et du 25/11/1984, Figure 12.28). À l'inverse, des submersions seulement faibles à modérées ont lieu alors que les seuils marégraphiques et de force de vent sont largement dépassés, et malgré le passage d'un front froid (exemple de la situation 12/08/2006, Figure 12.28). Parmi le recensement effectué, il existe donc un ou plusieurs facteurs aggravants autres que ceux jusqu'à présent évoqués.

Afin d'expliquer l'intensité des franchissements (ou même leur simple occurrence), l'état des stocks sédimentaires au moment de l'événement est fondamental. Ce paramètre morphologique, connu depuis de nombreuses années, détermine la capacité des milieux littoraux à « limiter » l'impact d'une tempête (Guilcher, 1954 ; Orford, 1977 ; Paskoff, 1985 ; Carter, 1988 ; Carter et Orford, 1993 ; Anthony, 2009). Un budget sédimentaire déficitaire et un profil de plage abaissé sont des facteurs aggravants et très favorables aux franchissements. À l'inverse, les conditions morphologiques peuvent parfois empêcher la survenue d'une submersion marine ou limiter l'intensité de celle-ci (en cas de rehaussement du profil de plage). Actuellement, à l'échelle mondiale, ce stock sédimentaire hérité de la dernière glaciation est globalement en voie d'épuisement (Paskoff, 1985). Le chapitre 11 (partie IV) a montré que le budget sédimentaire des plages de galets haut-normandes était déficitaire, en raison des extractions, même si le recul actuel des falaises produit des silex qui ne font que stabiliser la situation, ou légèrement l'améliorer (pour les plages délimitées par des ouvrages majeurs).

L'agencement morphologique et sédimentaire de surface des plages de galets est très variable dans le temps et l'espace en réponse à l'évolution de l'agitation (Figure 12.26).



Figure 12.26 : Évolution du profil de plage (et des caractéristiques sédimentaires de surface) à Pourville-sur-Mer (plage de galets (A) ; puis de graviers (B) et après de forts coups de vent, un cordon à faible pente recouvert de sables (C))

Cette situation résulte de l'existence de sédiments de taille et de forme très variées (plages de type composite selon R. Jennings et J. Schulmeister, 2002), en surface et en profondeur, réagissant de manière différenciée aux conditions d'agitation, elles-mêmes changeantes selon la hauteur d'eau et la morphologie de la plage (Mason et al., 1997 ; Carter, 1988 ; Costa, 1997 ; Morel, 1997 ; Mason et Coates, 2001 ; Orford et al., 2002 ; Pontee et al., 2004 ; Costa et al., 2008 ; Stéphan, 2008). De plus, contrairement au fonctionnement des barrières de galets, les plages haut-normandes ont un fonctionnement très spécifique en raison de la présence d'un ouvrage longitudinal de haut estran (perré) sur lequel les vagues de tempête sont fortement réfléchies (Figure 12.27).

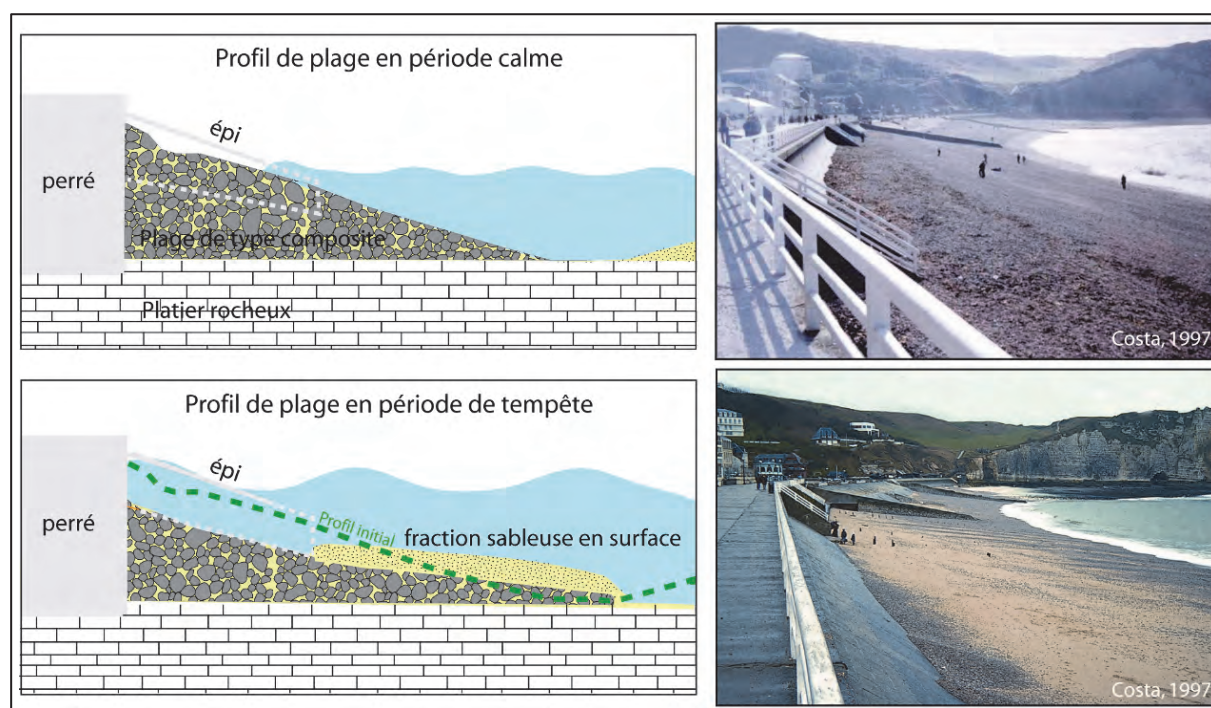


Figure 12.27 : Profils de plage avant et après tempête

Pour ces diverses raisons, nous nous sommes intéressés à l'état des stocks de sédiments sur les plages peu avant l'inondation par la mer. L'absence de suivi topographique régulier nous a amenés à observer les conditions anémométriques, et donc d'agitation, pouvant générer des abaissements de profil de plage. D'anciens levés montrent l'existence d'importantes variations altimétriques (1 à 3 m) des plages de galets haut-normandes et picardes lors des coups de vent forts (Costa, 1997 ; Costa et al., 2008).

Ce phénomène d'abaissement du profil de plage n'est pas instantané, mais souvent le fruit d'un temps « de préparation ». Cette préparation des caractéristiques morphologiques de la plage, de quelques jours à quelques semaines, va s'avérer déterminante à l'instant « t » de la submersion marine. L'absence de plage induit un rapprochement du point de déferlement qui ne s'effectue plus en bas de plage, mais au pied, voire sur les ouvrages de défense contre la mer. L'étendue temporelle de cette analyse exploratoire couvre ici les 28 jours précédant la submersion, permettant de prendre en compte l'inertie du système côtier sur un cycle de marée complet.

L'expérience terrain a montré qu'un seuil de vent moyen tri-horaire de 8 m/s est susceptible de générer une houle capable d'abaisser le profil de plage. Ce seuil correspond aux « vents forts » selon Météo-France. La composante « direction du vent » a été intégrée dans cette analyse. En effet, seules les directions en composante d'afflux sont retenues. Le secteur de vent jugé efficace est compris entre 230° et 060° pour les côtes de Seine-Maritime et de la Somme. Les conditions anémométriques, et donc d'agitation étudiées, correspondent à la période 1981-2010

(période pour laquelle les données de vent sont jugées fiables et homogènes ; données toutes les 12 h).

Parmi les situations regroupant ces conditions, deux cas en **Seine-Maritime et en Somme** sont retenus (Figure 12.28). Tout d'abord, la submersion sévère du 25/10/1998 pour laquelle le seuil de marée est peu important (8,51 m de hauteur de marée), alors que le vent moyen tri-horaire lors de la submersion atteint 17 m/s. Le second cas étudié est la submersion sévère du 25/11/1984 (midi) qui est survenue avec, certes, des niveaux de marée importants (9,36 m), mais cette fois-ci des vents moyens tri-horaires faibles (7 m/s)⁷⁰. Les événements choisis ont affecté plusieurs basses vallées.

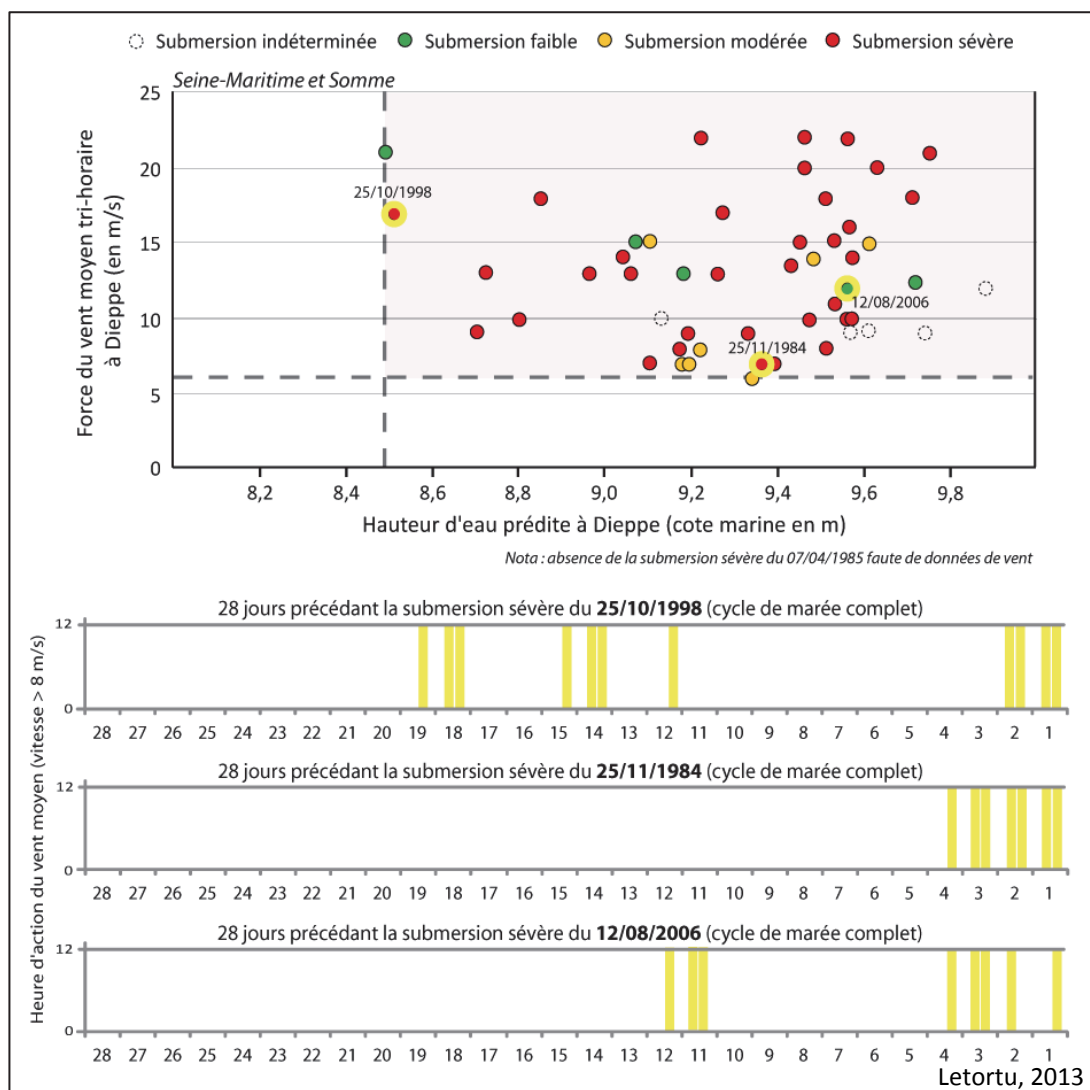


Figure 12.28 : Submersions sévères du 25/10/1998 et du 25/11/1984 et temps d'action des houles (induites par des vents > 8 m/s) susceptibles d'abaisser le profil de plage

Cette analyse des conditions anémométriques antérieures aux inondations par la mer sévères fait apparaître deux types de temps de préparation des plages favorables aux franchissements (Figure 12.28) :

⁷⁰ Pour cette tempête, les franchissements avaient été très importants lors de la pleine-mer de la nuit du 24 au 25 (environ 1,30 m de surcote, vent moyen tri-horaire de 33 nœuds, et de secteur ouest-sud-ouest, lors d'une marée de vive-eau). Au cours de la nuit, les vents ont fortement baissé pour n'être que 7 m/s lors du franchissement de la pleine mer suivante, le 25/11 à midi (UTC).

- la submersion sévère du 25/10/1998 est caractérisée, d'une part, par une longue durée d'action des vents forts d'afflux (132 h s'étalant sur 19 jours, et 48 h avant le débordement). Ainsi, la plage était suffisamment abaissée pour que, malgré de faibles valeurs de la marée, la submersion soit sévère ;

- la submersion sévère du 25/11/1984 est caractérisée par une durée d'action plus courte des vents forts d'afflux (action du vent sur seulement 4 jours avant le franchissement), mais la hauteur de marée dépasse les 9 m. En fait, cette submersion sévère du 25/11/1984 a été précédée par deux franchissements préalables les 23 et 24/11/1984. Ces deux événements ont été précédés par 84 h de vents forts d'afflux qui ont largement contribué à l'abaissement du profil des plages, et par conséquent, aux franchissements majeurs du 25/11/1984 (Étretat, Fécamp, Criel-sur-Mer, Mers-les-Bains).

A contrario, le 12/08/2006, alors que le coefficient de marée est élevé (9,56 m de hauteur prédite), et que le vent souffle à 12 m/s, les plages concernées (*Pourville-sur-Mer*, Dieppe) sont marquées par des submersions faibles. L'analyse des conditions anémométriques précédant l'événement souligne la faible fréquence des vents forts d'afflux antérieurs au franchissement. L'abaissement du profil de plage est limité, et par conséquent, l'ampleur des inondations par la mer.

S'agissant des côtes du Calvados, les zones basses sont constituées de plages sableuses délimitées à leur sommet par des petites dunes de première ligne métrique (*Omaha Beach* à Colleville-sur-Mer) derrière lesquelles se développent, parfois, des marais littoraux, tels que celui de Ver-Meuvaïnes (les points bas sont autour de 2 m et les points hauts autour de 7 m IGN69, sachant que la cote du niveau extrême d'occurrence centennale est de 4,5 m) (GEMEL Normandie, 2007).

Les côtes du Calvados font l'objet d'un suivi topographique précis depuis octobre 1995 (projet OLIBAN-UCBN-M2C), permettant de déterminer l'évolution de la position du trait de côte, de l'altitude des plages (bornes en bois placées au droit de secteurs « naturels », et aussi devant les ouvrages de protection). Trois relevés annuels ont d'abord eu lieu, puis deux depuis 2008. Les données sont visualisables sur le site du Conseil Général du Calvados. Bien que très précises et utiles pour l'analyse de l'évolution interannuelle des caractéristiques topographiques des plages, la fréquence des levés est bien évidemment trop faible pour déterminer l'adaptation du profil de plage aux conditions d'agitation (approche morphodynamique).

Ainsi, pour les côtes basses sableuses du Calvados, le secteur de vent jugé efficace car d'afflux, est compris entre 290° et 060°. Le seuil de force du vent à partir duquel les houles générées sont susceptibles d'induire un abaissement du profil de plage est inconnu. Pour des raisons de cohérence avec les travaux effectués sur la Seine-Maritime et la Somme, nous avons conservé le seuil de 8 m/s (période 2001-2010 disponible à la station de Bernières), et adopté la même méthodologie exploratoire que celle employée pour les plages de galets.

Pour les côtes du Calvados (et pour la période 2001-2010), un seul franchissement (faible) est observé. Il s'agit de l'inondation par la mer du 09/03/2009 affectant les plages de Bernières-sur-Mer et de Saint-Aubin-sur-Mer (Figure 12.29). Au cours des 28 jours précédant le franchissement, des vents supérieurs à 8 m/s, pouvant abaisser les profils de plage, ont été observés au tout début de la période d'observation, puis 6 jours, et 72 h avant l'événement. Un cumul de 132 h de forts vents d'afflux a probablement préparé les plages, et pourrait expliquer le franchissement alors que, d'une part, la force du vent est faible (force deux fois inférieure aux autres submersions faibles recensées) et, d'autre part, la marée est peu importante (et sans front froid au moment de la pleine mer).

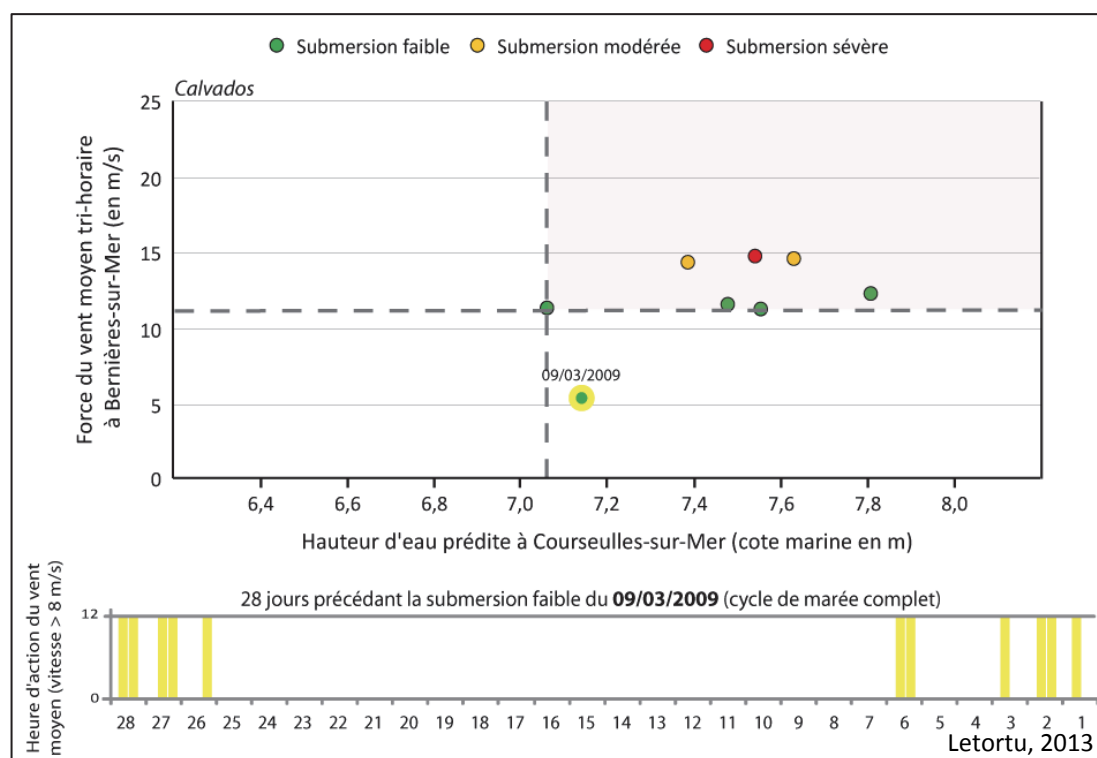


Figure 12.29 : Submersion faible du 09/03/2009 et temps d'action des houles (par des vents 8 m/s) abaissant le profil de plage

Ce premier travail exploratoire participe à la réflexion autour de la compréhension de l'apparition de franchissements par la mer sévères alors que les conditions météo-marines ne s'y prêtent pas vraiment, ou au contraire, des inondations modérées à faibles alors que le niveau de marée prédite et les vents d'afflux sont soutenus. Deux situations distinctes apparaissent et participent à la survenue et à l'intensité des inondations par la mer : (1) soit l'effet cumulé de vents modérés quelques semaines avant l'événement générateur de dommage, (2) soit quelques jours auparavant.

Par conséquent, une importante agitation marine (132 h de vent fort et d'afflux) au cours des 28 jours précédant l'inondation constitue un facteur aggravant. Lorsque les niveaux de marée sont un peu plus élevés, 48 h d'agitation soutenue précédant l'inondation par la mer peuvent suffire pour générer un abaissement du profil de plage, synonyme d'un rapprochement à la côte du point de déferlement des vagues de tempête. Cette approche morphologique exploratoire est riche d'informations dans le cadre de la prévision/prévention des risques de submersion marine. Cela plaide pour un suivi régulier des caractéristiques morphologiques des plages, dont l'abaissement préalable par de faibles agitations peut être synonyme de grande sensibilité aux franchissements lors de coups de vent modestes. Un travail similaire est en cours pour définir les conditions anémométriques, et par conséquent houlographiques, antérieures à toutes les inondations par la mer identifiées.

12.4. Bilan et discussion

Ce chapitre, qui présente les 134 submersions marines recensées entre 1950 et 2010 d'Isigny-sur-Mer (Calvados) à Cayeux-sur-Mer (Somme), a pour objectif de déterminer spatialement les sites sensibles aux inondations par la mer. Il s'agissait également de fournir quelques éléments prédictifs en proposant une réflexion sur l'évolution de la fréquence et de

l'intensité des phénomènes météo-marins, ainsi que sur les facteurs responsables de leur apparition et de leur intensité. Il s'avère que :

- **les communes les plus affectées par des submersions marines sévères sont Mers-les-Bains (Somme, 19 cas), Criel-sur-Mer (Seine-Maritime, 14 cas), Fécamp (Seine-Maritime, 12 cas), Étretat (Seine-Maritime, 12 cas) et Ver-sur-Mer (Calvados, 7 cas).** D'autres communes connaissent de nombreux franchissements, mais la faible densité de maisons affectées fait que, au regard de la typologie que nous avons adoptée, les franchissements ne sont pas qualifiés de sévères. Les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme présentent davantage de sites sensibles aux submersions marines que les côtes calvadosiennes, probablement en raison de leur plus grande exposition aux flux d'ouest perturbés ;

- **des seuils d'alerte ont pu être mis en place. Pour les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme**, les seuils d'alerte sont de **6 m/s** (vent moyen tri-horaire à Dieppe) et de **8,5 m** (pour la hauteur de marée prédite à Dieppe) sur la période 1981-2010. **Pour les côtes du Calvados**, les seuils d'alerte (franchissements faibles) sont de **11 m/s pour le vent et de 7,1 m pour la hauteur d'eau prédite** (stations météorologique de Bernières-sur-Mer et marégraphique de Courseulles-sur-Mer sur la période 2001-2010). **Ces seuils d'alerte peuvent avoir une vocation prédictive** puisque ces derniers, notamment la hauteur de marée, sont connus à l'avance. Les niveaux de marée dits critiques déterminent des périodes pendant lesquelles l'annonce (3-4 jours avant) d'un fort coup de vent ou d'une tempête (qui se doit d'être d'afflux, i.e. 230°-060° pour la Seine-Maritime et la Somme et 290°-060° pour les côtes du Calvados) pourra déclencher l'alerte des populations ;

- **les seuils de marée, plus faibles pour le Calvados, mettent en évidence des topographies particulièrement basses** avec de nombreux marais littoraux, par exemple à Ver-sur-Mer et Asnelles, facilement submersibles. Cependant, **la sévérité des submersions marines est souvent limitée** (faible, modérée) en raison de conditions anémométriques et d'agitation restreintes, induites par sa **position « abritée » en baie de Seine par la presqu'île du Cotentin et l'avancée du cap de la Hève et d'Antifer** ;

- **un pic du nombre de submersions marines sévères est mis en évidence pour les décennies 1970-1990.** Cette pulsation positive semble être le corollaire de **hautes fréquences de forts gradients de pression de NO sur cette même période.** L'étude de l'évolution des forts gradients de NE et de NO ne présente pas de tendances statistiquement significatives. L'exploration de l'évolution entre les forts gradients de pression et la NAO a été tentée. Les corrélations sont ténues, car elles sont uniquement fondées sur quelques oscillations concordantes d'ordre décennal. La relation est loin d'être systématiquement en phase, notamment avec la NAO+ ;

- **l'évolution du nombre de submersions marines est différente selon les façades étudiées :**

- une hausse (toutes intensités confondues et entre 1950 et 2010) est observée pour les côtes « exposées » de la Seine-Maritime et de la Somme (mais influence de la pulsation positive des années 1970-1990) ;

- une baisse est constatée pour les côtes du Calvados ;

- en revanche, sur les deux façades, nous constatons **une baisse du nombre de submersions marines depuis 2000**, liée à la diminution des situations atmosphériques potentiellement génératrices de dommages, observée par de nombreux auteurs.

- au-delà d'un vent fort d'afflux et d'une hauteur d'eau importante, au moment d'une pleine mer, de vive-eau, **notre travail souligne l'influence de deux facteurs aggravants.** Le premier, plus fréquent, est **le passage d'un front froid** qui est impliqué dans plus de la moitié des submersions marines, et notamment 60 % des inondations sévères de la Seine-Maritime et de

la Somme. Le second facteur aggravant correspond **aux conditions morphologiques des plages**. Des vents soutenus et d'afflux sur 28 jours peuvent abaisser le profil de plage, et particulièrement les dernières 48 h. Il est donc nécessaire de prendre en considération le temps de préparation des plages et les effets cumulatifs des petits coups de vent (approche morphodynamique). **Cela plaide pour un suivi du budget sédimentaire et de la forme des plages, et par conséquent, des relations formes/processus (agitation)**. Une méthode de surveillance peut être aisément mise en place (Figure 12.30). Une bonne prévision par Météo-France de la progression et de l'intensité d'un front froid, en période de marée à risque, et le suivi du profil de plage constituent deux éléments majeurs pour la mise en alerte des populations concernées par une submersion de tempête (Caspar et al., 2007).

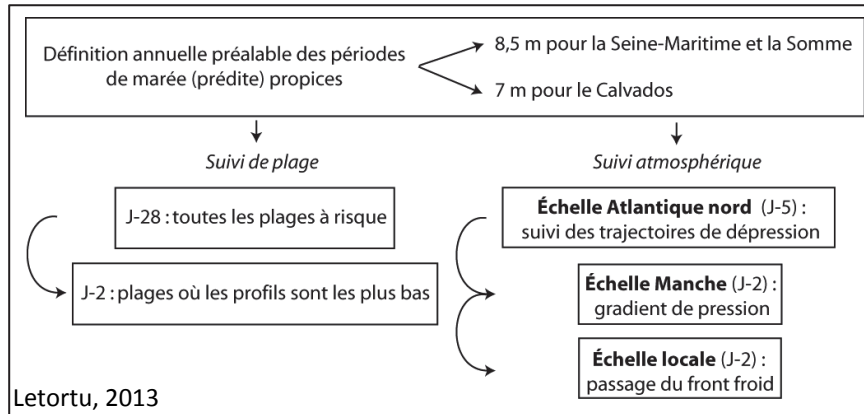


Figure 12.30 : Méthode de surveillance préconisée des submersions marines entre Isigny-sur-Mer et Cayeux-sur-Mer

Les seuils de force de vent peuvent paraître bas. Cela vient de notre classification des inondations par la mer selon leur gravité. Dès lors qu'une seule maison est inondée, l'événement est jugé sévère pour l'ensemble du secteur. Or, sur des sites sensibles tels que *Pourville-sur-Mer*, les enjeux (maisons, restaurants...), fréquemment inondés, conduisent certainement à baisser les seuils d'alerte de vent et de hauteur de marée. Il conviendrait de faire une classification de la sévérité des submersions par site. De plus, la station de Dieppe semble sous-estimer la force du vent par rapport à la station du cap de la Hève : par exemple, lors de la submersion sévère du 04/01/1998 à 15h UTC, le vent est de 8 m/s à Dieppe contre 28 m/s au cap de la Hève. Il faudrait définir une station de référence plus « ouverte » pour rendre ces résultats comparables à d'autres études.

Pour des raisons d'homogénéité des documents analysés, le travail sur l'évolution des gradients de pression de NO (≥ 4 intervalles isobariques) a été réalisé à partir des ré-analyses NCEP sur la période 1950-2010. Les résultats souffrent d'une limite qu'il est important d'évoquer. Comparés à l'étude de ce même gradient à partir des BQR et BQE (Costa, 1997 ; 2005), nos résultats sous-estiment le nombre de situations barométriques (gradients de pression de NO ≥ 4) susceptibles de générer des franchissements par la mer. Les différences sont significatives (p-valeur de 0,001⁷¹) avec un coefficient de corrélation de seulement 0,45 alors que le même objet a été étudié (Figure 12.31).

Cette sous-estimation des ré-analyses est probablement due à leur résolution spatiale plus grossière (résolution 2,5°). Une autre hypothèse est que le basculement des vents d'ouest à nord-ouest (en relation avec le changement de physionomie du champ de pression) peut se produire à un pas de temps parfois plus fin que celui des ré-analyses NCEP (0 h et 12 h UTC). Pour pallier ce biais, un travail avec les données ERA (quatre sorties journalières à 0 h, 6 h, 12 h et 18 h

⁷¹ Le risque de se tromper est de 5 % (valeur α).

UTC), complété par les travaux en cours de Météo-France sur la reconstitution des phénomènes tempétueux dans le cadre du programme VIMERS⁷², serait à envisager. Cette collaboration que nous souhaitons mettre en place vise à déterminer plus précisément l'intensité et la trajectoire de chaque tempête grâce au dépouillement, notamment, de barogrammes et d'anémogrammes actuellement archivés au sein de Météo-France, mais non accessibles au public.

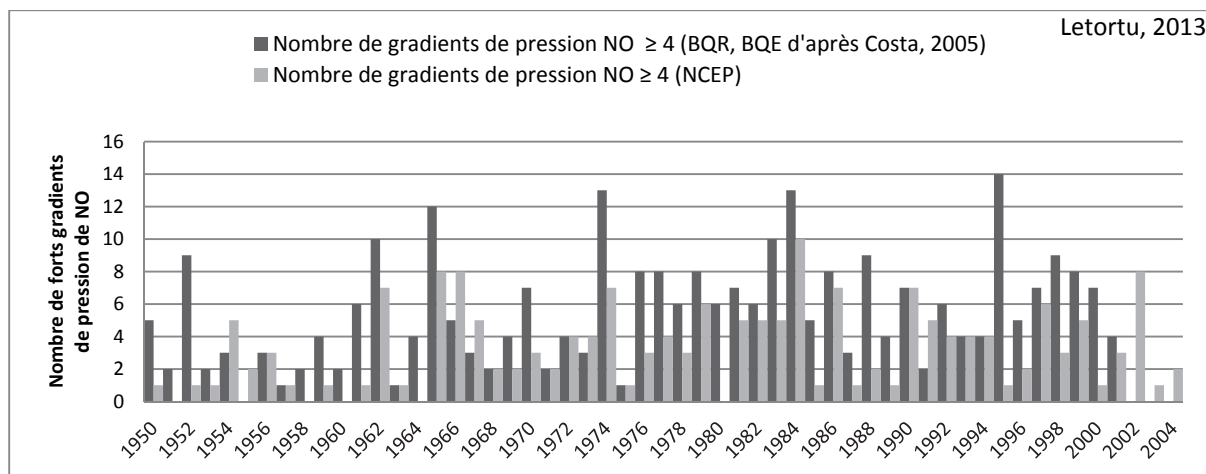
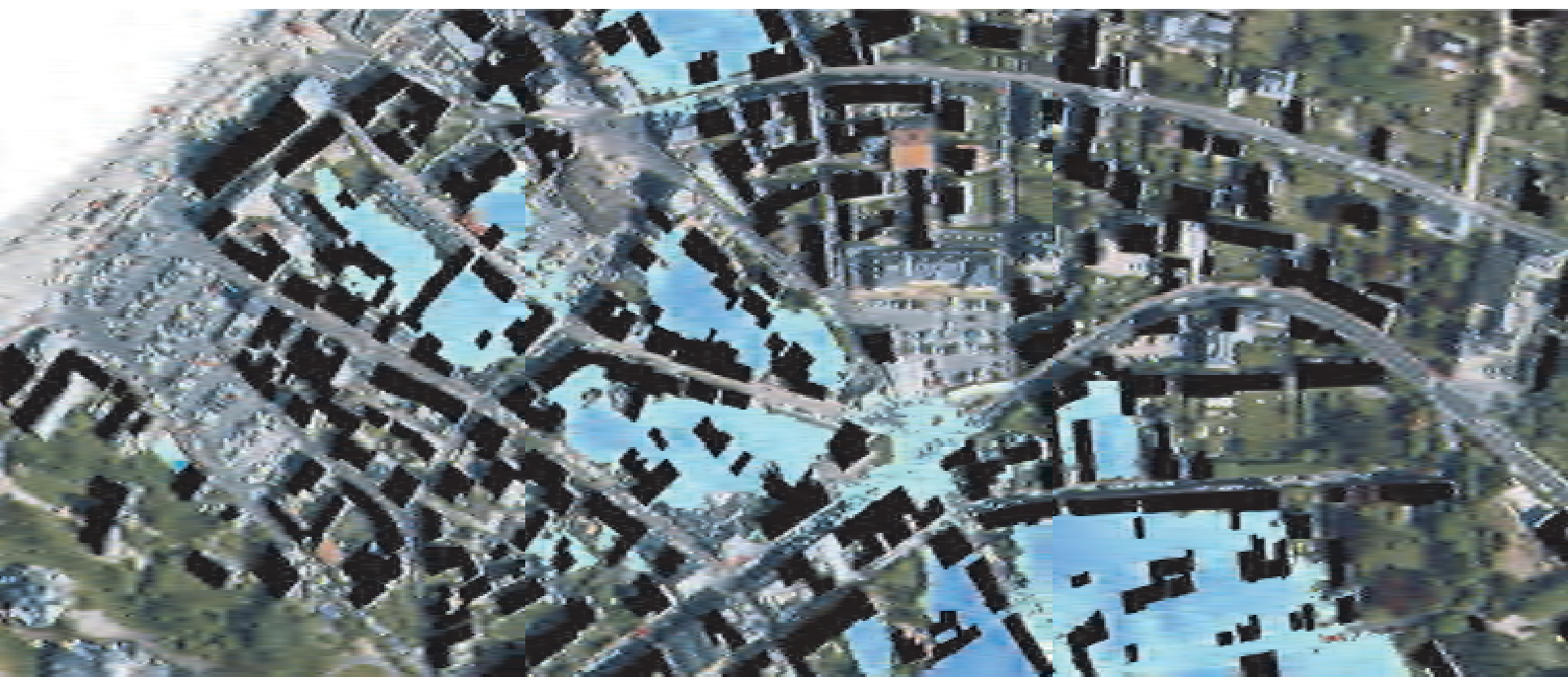


Figure 12.31 : Nombre de gradients de pression NO ≥ 4 entre les BQR/BQE et les ré-analyses NCEP (1950-2004)

L'étude météorologique des facteurs responsables de l'apparition et de l'intensité des submersions marines nécessiterait des améliorations. Dans un premier temps, il conviendrait d'utiliser des documents à une échelle spatiale et à des pas de temps plus fins (notamment l'utilisation des vents à pas de temps horaire). D'un point de vue spatial, il serait intéressant de distinguer les côtes ouest et est du Calvados. Ces deux parties ne sont pas sensibles aux mêmes directions de vent génératrices de dommages (nord-est pour l'ouest du Calvados et nord-ouest pour l'est du Calvados). Dans un second temps, il serait nécessaire de gagner en altitude. L'atmosphère constituant un système par définition dynamique, l'analyse de son évolution uniquement en surface paraît peu adaptée. En effet, des relations entre les processus atmosphériques à différentes altitudes (connexion avec le courant-jet et les plongées d'air froid à hauteur de la tropopause...) semblent participer à la formation des situations météorologiques génératrices de submersion marine. Une étude systémique tri-dimensionnelle (hautes et basses couches) apporterait une meilleure connaissance et prévision de ces phénomènes météo-marins.

Un suivi topographique des conditions morphologiques s'avère un des points-clés que nous voulons étudier. Il s'agira de vérifier la cohérence du seuil de force de vent (estimé à 8 m/s) susceptible d'abaisser le profil de plage des cordons de galets et des plages sableuses. De plus, comme l'évoquent de nombreux auteurs (Dail et al., 2000 ; Backstrom et al., 2008 ; Prasad et al., 2009), une variabilité de la morphologie des plages (altitude de la plage, pente, largeur, artificialisation) peut expliquer la grande disparité des réponses aux tempêtes selon les sites côtiers. Les espaces à enjeux délimités par des ouvrages seront étudiés et comparés à des espaces sans ouvrage pour observer les différences de comportement morphologique.

⁷² Le projet VIMERS est issu d'un partenariat entre Météo-France, le CETMEF, EDF(R&D) et le SHOM dont l'objectif est d'améliorer les connaissances des phénomènes de vimers (forte tempête avec ou sans submersion marine) menaçant le littoral breton, élargi de la Charente-Maritime à la façade ouest du Cotentin.



CHAPITRE 13 : VERS LA CARTOGRAPHIE DE L'ALÉA « SUBMERSION MARINE » EN NORMANDIE

- 13.1. Présentation des aléas de référence
- 13.2. Cartographie statique
- 13.3. De l'intérêt de la cartographie dynamique
- 13.4. Bilan et discussion

INTRODUCTION

Le recensement des inondations par la mer entre 1950 et 2010 a permis de définir les sites sensibles, l'ampleur des inondations, mais également de caractériser, *a posteriori*, les seuils à partir desquels il y a risque de franchissement. En revanche, le zonage précis de l'inondation est complexe à réaliser faute de données de terrain. Sur le secteur d'étude, quelques cartographies sommaires des inondations par la mer des 27-28/02/1990 (franchissement dit de référence pour la Haute-Normandie, Figure 13.1) ont été effectuées, entre autres, à Étretat. Pour le Calvados, l'inondation par la mer du 28/02/2010 a fait aussi l'objet d'une cartographie à Asnelles et Ver-sur-Mer (Figure 13.2). Ces cartographies, faites sur le terrain, sont un atout majeur pour valider celles issues de simulations et qui transposent un niveau d'eau sur la topographie des sites. Alors que les premiers zonages souffraient de données topographiques imprécises (Suanez et al., 2007), les données LIDAR constituent une avancée majeure. Elles permettent de mieux appréhender la microtopographie (effet déversoir,...).

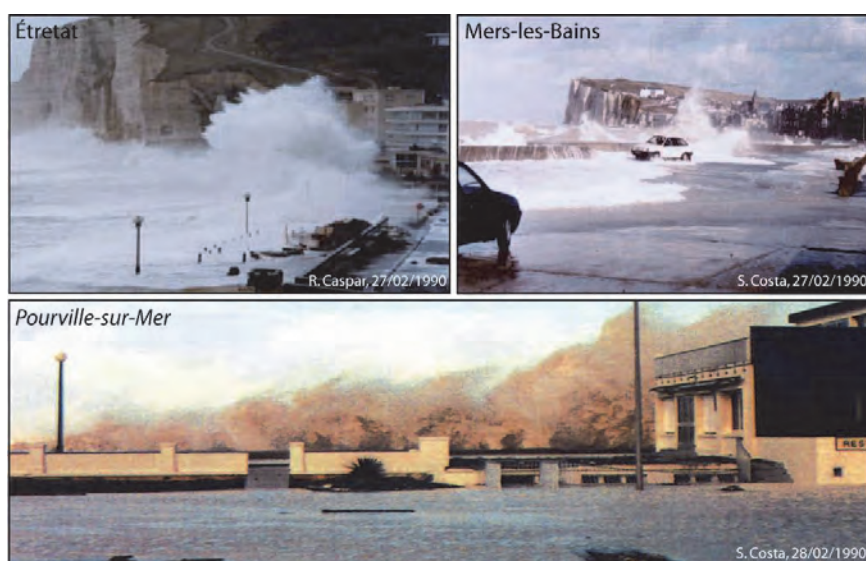


Figure 13.1 : Photographies de la submersion sévère du 27-28/02/1990



Figure 13.2 : Photographies de la submersion sévère du 28/02/2010

La méthode traditionnellement préconisée, conformément au guide méthodologique PPR (MATE-METL, 1997), est la cartographie statique. Elle est aujourd'hui controversée (Cariolet et Suanez, 2009 ; Cariolet, 2011 ; Mercier et Chadenas, 2012) parce qu'elle ne considère qu'un niveau du plan d'eau qui est ensuite extrapolé topographiquement dans les zones basses. Cette approche simple, et parfois simpliste, nie parfois la présence de plages, de cordons dunaires, voire d'ouvrages dont la cote d'arase est parfois bien supérieure au niveau d'eau, dit extrême. De plus, il

est indispensable, en termes de sécurité, de prendre en compte les volumes d'eau franchissants, et les écoulements (survitesses ou au contraire ralentissement).

Ce chapitre a pour objectif de répondre à une question majeure pour la définition de l'aléa : **quelle méthode de cartographie faut-il adopter ?**

Avec les données LIDAR de l'IGN (RGE Alti[®], 2011) sur le site d'Étretat, Asnelles et Ver-sur-Mer, et les informations relatives à la hauteur d'eau au moment de l'inondation, il est possible de simuler les limites spatiales et les profondeurs d'eau des inondations par la mer des 27-28/02/1990 (en Haute-Normandie), et du 28/02/2010 (en Basse-Normandie). Cette simulation sera ensuite comparée à l'inondation réellement observée pour en évaluer sa pertinence.

Dans un premier temps, les aléas de référence seront présentés et notamment leur extension spatiale, observée au moment de l'événement. Dans un second temps, la méthode de cartographie statique sera appliquée sur les quatre sites choisis pour en apprécier la validité. Dans un troisième temps, la méthode cartographique, dite dynamique, sera testée sur le site d'Étretat, puis comparée à celle observée en février 1990, pour en dégager les apports et les défauts.

13.1. Présentation des aléas de référence

13.1.1. Submersions marines des 27-28/02/1990 et du 28/02/2010

13.1.1.1. Aléa de référence sur le littoral haut-normand et picard : événements des 27-28/02/1990

De décembre 1989 à début mars 1990, l'Europe de l'ouest fut marquée par près de 10 tempêtes successives exceptionnelles par leur fréquence et, dans une moindre mesure, par leur intensité (Figure 13.3) (Caspar, 1990 ; Vandiepenbeeck, 1990 ; De Moor, 1991 ; Costa, 1991, 1997 ; Chaverot, 2006 ; Caspar et al., 2007 ; Fink et al., 2009). Cette forte fréquence des tempêtes est d'ailleurs mentionnée dans la une des *informations dieppoises* datée du 13 au 15/02/1990 avec « Tempêtes : la force de l'habitude »



Figure 13.3 : Les unes des *informations dieppoises* du 13-15/02/1990 et du 27/02-01/03/1990

Le 26/02/1990, c'est une tempête de grande importance (Vivian) qui a frappé l'Europe de l'Ouest, avec quatre jours consécutifs de vents soutenus, coïncidant avec de fortes marées (coefficients de 102 et de 105 le 26 ; de 107 le 27 ; et de 107 et de 106 le 28).

Le 26/02/1990, la dépression atlantique (avec un centre dépressionnaire de 940 hPa) pénètre en mer du Nord et se dirige vers la Scandinavie. À l'arrière du front froid, lié à la remontée des pressions atmosphériques (de 940 à 1005 hPa), un flux rapide de nord-ouest touche les côtes de la Manche. Le 27, la première dépression est encore sur la Scandinavie tandis qu'une nouvelle arrive de l'Atlantique. Les pressions aux abords de la côte de la Seine-Maritime sont sur ces deux jours de 995-1000 hPa avec un fort gradient de nord ouest (6 intervalles isobariques), générant des vents soutenus d'afflux (22 m/s à Dieppe le 26 ; 20 m/s le 27) et des surcotes importantes (autour de 0,70 m à 0,90 à pleine mer, période de retour de 10 ans ; Simon, 2008). Dans la nuit du 27 au 28, la dépression d'origine atlantique traverse la Manche et génère des vents très soutenus de direction 300°N à Dieppe (25 m/s) avec une importante surcote de pleine mer (0,80 m) (Figure 13.4). Cette tempête a généré sur l'ensemble du littoral normand et picard de très importants franchissements, considérés comme historiquement de référence.

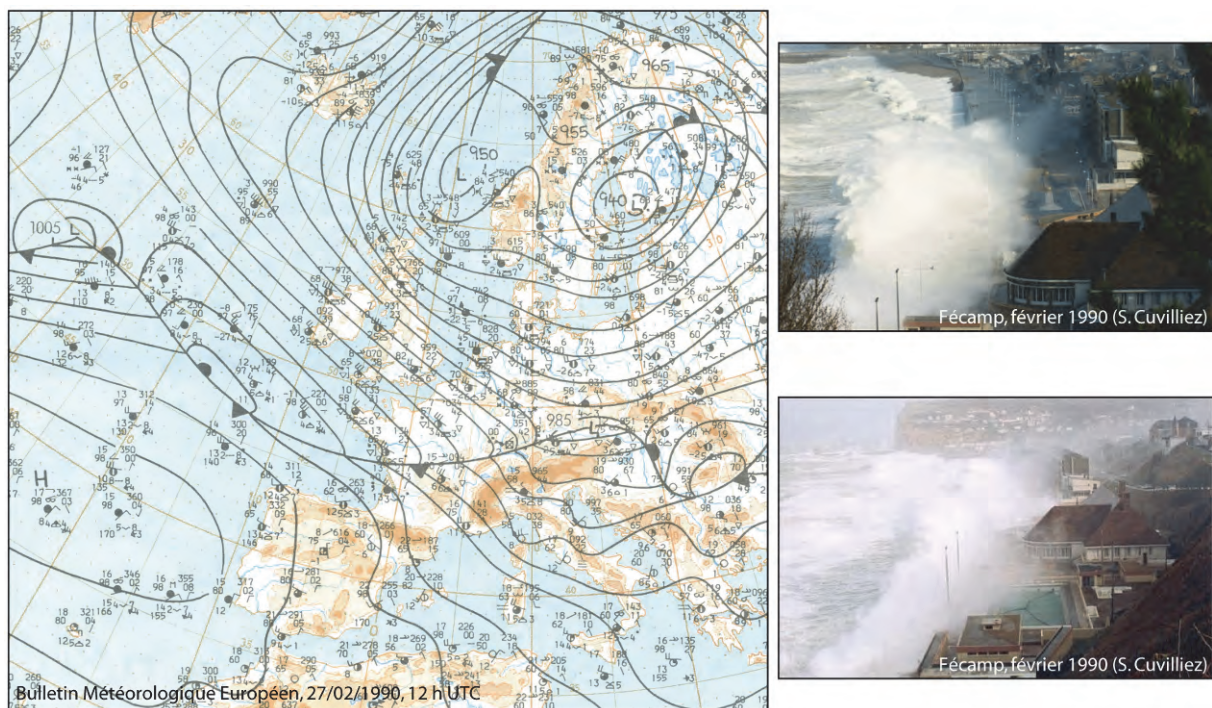


Figure 13.4 : Situation synoptique en Atlantique nord (27/02/1990, 12 h UTC) et la submersion sur Fécamp

13.1.1.2. Aléa de référence sur le littoral calvadosien : submersion du 28/02/2010

Cette submersion (induite par la tempête Xynthia) est le résultat d'une dépression atmosphérique localisée sur l'Atlantique, à des latitudes très basses (sous les latitudes 33°N). Cette localisation apparaît relativement atypique, ainsi que sa trajectoire, remontant des Canaries vers l'Europe de l'Ouest. Cette dépression s'est intensifiée le 27/02/2010 au matin, en se déplaçant vers l'île de Madère, puis a évolué en tempête l'après-midi, près des côtes portugaises. Elle est remontée vers le golfe de Gascogne en fin de journée du 27. Les côtes atlantiques françaises sont touchées dans la nuit du 27 au 28, au maximum de son creusement (centre dépressionnaire à 969 hPa), avant de poursuivre sa route vers le nord de la France (Météo-France) (Figure 13.5). Les côtes du Calvados ont été affectées le matin du 28 lors de la marée haute (vers 8h30 UTC).

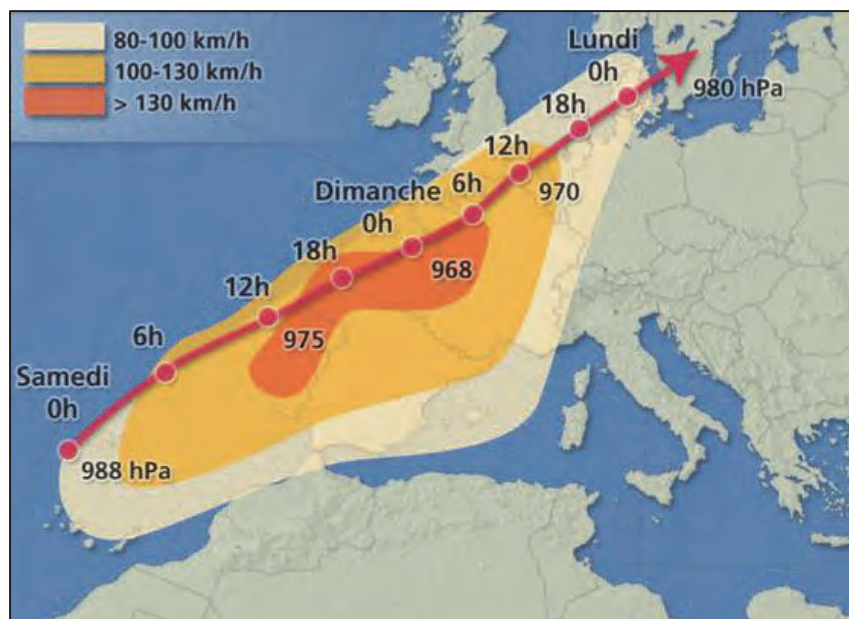


Figure 13.5 : Trajectoire du centre de la dépression et force du vent à l'origine de la tempête Xynthia (Meteo Consult) (heure locale en UTC+1)

Un courant-jet très bas, associé à une masse d'air chaud en basses couches, génère une dépression très creuse, favorable à de grandes surcotes barométriques. Ainsi, la masse d'eau provenant de l'Atlantique s'est engouffrée dans l'entonnoir de la Manche, provoquant un afflux d'eau non négligeable. Le vent d'ouest-nord-ouest a soufflé en moyenne à 7,5 m/s, avec des rafales à 18 m/s à Bernières, pour un gradient de pression de nord-ouest d'indice 4. La surcote à est de 0,87 m à Ouistreham (H. Poullain, station Météo-France Caen-Carpiquet). La mer était forte, avec des vagues atteignant 3 m. La veille, les rafales s'étaient calmées, en revanche, les 3 jours précédents, elles étaient particulièrement soutenues (entre 18 et 21 m/s entre le 24 et le 26/02). Les côtes de Ver-sur-Mer, Asnelles furent particulièrement touchées avec une quarantaine de bâtiments inondés.

13.1.2. Cartographie de terrain des aléas de référence : 27-28/02/1990 et 28/02/2010

La cartographie des inondations par la mer du 27-28/02/1990 en Seine-Maritime a été établie visuellement (DDE 76, 1995 in Costa et Delahaye, 2005 ; Costa, 1991) (Figure 13.6). S'agissant de la submersion marine dans le Calvados, induite par la tempête Xynthia, la cartographie repose sur nos observations personnelles et des entretiens avec les maires et les administrés (Figure 13.7). Cette cartographie, au moment de l'événement, a l'avantage de prendre en compte tous les phénomènes météo-marins intervenant dans l'inondation (niveau moyen, surcote, effets hydrodynamiques), alors que cette combinaison est difficile à modéliser.

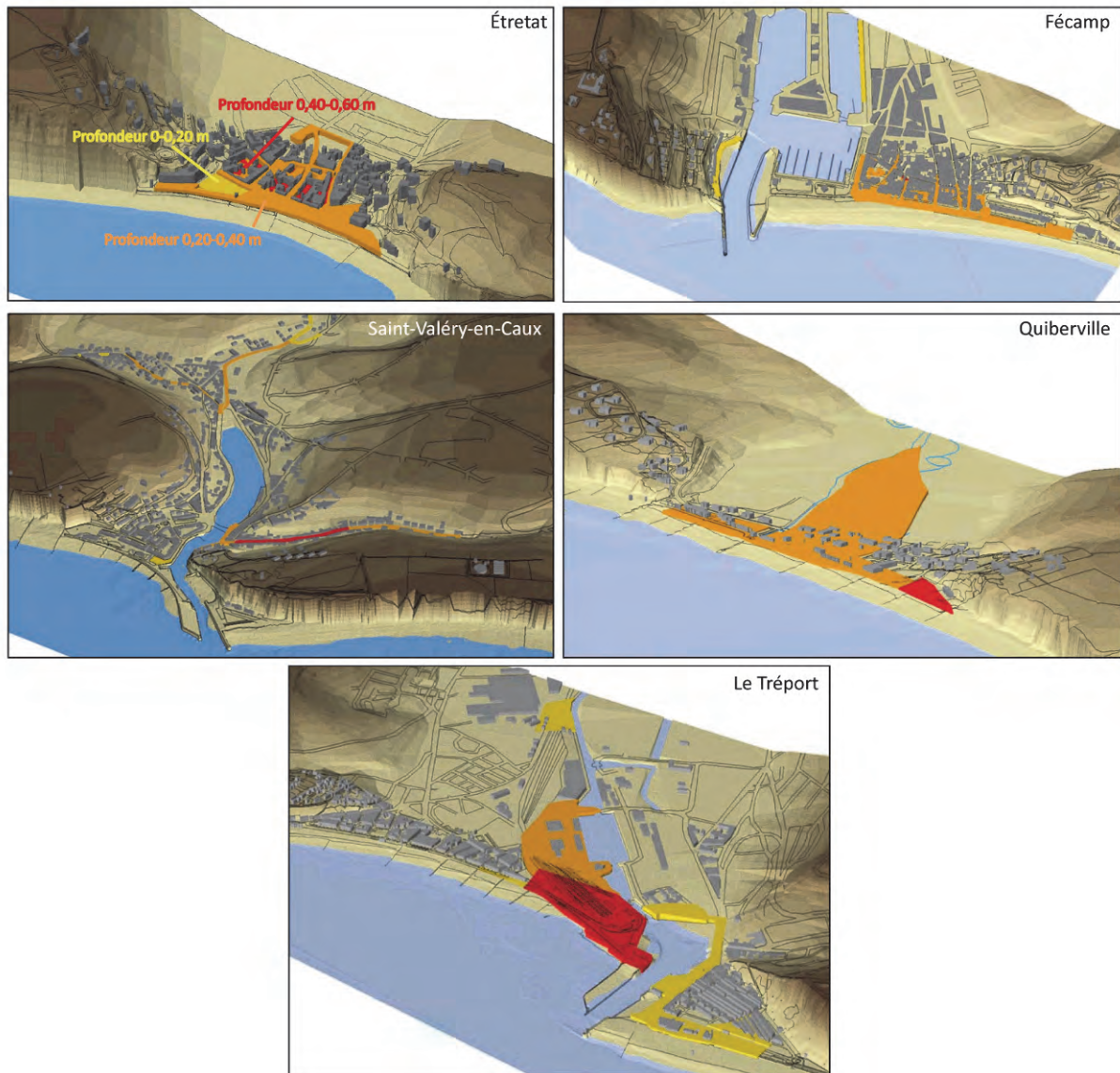


Figure 13.6 : Extensions des submersions marines du 27-28 /02/1990 sur les sites sensibles du littoral haut-normand (d'après DDE 76, 1995 ; Costa, 1991, 1997 in Costa et Delahaye, 2005)

Sur le littoral du Calvados, les zones basses particulièrement sensibles correspondent à des espaces de marais littoraux (Ver-sur-Mer, Asnelles). Il convient de souligner que cette submersion du 28/02/2010 s'est produite dans un contexte particulier, à savoir un hiver très humide. Par ailleurs, du 24 au 28/02/2010, 62,4 mm d'eau sont tombés à Caen (météociel), dépassant alors la normale pluviométrique mensuelle (52 mm) du mois de février. Ces cumuls pluviométriques importants, dans un contexte hivernal déjà humide, a généré des crues dans les communes d'Asnelles et de Ver-sur-Mer, situées sur le marais littoral de Ver-Meuvoines. Durant la submersion marine à marée haute, une partie des parcelles ont été inondées par de l'eau d'origine continentale, tandis que d'autres l'ont été par le franchissement des paquets de mer au-dessus des ouvrages de défense, accentuant l'ampleur des dégâts.

La cartographie sur ces communes a été effectuée à l'échelle parcellaire même si ce découpage administratif n'est pas optimal puisqu'il est dénué de critères physiques tels que la topographie (Figure 13.7). Au total, plus d'une quarantaine de pavillons ont été inondés lors du passage de la tempête Xynthia le long du littoral calvadosien.

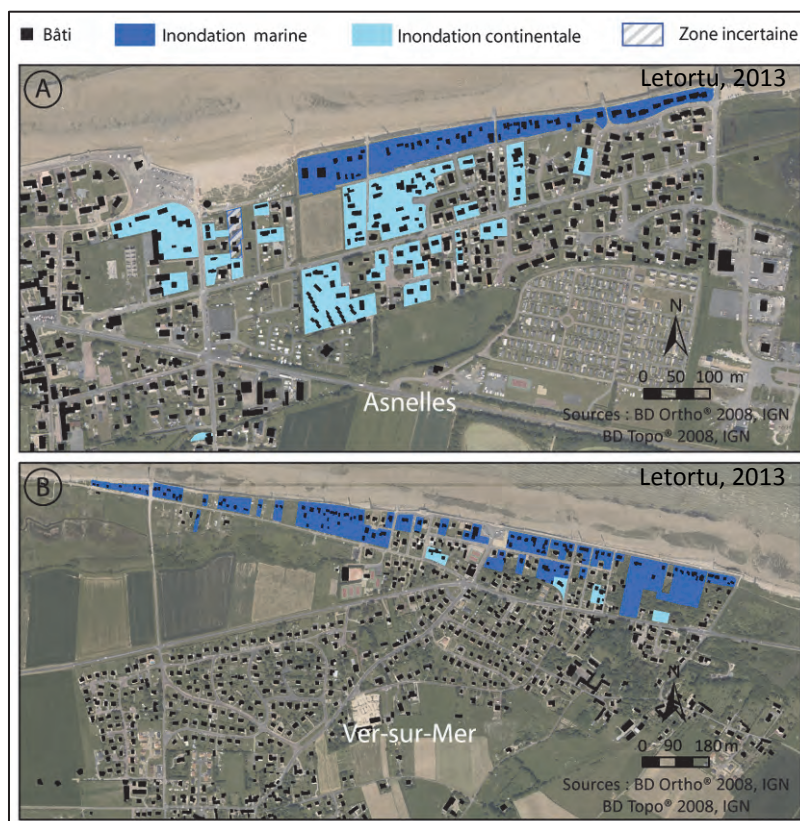


Figure 13.7 : Extension de la submersion marine du 28/02/2010 à l'échelle parcellaire sur les sites sensibles du littoral calvadosien (A : Asnelles ; B : Ver-sur-Mer)

Ce type de cartographie reportée sur des fonds topographiques (au 1/25 000, IGN) fournit des informations surfaciques, mais en aucun cas des hauteurs d'eau. En effet, il n'est pas possible d'apprécier la microtopographie qui peut accentuer ou limiter l'extension des inondations (marge d'erreur au mieux métrique). Or, les inondations en question ont, le plus souvent, des hauteurs d'eau comprises entre 0,20 et 1 m.

13.1.3. Période de retour des niveaux d'eau observés

En comparant les valeurs de marée observées lors de l'inondation par la mer aux niveaux marins extrêmes théoriques calculées par le SHOM-CETMEF (2012), il est possible de déterminer la période de retour de ces événements. Parce qu'ils ne sont pas ou peu détectables par les marégraphes⁷³, les effets hydrodynamiques de déferlement à la côte ne sont pas pris en compte dans les calculs (wave setup et swash runup) (Figure 13.8).

Port de référence	Durée d'observation (lacunes)	Période de retour (hauteur d'eau en cm, IGN69)			
		10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
Boulogne-sur-Mer	20,8 ans (38,6 %)	549	557	566	574
Dieppe	37,7 ans (32,5 %)	600	607	616	623
Le Havre	35,4 ans (7,4 %)	453	461	472	481
Cherbourg	33,7 ans (4,8 %)	400	406	406	414

Figure 13.8 : Niveaux extrêmes de pleine mer pour les ports de référence sur et autour de notre secteur d'étude (référence IGN69, SHOM-CETMEF, 2012)

⁷³ En effet, les marégraphes sont localisés dans les ports, et souvent situés en avant de la limite du déferlement. Les effets hydrodynamiques observés sur les plages peuvent donc leur échapper.

Les sites cartographiés ne sont pas, pour le SHOM, des ports de référence, mais sont qualifiés d'intermédiaires pour leur calcul de marée et de niveaux extrême (durées de mesure inférieures à 10 ans). Pour ces zones, il existe des cartes d'interpolation entre les ports de référence. Ces dernières sont à prendre avec précaution en raison de leur faible représentativité temporelle (Figure 13.9). Au-delà de l'incertitude inhérente à l'utilisation de méthodes d'ajustements statistiques (choix des seuils et des lois), ces calculs de « niveaux extrêmes » ont une représentativité limitée pour les fonds de baie, les estuaires et les zones éloignées des ports de référence.

Ports (extrapolation)	Période de retour (hauteur d'eau en cm, IGN69)			
	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
Étretat	475	480	490	495
Quiberville	565	570	580	585
Pourville-sur-Mer	580	590	600	605
Ouistreham	425	430	440	445

Figure 13.9 : Niveaux extrêmes calculés pour les zones et les ports intermédiaires (SHOM-CETMEF, 2012)

Pour les événements des 27-28/02/1990, la période de retour du niveau extrême observé (4,57 m au Havre et 4,95 m à Dieppe) est estimée entre 10 et 20 ans⁷⁴. Pour celle du 28/02/2010, la période de retour du niveau extrême (4,51 m à Ouistreham) est supérieure à 100 ans sur le littoral calvadosien.

13.2. Cartographie statique

13.2.1. Méthodologie

La méthode de cartographie classiquement utilisée (préconisée dans le guide méthodologique, MATE-METL, 1997) repose sur la projection du niveau marin de référence sur la topographie du site, sans considérer de plages, de cordons dunaires ou d'ouvrages longitudinaux (Figure 13.10). La comparaison a été menée sur quatre communes : Étretat et Pourville-sur-Mer (Hautot-sur-Mer) pour les épisodes du 26-28/02/1990, Asnelles et Ver-sur-Mer pour l'épisode du 28/02/2010. Cette cartographie, dite statique, a été effectuée en utilisant des données topographiques de qualité provenant du levé LIDAR. La précision altimétrique est estimée à $\pm 0,15$ m (IGN, 2012).

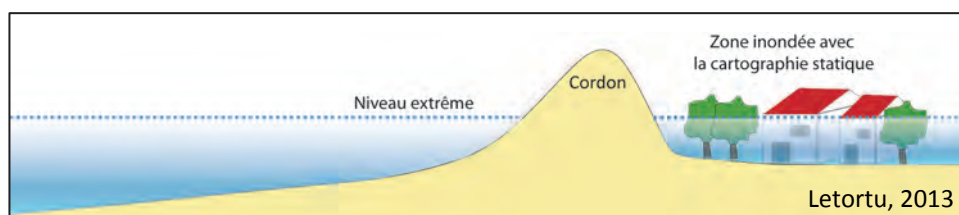


Figure 13.10 : Principe de la cartographie statique

Les fichiers « .las » fournis par l'IGN présentent des « trous » en raison du nettoyage des bâtiments (passage du MNS au MNT). Il nous a fallu les combler par interpolation (méthode des plus proches voisins) sous eCognition[®] (avec l'aide de S. Rapinel du laboratoire LETG-Rennes Costel). Par la suite, notre travail a consisté à faire progressivement monter le niveau d'eau extrême de 10 en 10 cm (sous ArcGIS[®]) pour observer l'extension de l'inondation induite, et la comparer à ce qui a été observé sur le terrain.

⁷⁴ Alors que l'extension des inondations est importante, la période de retour de niveau extrême n'est pas très élevée. C'est probablement la récurrence des tempêtes en peu de temps, et donc un très fort abaissement du profil de plage, qui ont contribué à l'intensité des franchissements.

13.2.2. Résultats

Cette approche cartographique est peu concluante sur notre secteur d'étude. L'extension des inondations simulées et observées sont très différentes sur les quatre sites :

- à Étretat : il nous a fallu largement dépasser la valeur centennale du niveau extrême pour obtenir une cartographie d'inondation « proche » de celle observée en février 1990 (Figure 13.11). Or, même avec ce scénario peu réaliste, le front de mer n'est pas inondé, et les zones où la profondeur d'eau sur le terrain atteignait 0,40 m à 0,60 m sont très peu inondées (0,20 à 0,40 m). En revanche la partie distale de la vallée (vers l'amont) est envahie par la lame d'eau, alors que cette situation n'a pas été observée ;

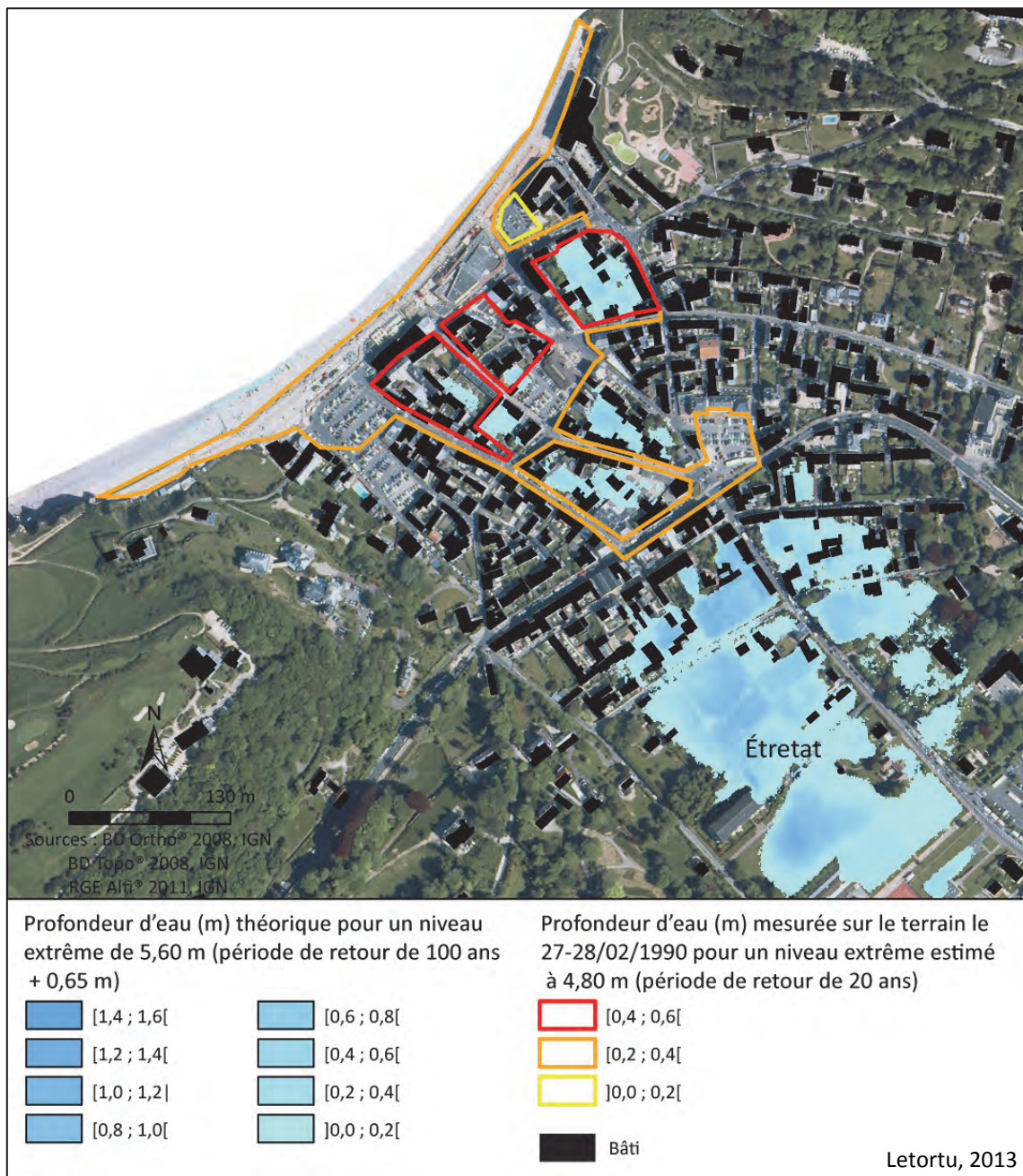


Figure 13.11 : Extension spatiale et profondeur d'eau à Étretat pour un niveau extrême de 5,60 m comparées à celles relevées sur le terrain (27-28/02/1990)

- à *Pourville-sur-Mer*, là encore, l'inondation simulée pour aboutir grossièrement à ce qui a été observé, nécessite de faire appel à des niveaux extrêmes dont la période de retour est bien supérieure à celle centennale. Dans ce cas, l'eau de mer envahit l'ensemble du lit majeur de la Scie, ce qui n'a pas été observé en février 1990. À nouveau, le front de mer n'a pas été inondé alors que la réalité fut tout autre (Figure 13.12) ;

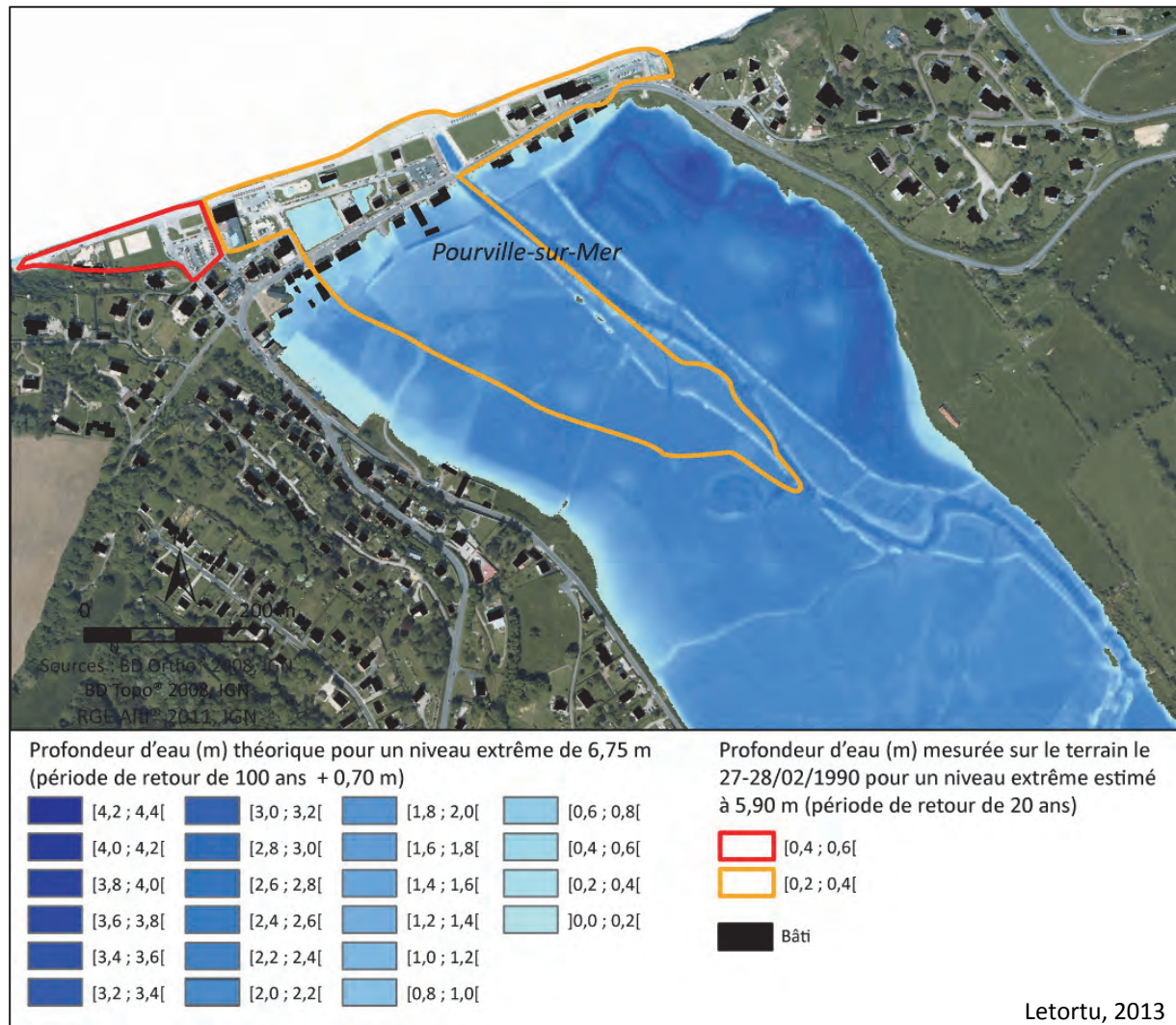


Figure 13.12 : Extension spatiale et profondeur d'eau à *Pourville-sur-Mer* pour un niveau extrême de 6,75 m comparées à celles relevées sur le terrain (27-28/02/1990)

- à Asnelles, à partir de valeurs de niveau extrême bien inférieures à celles enregistrées le 28/02/2010 (période de retour de 20 ans au lieu de 100 ans le jour J), l'extension de l'inondation est bien supérieure à celle qui a été observée. Elle est, en revanche, bien inférieure pour Ver-sur-Mer. S'agissant des hauteurs d'eau, ces dernières peuvent atteindre localement 1,20 m à Asnelles et 0,60 m à Ver-sur-Mer. Enfin, ces communes sont sous l'influence de franchissement au niveau de leur front de mer, cependant, elles sont surtout atteintes par des arrivées d'eau venant latéralement du marais de Ver-Meuvoines (Figure 13.13).

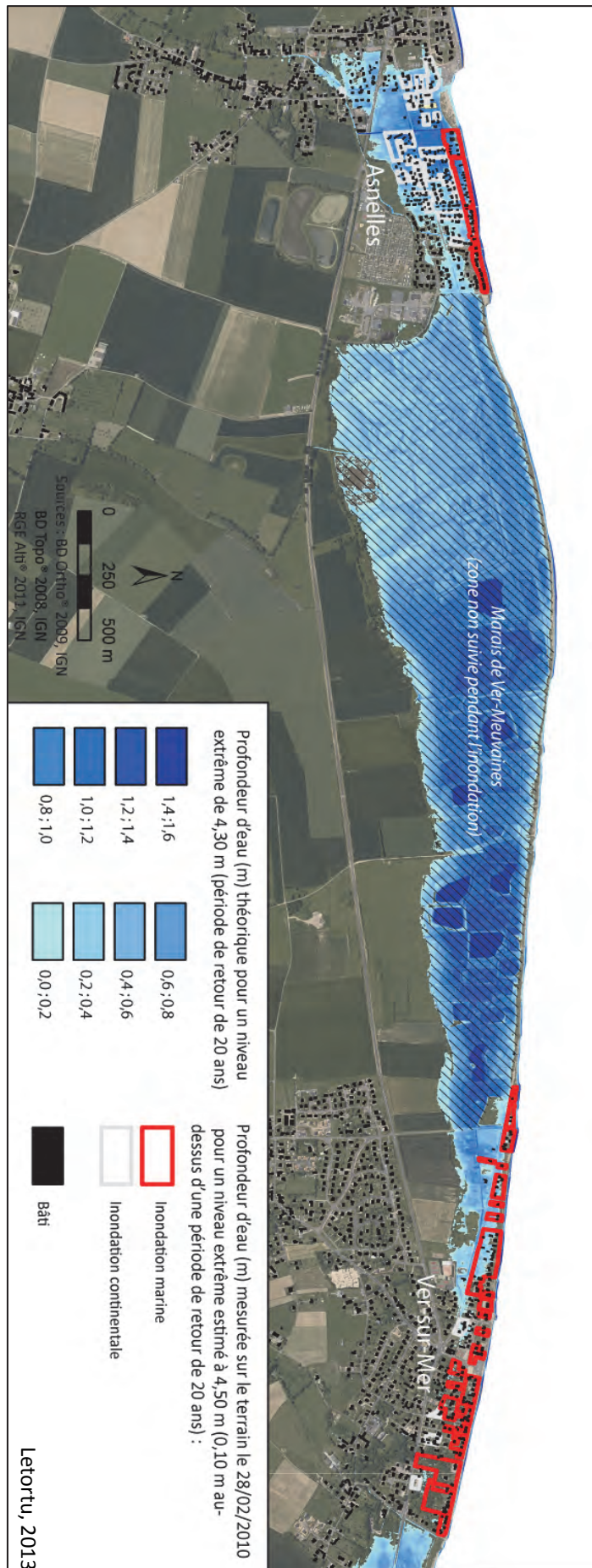


Figure 13.13 : Extension spatiale et profondeur d'eau à Asnelles et Ver-sur-Mer pour un niveau extrême de 4,30 m comparées à celles relevées sur le terrain 28/02/2010

La cartographie statique semble bien peu pertinente sur le secteur d'étude puisque le front de mer n'est jamais affecté par l'inondation simulée (sauf localement à Asnelles). La raison est simple. Les modes de submersions des sites étudiés correspondent à des franchissements de paquets de mer. Le niveau marin instantané est souvent inférieur à la topographie des basses vallées. Quelques paquets de mer, poussés par la houle, sont capables, d'une part, de franchir les ouvrages et, d'autre part, d'inonder par projection et par ruissellement des espaces topographiquement plus hauts que le niveau de la mer du moment (Figure 13.14). Ces franchissements sont périodiques pendant les pleines mers. Cela constitue une nuance majeure en termes de volumes d'eau entrants et de surfaces affectées par l'inondation.



Figure 13.14 : Franchissement des vagues lors de la submersion du 27/02/1990 à Étretat

13.3. De l'intérêt de la cartographie dynamique

Il est communément admis que, lorsque la simple cartographie statique s'avère inadaptée, comme c'est le cas pour les submersions par franchissement de paquets de mer, d'autres méthodes et outils doivent être mobilisés. En raison du caractère successif et cumulatif des paquets de mer générant l'inondation, la cartographie dynamique apparaît particulièrement adaptée. En effet, par le calcul des volumes franchissants au cours du temps (à l'aide de formules empiriques), il est possible de suivre l'évolution spatio-temporelle des submersions en intégrant les effets de contexte (si une submersion a eu lieu la veille, les volumes d'eau franchissants peuvent se cumuler s'il y a absence de reflux, par exemple à Ver-sur-Mer, Asnelles et dans une moindre mesure à *Pourville-sur-Mer*).

La cartographie dynamique a été obtenue grâce à un travail de collaboration avec S. Guillou et M. Rott, du Laboratoire Universitaire des Sciences Appliquées de Cherbourg (ESIX Normandie). Forts de l'expérience acquise avec le projet LiteauIII-Surcote (2009-2012), ils ont pu modéliser les volumes d'eau franchissants sur un site expérimental, celui d'Étretat.

Cette cartographie dynamique, menée à titre exploratoire, a pour objectifs :

- d'identifier les zones soumises à l'action des vagues, et aux franchissements de paquets de mer. Cette cartographie sera comparée à celle déterminée par les observations de terrain ;
- de visualiser les zones d'écoulement et de stockage final des volumes d'eau ;
- de mettre en évidence les zones de danger lorsque les vitesses d'écoulement et la profondeur d'eau sont fortes.

13.3.1. Méthodologie

Les données topographiques (LIDAR, RGE Alti® IGN, 2011) ont fait l'objet d'un maillage. Une bonne prise en compte de la microtopographie s'avère essentielle pour ce travail. Un maillage fin a été choisi afin d'observer la canalisation de l'eau par les routes et les zones basses peu étendues. La taille minimale des mailles est de 1 m pour la zone urbanisée, puis 3, 5 et 10 m pour les zones présentant moins d'enjeux au sud de la commune (Figure 13.15). Le nombre de mailles est important. Il est d'environ 600 000 mailles (pour une surface de 700 000 m²), ce qui nécessite un temps de calcul de 12 jours pour les trois jours simulés (avec un pas de temps de 1 s).

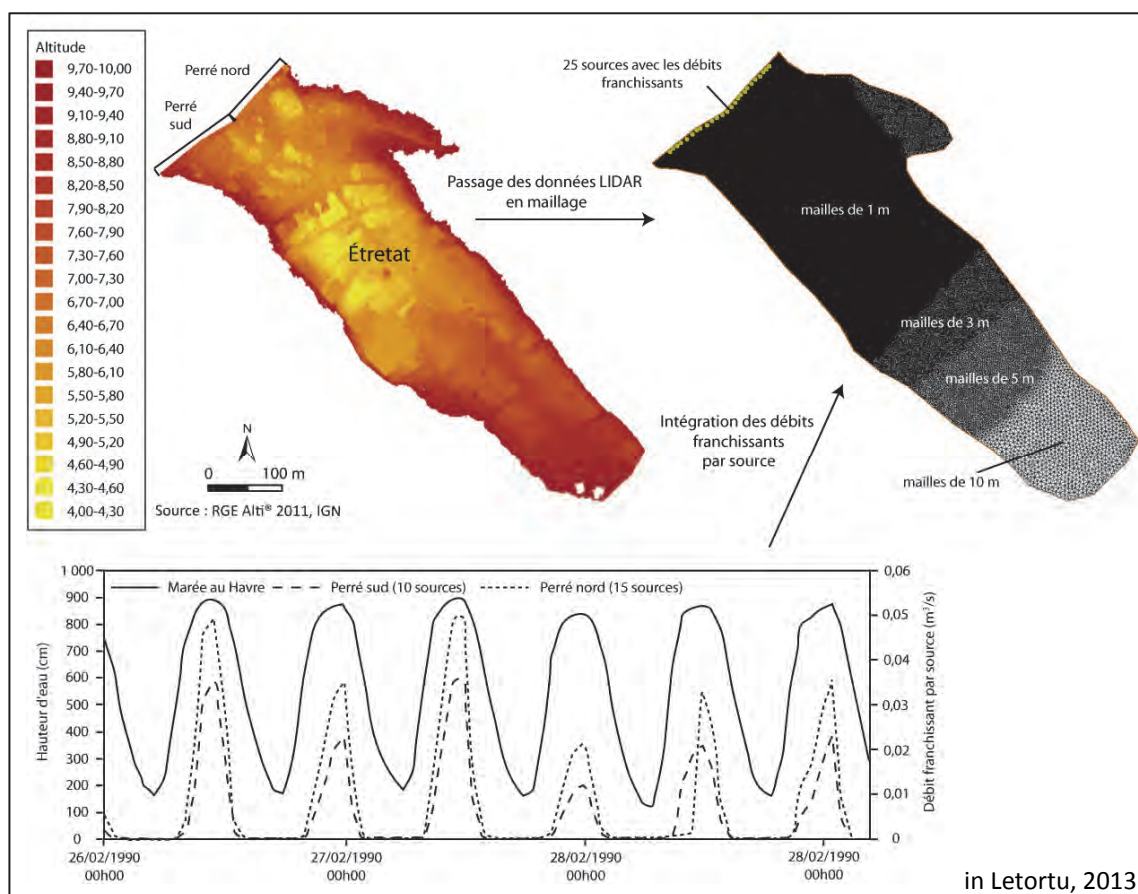


Figure 13.15 : Méthodologie pour l'obtention d'une cartographie dynamique à Étretat

Le calcul des débits franchissants dépend, bien évidemment, du niveau d'eau, du sommet du perré, et de la hauteur de la houle. Grâce aux données météo-marines observées entre le 25/02 et le 01/03/1990 (marée prédite et surcote au Havre, valeurs de pression et vent du cap de La Hève de Météo-France) et à une simulation de propagation à l'aide du modèle TOMAWAC, la hauteur de houle déferlant sur l'ouvrage d'Étretat et les débits franchissants ont été calculés. Ainsi, le débit potentiel des vagues est obtenu par l'outil de calcul de « franchissement des ouvrages », disponible sur le site internet HR Wallingford⁷⁵. La formule utilisée est de type « composite slope with wall » (perré nord haut de 7 m, perré sud de 9 m). Les débits varient dans le temps (onde de marée) et dans l'espace (entre les deux ouvrages). Ces arrivées d'eaux sont simulées à partir de 25 sources disposées le long des perrés nord et sud. (Figure 13.15).

⁷⁵ www.overtopping-manual.com

13.3.2. Résultats

L'extension de l'inondation simulée semble plus réaliste par rapport aux relevés de terrain réalisés les 27-28/02/1990 (extension et profondeur). En revanche, la partie amont de la commune, au sud de la route principale, composée de champs, n'a pas été inondée en réalité (Figure 13.16).

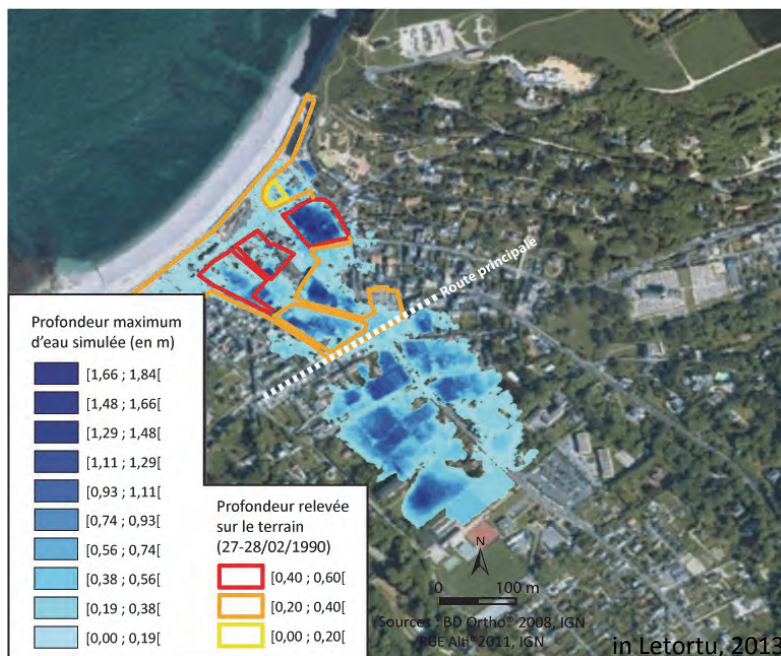


Figure 13.16 : Extension de l'inondation simulée et observée (d'après DDE 76 ; Costa, 1997) et les profondeurs associées à Étretat

La cartographie dynamique (bien que surestimant légèrement la submersion) apporte de nombreux enseignements grâce au suivi de l'inondation au cours du temps (Figure 13.17) :

- l'effet cumulatif des paquets de mer franchissant la plage et l'ouvrage est mis en lumière. La simulation souligne la progression spatiale de l'inondation en fonction du temps. La surface inondée atteint 53 000 m² pour un volume d'eau franchissant de l'ordre de 53 600 m³ ;

- les impacts de la voirie sur le cheminement des écoulements sont évidents. Les routes assurent la fonction de transfert du ruissellement (« collecteur » de ruissellement avec une eau potentiellement chargée de débris) vers les points bas de la commune. Les zones basses, même celles éloignées du front de mer, peuvent subir l'inondation par le biais du réseau routier (qui assure une connectivité au sein des zones basses). C'est pour cela que la partie centrale de la commune d'Étretat est inondée ;

- les profondeurs d'eau dépassent aisément les 0,50 m sur la majeure partie des espaces inondés, et peuvent localement dépasser 1,70 m (cuvette au centre de la commune) ;

- deux zones sont rapidement encerclées d'eau et peuvent rendre difficile l'évacuation des populations ;

- quant à l'extension spatiale de l'inondation, des effets de seuil sont visibles. Alors que, dans un premier temps, les franchissements génèrent une inondation du front de mer, dans un second temps, l'inondation va être davantage invasive car l'espace de stockage en front de mer est déjà saturé d'eau. En l'absence d'évacuation à marée basse par le blocage des ouvrages de défense, la seconde marée haute franchit les seuils et s'étend pour atteindre la zone de cuvette au centre de la commune.

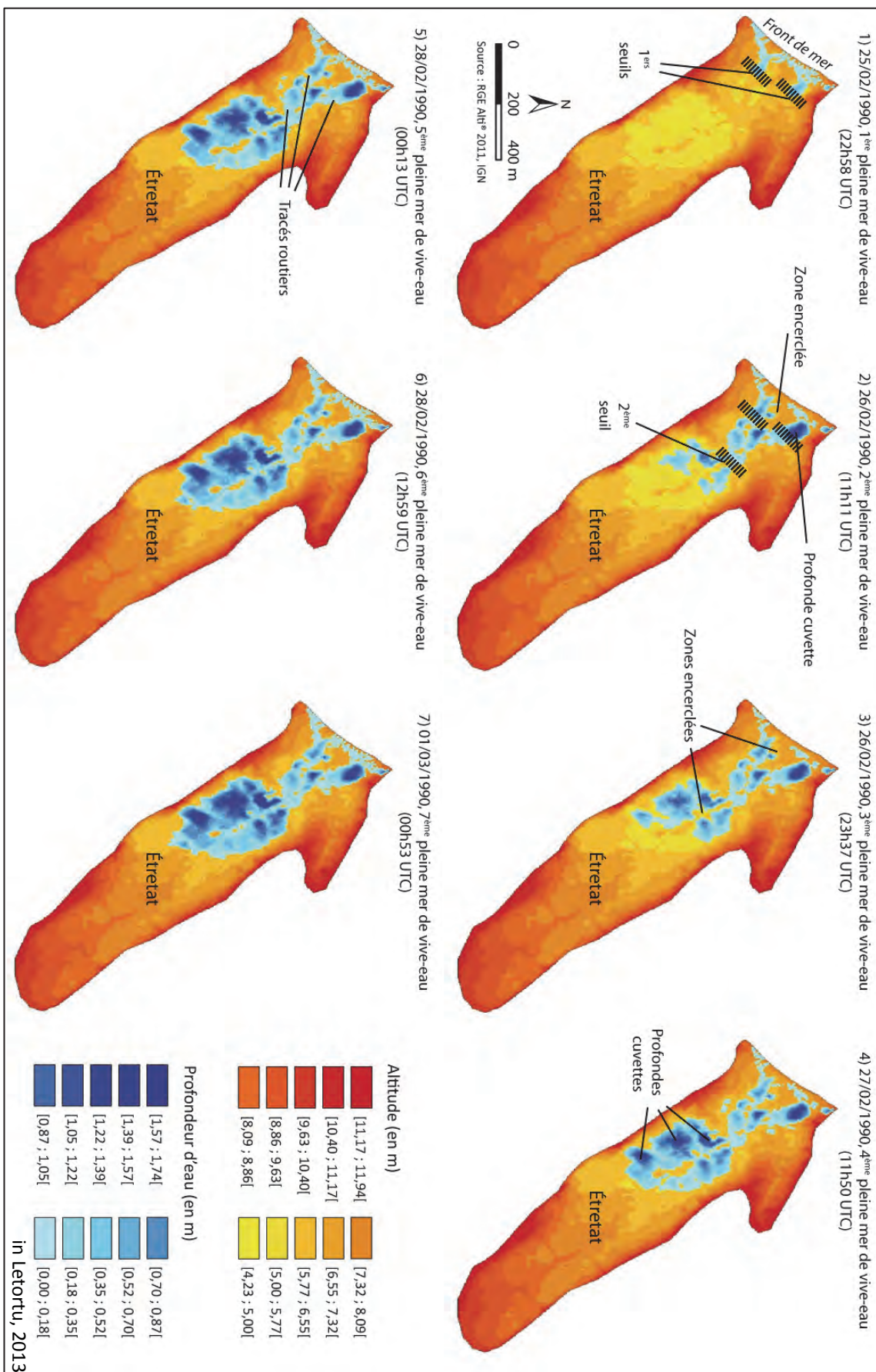


Figure 13.17 : Simulation de l'extension des inondations par la mer entre le 25/02/1990 au 01/03/1990 à Étretat (maille minimale de 5 m)

En termes de sauvetage des personnes, la profondeur d'eau, tout comme les vitesses des courants, sont des éléments-clés. Des courants forts sont susceptibles d'entraîner des personnes même lorsque la hauteur est faible. Cette simulation permet également de calculer les vitesses maximales (et les survitesses) atteintes au cours du temps (Figure 13.18). La très grande partie du site d'Étretat est soumise à une dynamique plutôt lente (inférieure à 0,2 m/s). Quelques routes sont affectées par des vitesses moyennes (entre 0,2 et 0,5 m/s) en raison de la canalisation de l'écoulement. Les dynamiques rapides (supérieures à 0,5 m/s) correspondent, localement, aux goulets d'étranglement que sont les carrefours routiers (effet Venturi). La vitesse maximum atteinte dans ces espaces est de 1 m/s.

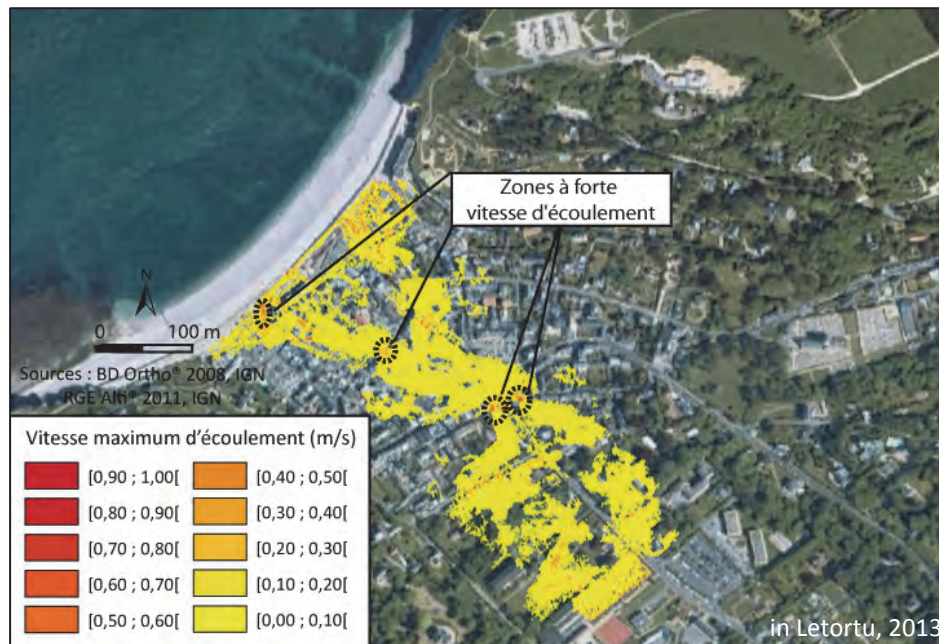


Figure 13.18 : Vitesse maximum d'écoulement à Étretat (du 25/02/1990 au 01/03/1990)

Cette vitesse est certainement sous-estimée en raison de l'absence de bâtiments dans la simulation. Les espaces bâtis occupent environ 20 % de l'aire inondée, qui par effet de canalisation et celui de Venturi peuvent, localement et potentiellement, augmenter les vitesses d'écoulement. Pour d'autres lieux, la réciproque est vraie.

Par la suite, une cartographie de l'aléa « submersion marine » a été réalisée. Classiquement, le degré de dangerosité de l'aléa dépend de la hauteur d'eau et de la vitesse du courant avec des seuils choisis d'après ceux mis en place par la DDE de l'Hérault (Figure 13.19). En raison de vitesses d'écoulement généralement faibles, c'est la hauteur d'eau qui constitue le paramètre le plus déterminant.

Hauteur d'eau (m) \ Vitesse (m/s)	0-0,5	0,5-1	>1
0-0,5	Aléa modéré	Aléa fort	Aléa très fort
0,5-1,5	Aléa fort	Aléa fort	Aléa très fort
>1,5	Aléa très fort	Aléa très fort	Aléa très fort

Figure 13.19 : Seuils de dangerosité selon la hauteur d'eau et la vitesse d'écoulement (DDE34)

Sans surprise, les zones d'aléa fort correspondent aux zones de cuvettes (Figure 13.20). Il convient d'ajouter une bande de 25 m à proximité immédiate du front de mer. Cet espace est soumis aux chocs mécaniques des vagues. L'aléa y est qualifié de fort.

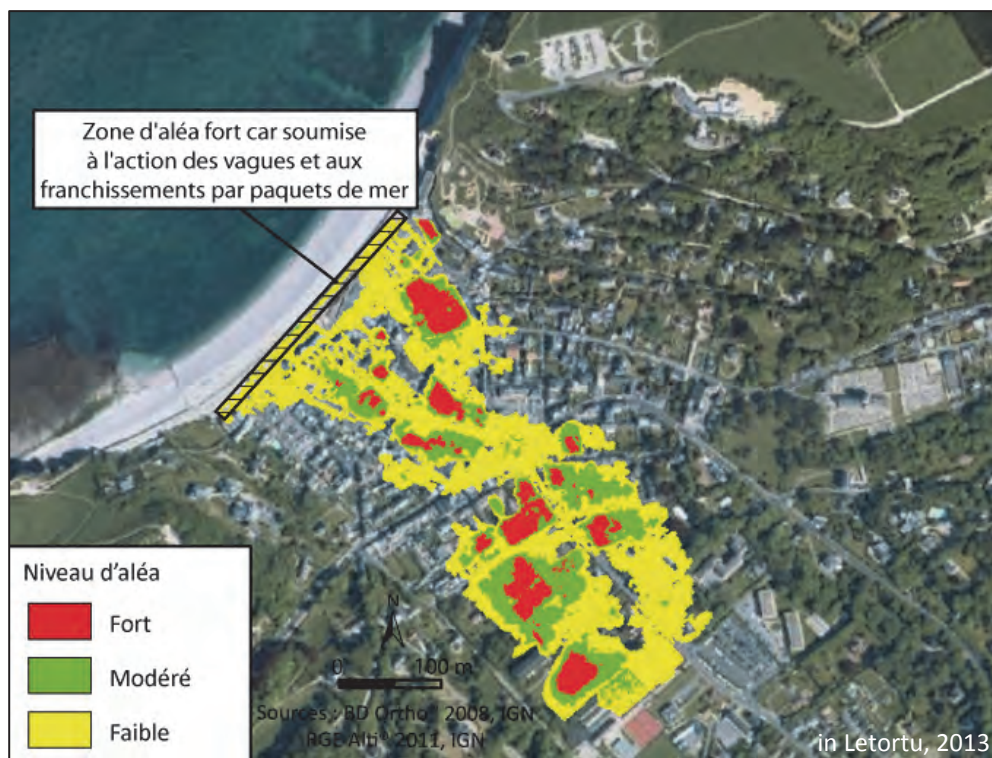


Figure 13.20 : Niveau d'aléa selon la hauteur d'eau et la vitesse d'écoulement à Étretat (du 25/02/1990 au 01/03/1990)

Cette première cartographie dynamique, menée à titre exploratoire, apparaît très prometteuse. Cette technique permet :

- de visualiser l'inondation par la mer, pas uniquement dans sa résultante, mais aussi à travers son évolution temporelle ;
- de mettre en évidence l'importance du contexte environnemental des inondations par la mer (aussi bien dans le temps que dans l'espace). Effectivement, l'inondation dépend des débits franchissants précédents responsables des volumes d'eau présents sur le site (effets cumulatifs) ;
- d'identifier les effets de seuils, et les espaces de basculement de l'extension de l'inondation ;
- d'indiquer le rôle du réseau routier qui assure la fonction de transfert du ruissellement, et donc, de propagation de l'inondation vers les points bas éloignés du front de mer ;
- de localiser les zones dangereuses qui correspondent aux cuvettes (la profondeur d'eau peut dépasser 1,70 m).

Toutes ces informations récoltées de manière dynamique aboutissent à la création d'une cartographie de l'aléa plus proche de la réalité. Cette dernière peut servir d'outil d'aide à la décision pour les élus et les aménageurs *via* les services de l'État. Elle renseigne aussi les administrés sur la propagation de l'inondation et sur les zones à l'abri de l'aléa.

13.4. Bilan et discussion

Ce chapitre sur les inondations par la mer avait pour finalité d'apporter des éléments de réponse sur la méthode de cartographie à adopter à des fins prospectives. Notre travail souligne que :

- comparée à la cartographie de l'extension observée, **la cartographie statique, habituellement préconisée dans les PPRL⁷⁶ (MATE-METL, 1997), est clairement inadaptée sur les côtes normandes et picardes** étudiées malgré des données topographiques de qualité (RGE Alti[®] 2011, IGN). La raison est simple : **les submersions, ici, se produisent par franchissement de paquets de mer au-dessus des ouvrages et non par débordement.** L'absence de reflux et l'effet cumulatif de vagues franchissantes favorisent la pénétration de l'eau plus loin dans les terres alors que ces dernières sont au même niveau, voire au-dessus des niveaux extrêmes retenus pour définir la zone inondable ;

- pour remédier à ce problème méthodologique, **la cartographie dynamique a été préconisée et s'avère riche d'enseignements. En effet, au-delà du zonage, l'approche dynamique permet d'apprécier le cheminement des eaux, les vitesses d'écoulement, les effets de retenues, d'entonnoirs, ou cumulatifs.** Cependant, cette approche modélisatrice n'est qu'exploratoire et n'a pas pris en compte la disposition des bâtiments qui constituent un facteur de rugosité important. En raison des vitesses assez faibles des écoulements, le facteur prépondérant dans la quantification de l'aléa est bien évidemment la hauteur de l'inondation. Sur Étretat, le front de mer et le centre de la commune, où se trouvent quelques petites dépressions topographiques, constituent les zones à fort aléa.

Ce travail à vocation exploratoire amorce de nombreuses discussions et souligne le besoin d'études supplémentaires.

Les effets de l'agitation marine sur la déformation du plan d'eau à la côte doivent être intégrés dans la cartographie dynamique, puisqu'ils jouent un rôle important dans les phénomènes de franchissement des ouvrages de défense côtière. Parmi les inconnues, le phénomène de wave setup est primordial parce qu'il définit, entre autres, le point de déferlement des vagues. Ce dernier n'est que très rarement enregistré dans les ports (zone d'abri), lieux à partir desquels, pourtant, les niveaux extrêmes sont définis. Le wave setup pouvant atteindre 0,70 et 0,80 m sur les plages haut-normandes (DHI, 2008), l'extension des inondations serait sous-estimée d'autant. Ce dernier élément constitue une des clés de compréhension de l'ampleur des submersions marines, et va également avoir des conséquences sur la capacité de résistance des ouvrages de défense contre la mer.

Ces simulations de cartographie dynamique nécessitent des ajustements. L'intégration de l'abaissement du profil de la plage pendant les tempêtes n'est pas sans conséquence. De plus, la configuration du site d'Étretat, enserré par deux caps (« pocket beach »), peut générer des conditions d'agitation particulières. En plus du bâti, l'intégration de l'ensemble des obstacles, tels que le mobilier urbain, les allées d'arbres, ou encore les véhicules, est essentielle pour apprécier au mieux les vitesses d'écoulement et la montée des eaux.

Il serait instructif de modéliser des scénarios de défaillance des ouvrages à Étretat pour évaluer le niveau de danger à leur proximité (vitesses d'écoulement). Plusieurs scénarios pourraient être testés tels qu'une ruine complète (cas de surverse généralisée), ou l'apparition d'une à plusieurs brèches. Ces scénarios complexes pourraient être utiles en termes de gestion du risque, puisqu'ils rappellent aux élus et aux administrés (sans le besoin d'un retour d'expérience), que les ouvrages ne sont pas infaillibles.

⁷⁶ Mais cette préconisation va changer avec l'actuelle révision du PPRL par les services de l'État.

CONCLUSION DE LA QUATRIÈME PARTIE

Cette partie consacrée aux inondations par la mer de la baie des Veys à la baie de Somme avait pour objectif (1) d'étudier la fréquence et l'intensité de ces phénomènes et l'origine de leurs éventuelles évolutions (sédimentaires et/ou des conditions météo-marines), (2) d'identifier leurs facteurs aggravants, et (3) de proposer une réflexion sur la cartographie de cet aléa sur le secteur d'étude. Ce chapitre a permis, grâce à des données fiables (inventaire historique, données topographiques LIDAR...), et par une analyse par emboîtement d'échelles (de l'Atlantique nord aux plages), de démontrer que :

- malgré une recrudescence évoquée par les élus et les administrés, **depuis 2000, les cas d'inondations par la mer sont moins nombreux et d'intensité moindre**. En revanche, **il y eut, effectivement, une forte pulsation positive entre les années 1970 et 1990** ;

- le **stock de galets en présence sur les plages** entre Quiberville et Berneval est resté **globalement stable** (1995-2011), en revanche, la **production actuelle de galets ne semble pas capable de compenser la crise sédimentaire contemporaine au pied des falaises**. Depuis 1995, ces espaces restent désespérément dépourvus de galets (et cela semble s'accroître : de 35 % du stock en 1995, le chiffre diminue à 27 % en 2011). **Les plages de galets haut-normandes demeurent donc très sensibles aux franchissements par la mer. Leur fréquence et leur intensité sont davantage sous l'étroite dépendance des facteurs météo-marins** ;

- la **distribution temporelle des inondations paraît très corrélée à celle des conditions synoptiques paroxysmales**. L'importante **réitération** des submersions marines sévères entre **1970 et 1990 semble liée à la fréquence des situations paroxysmales** (flux de nord-ouest particulièrement soutenus), mises en évidence dans d'autres travaux (Lambert, 1996 ; Hofstede, 1997 ; Alexandersson et al., 1998, 2000 ; Héquette et Vasseur, 1998 ; Schmith et al., 1998; WASA GROUP, 1998; Jones et al., 1999; Pirazzoli et al., 2004). **Depuis les années 2000, jusqu'à aujourd'hui**, de nombreux auteurs (Ulbrich et al., 2009 ; Wang et al., 2011 ; Garnier, 2012 ; Schoenenwald, 2013) soulignent que **les situations synoptiques potentiellement génératrices de dommages diminuent de manière significative** ;

- les **côtes de la Seine-Maritime et de la Somme ont été affectées par des submersions marines plus fréquentes** (73 cas) **que les côtes du Calvados** (53 cas), probablement en raison de leur plus **grande exposition aux flux d'ouest perturbés**. Par ailleurs, les **événements sévères sont majoritairement localisés en Seine-Maritime et en Somme** avec 86 % des cas (48 sur 56 submersions marines sévères entre la baie des Veys et la baie de Somme). Les communes où les franchissements sévères sont les plus fréquents sont Mers-les-Bains (19 cas), Criel-sur-Mer (14 cas), Fécamp (12 cas), Étretat (12 cas) et Ver-sur-Mer (7 événements). Viennent très vite ensuite Le Tréport, *Pourville-sur-Mer* (Hautot-sur-Mer), Quiberville/Sainte-Marguerite-sur-Mer, Deauville, Trouville et Asnelles ;

- en plus d'un vent fort d'afflux et d'une hauteur d'eau importante, au moment d'une pleine mer, il existe **deux autres facteurs aggravants**. **Le premier, plus fréquent, est le passage d'un front froid** qui est impliqué dans plus de la moitié des submersions marines (60 % des inondations sévères de la Seine-Maritime et de la Somme). Le second facteur aggravant correspond **aux conditions morphologiques des plages**. **Des vents soutenus et d'afflux sur 28 jours peuvent abaisser le profil de plage, et particulièrement les dernières 48 h**. Il s'avère nécessaire de **prendre en considération le temps de préparation des plages, et les effets cumulatifs des petits coups de vent** (approche morphodynamique) ;

- **la cartographie statique**, habituellement préconisée dans les PPR (MATE-METL, 1997), **est clairement inadaptée sur les côtes normandes et picardes étudiées** malgré des données topographiques de qualité (RGE Alti® 2011, IGN). **La raison est simple : les submersions se produisent par franchissement de paquets de mer au-dessus de l'ouvrage et non par débordement.** Pour remédier à ce problème méthodologique, la cartographie dynamique a été testée sur un site (Étretat) et s'avère bien plus adaptée. Au-delà du zonage, **l'approche dynamique, plus réaliste, permet d'apprécier le cheminement des eaux, les vitesses d'écoulement, les effets de retenues et les effets d'entonnoirs ou cumulatifs.** Cette approche modélisatrice n'est qu'exploratoire et nécessite des améliorations, par exemple la prise en compte de la disposition des bâtiments, qui constituent un facteur de rugosité important dans la modélisation ;

- cette partie a permis de souligner **l'importance des configurations géographiques dans la survenue et l'intensité des submersions marines**, notamment visibles dans le recensement historique, puis dans la mise en place des seuils d'alerte. Les seuils au-delà desquels il y a risque de franchissement sont de 6 m/s pour le vent moyen tri-horaire (à Dieppe) et de 8,5 m pour la hauteur de marée prédite (à Dieppe) sur la période 1981-2010. Pour les côtes du Calvados, les seuils d'alerte sont de 11 m/s pour le vent et de 7,1 m pour la hauteur d'eau prédite (stations météorologique de Bernières-sur-Mer et marégraphique de Courseulles-sur-Mer sur la période 2001-2010). Les seuils de marée plus faibles pour le Calvados s'expliquent probablement par des zones topographiquement basses, et caractérisées par de nombreux marais littoraux, séparés de la mer par un cordon sableux très mince. Cependant, sur les côtes du Calvados, la sévérité des submersions marines y est souvent limitée (faible, modérée) en raison de **conditions anémométriques et d'agitation restreintes, dues à sa position « abritée » en baie de Seine par la presqu'île du Cotentin et l'avancée du cap de la Hève et d'Antifer.**

De nombreux travaux sont encore nécessaires pour approfondir la compréhension des phénomènes de submersions, notamment les relations plages/état de mer, mais également état de mer/niveau extrême et atmosphère. Pour cela, les travaux engagés par Météo-France (reconstitution des tempêtes historiques) et le SHOM seront riches d'informations. Notre approche spatiale peut, sans doute, fournir des éléments de réponse aux questionnements.

CONCLUSION GÉNÉRALE

◆ Rappel du contexte de recherche

Depuis la dramatique tempête Xynthia, l'État multiplie les démarches pour une meilleure connaissance de la frange côtière en collaboration avec la communauté scientifique : le besoin en recherche fondamentale et appliquée est important pour définir l'aléa « recul de falaises » et « submersion marine », et son zonage. Alors que les côtes d'accumulation, notamment sableuses sont particulièrement étudiées, la dynamique des côtes à falaises (à l'exception des vitesses de recul) est davantage méconnue. Cependant, l'intérêt pour ce type de côte est croissant depuis les années 1980, grâce, en particulier, au développement de techniques performantes de mesure à distance.

Notre travail de recherche ne se focalise pas tant sur l'aléa ou le risque en milieu littoral que sur la compréhension du fonctionnement d'un type de côte que sont les falaises à recul rapide.

Au travers d'une approche systémique, et par emboîtements d'échelles temporelles et spatiales, cette thèse cherche à quantifier la dynamique des modelés (falaise/cordon de galets), mais également la mesure de l'efficacité des divers agents et processus responsables de la mobilité actuelle du système côtier. Cette approche quantitative, postérieure à la perception globale du fonctionnement de ce système, confirme **l'évolution non linéaire des milieux, et en particulier, les rythmes, les seuils, les discontinuités des phénomènes, ou encore les combinaisons et les relais de processus (dans le temps et l'espace)**, que la modélisation ne peut encore pas totalement intégrer.

L'approche adoptée n'est pas nouvelle en géomorphologie littorale, mais elle est plus récente dans l'étude des côtes à falaises. Nous pensons que cette démarche permet d'appréhender les fondements physiques de l'environnement, passage obligé pour évaluer les aléas, puis les risques induits pour les sociétés. L'étude du risque d'« érosion » et de « submersion marine » nécessite une quantification du recul des falaises et des sédiments produits. La connaissance des entrées du budget sédimentaire des plages détermine la sensibilité des abrupts et du débouché des vallées aux actions marines, notamment tempétueuses.

Dans cette perspective, **notre travail s'est focalisé sur le littoral normand-picard**. Ce dernier revêt un intérêt tout particulier pour l'analyse de l'aléa « recul des falaises » et « submersion marine » car il est constitué : **(1) de falaises crayeuses à recul rapide (la quantification ne concerne que les abrupts crayeux haut-normands), (2) de côtes basses dont le plancher est légèrement en-dessous du niveau des pleines mers de vive-eau (identification des espaces sensibles entre la baie des Veys et de Somme), (3) d'un linéaire côtier (qui a déjà payé un lourd tribut) ouvert aux flux atmosphériques d'ouest perturbés.**

Ce travail doctoral nous permet donc de participer :

- à la quantification des aléas et à la mise en évidence de leur inégale répartition spatiale et/ou temporelle ;

- au débat sur la caractérisation des agents et processus, voire leur part respective, dans les dynamiques observées qui menacent les populations côtières et leurs activités.

◆ **Quantification des vitesses et des rythmes de recul des falaises : à l'échelle historique récente et sur l'ensemble du littoral haut-normand**

Par un suivi diachronique du **haut de falaise « abrupt crayeux » entre le cap d'Antifer et Le Tréport**, à partir de données fiables et précises (**levés photogrammétriques de 1966 et 1995 ; orthophotographie de 2008**), et **une méthode de calcul basée sur l'aire perdue**, les **vitesses de recul sur 42 ans** ont été obtenues. Quant aux **rythmes et temporalités du recul**, ils ont été appréciés à travers le suivi diachronique **des zones de départ et de dépôt des mouvements de masse sur les photographies aériennes verticales de l'IGN (1939-2008, entre Étretat et Le Tréport)**.

Ainsi, du cap d'Antifer au Tréport, sur la période 1966-2008, **au-delà des grandes tendances (vitesse moyenne de 0,15 m/an)**, nos résultats mettent en évidence **deux secteurs aux dynamiques régressives différenciées, en lien avec les caractéristiques lithologiques :**

1) Le premier secteur se caractérise par des **vitesses de recul faibles (0,09 à 0,10 m/an entre le cap d'Antifer et Fécamp) et modérées (0,12 à 0,18 m/an entre Fécamp et Saint-Valéry-en-Caux, et Dieppe/Le Tréport)**, où les **mouvements de masse sont rares, mais volumineux**. Le recul moyen par événement peut atteindre 10 m, et les aires de dépôt des éboulements/écroulements 55 000 m². Ces falaises sont taillées dans le **Cénomaniens, le Turonien, voire le Coniacien** qui affleurent **en pied de falaise** (cap d'Antifer/Saint-Valéry-en-Caux et Dieppe/Le Tréport) ;

2) Le **second secteur (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe) présente des vitesses de recul plus importantes (0,23 m/an)**. Les **mouvements de masse y sont plus fréquents mais peu volumineux**. Le recul moyen par événement est de l'ordre de 8 m tandis que les surfaces de dépôt des éboulements/écroulements sont au maximum de 7 000 m². Ces falaises sont taillées dans le **Santonien et le Campanien** (Saint-Valéry-en-Caux/Dieppe), moins résistants (Laignel, 2003).

À ces caractéristiques lithostratigraphiques s'ajoute **la relation avec les caractéristiques morphométriques** des modelés du système littoral (hauteur des falaises, largeur du cordon de galets et de l'estran). **Les vitesses de recul sont plus importantes là où les falaises sont les plus basses et les cordons de galets les moins épais**. Ce schéma général est actuellement **modifié par l'anthropisation** puisque, quels que soient les types de roches, ou la morphologie de la trilogie, falaise/platier/cordon, nous observons **une plus grande densité des mouvements gravitaires en aval-dérive des ouvrages transversaux majeurs**. Dans ce cas, les **vitesses de recul sont multipliées par 3 à 4** sur une distance pouvant atteindre 700 m.

Alors que les **vitesses de recul tendent à diminuer entre 1995 et 2008** sur la plus grande partie du secteur d'étude, **le nombre de mouvements de masse augmente entre 2000 et 2008**. Cependant, cette évolution est corrélée à l'amélioration des clichés aériens (orthophotographies). Il convient de noter qu'**une forte accélération du recul a été observée entre Criel-sur-Mer et Le Tréport entre 2008 et 2012 (LIDAR)**, mais aussi en 2013 (observations de terrain). Cela est **probablement dû aux forts abats d'eau** (instantanés et cumulés), **aux périodes neigeuses et aux forts gels** qui ont marqué ces trois années. Néanmoins, ces dernières sont **peut-être à considérer comme une pulsation positive de l'évolution et probablement pas** (ou pas encore) **comme le début d'une tendance à long terme**.

Ce travail sur les vitesses et les rythmes de recul avait pour finalité d'apporter des éléments de réponse aux aménageurs. **Les mouvements de masse majeurs peuvent aboutir à un retrait instantané de 30 m, pouvant dépasser les valeurs de retrait moyen extrapolées sur 100 ans. Dans ces cas, le zonage PPR minimise le danger réel de l'aléa « recul du trait de côte ».** Il nous semble donc nécessaire de repenser certains zonages pour les cas où la valeur instantanée du retrait dépasse la valeur moyenne extrapolée sur 100 ans. Ainsi, c'est **le cumul des deux temporalités (recul moyen extrapolé sur le long terme et le retrait maximal instantané enregistré) qui garantira une plus grande sécurité.** Cela souligne l'intérêt de la démarche historique pour rechercher l'événement de référence.

◆ **Quantification du recul des falaises à l'échelle de l'événement « mouvement gravitaire » et sur un linéaire côtier restreint : répartition spatiale et temporelle, et facteur(s) responsable(s) de leur déclenchement**

Grâce à la grande qualité de la banque d'éboulements/écroulements réalisée de façon hebdomadaire par l'association ESTRAN, en collaboration avec le laboratoire Géophen, les répartitions spatiale et temporelle de ces événements entre Veules-les-Roses et Le Tréport (2002-2009) ont pu être étudiées. La répartition des mouvements gravitaires est **fortement concentrée au cap d'Ailly** (confirmée par l'analyse spatiale) où les cinématiques sont variées (mouvements de masse et éboulement). **Les craies du cap d'Ailly sont datées du Santonien au Campanien.** Ces dernières, **particulièrement sensibles à la météorisation, sont recouvertes par des terrains d'âge tertiaire qui sont affectés par deux nappes perchées.** Leur présence favorise **l'instabilité.** L'ajustement des distributions des mouvements gravitaires à la loi de puissance met en évidence qu'au cap d'Ailly, un éboulement/écroulement de plus de 1 000 m³ est attendu tous les 6 mois/km linéaire, contre 3 années pour les autres secteurs. À nouveau, les caractéristiques lithostratigraphiques évoquées précédemment sont à l'origine de cette différence. Il s'agit d'une **zone particulièrement dangereuse** car les **mouvements de masse y sont concentrés et volumineux** (il en est de même pour la *Côte aux Hérons*, à l'ouest de Dieppe).

Les mouvements gravitaires se produisent **toute l'année**, mais, **des temps « morts » et des temps « forts »** de la morphogénèse ont été mis en évidence à l'échelle saisonnière (même si au sein de ces périodes, de fortes variabilités d'intensité et de durée d'action sont possibles). Sans surprise, **l'hiver correspond au temps « fort »** avec 41 % du nombre d'éboulements/écroulements, suivi de l'automne et du printemps. Ce **temps « fort »** se produit **quand les facteurs météo-marins de forte intensité peuvent se combiner et se cumuler** (tempêtes, températures froides, mer forte...). **L'été n'est pas une saison propice au recul (temps « mort »)** mais des chutes de matériel peuvent se produire (13 % des événements recensés). Le volume cumulé produit en hiver atteint 53 % du volume total. Dans le détail, cette saison est surtout marquée par de **petits volumes** (le volume médian est de 260 m³), mais **quelques mouvements de masse majeurs** (jusqu'à 236 000 m³) surviennent, expliquant la forte contribution volumétrique. Les autres saisons sont caractérisées par des volumes médians plus massifs.

La relation entre les facteurs et les processus, communément considérés dans la littérature comme responsables du déclenchement des mouvements gravitaires, **et le moment du déclenchement n'est pas simple.** Le lien de cause à effet n'est que rarement linéaire et direct. **Les causalités sont complexes.** Des analyses multivariées, et dite « experte » ont permis d'identifier **l'importance des précipitations efficaces, suivies de l'alternance gel/dégel** (sur la décade mobile) **dans le déclenchement des mouvements gravitaires.** Toutefois, **en termes de rapport fréquence/intensité**, comme les **alternances gel/dégel** sont bien plus rares que les précipitations, et qu'elles **génèrent systématiquement des mouvements gravitaires**, ce facteur nous paraît être le plus efficace. Les conditions d'agitation (vent fort et coefficient de

marée supérieur à 85) apparaissent comme le troisième facteur explicatif du déclenchement des mouvements gravitaires. Associée à ces facteurs, une différenciation des modalités de recul a pu être soulignée par l'intégration de la composante géomorphologique (volume du mouvement, et zone de départ sur le front de falaise). **Les alternances gel/dégel déclenchent généralement des mouvements gravitaires de volume inférieur à 200 m³, provenant surtout du pied, puis du haut de falaise. Les précipitations efficaces génèrent majoritairement des mouvements supérieurs à 10 000 m³ affectant l'ensemble de la falaise (56 % des 331 mouvements gravitaires, et 78 % du volume produit), très souvent à partir du seuil de 20 mm (seuil de précipitation efficace induisant 95 % des mouvements de masse supérieurs à 10 000 m³). Cependant, la très grande majorité des mouvements gravitaires semble davantage imputable à une combinaison de facteurs qu'à un facteur unique (84 % des mouvements gravitaires étudiés). La combinaison de facteurs la plus fréquente est celle qui associe des conditions d'agitation à des précipitations, soit des types de temps perturbés, qui affectent souvent le secteur d'étude (surtout en hiver).**

◆ **Quantification de la dynamique des falaises à l'échelle de l'événement « mouvement particulière et mouvement de masse », et à très haute résolution : production de débris et taux d'ablation**

Grâce à la visualisation et à la spatialisaiton des mouvements à très haute résolution (7 missions TLS entre octobre 2010 et février 2013), nous sommes en mesure de **faire la part des mouvements particuliers (25%), et de masse (75%)** dans le recul total des abrupts crayeux.

Le suivi de deux sites proches, de lithologie comparable, mais d'exposition aux actions marines différentes (falaise vive et morte) a été réalisé. **L'action des vagues en pied de falaise vive (*Petit Ailly*) a été identifiée.** Dans cet environnement, les **mouvements de masse** se combinent aux mouvements particuliers et **se localisent** préférentiellement **en pied de falaise** (en contexte de falaise morte, les mouvements de masse sont absents). **Les actions marines** sont bien visibles et **favorisent le départ de petits mouvements de masse qui se propagent progressivement vers le haut de la falaise.** Ce processus est le point de départ des mouvements de masse qui affectent l'ensemble de la falaise. **Les actions marines ne constituent pas qu'un simple agent de transport évacuant les débris en pied de falaise.** Il s'agit également d'**un agent d'érosion non négligeable** (0,11 m/an en pied de falaise vive, contre 0,03 m/an dû aux agents continentaux pour les falaises mortes). S'agissant **des falaises mortes**, le suivi sur 28 mois d'un même site, mais de **deux orientations différentes** (une portion de falaise orientée vers l'ouest, l'autre vers le nord) souligne l'existence de **taux d'ablation variés.** Nous interprétons ces derniers comme le possible résultat **d'expositions variées au rayonnement solaire** (jouant sur l'intensité et/ou la fréquence de processus tels que la cryoclastie, la thermoclastie ...?) **et/ou aux flux atmosphériques perturbés** (influençant l'intensité et/ou la fréquence de processus tels que l'hydroclastie, l'haloclastie ... ?). Ainsi, la section côtière orientée au nord évolue moins rapidement (0,06 m/an) que celle exposée à l'ouest (0,08 m/an).

S'agissant des taux d'ablation, sans surprise, **la falaise vive recule plus vite que la falaise morte. Le taux d'ablation est 3 à 4 fois plus important en contexte de falaises vives** (0,24 m/an, contre 0,06-0,08 m/an pour les falaises mortes). En raison de caractéristiques lithologiques proches entre Dieppe et Varengeville-sur-Mer (*Petit Ailly*), **cette différence de dynamique est liée aux actions marines** qui sont **particulièrement efficaces.** Pour les falaises vives et mortes, **le haut de falaise recule plus vite que le pied de falaise** (pour les falaises vives du *Petit Ailly*, cette situation est surprenante, mais résulte de la présence de nappes perchées dont le ruissellement en haut de falaise crayeux s'avère très efficace). **Quant à la saisonnalité, les taux de retraits sont bien évidemment plus importants en hiver.**

◆ **Les submersions marines : fréquence/intensité, sites sensibles, paramètres météorologiques et morphologiques essentiels, et aggravants, cartographie de l'aléa. De l'échelle historique récente (1950-2010), à celle de l'événement, puis de l'Atlantique nord aux sites sensibles**

Bien qu'il y ait eu une forte pulsation positive des franchissements par la mer entre 1970 et 1990, la recrudescence actuelle évoquée par les élus et les administrés n'est pas avérée depuis 2000. Nous notons même des cas d'inondations par la mer moins nombreux et moins intenses. Mais un seul événement extrême peut suffire (cas de Xynthia).

Le **stock de galets** en présence **sur les plages** constitue un facteur essentiel dans l'apparition et l'amplitude des franchissements par la mer. Un site test a été suivi afin de déterminer l'évolution des stocks de galets. La section côtière étudiée s'étend de Quiberville à Berneval. Les volumes sont restés **globalement stables** entre 1995-2011, en dépit de l'arrêt des extractions dès le milieu des années 1980, et surtout, des apports de galets issus du recul des falaises sur la même période. Cette situation indique que la **production actuelle de galets** ne semble **pas capable de compenser la crise sédimentaire contemporaine**. Depuis 1995, le littoral, et notamment le pied des falaises, restent désespérément dépourvus de galets (et cela semble s'accroître : 35 % du stock de galets se trouvait en pied de falaise en 1995, il est de 27 % en 2011 alors qu'il était de 50% en 1970). **Les plages de galets haut-normandes** demeurent donc **très sensibles aux franchissements par la mer**, dont la **fréquence et l'intensité** sont davantage **sous l'étroite dépendance des facteurs météo-marins**.

La **distribution temporelle des inondations** semble **très liée à celle des conditions synoptiques paroxysmales**. Entre **1970 et 1990**, la recrudescence serait **due à une grande fréquence** des situations paroxysmales (flux de nord-ouest particulièrement soutenus) également soulignée par d'autres travaux (Lambert, 1996 ; Hofstede, 1997 ; Alexandersson et al., 1998, 2000 ; Héquette et Vasseur, 1998 ; Schmith et al., 1998; WASA GROUP, 1998; Jones et al., 1999; Pirazzoli et al., 2004). **Depuis les années 2000 jusqu'à aujourd'hui**, de nombreux auteurs (Ulbrich et al., 2009 ; Wang et al., 2011 ; Schoenenwald, 2013) soulignent que **les situations synoptiques potentiellement génératrices de dommages diminuent** de manière significative.

Les côtes de la Seine-Maritime et de la Somme sont affectées par plus de submersions marines (73 cas) que les côtes du Calvados (53 cas). Il en est de même pour **les cas sévères** qui sont majoritairement **localisés en Seine-Maritime et Somme** avec 86 % des cas (48 sur 56 submersions marines sévères entre la baie des Veys et la baie de Somme). Les communes pour lesquelles les submersions marines sévères sont les plus fréquentes sont Mers-les-Bains (19 cas), Criel-sur-Mer (14 cas), Fécamp (12 cas), Étretat (12 cas) et Ver-sur-Mer (7 événements). Viennent ensuite Le Tréport, *Pourville-sur-Mer* (Hautot-sur-Mer), Quiberville/Sainte-Marguerite-sur-Mer, Deauville, Trouville et Asnelles.

Cette partie a également permis de souligner **l'importance des configurations géographiques dans la survenue et l'intensité des submersions marines**, notamment visibles dans le recensement historique, puis dans la mise en place des seuils d'alerte. Les seuils au-delà desquels il y a risque de franchissement sont de 6 m/s (vent moyen tri-horaire à Dieppe) et de 8,5 m (pour la hauteur de marée prédite à Dieppe) sur la période 1981-2010. Pour les côtes du Calvados, les seuils d'alerte sont de 11 m/s pour le vent, et de 7,1 m pour la hauteur d'eau prédite (stations météorologique de Bernières-sur-Mer, et marégraphique de Courseulles-sur-Mer sur la période 2001-2010). La sévérité des submersions marines y est souvent (et pour le moment) limitée (faible, modérée) en raison, probablement, de **conditions anémométriques et d'agitation restreintes, induites par sa position « abritée » en baie de Seine** par la presqu'île du Cotentin, et l'avancée du cap de la Hève et d'Antifer.

Au-delà d'un fort vent d'afflux et d'une hauteur d'eau importante, au moment d'une pleine mer, il existe **deux autres facteurs aggravants**. Le premier est le **passage d'un front froid** qui est impliqué dans plus de la moitié des submersions marines (60 % des inondations sévères de la Seine-Maritime et de la Somme). Le second facteur aggravant correspond aux **conditions morphologiques des plages**. Des vents forts et d'afflux sur 28 jours peuvent abaisser le profil de plage, et particulièrement les dernières 48 h. Il s'avère donc nécessaire de **prendre en considération le temps de préparation des plages et les effets cumulatifs des petits coups de vent** (approche morphodynamique).

Comparée à la cartographie de l'extension de l'inondation observée à Étretat, *Pourville-sur-Mer*, Asnelles et Ver-sur-Mer, la **méthode de cartographie statique**, habituellement préconisée dans les PPR (MATE-METL, 1997), est clairement **inadaptée sur les côtes normandes et picardes** malgré des données topographiques de qualité (RGE Alti[®] 2011, IGN). La raison en est simple : **les submersions se produisent par franchissement de paquets de mer au-dessus de l'ouvrage et non par débordement**. Pour remédier à ce problème méthodologique, la cartographie dynamique a été préconisée et se montre bien plus adaptée. En effet, au-delà du zonage, **l'approche dynamique, plus réaliste** (par rapport au zonage observé lors des tempêtes de février 1990 pour le littoral normand-picard et de février 2010 pour le Calvados), permet **d'apprécier le cheminement des eaux, les vitesses d'écoulement, les effets de retenues, les effets d'entonnoirs ou cumulatifs**. Toutefois, cette approche modélisatrice n'est qu'exploratoire et nécessite des améliorations comme la prise en compte de la disposition des bâtiments qui constituent un facteur de rugosité important dans la simulation.

◆ Perspectives

Vitesses et rythmes

Afin d'obtenir une **plus grande représentativité temporelle** des données de recul, le suivi du haut de l'« abrupt crayeux » devrait être **prolongé par l'utilisation de données de qualité** telles que celles issues du **LIDAR**, ou encore, **l'orthophotographie dite V2** (si les moyens financiers le permettent). Bien que 42 ans d'évolution établie à partir de données fiables commencent à devenir intéressants, est-il raisonnable d'en déterminer des vitesses de retrait alors que la période d'évolution des falaises en de nombreux endroits (éboulement d'un pan entier - évacuation - éboulement d'un nouveau pan entier au même endroit) dépasse le demi-siècle ? De même, extrapoler ces vitesses de recul sur 100 ans (recommandation PPRL) est-il opportun ?

Plus que les vitesses de recul, ce sont les **rythmes** qui semblent **essentiels à quantifier**. Là encore, les données fiables homogènes et récurrentes manquent. **L'imagerie satellitaire** devient également **très performante** dans ce domaine. Les images de type « Pléiades » apporteront des éléments de quantification efficaces pour la **localisation, la datation et la caractérisation morpho-volumétrique des mouvements gravitaires**, même de petite taille. Ce recensement à très haute fréquence (deux jours), très haute résolution (0,50 m), et sur un long linéaire côtier (représentant tous les types de falaises) sera également riche d'informations pour la caractérisation, d'une part, des facteurs et processus responsables du déclenchement des mouvements gravitaires, et d'autre part, de l'intervalle de temps entre deux éboulements/écroulements de pans entiers de falaise au même endroit.

Processus

L'intégration des nouvelles **données collectées par l'association ESTRAN de 2011 à 2012** (l'année 2010 est incomplète en raison d'un changement de responsable du Service Littoral), ainsi que la poursuite des levés de terrain permettront, sans doute, **d'améliorer les résultats** qui ne possèdent qu'une représentativité temporelle de sept années. Mais cette continuité nécessite des moyens humains et financiers. La **pérennisation des suivis** dépendra donc probablement de

la disponibilité de personnels dédiés au suivi hebdomadaire du linéaire côtier et des moyens financiers attribués. Là encore, en cas d'impossibilité, les images satellitaires seraient d'un grand secours.

Avec le jeu de données complétées jusqu'en 2012, nous souhaiterions tester **d'autres méthodes statistiques** employant des modèles de régression logistique, ou des modèles de survie (Kaplan-Meier ou Cox). Ils permettraient de formuler explicitement la cinétique temporelle de l'aléa en incluant les effets de purge et l'évolution saisonnière des conditions météo-marines. La transformée en ondelette pourrait également être utilisée pour **repérer des cyclicités** entre les facteurs externes jugés responsables du déclenchement, et les mouvements.

De nombreuses inconnues demeurent également concernant **les variations de température et d'humidité en surface et au sein des abrupts rocheux crayeux** qui contribuent à la fatigue du substrat. Il en est de même de l'action marine (mitrillage des galets, actions mécaniques des vagues ...), qu'il serait peut-être possible de mesurer à l'aide de **capteurs sismiques**.

Au-delà des agents d'érosion, il s'avèrerait nécessaire de s'intéresser également aux **facteurs internes du massif crayeux** tels que la fracturation qui altère la résistance des matériaux et prédétermine souvent l'ampleur des mouvements de masse. Dans ce domaine, il serait également fondamental de mettre en place des **piézomètres** pour **suivre le comportement du toit de la nappe** (et notamment son rabattement à proximité du rivage), qui, pour de nombreux auteurs est susceptible de participer amplement au déclenchement des mouvements gravitaires.

Ablation

Ces premiers résultats sur la production de débris et le taux d'ablation ouvrent de nouvelles pistes de recherche. Il s'agirait de **prolonger les levés pour augmenter leur représentativité temporelle et de diminuer l'intervalle de temps entre chaque mission**. Cette réduction est nécessaire pour mieux déterminer et quantifier les facteurs et les processus responsables du recul des falaises.

Par ailleurs, nous avons mis en évidence que la faible représentativité spatiale des données TLS (quelques centaines de mètres en 3 h) pouvait être complétée par les données du **laser embarqué** (Mobile Laser Scanning, MLS) **sur un bateau** (6 km en 3 h). Cet outil apparaît comme **très prometteur** mais ne devrait pas, pour le moment, remplacer le TLS sur le suivi du recul du front de falaise car sa précision n'est pas encore suffisante (0,10 m). Par contre, ce dernière est d'ores et déjà très adaptée pour repérer les zones de dépôt de petite taille, calculer les volumes produits, et par suivi diachronique, estimer des vitesses d'évacuation sur un long linéaire côtier.

Submersions marines

Il serait nécessaire de mener une analyse combinée de la **situation atmosphérique en surface et en altitude**. Des relations entre les processus atmosphériques à différentes altitudes (connexion avec le courant-jet et les plongées d'air froid à hauteur de la tropopause ...) semblent participer à la formation des situations météorologiques génératrices de submersions marines. Une **étude systémique tri-dimensionnelle** (hautes et basses couches) apporterait une meilleure connaissance et prévision de ces phénomènes météo-marins. Dans ce cadre, les travaux de Météo-France sur la reconstruction des tempêtes seront riches d'informations. Il conviendra également de s'intéresser à la quantification, d'une part, du **phénomène de « wave setup »** sur les plages (pas ou peu enregistré sur les marégrammes des ports), et d'autre part, l'évolution du budget sédimentaire de chacun des sites (avant les franchissements et à long terme). Ces deux facteurs constituent des éléments essentiels influençant la fréquence et l'intensité des submersions marines.

Dans le cadre du suivi topographique régulier des conditions morphologiques des plages, il s'agirait également de **vérifier la cohérence du seuil de force de vent** (estimé à 8 m/s) susceptible d'abaisser le profil de plage des cordons de galets, et des plages sableuses. Cette composante morphologique peut expliquer la forte disparité des réponses aux tempêtes entre les sites côtiers.

Ce travail doctoral, comme les perspectives évoquées, prônent la **mise en place d'un suivi fiable, homogène, fréquent et pérenne des dynamiques côtières et des agents et processus responsables**. Ce point est d'ailleurs en question dans le cadre de la « Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte » menée par le Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie (MEDDE), mais également au sein du CNRS (INSU), pour la création d'un Système National d'Observation (SNO). Cependant, dans ces réflexions, au-delà de la définition d'indicateurs et de protocoles de mesure communs, une pertinence est recherchée entre des suivis de sites ateliers (fondamentaux mais qui posent toujours la question de la représentativité spatiale), et celui de l'ensemble du territoire français. Pour ce faire une concertation est en cours entre l'ensemble des structures locales, régionales (Languedoc-Roussillon, Aquitaine ...), voire interrégionales (Réseau d'Observation du Littoral Normand-Picard, ROLNP), et nationale pour organiser cette stratégie nationale indispensable à la compréhension du fonctionnement du système et à la gestion des risques induits.

Toutes les méthodes mises en place dans le cadre de cette thèse visent à **être reproductibles dans de nombreux milieux**. Élargir l'aire géographique d'investigation à d'autres systèmes ou à d'autres domaines climatiques, pourrait constituer une piste de recherche intéressante. Elle permettrait de vérifier les conditions de transposition de la démarche exposée dans ce travail doctoral.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abellán A., Calvet J., Vilaplana J.M., Blanchard J. Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, 2010, vol.119, p.162-171.
- Abellán A., Jaboyedoff M., Oppikofer T., Vilaplana J.M. Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner: experiment and application to a rockfall event. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2009, vol.9, p.365-372.
- Abellán A., Vilaplana J.M., Martínez J. Application of a long-range terrestrial laser scanner to a detailed rockfall study at Vall de Núria (Eastern Pyrenees, Spain). *Engineering Geology*, 2006, vol.88, n°3-4, p.136-148.
- Adams P.N., Anderson R.S., Revenaugh J. Microseismic measurement of wave-energy delivery to a rocky coast, *Geology*, 2002, vol.30, n°10, p.895-898.
- Adams P.N., Storlazzi C.D., Anderson R.S. Nearshore waveinduced cyclical flexing of sea cliffs, *Journal of Geophysical Research*, 2005, vol.110, F02002, p.1-19.
- Addo K.A., Walkden M., Mills J.P. Detection, measurement and prediction of shoreline recession in Accra, Ghana. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2008, vol.63, p.543-558.
- Aki K. Maximum likelihood estimation of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 1965, vol.43, p.237-239.
- Alba M., Longoni L., Papini M., Roncoroni F., Scaioni M. *Feasibility and problems of TLS in modeling rock faces for hazard mapping*. In : ISPRS WGIII/3, III/4, V/3 Workshop "Laser scanning 2005", Enschede, the Netherlands, September 12-14, 2005. 6 p.
- Alberico I., Amato V., Aucelli P.P.C., D'Argenio B., Di Paola G., Pappone G. Historical shoreline change of the Sele plain (southern Italy) : the 1870-2009 time window. *Journal of Coastal Research*, 2012, vol.28, n°6, p.1638-1647.
- Alexandersson H., Schmith T., Iden K., Tuomenvirta H. Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *The Global Atmosphere and Ocean System*, 1998, vol.6, p.97-120.
- Alexandersson H., Tuomenvirta H., Schmith T., Iden K. Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set, *Climate Research*, 2000, vol.14, p.71-73.
- Ali T.A. *New Methods for Positional Quality Assessment and Change Analysis of Shoreline Features*. 156 p. Thèse : Géodésie : Columbus : 2003.
- Allain S., Guillaumont B., Levisage C., Loubersac L., Populus J. *Données géographiques de référence en domaine littoral*, In : Populus J., Loubersac L. (éd.), *CoastGIS'99 : Geomatics and coastal environment*, SHOM/Ifremer, 2000, p.67-79.
- Allen H., Delannoy B. *Mesure de houle en différents sites du littoral français*. Rapport EDF-LNH HE-45/88.03., 1990, 532 p., 388 pl.
- American Society for Photogrammetry and Remote Sensing. *Superseded ASPRS LIDAR Data Exchange Format Standard Version 1.2*. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS) Standards Committee, 2008, 13 p.

- André G., Proudhon B., Rebours H., Wilevea Y. Paramètres contrôlant la distribution de la fracturation : exemple dans une série marno-calcaire du Jurassique supérieur (Est du bassin de Paris). *Comptes Rendus Geoscience*, 2006, vol.338, n°12-13, p.931-941.
- Andriani G.F., Walsh N. *Thermal properties and their influence on strength and deformability of calcareous rocks*. Proceedings of 1st International Congress "Quarry-Laboratory-Monument"- Pavia, 2000, vol.1, p.81-90.
- Andriani G.F., Walsh N. Rocky coast geomorphology and erosional processes : a case study along the Murgia coastline South of Bari, Apulia - SE Italy. *Geomorphology*, 2007, vol.87, p.224-238.
- Anselme B., Durand P., Thomas Y.F., Nicolae-Lerma A. Storm extreme levels and coastal flood hazards : A parametric approach on the French coast of Languedoc (district of Leucate). *Comptes rendus - Geoscience*, 2011, vol.343, n°10, p.677-690.
- Anthony E. *Shore processes and their palaeoenvironmental applications*, In Developments in Marine Geology, 4, Elsevier, Amsterdam, 2009, 519 p.
- Antoine P., Auguste P., Bahain J.J., Louguet S. Datation et reconstitution paléoenvironnementale d'un site paléolithique moyen submergé en Manche Est : Ault-Onival (Somme, France). *Quaternaire*, 2011, vol.22, n°3, p.221-233.
- Augereau E. *Étude de systèmes d'acquisition laser pour la mesure topographique - Application aux zones littorales*. Rapport de stage Master 2 PMMC-GM, IUEM, 2010, 36 p.
- Augris C., Clabaut P., Bourillet J.F., Dreves L. *Carte morpho-sédimentaire du domaine côtier entre Dieppe et le Tréport (Seine-Maritime)*. Notice explicative. EDF-IFREMER-ESTRAN, 1993, 48 p.
- Augris C., Clabaut P., Costa S., Gourmelon F., Latteux B. *Évolution morphosédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime (France)*. Plouzané : Edition Ifremer, Conseil Général de la Seine-Maritime, EDF. 2004, 158 p.
- Avoine J. *Évaluation des apports fluviaux dans l'estuaire de la Seine*. La baie de Seine. Actes de Colloques n°4, IFREMER, Brest, 1986, p.117-124.
- Ayrault F., Joly A. Une nouvelle typologie des dépressions atmosphériques : classification des phases de maturation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la terre et des planètes*, 2000, vol.330, p.167-172.

B

- Backstrom J., Jackson D.W.T, Cooper J.A.G, Malvarez G.C. Storm-driven shoreface morphodynamics on a low-wave energy delta: the role of nearshore topography and shoreline orientation. *Journal of Coastal Research*, 2007, vol.24, n°6, p.1379-1387.
- Baeteman C., Waller M.P., Kiden P. Reconstructing middle to late Holocene sea-level change : A methodological review with particular reference to 'A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea' presented by K.-E. Behre. *Boreas*, 2011, vol.40, p.557-572.
- Baize S. *Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Plio-Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie)*. 333 p. Thèse : Géologie : Caen : 1998.
- Baltsavias E.P. Digital ortho-images - a powerful tool for the extraction of spatial - and geo-information. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 1995, vol.51, p.63-77.
- Bariou R. *Manuel de Télédétection - Photographies aériennes - Images Radar - Thermographies - Satellites*. Paris : Sopide S.A, 1978, 349 p.
- Beauchesne P., Courtois G. Étude du mouvement des galets le long de la Côte des Bas-Champs de la Somme, utilisation de traceurs radioactifs. *Cahiers Océanographiques*, 1967, vol.19, p.613-625.
- Behre K.E. A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea. *Boreas*, 2007, vol.36, p.82-102.

- Behre K.E. Reconstructing middle to late Holocene sea-level change : A methodological review with particular reference to “A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea” presented by K.-E. Behre : Comments. *Boreas*, 2012, vol.41, p.308-314.
- Bellomo D., Pajak M.J., Sparks J. Coastal flood hazards and the National Flood Insurance Program, *Journal of Coastal Research*, 1999, Special Issue, vol.28, p.21-26.
- Beltrango G. *Les climats : processus, variabilité et risques*. Paris : Editions Armand Colin, 2004, 261 p.
- Benavente J., Del Rio L., Gracia F.J., Martinez-Del-Pozo J.A. Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain), *Continental Shelf Research*, 2006, vol.26, p.1061-1076.
- Benumof B.T., Griggs G.B. The dependence of seacliff erosion rates on cliff material properties and physical processes : San Diego County, California. *Shore and Beach*, 1999, vol.67, n°4, p.29-41.
- Benumof B.T., Storlazzi C.D., Seymour R.J., Griggs G.B. The relationship between incident wave energy and seacliff erosion rates : San Diego County, California. *Journal of Coastal Research*, 2000, vol.16, n°4, p.1162-1178.
- Bernatchez P., Dubois J.M.M. Seasonal quantification of coastal processes and cliff erosion on fine sediment shorelines in a cold temperate climate, north shore of the St. Lawrence maritime estuary, Québec. *Journal of Coastal Research*, 2008, vol.24, n°1A, p.169-180.
- Bernatchez P., Jolivet Y., Corriveau M. Development of an automated method for continuous detection and quantification of cliff erosion events. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2011, vol.36, n°3, p.347-362.
- Besnard J.C. *Centrale Nucléaire de Penly*. Extension du site à 4 tranches - Réactualisation de l'estimation des décotes extrêmes. Rapport EDF-LNH HE/42/94.5, 1994.
- Besnard J.C. *Étude statistique de surcotes pour le site de Penly*. Rapport EDF-LNH HE/42/93.43, 1993.
- Bessemoulin P. Les tempêtes en France. *Annales des Mines*, 2002, p.9-14.
- Besson L. *Les risques naturels : de la connaissance pratique à la gestion administrative*. Voiron : Editions Techni.Cités, 1991, 594 p.
- Bétouis A., Jean P., Cols S. *Démographie et économie du littoral*. Les dossiers de l'Observatoire du Littoral, INSEE, Observatoire du Littoral, 2009, 20 p.
- Bialek J. *Le recul des falaises du cap d'Antifer au Tréport, entre 1830 et 1966*. Direction Départementale de l'Équipement de Seine-Maritime, Arrondissement de Dieppe, 1969, 63 p.
- Bignot G. *Étude sédimentologique et micropaléontologique de l'Eocène du Cap d'Ailly (près de Dieppe-Seine-Maritime)*. Thèse : Géologie : Paris : 1962.
- Bignot G. Le gisement paléogène de Criel-sur-Mer (76-Haute-Normandie). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 1983, vol.20, n°2, p.25-33.
- Bignot G., Janin M.C., Damotte R. Esquisse micropaléontologique de la craie à offaster pilula du cap d'Ailly (près de Dieppe, Seine-Maritime). Proposition d'une coupe de référence régionale pour la limite Santonien - Campanien. *Bulletin d'information des géologues du bassin parisien*, 1993, vol.30, n°4, p.17-21.
- Billy C. *Contribution à l'étude des phénomènes de transport et d'érosion sur les côtes de la Manche entre l'estuaire de la Seine et la Baie de la Somme*. Paris : Nadaud, 1952, 23 p.
- Bird E.C.F. *Coastline changes, a global review*, New York : John Wiley, 1985, 219 p.
- Bird E.C.F. *Coastal Geomorphology. An introduction*. 2ème édition, Chichester : Wiley and Sons, 2008, 409 p.
- Bitelli G., Dubbini M., Zanutta A. *Terrestrial laser scanning and digital photogrammetry techniques to monitor landslide bodies*. In : Proceedings of the XXth ISPRS Congress Geo-Imagery Bridging Continents, Istanbul, Turkey, ISPRS, 2004, p.246-251.

- Blodgett T. A., Isacks B. L., Fielding E. J., Masek J. G., Warner A. S. Erosion attributed to landslides in the Cordillera Real, Bolivia, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, vol.17, n°17, Spring Meeting Supplier. S261, 1996.
- Bouligand R., Pirazzoli P.A. Les décotes et les surcotes marines À Brest, Étude statistique et Évolution, *Océanologica Acta*. 1999, vol.22, n°2, p.153-166.
- Bouligand R., Tabeaud M. Cents ans de surcotes à Brest, *Met.Mar.*, 1998, n°180, p.12-16.
- Bourdillon C. *Nouvelle biozonation des foraminifères dans la craie du Bassin Parisien*, In Colloque La craie, objet géologique, réservoir, matériau et paysage, Réunion SGF-SGN-GFC, Arras, 14-15/11/96, 1996, 21 p.
- Bureau de Recherches Géologiques et Minières. *Le guide méthodologique de suivi du trait de côte*. Rapport provisoire BRGM/RP-60616-FR, octobre 2012.
- Bretel P., Levoy F. *Morphodynamique Continentale et Côtière, Présentation du LiDAR aéroporté*. Laboratoire CNRS-Université de Caen. Document PDF, juillet 2011.
- Brodeur D. *Le rôle des processus périglaciaires dans l'érosion des rives du Haut estuaire du Saint-Laurent*. In : Conférence canadienne sur le littoral, 1987, p.411-425.
- Bromley R.G., Ekdale A.A. *Flint and fabric in the european chalk*. In *the scientific study of flints and cherts*. Sieveking G., Hart M.B. (eds), Cambridge : Cambridge university press, 1986, p.71-82.
- Brooks S.M., Spencer T. Temporal and spatial variations in recession rates and sediment release from soft rock cliffs, Suffolk coast, UK. *Geomorphology*, 2010, vol.124, p.26-41.
- Brossard J., Duperret A. Coastal chalk cliff erosion : experimental investigation on the role of marine factors. In : Mortimore R.N., Duperret A. (eds), Coastal Chalk Cliff Instability, Geological Society, London, *Engineering Geology Special Publications*, 2004, vol.20, p.109-120
- Brunel C. *Evolution séculaire de l'avant-côte de la Méditerranée française*. Impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes. 470 p. Thèse : Géographie : Aix-Marseille I : 2010.
- Brunetti M.T., Guzzetti F., Rossi M. Probability distributions of landslide volumes. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2009, vol.16, p.179-188.
- Brunsdon D. The degradation of a coastal slope, Dorset, England. In : Brown E.H., Waters R.S., (eds). *Progress in Geomorphology. Institute of British Geography Special Publication*, 1974, n°7, p.79-98.
- Brunsdon D., Jones D. K. C. Relative time scales and formative events in coastal landslide systems. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1980, vol.34, p.1-19.

C

- Cantat O. In Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement de Basse-Normandie, sous presse. *Profil environnemental de Basse-Normandie*. 2012.
- Cantat O., Costa S., Letortu P. *Rapport scientifique. Partie atmosphérique/tempête. LITEAUIII-Surcote « Subir, réagir et s'adapter aux changements globaux : l'exemple de la côte des havres » (Ouest Cotentin, Manche occidentale)*, 2012a, 28 p.
- Cantat O., Costa S., Letortu P., Savouret E. *Le rôle des facteurs atmosphériques et marins dans la genèse des submersions côtières*. Exemple en Manche orientale, de Barfleur au Tréport. In : Actes des Journées de climatologie, 2012b, p.31-48.
- Cariolet J.M. *Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne. Vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morfo-sédimentaires*. 348 p. Thèse : Géographie : Brest : 2011.
- Cariolet J.M., Costa S., Caspar R., Arduin F., Magne R., Goasguen G. Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. *Norois*, 2010, n°215, p.11-31.

- Cariolet J.M., Suanez S. Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses. *La Houille Blanche*, 2009, n°2, p.52-58.
- Cariolet J.M., Suanez S. Runup estimations on a macrotidal sandy beach. *Coastal Engineering*, 2013, vol.74, p.11-18.
- Cariolet J.M., Suanez S., Meur-Férec C., Postec A. Cartographie de l'aléa de submersion marine et PPR : éléments de réflexion à partir de l'analyse de la commune de Guissény (Finistère, France) », *Cybergeo : European Journal of Geography, Espace, Société, Territoire*, 2012, n°586.
- Carter R.W.G. *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. London : Academic Press, 1988, 617 p.
- Carter R.W.G., Johnston T.W., McKenna J., Orford J.D. Sea-level, sediment supply and coastal changes : examples from the coast of Ireland. *Progress in Oceanography*, 1987, vol.18, p.79-101.
- Carter R.W.G., Orford J.D. Gravel barrier genesis and management : a contrast. *Coastal Zone 80. American Society of Civil Engineers*, 1980, vol.2, p.1304-1320.
- Carter R.W.G., Orford J.D. The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers : a short-and long-term perspective, *Journal of Coastal Research*, 1993, vol.15, p.158-179.
- Caspar R. Marée de tempête sur le littoral de Haute-Normandie. 22 janvier 1988. *Met-Mar*, 1998, vol.141, p.12-18.
- Caspar R., Costa S., Jakob E. Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France ; le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et la baie de Somme, *La Météorologie*, 2007, vol.57, p.37-47.
- Caspar R., Costa S., Lebreton P., Letortu P. Les submersions de tempête de la nuit du 10 au 11 mars 2008 sur la côte d'Albâtre (Haute-Normandie, France) : détermination météo-marine. *Norois*, 2010, n°215, p.115-132.
- Casson B., Delacourt C., Baratoux D., Allemand P. Seventeen years of the "La Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs. *Engineering Geology*, 2003, vol.68, n°1-2, p.123-139.
- Cassou C. Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, 2004, vol.45, p.21-32.
- Castany G. *Hydrogéologie : principes et méthodes*, Paris : Dunod, 2002, 236 p.
- Catita C., Catalão J., Dias J., Miranda J. Photogrammetric analysis of the coastal erosion in the Algarve (Portugal). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 2002, vol.2, p.119-126.
- Caudron M., Equilbey E., Mortimore R.N. *Projet ROCC (Risk Of Cliff Collapse)*. Hydrosystème: État Critique des Connaissances et Impact de l'Eau sur la Stabilité des Falaises, BRGM/RP-51436-FR, 2001, 60 p.
- Cavelier C., Lorenz J. *Aspect et évolution géologiques du Bassin de Paris*. Association des Géologues du Bassin de Paris, 1987, 271 p.
- Cavelier C., Médioni R. *Notice de la carte géologique à 1/250000*, feuille Rouen n°4. Orléans : BRGM Edit., 1980, 45 p.
- Cavelier C., Mégnien C., Pomerol C., Rat P. Le Bassin de Paris. *Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris*, 1979, vol.16, n°4, p.2-52.
- Cazenave A., Llovel W. Contemporary sea level rise. *Annual Review of Marine Sciences*, 2010, vol.2, p.145-173.
- Cazes M., Torreilles G., Bois C., Damotte B., Galdeano A., Hirn A., Mascle A., Matte Ph., Pham Van Ngoc, Raoult J.F. Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil E.C.O.R.S. *Bulletin de la société géologique de France*, 1985, vol.8, t.I., n°6, p.925-941.
- CETE Méditerranée. *Les évolutions des territoires littoraux 1986-2006*. Paris : La Documentation Française, 2007, 81 p.

- CETE-Normandie Centre. *Utilisation de l'orthophotographie littorale pour la limite géomorphologique du trait de côte*. Rapport, Janvier 2004, 20 p. et Annexes
- Chaaban F., Darwishe H., Battiau-Queney Y., Louche B., Masson E., El Khattabi J., Carlier E. Using ArcGIS® modelbuilder and aerial photographs to measure coastaline retreat and advance : North of France. *Journal of Coastal Research*, 2012, vol.8, n°6, p.1567-1579.
- Chaverot S. *Impacts des variations récentes des conditions météo-marines sur les littoraux meubles du Nord-Pas de Calais*. 251 p. Thèse : Géographie : Dunkerque : 2006.
- Collinet F. *Essai de regroupement des principales espèces structurantes d'une forêt dense humide d'après l'analyse de leur répartition spatiale (Forêt de Paracou - Guyane)*. 318 p. Thèse : Biologie : Lyon I : 1997.
- Collins B.D., Sitar N. Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, Pacifica, California, USA. *Geomorphology*, 2008, vol.97, p.483-501.
- Commissariat général du développement durable. *Trois quarts des rivages métropolitains sont non artificialisés*. Observation et statistique environnement du MEDDED, 153, décembre 2012, 4 p.
- Corbin A. *Le territoire du vide : L'Occident et le désir du rivage 1750-1840*. Paris : Aubier, collection historique, 1988, 411 p.
- Cornillon P.A., Matzner-Løber E. *La régression linéaire simple*. In : Régression avec R. Paris : Springer, 2011, p.1-28.
- Costa S. *Erosion des falaises et inondation par la mer en Haute-Normandie*. 198 p. Mémoire de maîtrise : Géographie : Paris I : 1991.
- Costa S. *Dynamique littorale et risques naturels : L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme*. 376 p. Thèse : Géographie : Paris I : 1997.
- Costa S. *Réactualisation des connaissances et mise en place d'une méthode de suivi de la dynamique du littoral haut-normand et picard*. Rapport final, Préfecture de Picardie, Contrat de Plan Interrégional du Bassin de Paris (CPIBP), 2000, 103 p.
- Costa S. *Le suivi des éboulements/écroulements des falaises crayeuses du Pays de Caux (Le Tréport/Venelles-les-Roses) entre 2002 et 2004*. Conseil Général de la Seine-Maritime. Rapport final, 2004, 28 p.
- Costa S. *Falaises à recul rapide et plages de galets : de la quantification des dynamiques d'un système complexe à la caractérisation des risques induits*. 325 p. Habilitation à Diriger les Recherches : Géographie : Brest : 2005.
- Costa S., Cantat O., Pirazzoli P., Lemaitre M., Delahaye D. *Vents forts et submersions de tempête en Manche orientale : analyse météo-marine sur la période historique récente*. In : Climat, mémoire du temps. Les relations Climat-Espace-Société. Actes de l'Association Internationale de Climatologie, 2004, p.277-280.
- Costa S., Delahaye D. *Pérennité des plages de galets de l'espace Rives-Manche (Beach Erosion of the Rives Manche)*, rapport final, Préfecture de Haute-Normandie, Programme Européen Interreg. II, 2002, 90 p.
- Costa S., Delahaye D. *Plages à Risques/Beaches At Risk (PAR/BAR)*. Rapport final. Conseil Régional de Haute-Normandie. Programme Européen Interreg IIIa, 2005, 175 p.
- Costa S., Delahaye D., Freiré-Diaz S., Davidson R., Laignel B., Di Nocera L. *Quantification par analyse photogrammétrique du recul des falaises et des apports en galets corrélatifs (Haute-Normandie, France)*. In Colloque : Geomorphology : from expert opinion to modelling. Strasbourg, 2002a, p. 205-214.
- Costa S., Freiré-Diaz S., Di Nocera L. Le littoral haut normand et picard : une gestion concertée. *Annales de Géographie*, 2001, n°618, p.117-135.
- Costa S., Delahaye D., Freiré-Diaz S., di Nocera L., Davidson R., Plessis E. Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis. In : Mortimore R.N., Duperret A. (eds). *Coastal Chalk Cliff Instability*. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 2004, vol.20, p.139-148.

- Costa S., Hénaff A., Lageat Y., Plessis E. Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2002, vol.8, n°2, p.107-118.
- Costa S., Lageat Y., Hénaff A., Delahaye D., Plessis E. Origine de la variabilité spatiale du recul des falaises crayeuses du nord-ouest du Bassin de Paris. L'exemple du littoral haut-normand (France). *Hommes et Terres du Nord*, 2003, n°1, p.22-31.
- Costa S., Laignel B., Hauchard E., Delahaye D. Facteurs de répartition des entonnoirs de dissolution dans les craies du littoral du Nord-Ouest du Bassin de Paris. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2006, NF, vol.50, n°1, p. 95-116
- Costa S., Le Cœur C., Lageat Y. *Vers une quantification du budget sédimentaire des plages de galets du littoral haut-normand*. In : André M.-F., Étienne S., Lageat Y., Le Cœur C., Mercier D., Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique. Hommage au professeur Alain Godard. Clermont-Ferrand : Presses universitaires Blaise Pascal, 2007, 592 p.
- Crowell M., Leatherman S.P., Buckley M.K. Erosion rate analysis : Long term versus short term data. *Shore and Beach*, 1993, vol.61, n°2, p.13-20.
- Crowell, M., Leatherman S.P. Coastal erosion mapping and management. *Journal of Coastal Research*, 1999, Special Issue, vol.28, p.1-196.
- Crowell M., Leatherman S.P., Buckley M.K. Historical shoreline change : Error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 1991, vol.7, n°3, p.839-852.

D

- Dail H.J., Merrifield M.A., Bevis M. Steep beach morphology changes due to energetic wave forcing. *Marine Geology*, 2000, vol.162, p.443-458.
- De Lange W.P., Moon V.G. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology*, 2005, vol.80, n°3, p.292-301.
- De Moor G. De Februari-stormen van 1990 en hun weer-slag op de stranddynamiek langs de belgische kust. *De Aardrijkskunde*, 1991, vol.3, p.251-316.
- Deboudt P. Vers la mise en oeuvre d'une action collective pour gérer les risques naturels littoraux en France métropolitaine. *Cybergeo : European Journal of Geography, Espace, Société, Territoire*, 2010, n°491.
- Del Río L., Gracia F.J. Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. *Geomorphology*, 2009, vol.112, p.82-95.
- Del Río L., Gracia F.J. Error determination in the photogrammetric assessment of shoreline changes. *Natural Hazards*, 2013, vol.65, p.2385-2397.
- Deprest F. *Enquête sur le tourisme de masse, L'écologie face au territoire*. Paris : Belin, collection Mappemonde, 1997, 207 p.
- Dewez T.J.B, Chamblas G., Lasseur E., Vandromme R. Five seasons of chalk cliff face erosion monitored by terrestrial laser scanner: from quantitative description to rock fall probabilistic hazard assessment. *Geophysical Research Abstracts*, 2009a, vol.11, EGU2009-EGU8218.
- Dewez T.J.B., Gebrayel D., Lhomme D., Robin Y. Quantification de l'évolution des côtes sableuses et rocheuses par photogrammétrie et lasergrammétrie. *La Houille Blanche*, 2009b, vol.1, p.32-37.
- Dewez T.J.B., Rohmer J., Regard V., Cnudde C. Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys: case study from Mesnil Val (Normandy, northern France). In : Conley D. C., Masselink G., Russell P. E., O'Hare T. J. (Eds.) : Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England). *Journal of Coastal Research*, 2013, Special Issue 65, p.702-707.
- DHI. *Rapport d'étude DHI*. 2008.

- Dionne J.C., Brodeur D. Frost weathering and ice action in shore platform development with particular reference to Québec, Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, 1988, vol.71, p.117-130.
- Direction Générale des Finances Publiques (DGFIP). *Base de données MAJIC 3*.
- Dixon T.H. An introduction to the global positioning system and some geological application. *Reviews of Geophysics*, 1991, vol.29, n°2, p.249-276.
- Dolan R., Fenster M.S., Holme S.J. Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *Journal of Coastal Research*, 1991, vol.7, n°3, p.723-744.
- Dolan R., Hayden B.P., Hejrwood J. A new photogrammetric method for determining shoreline erosion. *Coastal Engineering*, 1978, vol.2, p.21-39.
- Dolan R., Hayden B.P., May P., May S. The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs, *Shore and Beach*, 1980, vol.48, n°4, p.22-29.
- Dolique F. Le littoral des Bas-Champs de Cayeux (Somme) : conflits et controverses pour une stratégie de défense contre la mer. *Revue de géographie de Lyon*, 1999, vol.74, n°1, p.59-64.
- Dong P., Guzzetti F. Frequency-size statistics of coastal soft cliff erosion. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 2005, vol.131, p.37-42.
- Dornbusch U., Robinson D.A., Moses C.A., Williams R.B.G. Soft copy photogrammetry to measure shore platform erosion on decadal timescales. *Journal of Coastal Conservation*, 2008a, vol.11, p.193-200.
- Dornbusch U., Robinson D.A., Moses C.A., Williams R.B.G. Temporal and spatial variations of the chalk cliff retreat rate in East Sussex, 1873-2001. *Marine Geology*, 2008b, vol.249, p.271-282.
- Dornbusch U., Robinson D.A., Williams R.B.G., Moses C.A. Chalk shore platform erosion in the vicinity of sea defence structures and the impact of construction methods. *Coastal Engineering*, 2007, vol.54, p.801-810.
- Dornbusch U., Williams R.B.G., Moses C., Robinson D.A. Life expectancy of single beaches: measuring in situ abrasion, *Journal of Coastal Research*, 2002, vol.36, p.249-255.
- Doré F., Pareyn C., Larsonneur C., Rioult M., Juignet P. *Guide géologique Normandie Maine*. 2^{ème} édition, Paris : Dunod, 2006, 216 p. lecture p 47-52, 177-179
- Douglas C., Crowell M. Long-term shoreline position prediction and error propagation, *Journal of Coastal Research*, 2000, vol.16, n°1, p.145-152.
- Dunning S.A., Massey C.I., Rosser N.J. Structural and geomorphological features of landslides in the Bhutan Himalaya derived from terrestrial laser scanning. *Geomorphology*, 2009, vol.103, p.17-29.
- Duperret A., Genter A., Martinez A., Mortimore R.N. Coastal chalk cliff instability in NW France: role of lithology, fracture pattern and rainfall. In : Mortimore, R.N., Duperret, A. (Eds.), *Coastal Chalk Cliff Instability*. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 2004, vol. 20, p.33-55.
- Duperret A., Genter A., Mortimore R. N., Delacourt B., De Pomerai M. R. Coastal rock cliff erosion by collapse at Puy, France: the role of impervious marl seams within chalk of NW Europe, *Journal of Coastal Research*, 2002, vol.18, n°1, p.52-61.
- Durand P. Approche méthodologique pour l'analyse des littoraux sableux par photo - interprétation. Exemple des plages situées entre l'Aude et l'Hérault (Languedoc, France). *Photo-Interprétation*, 2000, n°1-2, p.3-18.
- Durand P., Heurtefeux H. Impact de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un cordon littoral lagunaire: une méthode d'évaluation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2006, vol.50, n°2, p.221-244.
- Dussauge C., Grasso J.R., Helmstetter A. Statistical analysis of rock fall volume distributions: implications for rock fall dynamics. *Journal in Geophysical Research*, 2003, vol.108, n°2286. DOI : 10.1029/2001JB000650.

E

- Ehrmann W.U. Upper cretaceous flints in central NW Europe, paleoproductivity and Milankovitch cycles. *Cahiers du Quaternaire*, 1990, vol.17, p.77-83.
- Emery K.O., Kuhn G.G. Sea cliffs: their processes, profiles and classification. *Geological Society of America Bulletin*, 1982, vol.93, p.644-654.
- Ercole R. (D'), Thouret J.C., Dollfus O., Asté J.P. Les vulnérabilités des sociétés et des espaces urbanisés : concepts, typologie, modes d'analyse. *Revue de géographie alpine*, 1994, vol.82, n°4, p.87-96.
- Escourrou G. *Climats et types de temps en Normandie*. 662 p. Thèse : Géographie : Paris IV : 1978.
- Évrard H., Sinelle M. *Stabilité des falaises du Pays de Caux*. Rapport CETE, Seine-Maritime, 1980, 85 p.

F

- Fairbridge R.W. Classification of coasts. *Journal of Coastal Research*, 2004, vol.20, n°1, p.155-165.
- Faye I.B.N.D., Giraudet E., Gourmelon F., Hénaff A. Cartographie normalisée de l'évolution du trait de côte. *M@ppemonde*, 2012, n°104 (2011.4), 12 p.
- Faye I.B.N.D., Hénaff A., Gourmelon F., Tahirou Diaw A. Evolution du trait de côte à Nouakchott de 1954 à 2005 par photo-interprétation. *Norois*, 2008, vol.3, n°208, p.11-27.
- Feng Q.H., Röshoff K. In-situ mapping and documentation of rock faces using a full-coverage 3-D laser scanning technique. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 2004, vol.41, n°3, p.139-144.
- Fernández I., Hernández C.N., Pacheco J.M. Is the North Atlantic Oscillation just a pink noise? *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 2003, vol.323, p.705-714.
- Feugueur L. *Etude géologique des falaises de Dieppe. Détermination des zones constructibles*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 1966, 27 p. (hors annexes).
- Feuillet T., Chauveau E., Pourinet L. Xynthia est-elle exceptionnelle ? Réflexions sur l'évolution et les temps de retour des tempêtes, des marées de tempête, et des risques de surcotes associés sur la façade atlantique française. *Norois*, 2012, n°222, p.27-44.
- Fichaut B., Suanez S. Les blocs cyclopéens de l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère) : accumulations supratidales de forte énergie, *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 2008, vol.1, p.15-32.
- Fichaut B., Suanez S. Plage fuyante à Trielen, *Penn ar Bed*, 2007, vol.199/200, p.2-12.
- Fink A.H., Brucher T., Ermert V., Kruger A., Pinto J.G. The European storm Kyrill in January 2007: synoptic evolution, meteorological impacts and some considerations with respect to climate change. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2009, vol.9, n°2, p.405-423.
- Font M. *Signature géomorphologique des déformations en domaine interplaque : applications à la Normandie*. 444 p. Thèse : Géologie : Caen : 2002.
- Foucault A., Raoult J.F. *Dictionnaire de Géologie*. 5^{ème} édition, Paris : Dunod, 2000, 380 p.
- Fournier A., Allard M. Periglacial shoreline erosion of a rocky coast : George River Estuary, northern Quebec. *Journal of coastal research*, 1992, vol.8, n°4, p.926-942.
- Foyle A. M., Naber M. D. Decade-scale coastal bluff retreat from LiDAR data: Lake Erie coast of NW Pennsylvania, USA. *Environmental Earth Sciences*, 2012, vol.66, p.1999-2012.
- Frazier L.N., Genz A. S., Fletcher C. H. Toward Parsimony in Shoreline Change Prediction (I): Basis Function Methods. *Journal of Coastal Research*, 2009, vol.25, n°2, p.366-379.

Fritier N., Massei N., Durand A., Laignel B., Deloffre J., Fournier M. 2010. Links between NAO fluctuations and interannual variability of precipitation in the Seine River watershed. *LAHS-AISH publication*, 2010, p.576-583.

Furon R. *Observation sur le Crétacé et le Tertiaire à l'ouest d'Evreux (Eure)*. Bulletin de la Société géologique de France, 1934, p.637-647.

G

Galgano F.A., Douglas B.C. Shoreline position prediction : methods and errors. *Environmental Geosciences*, 2000, vol.7, n°1, p.23-31.

Galli F.L., Hontarrede M. Surcote et marée de tempête. *Met. Mar.*, 2001, vol.49, p.79-89.

Gandouin E., Van Vliet-Lanoé B., Franquet E., Andrieu-Ponel V., Keen D.H., Ponel P., Meurisse M., Brulhet J., Brocandel M. Analyse en haute résolution de l'enregistrement de la transgression holocène dans un secteur subsident du littoral français : le bassin-marais de Saint-Omer (Pas-de-Calais, France). *Géologie de la France*, 2007, vol.1, p.11-32.

Gardner J. Rockfall : a geomorphic process in high mountain terrain. *The Albertan Geographer*, 1970, vol.6, p.15-20.

Garnier E. *Histoire des tempêtes*. Risques, les cahiers de l'assurance, n°91, septembre 2012, p. 22-30.

Gehrels W.R. Sea-level changes since the Last Glacial Maximum : an appraisal of the IPCC Fourth Assessment Report. *Journal of Quaternary Science*, 2009, vol.25, p.26-38

GEMEL Normandie. *Biodiversité et changement climatique BRANCH*. Etude de cas des côtes normandes. Rapport final de synthèse. 2007, 196 p.

Genz A.S., Fletcher C.H., Dunn R.A., Frazer L.N., Rooney J.J. The predictive accuracy of shoreline change rate methods and alongshore beach variation on Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 2007, vol.23, n°1, p.87-105.

GIEC. *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007.

GIEC. *Climate Change 2013. The summary for policymakers*. 2013. Disponible sur : http://www.climatechange2013.org/images/uploads/WGIAR5-SPM_Approved27Sep2013.pdf

Girard J. *Les Falaises de la Manche*. Paris. 1907, 194 p.

Goepfert W. *Methods, accuracy requirements and applications of digital image rectifications*. Proc. of 39th Photogrammetric Week. Institute of Photogrammetry, University of Stuttgart, 1984, p.179-185.

Goreaud F. *Étude et modélisation des peuplements hétérogènes : rôle des interactions dans la structuration spatiale du peuplement*. Mémoire de DEA : Ecologie : Paris 6 : 1995.

Goreaud F. *Apports de l'analyse de la structure spatiale en forêt tempérée à l'étude et la modélisation des peuplements complexes*. 526 p. Thèse ENGREF : Ecologie : Nancy : 2000.

Goreaud F., Pélissier R. On explicit formulas of edge effect correction for Ripley's K-function. *Journal of Vegetation Science*, 1999, vol.10, p.433-438.

Gorman L., Morang A., Larson R. Monitoring the coastal environment ; Part IV: mapping, shoreline changes, and bathymetric analysis. *Journal of Coastal Research*, 1998, vol.14, n°1, p.61-92.

Gourlet-Fleury S. *Modélisation individuelle spatialement explicite de la dynamique d'un peuplement de forêt dense tropicale humide (dispositif de Paracou - Guyane française)*. Thèse : Biologie : Lyon I : 1997.

Grainger P., Kalaugher, P.G. Intermittent surging movements of a coastal landslide. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1987, vol.12, n°6, p.597-603.

- Grange C., Villemin T., Jaillet S., Deline P., Ployon E., Tamburini A. *Consolidation par optimisation en vue d'une analyse diachronique par scanner laser terrestre de la falaise de glace du lac du miage (Massif du Mont Blanc)*. In : Images et modèles 3D en milieux naturels, 2011, p.85-94.
- Greenwood R.O., Orford J.D. Temporal patterns and processes of retreat of drumlin coastal cliffs-Strangford Lough, Northern Ireland. *Geomorphology*, 2008, vol.94, p.153-169.
- Griggs G.B., Tait J. F., Corona W. The interaction of seawalls and beaches : seven years of monitoring, Monterey Bay, California. *Shore and Beach*, 1994, vol.62, n°3, p.21-28.
- Griggs G.B., Trenhaile A.S. *Coastal cliff and platform*. In : Carter R.W.G., Woodroffe C.D. (Eds.), Coastal Evolution. Cambridge : Cambridge University Press, 1994, p.425-450.
- Gruas C., Bignot G. La transgression cuisienne en Haute-Normandie à Sotteville-sur-Mer (76-France) et le diachronisme des faciès sparnaciens. *Revue de paléobiologie*, 1985, vol.4, n°1, p.117-132.
- Guibout L. *Cartographie de l'érosion côtière entre Dieppe et Le Tréport (Haute-Normandie, France)*. 111 p. Mémoire de Master 1 AGIRE : Géographie : Caen : 2011.
- Guilcher A. Les grandes falaises et megafalaises des côtes Sud-Ouest et Ouest de l'Irlande. *Annales de Géographie*, 1966, vol.75, p.26-38.
- Guilcher A. *Morphologie littorale et sous-marine*. Paris : Presses Universitaires de France, collection Orbis, 1954, 216 p.
- Guilcher A. *Précis d'hydrologie marine et continentale*. Paris : Massion, 1965, 389 p.
- Guilcher A. Retreating cliffs in the humid tropics : an example from Paraiba, north-eastern Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband, 1985, vol.57, p.95-103.
- Guillén J., Stive M., Capobianco M. Shoreline evolution of the Holland coast on a decadal scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1999, vol.24, p.517-536.
- Guilmeth A. 1851. In : Monborgne J. *Histoire du bourg d'Ault*. Luneray : Imprimerie Berthout, 1989, 433 p.
- Gulyaev S.A., Buckeridge J.S. Terrestrial methods for monitoring cliff erosion in an urban environment. *Journal of Coastal Research*, 2004, vol.20, n°3, p.871-878.
- Gurreonero Robinson D.A. *Analysis and evaluation in coastline detection in the South Holland Province, using images in quad polarization mode from TerraSAR-X*. 86 p. Thèse : Science de Geo-Information et d'Observation de la Terre : Twente (Pays-Bas) : 2011.
- Gurreonero Robinson D.A., Bijker W., Tolpekin V.A. *Shoreline detection using TERRASAR-X quad polarization mode*. Proceedings of the 4th TerraSAR-X Science Team Meeting, Oberpfaffenhofen, 2011, 10 p.
- Guthrie R.H., Evans S.G. Magnitude and frequency of landslides triggered by a storm event, Loughborough Inlet, British Columbia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2004, vol.4, p.475-483.
- Guzzetti F., Malamud B.D., Turcotte D.L., Reichenbach P. Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, vol.195, n°3-4, p.169-183.

H

- Haigh I., Nicholls R., Wells N. Mean sea level trends around the English Channel over the 20th century and their wider context. *Continental Shelf Research*, 2009, vol.29, p.2083-2098.
- Hall K. The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology*, 1999, vol.31, p.47-63.
- Hallet B. Spatial self-organization in geomorphology : from periodic bedforms and patterned ground to scale-invariant topography. *Earth-Science Reviews*, 1990, vol.29, p.57-75.

- Hampton M.A., Griggs G.B. Formation, Evolution, and Stability of Coastal Cliffs--Status and Trends. *USGS Professional Paper 1693*, 2004, 123 p.
- Hampton M.A., Dingle J.R., Sallenger Jr. A.H., Richmond B.M. *Storm-related change of the northern San Mateo County coast, California : Coastal Sediments '99*, American Society Civil Engineers, 1999, p.1311-1323.
- Hantz D., Dussauge-Peisser C, Jeannin M., Vengeon J.M. *Rock fall hazard assessment: from qualitative to quantitative failure probability*. In : International Conference on Fast Slope Movements, Prediction and Prevention for Risk Mitigation, Naples, 2003a, p. 263-267.
- Hantz D., Vengeon J.M., Dussauge-Peisser C. An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Science*, 2003b, vol.3, p.693-701.
- Hapke C.J., Reid D., Richmond B. Rates and Trends of Coastal Change in California and the Regional Behavior of the Beach and Cliff System. *Journal of Coastal Research*, 2009, vol.25, n°3, p.603-615.
- Hapke C.J., Richmond B. The impact of climatic and seismic events on the short-term evolution of seacliffs based on 3-D mapping : Northern Monterey Bay, California. *Marine geology*, 2002, vol.187, n°3, p.259-278.
- Hardaway C.S., Milligan D.A., Farnsworth K., Dewing S. *Detailed Shore Change at Chesapeake Bay Dune Systems*. Gloucester Point, Virginia : Virginia Institute of Marine Science, College of William and Mary, 2001, 15 p.
- Harding D., Lefsky M., Parker G., Blair J. Laser altimeter canopy height profiles : methods and validation for closed-canopy, broadleaf forests. *Remote Sensing of Environment*, 2001, vol.76, n°3, p.283-297.
- Hascoët M. *Évolution du littoral picard. Étude photographie-géomorphologique*. In : Colloque Mer et Littoral. Biarritz, 1987, Paris, Délégation aux risques majeurs, 1988, p.465-477.
- Hauchard E., Laignel B., Delahaye D. Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris reposant sur l'analyse fractale de la morphologie des réseaux de thalwegs et les données récentes de la géologie régionale. *Comptes Rendus Geoscience*, 2002, vol.334, p.295-302.
- Hénaff A., Lageat Y., Costa S., Plessis E. Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution ». *Géomorphologie*, 2002a, vol.2, p.107-118.
- Hénaff A., Lageat Y., Costa S., Plessis E. Modalités du recul des falaises du Pays de Caux. Actes du symposium international From experts opinion to modelling, a tribute to Pr. Jean-Claude Flageollet, *European Center of Geomorphological hazards*, 2002b, p. 225-233.
- Héquette A., Vasseur B. Storm surges and erosion of coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), Southwestern North Sea. In : Pye K., Allen J.R.L. (Eds.) *Coastal and Estuarine Environments*. Geological Society, London, Special Publications, 1998, vol.175, p.99-107.
- Hess P., Brezowsky H. Katalog der grosswetterlagen Europas. *Berichte des Deutscher Wetterdienst*, 1969, vol.15, n°113, 56 p.
- Hobbie D. *Zur Verfabrendisposition bei differentieller Entzerrung von Photogrammetrischen Luftbildern*. In : DGK, Bayerische Akademie der Wissenschaften, Reihe C., Dissertations, Munich, 1974, n°197.
- Hobbs P., Humphreys B., Rees J., Tragheim D., Jones L., Gibson A., Rowlands K., Hunter G., Airey R. *Monitoring the role of landslides in 'soft cliff' coastal recession*. In : McInnes R.G., Jakeways J. (eds), *Instability Planning and Management*. Thomas Telford, Isle of Wight, 2002, p.589-600.
- Hoeck E., Bray J.W. *Rock slope engineering*, 2^{ème} édition. London : The Institution of mining and Metallurgy, 1977, 402 p.
- Hofstede J.L.A. Process-response analysis for the North Frisian supratidal sands (Germany). *Journal of Coastal Research*, 1997, vol.13, n°1, p.1-7.
- Honeycutt M.G., Crowell M., Douglas B.C. Shoreline position forecasting: impact of storms, rate-calculation methodologies, and temporal scales. *Journal of Coastal Research*, 2001, vol.17, n°3, p.721-730.

- Hovius N., Stark C.P., Allen P.A. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, *Geology*, 1997, vol.25, n°3, p.231-234.
- Hoyez B. *Falaises du Pays de Caux. Lithostratigraphie des craies turono-campaniennes*. Mont-Saint-Aignan : Publications des Universités de Rouen et du Havre, 2008, 348 p.
- Huising E.J., Gomes Pereira L.M.. Errors and accuracy estimates of laser data acquired by various laser scanning systems for topographic applications. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 1998, vol.53, p.245-261.
- Hungr O., Evans S.G., Hazzard J. Magnitude and frequency of rock falls along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 1999, vol.36, n°2, p.224-238.
- Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation. *Science*, 1995, vol.269, n°5224, p.676-679.
- Hurrell J.W. An overview of the North Atlantic Oscillation. In : Hurrell J., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. (Eds.), *The North Atlantic Oscillation. Climatic Significance and Environmental Impact. Geophysical Monograph Series*, 2003, vol.134, p.1-22.
- Hurrell J.W., van Loon H. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change at High Elevation Sites*. Springer Netherlands, 1997, p.69-94.
- Hutchinson J.N. *Field and laboratory studies of a fall in Upper Chalk cliffs at Joss Bay, Isle of Thanet*. In : Parry R.H.G. (ed.), *Stress-Strain Behaviour of Soils : Proceedings of the Roscoe Memorial Symposium*. University of Cambridge, 29-31 March, 1971, Henley-on-Thames : G.T.Foulis, 1972, p.692-706.
- Hutchinson J.N. The response of London Clay cliffs to different rates of toe erosion. *Geologica Applicata e Idrogeologica*, 1973, vol.8, p.221-239.
- Hutchinson J.N., Chandler M.P., Bromhead E.N. *Cliff recession on the Isle of Wight, SW coast*. Proceedings of the 10th International Conference of the Soil Mechanics and Foundation Engineering, Stockholm, 1981, vol.1, p.429-434.

I

- IGN, SHOM. *Litto3D® - v 1.0*. Spécification techniques, 14 p.
- IGN. *RGE ALTI® version 1*. Descriptif de contenu. 2012, 22 p.
- INSEE. Recensement de la population. 2007.
- Isakov I.S. *Morskoi Atlas*. Moscow : Ministry of the Navy, 1953, vol.2, plate 13.

J

- Jaud M. *Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*. 245 p. Thèse : Sciences de la Terre : Brest : 2011.
- Jennings R., Shulmeister J. A field based classification scheme for gravel beaches. *Marine Geology*, 2002, vol.186, p.211-228.
- Jerwood L.C., Robinson D.A., Williams R.B.G. Frost and salt weathering of chalk I. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1990a, vol.15, p.611-624.
- Jerwood L.C., Robinson D.A., Williams R.B.G. Frost and salt weathering of chalk II. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1990b, vol.15, p. 699-708.
- Jiménez J.A., Sanchez-Arcilla A., Bou J., Ortiz M. Analysing short-term shoreline changes along the Ebro delta (Spain) using aerial photographs, *Journal of Coastal Research*, 1997, vol.13, n°4, p.1256-1266.

- Joinville O., Ferrand B., Le Roux M. Levé laser aéroporté : État de l'art, traitement des données et comparaison avec des systèmes imageurs. *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et Télédétection*, 2002, n°166, p.72-81.
- Joly A. Le front polaire : un concept dépassé qui a la vie dure. *La Recherche*, 1995, n°273, p.128-135.
- Jones P.D., Horton E.B., Folland C.K., Hulme M., Parker D.E., Basnett A. The use of indices to identify changes in climatic extremes. *Climate Change*, 1999, vol.42, p.131-149.
- Juignet P. *La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain*. 786 p. 2 vol., Thèse d'État : Géologie : Caen : 1974.
- Juignet P., Breton G. Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 1992, vol.91, p.197-218.
- Juignet P., Breton G. Stratigraphie, rythmes sédimentaires et eustatisme dans les craies turoniennes de la région de Fécamp (Seine-Maritime, France). Expression et signification des rythmes de la craie. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 1994, tome 81, fasc. 2, p.55-81.
- Juigner M., Robin M., Fattal P., Maanan M., Debaine F. *Exploitation d'une collection de trait de côte : statistique par transect*. Document PDF issu d'une communication écrite de M. Robin (mai 2012). Source qui provient du guide méthodologique de suivi du trait de côte. Rapport provisoire BRGM/RP--60616-FR, octobre 2012.

K

- Kennedy W.J., Juignet P. Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute-Normandy, France. *Sedimentology*, 1974, vol.21, p.1-42.
- Kersten T., Sternberg H., Mechelke K., Acevedo Pardo C. *Terrestrial laser scanning system Mensi GS100/GS200-accuracy tests, experiences and projects at the Hamburg University of Applied Sciences*. ISPRS Working Group V/I 'Panoramic Photogrammetry Workshop, Dresden, Germany, February 19-22, 2004, 8 p.
- King C.A.M. *Beaches and Coasts*. 2ème édition, London : Arnold, 1972, 570 p.
- King C.A.M. *Introduction to Marine Geology and Geomorphology*. London : Arnold, 1974, 309 p.
- Kingston D.G., McGregor G.R., Hannah D.M., Lawler D.M. Large-scale climatic controls on New England river flow. *Journal of Hydrometeorology*, 2007, vol.8, n°3, p.367-379.
- Kirkgöz M.S. Breaking wave impact on vertical and sloping coastal structures. *Ocean Engineering*, 1995, vol. 22, n°1, p.35-48.
- Komar P.D. *Beach processes and sedimentation*. 2ème édition, New Jersey : Prentice-Hall, 1998, 544 p.
- Krabill W.B., Thomas R.H., Martin C.F., Swift R.N., Frederick E.B. Accuracy of airborne laser altimetry over the Greenland ice sheet. *International Journal of Remote Sensing*, 1995, vol.16, p.1211-1222.

L

- Labat D. Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *Journal of Hydrology*, 2005, vol. 314, p.275-288.
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France. *Protection de la côte des Bas-Champs*. Rapport général, LCHF, 1966, 47 p.
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France. *Étude de la production des galets sur le littoral haut-normand*. LCHF, 1972, 63 p.

- Laboratoire Central d'Hydraulique de France. *Catalogue sédimentologique des côtes françaises*. Côtes de la Mer du Nord et de la Manche, de la frontière belge au Mont-Saint-Michel. Secrétariat d'État auprès du Ministre de l'Urbanisme, du Logement et des Transports, chargé de la Mer, Paris : Editions Eyrolles, 1986, 407 p.
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France et Bureau de Recherches Géologiques et Minières. *Étude du littoral haut-normand entre le Havre et le Tréport*. Rapport général, 1987, 95 p.
- Lageat Y., Hénaff A., Costa S. The retreat of the chalk cliffs of the Pays de Caux (France): erosion processes and patterns. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementbande, 2006, vol.144, p.183-197.
- Lague D., Brodu N., Leroux J. Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner : application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2013, vol.80, p.10-26.
- Lahousse P., Pierre G. Le recul des falaises crayeuses du Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). Actes du symposium international "From experts opinion to modeling", a tribute to Pr. Jean-Claude Flageollet, *European Center of Geomorphological hazards*, 2002, p.235-242.
- Lahousse P., Pierre G., Lanoy-Ratel P. Quantification par analyse photogrammétrique du recul des falaises du Blanc-Nez depuis 1944 (Pas-de-Calais, France). *Photo-Interprétation*, 2000, n°3-4, p.3-9.
- Lahousse P., Pierre G. The retreat of chalk cliffs at Cap Blanc-Nez (France): autopsy of an erosional crisis. *Journal of Coastal Research*, 2003a, vol.19, n°2, p.431-440.
- Lahousse P., Pierre G. Vitesse, rythme et modalités du recul des falaises crayeuses du cap Blanc-Nez. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2003b, vol.47, n°2, p.215-234.
- Laignel B. *Les altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats*. Thèse de Géologie, Université de Rouen, Orléans : Editions BRGM, 1997, vol.264, 219 p.
- Laignel B. *Caractérisations stratigraphique, lithologique et physique des craies du littoral haut-normand, d'Antifer au Tréport*. In : Costa S., Delahaye D. Programme INTERREG 2 BERM. Rapport final. Préfecture de Haute-Normandie, 2002, 26 p.
- Laignel B. *Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. Exemple de l'Ouest du Bassin de Paris dans le contexte nord-ouest européen*. 138 p. Habilitation à Diriger des Recherches : Géographie : Rouen : 2003.
- Laignel B., Costa S., Quesnel F., Hauchard E., Delahaye D. Les facteurs de répartition des entonnoirs de dissolution dans les craies du littoral du Nord-Ouest du Bassin de Paris. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2006, vol.50, p.95-116.
- Laignel B., Quesnel F., Meyer R. Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, 1998b, vol.326, p.467-472.
- Laignel B., Quesnel F., Meyer R. Classification and origin of the clay with flints of the Western Paris Basin (France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2002a, vol.46, n°1, p.69-91.
- Laignel B., Quesnel F., Meyer R., Bourdillon C. Reconstruction of the Upper Cretaceous chalks removed by dissolution during the Cenozoic in the western Paris Basin. *Geologische Rundschau*, 1999, vol.88, p.467-474.
- Laignel B., Quesnel F., Meyer R., Macaire J.J. Relations quantitatives entre les craies à silex et les formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin de Paris. *Geodinamica Acta*, 1998a, vol.11, n°4, p.171-181.
- Laignel B., Quesnel F., Spencer C., Meyer R. The clay-with-flints of the western Paris Basin : a potential aggregate resource. *Environmental Geology*, 2002b, vol.41, p.525-536.
- Laignel B., Quesnel F., Spencer C., Meyer R. Slope clays-with-flints (biefs à silex) as indicators of Quaternary periglacial dynamics in the western part of the Paris Basin, France. *Journal of Quaternary Science*, 2003, vol.18, p.295-299.

- Laignel B., Meyer R. Désilicification des silex des formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2000, vol.171, n°5, p.569-576.
- Lambert J., Levret-Albaret A., Cushing M., Durouchoux C. *Mille ans de séismes en France*. Catalogue d'épicentres, paramètres et référence. Presses Académiques de Nantes : Ouest Editions, 1996, 75 p.
- Lamblardie (De) J.E. Mémoire sur les côtes de la Haute-Normandie comprises entre l'embouchure de la Seine et celle de la Somme, considérées relativement au galet qui remplit les ports situés dans cette partie de la Manche. Le Havre : Imprimerie P.J.D.G. Faure, *Bulletin de la Société géologique de Normandie*, 1908, p.55-93.
- Lamy C., Cantat O., Le Gouée P., Dubreuil V., Bensaïd A., Lemerrier B., Savouret E. *Sécheresse et réserve en eau des sols*. Le climat change dans le Grand Ouest, Evaluation Impacts, Perceptions, coordonné par Merot P., Dubreuil V., Delahaye D., Desnos P., 2012, p.195-215.
- Lasseur E. *La Craie du Bassin de Paris (Cénomanien-Campanien, Crétacé supérieur)*. Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D. 409 p. Thèse : Sciences de la Matière : Rennes 1 : 2007.
- Lato M., Diederichs M.S., Hutchinson D.J., Harrap R. Optimization of LiDAR scanning and processing for automated structural evaluation of discontinuities in rockmasses, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 2009, vol.46, p.194-199.
- Latteux B. *Synthèse sur les problématiques et enjeux d'évolution du littoral haut-normand et picard, vol.I : Le milieu physique*. Préfecture de la Région Picardie et DDE de la Somme, 2001, 93 p.
- Lautridou J.P. *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. 908 p. Thèse : Géographie : Caen : 1985.
- Lautridou J.P., Ozouf J.C. *Relations entre la gélivité et les propriétés physiques (porosité, ascension capillaire) des roches calcaires*. In : Colloque International « Altération et protection des monuments en pierre », Paris, 1978, 15 p.
- Lautridou J.P., Rodet J. Contrôle du karst quaternaire sur la genèse et l'évolution du trait de côte d'une région crayeuse de la Manche (Pays de Caux, Normandie, France). *Quaternaire*, 2003, vol.14, n°1, p.31-42.
- Leatherman S.P. *Historical and projected shoreline mapping*. In : Magoon O.T., (ed.), Coastal Zone '83, 1983, vol.3, p.2902-2911.
- Lebreton P., Lautridou J.P. The loess of West Europe. *Geo journal*, 1991, vol.24, n°2, p.151-156.
- Lee E.M. Coastal cliff behavior : Observations in the relationship between beach levels and recession rates. *Geomorphology*, 2008, vol.101, n°4, p.558-571.
- Lee E.M., Clark A.R. *Investigation and management of soft rock cliffs*. London : Thomas Telford. 2002, 382 p.
- Lee E.M., Hall J.W., Meadowcroft I.C. Coastal cliff recession : The use of probabilistic prediction methods. *Geomorphology*, 2001, vol.40, p. 253-269.
- Lee E.M., Moore R., McInnes R.G. *Assessment of the probability of landslide reactivation: Isle of Wight Undercliff, UK*. In : Moore D., Hungr O. (Eds), Engineering Geology : The View from the Pacific Rim. Balkema, Amsterdam, 1998, p.1315-1321.
- Lee H.S., Lim S.S., Park D.W. Application of Terrestrial Laser Scanner and Raster operations to Change Detection of Beach. *Journal of Coastal Research*, 2011, Special Issue 64, p.1692-1696.
- Letavernier G., Ozouf J.C. Résultats de recherches récentes sur la gélifraction des calcaires. *Inter-Nord*, 1987, vol.18, p.53-63.
- Letortu P., Costa S., Bensaïd A. Cador J.M., Quénot H., *soumis a*. Vitesses et rythmes de recul des falaises crayeuses de Haute-Normandie (France). *Géomorphologie, relief, processus et environnement*.
- Letortu P., Costa S., Bonnet E., *soumis b*. Spatial analysis of coastal chalk cliff falls in Upper Normandy (France). *Revue Internationale de Géomatique*.

- Letortu P., Costa S., Cantat O. Les submersions marines en Manche orientale : approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer. *Climatologie*, 2012, vol.9, p.31-57.
- Levoy F., Larsonneur C. *Etude globale de défense contre la mer de la côte du département de la Manche, synthèse des mesures in situ*. Conseil Général de la Manche, Université de Caen, rapport 9, 1994, 163 p.
- Lewis M., Schumann G., Bates P., Horsburgh K. Understanding the variability of an extreme storm tide along a coastline. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2013, vol.123, p.19-25.
- Li R., Liu J.K., Felus Y. Spatial modeling and analysis for shoreline change detection and coastal erosion monitoring. *Journal of Marine Geodesy*, 2001, vol.24, n°1, p.1-12.
- Lichti D.D. *A resolution measure for terrestrial laser scanners*. In Proceedings of XX ISPRS Congress, 12-23 July, Istanbul, Turkey, 2004, 6 p.
- Lichti D.D. Error modelling, calibration and analysis of an AM-CW terrestrial laser scanner system. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2007, vol.61, n°5, p.307-324.
- Lichti D.D., Gordon S.J., Stewart M.P. Ground-based Laser Scanners: Operation, Systems and Applications. *Geomatica*, 2002, vol.56, n°1, p.21-33.
- Lichti D.D., Jamtsho S. Angular resolution of terrestrial scanner laser scanner. *The Photogrammetric Record*, 2006, vol.21, n°114, p.141-160.
- Lillesand T.M., Kiefer R.W., Chipman J.W. *Remote sensing and image interpretation*. 5^{ème} édition, New York : John Wiley, 2004, 763 p.
- Lim M., Petley D.N., Rosser N.J., Allison R.J., Long A.J., Pybus D. Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution. *The photogrammetric record*, 2005, vol.20, n°110, p.109-129.
- Lim M., Rosser N.J., Allison R.J., Petley D.N. Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. *Geomorphology*, 2010, vol.114, p.12-21.
- Lim M., Rosser N.J., Petley D. N., Keen M. Quantifying the controls and influence of tide and wave impacts on coastal rock cliff erosion. *Journal of Coastal Research* 2011, vol.27, n°1, p.46-56.
- Lissak C. *Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque*. 312 p. Thèse : Géographie : Caen : 2012.
- Liu J.K. *Developing Geographic Information System Applications in Analysis of Responses to Lake Erie Shoreline Changes*. 133 p. Thèse : Géographie : Columbus : 1998.
- Liu J.K., Cai F., Qi H., Lei G., Cao L. *Coastal erosion along the west coast of the Taiwan Strait and it's influencing factors*. Journal of Ocean University of China, 2011, vol.10, n°1, p.23-34.
- Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation. *Journal of Hydrology*, 2006, vol.322, n°1, p.14-24.
- Long A.J. *Past and future sea-level change in Yorkshire*. In Global Warming : A Yorkshire Perspective. Atherden, M. PLACE Research Centre, 2003, p.71-88.
- Luckman B.H. Rockfalls and rockfall inventory data: some observations from Surprise Valley, Jasper National Park, Canada. *Earth Surface Processes*, 1976, vol.1, p.287-298.
- Lumbroso D.M., Vinet F. A comparison of the causes, effects and aftermaths of the coastal flooding of England in 1953 and France in 2010. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2011, vol.11, p.2321-2333.

M

- Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P. Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Process and Landforms*, 2004, vol.29, p.687-711.
- Malet J.P., Maquaire O., Calais E. The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslide : application to the Super-Sauze earthflow, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Geomorphology*, 2002a, vol.43, n°1-2, p.33-54.
- Malet J.P., Maquaire O., Calais E. Le GPS en géomorphologie dynamique. Application à la surveillance de mouvements de terrain Super-Sauze, Alpes du Sud, France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2002b, vol.2, p.165-180.
- Mandelbrot B.B. How long is the coast of Britain ? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science*, 1967, n°156, p.636-638.
- Maquaire O. *Les mouvements de terrain sur la côte du Calvados*. Recherche et prévention. Orléans : Editions BRGM, 1990, 431p.
- Marques F. Rates, patterns and timing of cliff retreat. A case study on the west coast of Portugal, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementbande, 2006, vol.144, p.231-257.
- Mason T., Coates T.T. Sediment transport processes on mixed beaches: A review for shoreline management. *Journal of Coastal Research*, 2001, vol.17, p.645-657.
- Mason T., Voulgaris G., Simmonds D.J., Collins M.B. Hydrodynamics and sediment transport on composite (mixed sand/shingle) and sand beaches: A comparison. *Coastal Dynamics*, American Society of Civil Engineers. 1997, p.48-57.
- Massei N., Durand A., Deloffre J., Dupont J.P., Valdes D., Laignel B. Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years. *Journal of Geophysical Research*, 2007, vol. 112, 10 p.
- Massei N., Laignel B., Deloffre J., Mesquita J., Motelay A., Lafite R., Durand A. Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950–2008. *International Journal of Climatology*, 2010, vol.30, n°14, p.2146-2154.
- MATE-METL. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement. *Plan de prévention des risques littoraux (PPR). Guide méthodologique*. Paris : La documentation française, 1997, 54 p.
- Mathey E. *Essai d'analyse qualitative et quantitative des formations superficielles par traitements informatiques*. 40 p. Mémoire de D.E.A. : Géologie : Orléans : 1992.
- Matias A., Williams J.J., Masselink G., Ferreira O. Overwash threshold for gravel barriers. *Coastal Engineering*, 2012, vol.63, p.48-61.
- Maune D.F. *Digital Elevation Model Technologies and Applications : The DEM Users Manual*, ASPRS, 2^{ème} édition, 2007, 655 p.
- May V.J. The retreat of chalk cliffs. *The Geographical Journal*, 1971, vol.137, p.203-206.
- May V.J., Heeps C. The nature and rates of change on chalk coastlines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband, 1985, vol.57, p.81-94.
- McGreal W.S. Marine erosion of glacial sediments from a low-energy cliffline environment near Kilkeel, Northern Ireland. *Marine Geology*, 1979, vol.32, n°1, p.89-103.
- Mégnyen C., Mégnyen F. Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mémoire du Bureau des Recherches Géologiques et Minières*, 1980, vol.3, n°101-102-103.
- Melville R.V., Freshney E.C. *British Regional Geology: The Hampshire Basin and adjoining areas*. Institute of Geological Science, 1982, 146 p.

- Mercier D., Chadenas C. La tempête Xynthia et la cartographie des « zones noires » sur le littoral français : analyse critique à partir de l'exemple de la Faute-sur-Mer (Vendée). *Norois*, 2012, n°222, p.45-60.
- Metzger R., Jaboyedoff M. COLTOP 3-D : A software dedicated to analyze relief using large DEM and massive 3-D-imaging cloud points, *Geophysical Research Abstracts*, 2008, vol.10, EGU2008-A-08785.
- Meur-Férec C. *De la dynamique naturelle à la gestion intégrée de l'espace littoral : un itinéraire de géographe*. 247 p. Habilitation à Diriger des Recherches : Géographie : Nantes : 2006.
- Meur-Férec C., Morel V. L'érosion sur la frange côtière : un exemple de gestion des risques. *Nature Science et Société*, 2004, vol.12, p.263-273.
- Michoud C, Carrea D., Augereau E., Cancouët R., Costa S., Davidson R., Delacourt C., Derron M.H., Jaboyedoff M., Letortu P., Maquaire O. *Mobile Laser Scanning along Dieppe coastal cliffs : reliability of the acquired point clouds applied to rockfall assessments*. In : European Geosciences Union, General Assembly. 7-12 avril 2013, Vienne, Autriche, 2013, vol. 15, p.5254.
- Miles J.R., Russell P.E., Huntley D.A. Field measurements of sediment dynamics in front of a seawall. *Journal of Coastal Research*, 2001, vol.17, n°1, p.195-206.
- Mills J.P., Buckley J., Mitchell H.L., Clarke P.J., Edwards S.J. A geomatics data integration technique for coastal change monitoring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2005, vol.30, p.651-664.
- Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement et Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement. *Plan de prévention des risques naturels prévisibles (PPR). Guide général*. Paris : La Documentation française, 1997, 76 p.
- Miquel J. *Guide pratique d'estimation des probabilités de crues*. Paris : Edition Eyrolles, Collection de la Direction des Etudes et Recherches d'Electricité de France, 1984, 160 p.
- Moignet P. *Ault autrefois et aujourd'hui*. In : Géographie historique des monuments de Picardie par une société d'artistes, Eu : Imprimerie Odie, 1899, 16 p.
- Moore L.J. Shoreline Mapping Techniques. *Journal of Coastal Research*, 2000, vol.16, n°1, p.111-124.
- Moore L.J., Benumof B., Griggs G.B. Coastal erosion hazards in Santa Cruz and San Diego Counties, California. In : Crowell M., Leatherman S.P., (eds.). Coastal Erosion Mapping and Management. *Journal of Coastal Research*, 1999, Special Issue, n°28, p.121-139.
- Moore L.J., Ruggiero P., List J.H. Comparing Mean High Water and High Water Line Shorelines : Should Proxy-Datum Offsets be Incorporated into Shoreline Change Analysis ? *Journal of Coastal Research*, 2006, vol 22, n°4, p.894-905.
- Moore, L.J., Griggs, G.B. Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology*, 2002, vol.181, p.265-283.
- Morel V. *De la géomorphologie à la gestion des accumulations de galets littoraux du bassin de la Manche et de ses abords : études de cas (Bretagne, Haute-Normandie, Picardie, Sud Angleterre) et réflexions générales*. 286 p. Thèse : Géographie : Brest : 1997.
- Morgan J.L., Gergel S.E., Coops N.C. Aerial Photography : A Rapidly Evolving Tool for Ecological Management. *BioScience*, 2010, vol.60, n°1, p.47-59.
- Mortimore R.N. The stratigraphy and sedimentation of the Turonian-Campanian in the southern province of England. *Zittelmania*, 1983, vol.10, p.27-41.
- Mortimore R.N. Stratigraphy of the Upper cretaceous White Chalk of Sussex. *Proceedings of the Geologist's Association*, 1986, vol.97, p.97-131.
- Mortimore R.N. *ROCC Project*. Report on mapping of the Chalk Channel coast of France from Port du Havre-Antifer to Ault. 2001, 23 p.
- Mortimore R.N., Pomerol B. Correlation of the Upper Cretaceous (Upper Cenomanianto Campanian) white chalk in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologist's Association*, 1987, vol.98, p.97-143.

- Mortimore R.N., Pomerol B. Les silex du Turonien : niveaux repères et corrélation de part et d'autre de la Manche. In : Colloque International sur le silex, *Cahiers du Quaternaire*, Bordeaux : Éditions CNRS, 1990, vol.17, p.85-94.
- Mortimore R.N., Stone K.J., Lawrence J., Duperret A. Chalk physical properties and cliff instability. In : Mortimore R.N., Duperret A. (eds). *Coastal Chalk Cliff Instability*. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 2004, vol.20, p.75-88.
- Morton R.A., Miller T.L., Moore L.J. *National assessment of shoreline change part 1 : Historical shoreline changes and associated coastal land loss along the US Gulf of Mexico*. US Geological Survey Open File Report 2004-1043. 2004, 44 p.
- Moser S.C., Williams S.J., Boesch D.F. Wicked challenges at land's end : Managing coastal vulnerability under climate change. *Annual Review of Environment and Resources*, 2012, vol.37, p.51-78.
- Moses C., Robinson D. Chalk coast dynamics : Implications for understanding rock coast evolution. *Earth Science Reviews*, 2011, vol.109, p.63-73.
- Mount N.J., Louis J., Teeuw R.M., Zukowskyj P.M., Stott T. Estimation of error in bankfull width comparisons from temporally sequenced raw and corrected aerial photographs. *Geomorphology*, 2003, vol.56, p.65-77.
- Mujabar P.S., Chandrasekar N. Coastal erosion hazard and vulnerability assessment for southern coastal Tamil Nadu of India by using remote sensing and GIS. *Natural Hazards*, 2011, p.1-20.

N

- Naylor L.A., Stephenson W.J., Trenhaile A.S. Rock coast geomorphology : Recent advances and future research directions. *Geomorphology*, 2010, vol.114, n°1-2, p.3-11.
- Nicholls R.J., Marinova N., Lowe J.A., Brown S., Vellinga P., De Gusmao D., Hinkel J., Tol R.S.J., Sea-level rise and its possible impacts given a 'beyond 4 C world' in the twenty-first century. *Philosophical Transactions of a Royal Society A*, 2011, vol.369, p.1-21.
- Nicholls R.J., Wright P. Longshore transport of pebbles. Experimental estimates of K. Proceedings, Coastal Sediments 99. *American Society of Civil Engineers*, 1991, p.920-933.
- Nicholls R.J., Wong P.P., Burkett V.R., Codignotto J.O., Hay J.E., Mclean R.F., Ragoonaden S., Woodroffe C.D. *Coastal systems and low-lying areas. Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Cambridge : Cambridge University Press, 2007, p.315-356.
- Nicolle A. *Modélisation des marées et des surcotes dans les Pertuis Charentais*. 307 p. Thèse : Géographie : La Rochelle : 2006.
- Niwa Y. *Creating Orthorectified Aerial Photography Without A Camera Calibration Report*. ESRI Japan, 2000, 10 p.
- Noël Walter J.M. *La méthode de Ripley pour l'analyse des structures spatiales ponctuelles en Écologie*. Mémoire de DEA : Géographie : Strasbourg : 2006.
- Noever D.A. Himalayan sandpiles. *Physical Review E*, 1993, vol.47, n°1, p.724-725.

O

- Oppikofer T., Jaboyedoff M., Blikra L., Derron M.H., Metzger R. Characterization and monitoring of the Åknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2009, vol.9, p.1003-1019.
- Oppikofer T., Jaboyedoff M., Keusen H.R. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps, *Nature Geoscience*, 2008, vol.1, n°8, p.531-535.

- Orford J.D. A proposed mechanism for storm beach sedimentation. *Earth Surface Processes*, 1977, vol.2, n°4, p.381-400.
- Orford J.D., Forbes D.L., Jennings S.C. *Origin, development, reworking and breakdown of gravel-dominated coastal barriers in Atlantic Canada : Future scenarios for the British coast*. In : Packham J.R. (eds), British Shingles. Otley : Westbury, 2001, p.23-55.
- Orford J.D., Forbes D.L., Jennings S.C. Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 2002, vol.48, p.51-85.
- Overton M., Petrina C., Fisher J. Determining shoreline position using historical photography and digital soft-copy photogrammetry. ASPRS/ACSM Annual Convention And Expo. *Technical Paper*, 1996, vol.1, p.512-513.

P

- Paine D.P., Kiser J.D. *Aerial Photography and Image Interpretation*. 2^{ème} édition, New York : John Wiley, 2003, 632 p.
- Paskoff R. *Côtes en danger*. Paris : Masson, 1993, 250 p.
- Paskoff R. *Les littoraux : impact des aménagements sur leur évolution*. Paris : Masson, 1985, 188 p.
- Pédelaborde P. *Le climat du bassin parisien : essai d'une méthode rationnelle de climatologie physique*. Paris : éditions M-TH. Génin, 1958, 2 volumes, 539 p. et 116 p.
- Pélissier R. *Relations entre l'hétérogénéité spatiale et la dynamique de renouvellement d'une forêt dense humide sempervirente (Forêt d'Uppangala - Ghâts Occidentaux de l'Inde)*. 244 p. Thèse : Écologie : Lyon I : 1995.
- Pentney R. *Seismic measurements of wave energy delivery to a rocky coastline : Okakari Point*. Auckland, New Zealand, Unpublished master's thesis, University of Auckland, New Zealand, 2010.
- Perherin C., Roche A. *Evolution des méthodes de caractérisation des aléas littoraux*. In : XIèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Les Sables d'Olonne, 22-25 juin 2010, p.609-616.
- Pesci A., Baldi B., Bedin A., Casula G., Cenni N., Fabris M., Loddo F., Mora P., Bacchetti M. Digital elevation models for landslide evolution monitoring: application on two areas located in the Reno River Valley (Italy). *Annals of Geophysics*, 2004, vol.47, p 1339-1353.
- Pestre C., Verger F. *Géomorphologie de la baie du Mont-Saint-Michel par télédétection des lignes de rivages instantanées*, In : 3^{ème} colloque international du GDTA, Toulouse, juin 1979, 1980, p.175-181.
- Peucker T., Fowler R., Little J., Mark D. *The triangulated irregular network*. In : Proceedings of the American society of photogrammetry : digital terrain models (DTM) symposium, St Louis, Missouri, May 9-11, 1978, p.516-540.
- Picard N. *Passage d'un modèle individuel à un modèle de distribution de la dynamique forestière. Application à une forêt dense tropicale humide de Guyane française*. 315 p. Thèse : Biologie : Nancy : 1999.
- Pierre G., Lahousse P. The role of groundwater in cliff instability : an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Earth Surface Process and Landforms*, 2006, vol.31, p.31-45.
- Pigeon P. Réflexions sur les notions et les méthodes en géographie des risques dits naturels. *Annales de Géographie*, 2002, n°627-628, p.452-470.
- Pirazzoli P.A. *Les littoraux*. Paris : Nathan, collection Géographie d'aujourd'hui, 1993, 191 p.
- Pirazzoli P.A. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta*, 2000, vol.23, n°6, p.643-661.
- Pirazzoli P.A. Tendances récentes des facteurs contribuant au risque de submersion sur les côtes atlantiques françaises. *La Houille Blanche*, 2008, vol.1, p.72-77.

- Pirazzoli P.A., Costa S., Dornbusch U. Flood threat anomaly for the low coastal areas of the English Channel based on analysis of recent characteristic flood occurrences. *Ocean Dynamics*, 2007, vol.57, n°6, p.501-510.
- Pirazzoli P.A., Costa S., Dornbusch U., Tomasin A. Recent evolution of surge-related events and assessment of coastal-flooding risk on the eastern coasts of the English Channel. *Ocean Dynamics*, 2006, vol.56, n°5-6, p.498-512.
- Pirazzoli P.A., Régnault H., Lemasson L. Changes in storminess and surges in western France during the last century. *Marine Geology*, 2004, vol.210, n°1-4, p.307-323.
- Pirazzoli P.A., Tomasin A. Estimation of return periods for extreme sea levels: a simplified empirical correction of the joint probabilities method with examples from the French Atlantic coast and three ports in the southwest of the UK. *Ocean Dynamics*, 2007, vol.57, n°2, p.91-107.
- Pomerol C. *Stratigraphie et paléographie*. Vol. I : Ère cénozoïque. Paris : Editions Noin, 1973, 213 p.
- Pomerol C., Bailey H. W., Monciardini C., Mortimore R.N. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Lewes and Seaford chalks : a link across the Anglo-Paris basin at the Turonian-Senonian boundary. *Cretaceous Research*, 1987, vol.8, p.289-304.
- Pomerol C., Feugueur L. Histoire géologique du Bassin de Paris. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, 1986, vol.1, n°1, p.103.
- Pontee N.I., Pye K., Blott S. Morphodynamic and sedimentary variation of mixed sand and gravel beaches, Suffolk, UK. *Journal of Coastal Research*, 2004, vol.20, n°1, p.256-276.
- Populus J., Laurentin A., Rollet C., Vasquez M., Guillaumont B., Bonnot-Courtois C. *Surveying coastal zone topography with airborne remote sensing for bathymetry mapping*, *eProceedings of Earsel's GIS*, Remote Sensing of the Coastal Zone, Ghent, 5-7 juin 2003, 2003, p.105-117.
- Pothérat P. *Photo-interprétation du glissement de la Clapière - Analyse structurale cinématique du mouvement de 1955 à 1992*. Proceedings of 7th International IAEG Congress, 1994, p.1527- 1532.
- Poulton C.V.L., Lee J.R., Hobbs P.R.N., Jones L., Hall M. Preliminary investigation into monitoring coastal erosion using terrestrial laser scanning: case study at Happisburgh, Norfolk. *Bulletin of the Geological Society of Norfolk*, 2006, n°56, p.45-64.
- Pouvreau N. *Trois cents ans de mesures marégraphiques en France: outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest*. 468 p. Thèse : Géographie : La Rochelle : 2008.
- Powers P.S., Chiarle M., Sarge W.Z. A digital photogrammetric method for measuring horizontal surficial movements on the Slumgullion earthflow, Hindsale county, Colorado. *Computers and Geoscience*, 1996, vol.22, n°6, p.651-663.
- Pozo-Vasquez D., Esteban-Parra M.J., Rodrigo F.S., Castro-Diez Y. An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domains. *International Journal of Climatology*, 2000, vol. 20, p.1675-1692.
- Prasad K., Arun Kumar S., Venkata Ramu Ch., Sreenivas P. Significance of nearshore wave parameters in identifying vulnerable zones during storm and normal conditions along Visakhapatnam coast, India. *Natural Hazards*, 2009, vol.49, n°2, p.347-360.
- Prêcheur C. Le littoral de la Manche, de Sainte-Adresse à Ault : étude morphologique. *Norois*, 1960, hors-série, p.1-38.
- Prokop A., Panholzer H. Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2009, vol.9, p.1921-1928.
- Puech C., Thommeret N., Kaiser B., Bailly J.S., Jacome A., Rey F., Mathys N. MNT à très haute résolution dans les modelés fortement disséqués : des données aux tests d'application. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2009, vol.2, p.141-152.
- Puech F. Contribution à l'analyse de la localisation et de la concentration spatiale des activités industrielles. *Vie & sciences économiques*, 2006, vol.4, n°173, p.46-58.

Q

- Quesnel F. *Cartographie numérique en géologie de surface - Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris*. Thèse de Géologie, Université de Rouen, Orléans : Editions BRGM, 1997, 255 p.
- Quesnel F., Catt J., Laignel B., Bourdillon C., Meyer R. The Neogene and Quaternary clay-with-flints north and south of the Channel. *Journal of Quaternary Science*, 2003, vol.18, p.283-294.
- Quesnel F., Laignel B., Bourdillon C., Meyer R. Les altérites à silex de Seine-Maritime (France) : Typologie, chronologie et géodynamique. *Bulletin d'information des géologues du bassin parisien*, 2000, vol.37, n°1, p.17-31.
- Quinn J.D., Rosser N.J., Murphy W., Lawrence J.A. Identifying the behavioural characteristics of clay cliffs using intensive monitoring and geotechnical numerical modeling. *Geomorphology*, 2010, vol.120, p.107-122.

R

- Rapinel S. *Contribution de la télédétection à l'évaluation des fonctions des zones humides : De l'observation à la modélisation prospective*. 382 p. Thèse : Géographie : Rennes 2 : 2012.
- Ravanel L., Deline P., Jaillet S. *Quatre années de suivi de la morphodynamique des parois rocheuses du massif du Mont Blanc par laserscanning terrestre*. In : Images et modèles 3D en milieux naturels, 2011, p.69-76.
- Reeve D.E., Burgess K.A. A method for the assessment of coastal flood risk. *IMA Journal of Mathematics Applied in Business & Industry*, 1993, vol.5, p.197-209.
- Regard V., Dewez T., Bourlès D.L., Anderson R.S., Duperret A., Costa S., Leanni L., Lasseur E., Pedroja K., Maillet G.M. Late Holocene seacliff retreat recorded by ¹⁰Be profiles across a coastal platform: Theory and example from the English Channel. *Quaternary Geochronology*, 2012, vol.11, p.87-97.
- Regrain R. *Protéger le littoral ouest des Bas-Champs de Cayeux*. In : Les littoraux en France : risques et aménagement. Centre Régional de Documentation Pédagogique de Picardie, 1992, 97 p.
- Revell D.L., Komar P.D., Sallenger Jr.A.H. An application of LiDAR to analyses of El Niño erosion in the Netarts littoral cell, Oregon. *Journal of Coastal Research*, 2002, vol.18, p.792-801.
- Riegl. *Documentation technique du TLS (LMS-Z390i)*. 2007.
- Robin M. *La géomatique et les risques côtiers*. 414 p., 2 volumes, Habilitation à Diriger les Recherches : Nantes : 2002.
- Robin M. *Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique*. In : Baron-Yelles N., Goeldner-Gianella L., Velut S. (dir). *Le Littoral, regards, pratiques et savoirs*. Etudes offertes à Fernand Verger. Paris : Rue d'Ulm-Presses universitaire de l'École Normale Supérieure, 2002, p.95-115.
- Robin M. Étude des risques côtiers sous l'angle de la géomatique. *Annales de Géographie*, 2002, n°627-628, p.471-502.
- Robin M., Debaine F., Fattal P., Maanan M., Juigner M., Paillart M. *Extraction des traits de côte par l'utilisation du LIDAR (zone de la Tresson, Noirmoutier)*. Document PDF issu d'une communication écrite de M. Robin (mai 2012) Source issue de Le guide méthodologique de suivi du trait de côte. BRGM/RP-60616-FR, novembre 2012.
- Robin M., Gourmelon F. *La télédétection et les SIG dans les espaces côtiers*. Eléments de synthèse à travers le parcours de François Cuq. *Norôis*, 2005, vol.196, n°3, p.11-21.
- Robinson LA. Marine erosive processes at the cliff foot. *Marine Geology*. 1977, vol.23, p.257-271.
- Rodet J. *Les karsts de la craie. Etude comparative*. 562 p. Thèse : Géologie : Paris IV : 1992.
- Rodet J. *La craie et ses karsts*. Centre normand d'étude du karst Groupe Seine, Elbeuf, 1992, 560 p.

- Rodet J., Juignet P. *Karst et Quaternaire du Bec de Caux. Les craies : sédimentation et tectonique*. AGBP, livret guide, Excursion Bec de Caux, 13 et 14 octobre 1990, 13 p.
- Rogers J. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 1984, vol.12, p.1999-2017.
- Rohde H. The history of the German coastal regions. *Die Küste*, 1978, vol.32, p.6-29.
- Rohmer J., Dewez T. On the deviation of extreme sea-cliff instabilities from the power-law frequency-volume distribution: practical implications for coastal management. In : Conley D.C., Masselink G., Russell P.E., O'Hare T.J. (Eds.) : Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England). *Journal of Coastal Research*, 2013, Special Issue 65, p.1698-1703.
- Romine B.M., Fletcher C.H. A summary of historical shoreline changes on beaches of Kauai, Oahu, and Maui ; Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 2013, vol.29, n°3, p.605-614.
- Rosser N.J., Lim M., Petley D.N., Dunning S.A., Allison R.J. Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. *Journal of Geophysical Research*, 2007, vol.112, n°F4, 14 p.
- Rosser N.J., Petley D.N., Lim M., Dunning S.A., Allison R.J. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 2005, vol.38, n°4, p.363-375.
- Rousseau N. *Study of seismic signals associated with rockfalls at 2 sites on the Reunion island (Mahavel Cascade and Souffrière cavity)*. Thèse IPG : Paris : 1999.
- Rousseeuw P.J., Leroy A.M. *Robust regression and outlier detection*. New York : John Wiley, 1987, 329 p.
- Rowlands K.A., Jones L.D., Whitworth M., Landslide laser scanning: a new look at an old problem. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 2003, vol.23, n°2, p.257-271.
- Ruggiero P., List J. H. Improving Accuracy and Statistical Reliability of Shoreline Position and Change Rate Estimates. *Journal of Coastal Research*, 2009, vol.25, n°5, p.1069-1081.
- Runyan K., Griggs G.B. The effects of armoring seacliffs on the natural sand supply to the beaches of California. *Journal of Coastal Research*, 2003, vol.19, n°2, p.336-347.

S

- Sabatier F., Anthony E.J., Héquette A., Suanez S., Musereau J., Ruz M.H., Regnauld H. Morphodynamics of beach/dune systems : examples from the coast of France, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2009, vol.1, p.3-22.
- Sabatier F., Suanez S. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2003, vol.47, p.283-300.
- Sallenger Jr A.H., Krabill W., Brock J., Swift R., Jansen M., Manizade S., Richmond B., Hampton M., Eslinger D. Airborne laser study quantifies El Niño-induced coastal change : EOS, *American Geophysical Union*, 1999, vol.80, n°8, p.92-93.
- Sallenger Jr A.H., Krabill W., Brock J., Swift R., Manizade S., Stockdon H. Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño. *Marine Geology*, 2002, vol.187, p.279-297.
- Sanders N.K. Wave tank experiments on the erosion of rocky coasts. *Paper and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 1968, vol.102, p.11-16.
- Sanjaume E., Pardo J.E. Erosion by human impact on the Valencian coastline (E of Spain). *Journal of Coastal Research*, 2005, Special Issue, vol.49 (Proceedings of the 2nd Meeting in Marine Sciences), p.76-82.
- Saporta G. *Probabilités, analyses des données et statistiques*. Paris : Editions Technip, 2006, 622 p.

- Savouret E. *Le concept d'événement géographique. Approche et réflexions à partir de l'étude environnementale et sociétale des impacts littoraux induits du Débarquement de Normandie du 6 juin 1944*. 360 p. Thèse : Géographie : Caen : 2007.
- Schmith T., Kaas E., Li T.S. Northeast Atlantic storminess 1875-1999 reanalysed. *Climate Dynamics*, 1998, vol.14, n°7-8, p.529-536.
- Schoenenwald N. *Les tempêtes en France et dans les îles britanniques : des aléas aux événements*. 335 p. Thèse : Géographie : Paris 1 : 2013.
- Senfaute G., Duperret A., Lawrence J.A. Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs : A case study at Mesnil-Val, Normandie, NW France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2009, vol.9, p.1625-1641.
- Service Technique de la Navigation Maritime et des Transmissions de l'Équipement. *Catalogue de fiches synthétiques de mesures de boue*. 1995.
- Shennan I. Flandrian sea-level changes in the Fenland. II : Tendancies of sea-level movement, altitudinal changes, and local and regional factors. *Journal of Quaternary Science*, 1986, vol.1, p.155-179.
- SHOM. *Atlas du SHOM*. 2000.
- SHOM. *Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique*, 1968, n°550.
- SHOM. *Courants de marée*. Baie de Seine. De Cherbourg à Fécamp. 1996, 561-UJA.
- SHOM. *Ouvrage de marée*. Références altimétriques maritimes. 2011, 98 p.
- SHOM-CETMEF. *Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France (Manche et Atlantique)*, CETMEF-SHOM, 2012, 160 p. Disponible sur : <http://www.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/statistiques-des-niveaux-marins-a414.html>
- Short A.D. *Handbook of Beach and shoreface morphodynamics*. Chichester : Wiley and Sons, 1999, 379 p.
- Short A.D. *Beaches*. In : Steele J.H., Thorpe S.A., Turekian K.K. (Eds). *Encyclopaedia of Ocean Sciences*. San Diego : Academic Press, 2001, p.245-255.
- Short A.D., Wright L.D. *Morphodynamics of high energy beaches : an Australian perspective*. In : Thom B.G. (Ed). *Coastal Geomorphology in Australia*. Sydney : Academic Press, 1984, p.43-68.
- Slimani S. *Les fonctionnements hydrologiques de l'aquifère karstifié de la Craie de Haute-Normandie : conséquences des contextes morphologiques et structuraux*. 281 p. Thèse : Géologie : Rouen : 2009.
- Slimani S., Massei N., Mesquita J., Valdés D., Fournier M., Laignel B., Dupont J.-P. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeology Journal*, 2009, vol.17, p.1823-1832.
- Simon B. *Statistique des niveaux marins extrêmes le long des côtes de France*. Rapport d'étude SHOM n° 001/94. 1994.
- Simon B. *Les niveaux marins extrêmes le long des côtes de France et leur évolution*. Extrait du cédérom (CETMEF-SHOM, 2008). 2008.
- SIRACEDPC. *Plan ORSEC*. Préfecture de Seine-Maritime. Document interne. 2008.
- Skaloud J., Lichti D. Rigorous approach to bore-sight self-calage in airborne laser scanner. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2006, vol.61, p.47-59.
- Slob S., Hack R. *3-D Terrestrial Laser Scanning as a New Field Measurement and Monitoring Technique*. In : Hack R., Azzam R., Charlier R. (eds). *Engineering Geology for Infrastructure Planning in Europe. A European Perspective*, In : *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol.104, Springer, Berlin/Heidelberg, Germany, 2004, p.179-190.
- Slob S., van Knapen B., Hack R., Turner K., Kemeny J. *Method for Automated Discontinuity Analysis of Rock Slopes with Three-Dimensional Laser Scanning*. In : *Proceedings of the Transportation Research Board 84th annual meeting*, January 9-13, 2005, p.187-194.

- Srivastava A., Niu X., Di K., Li R. *Shoreline modeling and erosion prediction*. In : ASPRS 2005 Annual Conference (Baltimore, Maryland), 2005, 11p.
- Stafford B. D. An Aerial Photographic Technique for Beach Erosion Surveys in North Carolina. Washington DC : U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, *Technical Memorandum*, 1971, n° 36.
- Stark C.P., Hovius N. The characterisation of landslides size distributions, *Geophysical Research Letters*, 2001, vol.28, n°6, p.1091-1094.
- Stéphan P. *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*. 560 p. Thèse : Géographie : Brest : 2008.
- Stéphan P., Suanez S. Dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires de Tréduder et de Saint-Michel-en-Grève (baie de Saint-Michel-en-Grève - Côtes d'Armor) entre 1990 et 2003. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2004, vol.3, p.438-448.
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B. Franchissement et recul des cordons de galets par rollover. Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récente du sillon de Talbert (Côtes d'Armor, Bretagne), *Norôis*, 2010, vol.215, p.59-75.
- Stephenson W.J. Shore platforms : A neglected coastal feature ? *Progress in Physical Geography*, 2000, vol.24, p.311-327.
- Stephenson W.J., Kirk R.M. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand : Part I : The role of waves. *Geomorphology*, 2000, vol.32, n°1-2, p.21-41.
- Stewart C.J. *United States Great Lakes Shoreline Recession Rate Data*. Consulting Report Prepared for the U.S. Army Corps of Engineers-Detroit District and Coastal Engineering Research Center, Final Report, Contract DACW39-93-M-6861 et DACW39-94-M-397. Ontario, Canada: Christian J. Stewart Consulting, 1994, 78 p.
- Stive M.J.F., Roelvink J.A., De Vriend H.J. *Large-scale coastal evolution concept. The Dutch Coast*. Proceedings 22nd International Conference Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, New York, 1990, vol.9, p.1962-1974.
- Stolk A. *Sand system coast - a morphological characterization - coastal defence after 1990 (in Dutch)*. Report GEO-PRO, 1989.02, 97 p.
- Sturzenegger M., Stead D. Quantifying discontinuity orientation and persistence on high mountain rock slopes and large landslides using terrestrial remote sensing techniques. *Natural Hazards and Earth Systems Science*, 2009, vol.9, pp. 267-287.
- Sturzenegger M., Yan M., Stead D., Elmo D. *Application and limitations of ground-based laser scanning in rock slope characterization*. In: Eberhardt E., Stead D., Morrison T. (eds), Vancouver Rock mechanics : Meeting Society's challenges and demands, Proceedings of the 1st Canada - U.S. Rock Mechanics Symposium, Canada, 27-31 May 2007, vol.1, p.29-36.
- Suanez S., Cariolet J.M. L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008. *Norôis*, 2010, vol.215, p.77-99.
- Suanez S., Fichaut B., Magne R. Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France : effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean, *Sedimentary Geology*, 2009, vol.220, n°1-2, p.12-28.
- Suanez S., Fichaut B., Sparfel L. Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne). *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 2007, vol.4, p.319-334.
- Suanez S., Stéphan P. Forçages météo-marins et dynamique morphosédimentaire saisonnière des cordons dunaires. Exemple de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor, Bretagne). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 2006, vol.2, p.91-110.
- Sunamura T. A relationship between wave-induced cliff erosion and erosive force of wave. *Journal of Geology*, 1977, vol.85, p.613-618.

- Sunamura T. A predictive model for wave-induced cliff erosion, with application to pacific coast of Japan. *Journal of Geology*, 1982, vol.90, p.167-178.
- Sunamura T. Projection of future coastal cliff recession under sea level rise induced by the greenhouse effect: Nii-jima Island, Japan. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, 1988, vol.9, p.17-33.
- Sunamura T. The elevation of shore platforms : a laboratory approach to the unsolved problem. *Journal of Geology*, 1991, vol.99, n°5, p.761-766.
- Sunamura T. *Geomorphology of rocky coasts*. New York : John Wiley, 1992, 302 p.
- Swenson M.J., Wu C.H., Edil T.B., Mickelson D.M. Bluff recession rates and wave impact along the Wisconsin coast of Lake Superior. *Journal of Great Lakes Research*, 2006, vol.32, p.512-530.

T

- Tabeaud M. *Étude sur les séries météo-marines, les surcotes marines et leurs impacts sur quelques sites littoraux à risques*. Rapport pour le Ministère de L'Environnement Groupe de recherches "Élévation du Niveau de la Mer", 1996, 122 p.
- Teisson C. *Houle de projet et durées de tempêtes sur le site de Penly*. In : Analyse de la houle naturelle. Rapport n°2. L.N.H. HE -42/86.14. 1986.
- Teisson C. *Défense contre la mer de la plage de galets de Criel : synthèse des conditions hydrodynamiques et sédimentologiques*. 1989, EDF-HE-42/89.12, 42 p.
- Teixeira S.B. Slope mass movements on rocky sea-cliffs: a power-law distributed natural hazard on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. *Continental Shelf Research*, 2006, vol.26, p.1077-1091.
- Teza G., Galgaro A., Zaltron N., Genevois R. Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: a new approach. *International Journal of Remote Sensing*, 2007, vol.28, n°16, p.3425-3446.
- Teza G., Pesci A., Genevois R., Galgaro A. Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation. *Geomorphology*, 2008, vol.97, p.424-437.
- Trenhaile A.S. The width of shore platforms : a theoretical approach, *Geografiska annaler, serie A, Physical geography*, 1983, vol.65, n°1-2, p.147-158.
- Trenhaile A.S., Perez Alberti A., Martinez Cortzas A., Costa Cazais M., Blanco Chao R. Rock coast inheritance : an example from Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1999, vol.24, p.605-621.
- Thieler E.R., Danforth W.W. Historical shoreline mapping (I): Improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research*, 1994, vol.10, n°3, p.549-563.
- Thieler E.R., Danforth W.W. Historical shoreline mapping (II): Application of the digital shoreline mapping and analysis system (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. *Journal of Coastal Research*, 1994, vol.10, n°3, p.600-620.
- Thieler E.R., Himmelstoss E.A., Zichichi J.L. Ergul A. *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 — An ArcGIS extension for calculating shoreline change : U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278*, 2009.
- Tomasin A., Pirazzoli P A. Extreme sea levels in the English Channel: calibration of the joint probability method. *Journal of Coastal Research*, 2008, vol.24, n°3, p.1-13.
- Touré B. *Dynamique du trait de côte. Actualisation des vitesses d'évolution du trait de côte et premières réflexions sur les rythmes d'évolution. Cas du littoral normand-picard*. Rapport de stage du Réseau d'Observation du Littoral Normand-Picard (R.O.L.N.P.), 2012, 79 p.
- Tralli D.M., Blom R.G., Zlotnicki V., Donnellan A., Evans D.L. Satellite remote sensing of earthquake, volcano, flood, landslide and coastal inundation hazards. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2005, vol.59, n°4, p.185-198.

- Travelletti, J. *Imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'observation et la caractérisation des mécanismes de glissements-coulées*. 321 p. Thèse : Géographie : Caen : 2011.
- Travelletti J., Oppikofer T., Delacourt C., Malet J.P., Jaboyedoff M. Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing*, 2008, vol.37, Part B5, p.485-490.
- Trenhaile A.S. *The geomorphology of rock coasts*. Oxford : Clarendon Press, 1987, 384 p.
- Trenhaile A.S. *Coastal Dynamics and Landforms*. Oxford : Clarendon Press, 1997, 366 p.
- Trenhaile A.S. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 2000, vol.166, n°1-4, p.163-178.
- Trenhaile A.S. Rock coasts, with particular emphasis on shore platform. *Geomorphology*, 2002, vol.48, n°1, p.7-22.
- Tricart J., Rimbert S., Lutz G. *Introduction à l'utilisation des photographies aériennes en géographie, géologie, écologie, aménagement du territoire*. Tome 1, Notions générales, données structurales, géomorphologie, Paris : Société d'édition d'enseignement supérieur, 1970, 247 p.
- Trzpit J.P. *Climat*, In : Atlas de Normandie, Institut de Géographie, Université de Caen, 1970, 2 p.
- Tsujimoto H. Dynamic conditions for shore platform initiation. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section A*, 1987, vol.8, p.45-93.

U

- Ulbrich U., Leckebusch G.C., Pinto J.G. Extra-tropical cyclones in the present and future climate : A review, *Theoretical and Applied Climatology*, 2009, vol.96, p.117-131.
- Ullmann A., Pirazzoli P.A. Caractéristiques spatiales de la formation des surcotes marines dans le Golfe du Lion. *Cybergeo : European Journal of Geography, Espace, Société, Territoire*, 2007, 362, 12 p.
- Uppenbrink J. The North Atlantic Oscillation. *Science*, 1999, vol.283, n° 5404, p.948-949.

V

- Vallejo L.E., DeGroot R. Bluff response to wave action. *Engineering Geology*, 1988, vol.26, p.1-16.
- Van Asch T. W., Malet J.P., van Beek L.P., Amtrano D. Techniques, advances, problems and issues in numerical modelling of landslide hazard. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2007, vol.178, n°2, p.65-88.
- Vanderstraete T, Goossens R, Ghabour T.K. Bathymetric mapping of coral reefs in the Red Sea (Hurghada, Egypt) using Landsat7 ETM+ Data. *Belgeo*, 2003, vol.3, p.257-268.
- Vengeon J.M., Hantz D., Dussauge C. Prédicabilité des éboulements rocheux : approche probabiliste par combinaison d'études historiques et géomécaniques, *Revue Française de Géotechnique*, 2001, n° 95-96, p.143-154.
- Verger F. L'inondation du marais de Monts en Vendée d'après les données Landsat 2 du 13 décembre 1976. *Photo-interprétation*, 1978, n° 3, 3 p.
- Vigarié A. Observations sur les caractères structuraux et morphologiques de la région de Rouen. *Annales de géographie*, 1954, vol.2, p.2-32.
- Visbeck M.H., Hurrell J.W., Polvani L., Cullen H.M. The North Atlantic Oscillation : Past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2001, vol.98, n°23, p.12876-12877.

W

- Wang X.L., Wan H., Zwiers F.W., Swail V.R., Compo G.P., Allan R.J., Vose R.S., Jourdain S., Yin X. Trends and low-frequency variability of storminess over western Europe, 1878-2007. *Climate Dynamics*, 2011, vol.37, n°11-12, p.2355-2371.
- WASA GROUP. Changing waves and storms in the Northeast Atlantic ? *Bulletin American Meteorological Society*, 1998, vol.79, p.741-760.
- Wazi N. *Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le tertiaire-quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine. Stratigraphie et tectonique*. 534 p. Thèse : Géologie : Rouen : 1988.
- Weiss J.L., Overpeck J.T., Strauss B. Implications of recent sea-level rise science for low-elevation areas in coastal cities of the conterminous U.S.A. *Climatic Change*, 2011, vol.105, p.635-645.
- Werbrouck I., Antrop M., Van Eetvelde V., Stal C., De Maeyer P., Bats M., Bourgeois J., Court-Picon M., Crombé P., De Reu J., De Smedt P., Finke P.A., Van Meirvenne M., Verniers J., Zwertvaegher A. Digital Elevation Model generation for historical landscape analysis based on LiDAR data, a case study in Flanders (Belgium). *Expert Systems with Applications*, 2011, vol.38, n°7, p.8178-8185.
- Werner P.C., Gerstengarbe F.W. Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-2009) nach Paul Hess und Helmut Brezowsky 7., verbesserte und ergänzte Auflage. *PIK Report*, 2010, n°119, 146 p.
- Wieczorek G.F., Nishenko S.P., Varnes D.J. *Analysis of rock falls in the Yosemite Valley, California*. In : Proceedings of 35th U.S. Symposium on Rock Mechanics, Daemen J.J., Schultz R.A., (eds), A.A. Balkema, Rotterdam, 1995, p.85-89.
- Williams S.J. Sea-level rise implications for coastal regions. *Journal of Coastal Research*, 2013, Special Issue 63, p.184-196.
- Woodroffe C.D. *Coasts : form, process and evolution*. Cambridge : Cambridge University Press. 2002, 623 p.
- Wöppelmann G. *Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale*. 263 p. Thèse : Géodésie : Paris : 1997.
- Wyns R. Tectonique récente dans l'Ouest du Bassin de Paris : méthodes d'étude et bilan des déformations plioquaternaires. *Bulletin de la Société géologique de France*, 1977, vol.7, tome XIX, n°5, p.1093-1101.

X

Y

- Young A.P., Adams P.N., O'Reilly W.C., Flick R.E., Guza R.T. Coastal cliff ground motions from local ocean swell and infragravity waves in southern California, *Journal of Geophysical Research*, 2011, vol.116, C09007, 11 p.
- Young A.P., Ashford S.A. Quantifying sub-regional seacliff erosion using mobile terrestrial LIDAR. *Shore and Beach*, 2007, vol.75, p.38-43.
- Young A.P., Flick R.E., Gutierrez R., Guza R.T. Comparison of short-term seacliff retreat measurement methods in Del Mar, California. *Geomorphology*, 2009, vol.112, p.318-323.
- Young A.P., Guza R.T., O'Reilly W.C., Flick R.E., Gutierrez R.. Short-term retreat statistics of a slowly eroding coastal cliff. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 2011, vol.11, p.205-217.
- Young A.P., Guza R.T., Adams P.N., O'Reilly W.C., Flick R.E. Cross-shore decay of cliff top ground motions driven by local ocean swell and infragravity waves, *Journal of Geophysical Research*, 2012, vol.117, C06029, 12 p.

Young A.P., Olsen M.J., Driscoll N., Flick R.E., Gutierrez R., Guza R.T., Johnstone E., Kuester F. Comparison of airborne and terrestrial LIDAR estimates of seacliff erosion in southern California. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 2010, vol.76, n°4, p.421-427.

Z

Zaninetti J.M. *Statistique spatiale, méthodes et applications géomatiques*. Paris : Hermès Lavoisier, 2005, 320 p.

Zenkovitch V.P. *Processes of coastal development*. London : Oliver & Boyd, 1967, 738 p.

Zhang K., Douglas B., Leatherman S. Do storms cause long-term beach erosion along the U.S. east barrier coast ? *Journal of Geology*, 2002, vol.110, n°4, p.493-502.

Zviely D., Klein M. Coastal cliff retreat rates at Beit-Yannay, Israel, in the 20th century. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2004, vol.29, p.175-184.

PRESSE

Le Courrier Cauchois. Journal

Les informations dieppoises. Journal.

Liberté-Le bonhomme Libre. Journal

Ouest-France. Journal

SITES INTERNET CONSULTÉS

<http://anemoc.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>

<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>

<http://www.cg14.fr>

<http://www.cnes.fr/web/CNES-fr/3227-pleiades.php>

http://www.cnrn.meteo.fr/dbfastex/recyf_temp/tempet003.html#railbloc

http://www.cnrn.meteo.fr/dbfastex/recyf_temp/tempet004.html#railzonal

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>

<http://www.data.shom.fr>

<http://www.eaufrance.fr>

<http://www.infoterre.brgm.fr/>

<http://www.leparisien.fr/flash-actualite-monde/portugal-eboulement-sur-une-plage-d-algarve-au-moins-2-morts-4-disparus-21-08-2009-612662.php>

<http://www.meteociel.fr/>

<http://www.mirror.co.uk/news/uk-news/burton-bradstock-landslide-body-found-1163688>

<http://www.onml.fr>

<http://www.overtopping-manual.com>

<http://www.previmer.org>

<http://www.shom.fr>

<http://www.wetter3.de>

TABLE DES FIGURES

FIGURE 1.1 : SCHÉMA MORPHOSTRUCTURAL GÉNÉRAL ENTRE LA BAIE DES VEYS ET LA BAIE DE SOMME (D'APRÈS MÉGNIEN ET MÉGNIEN, 1980 ; BAIZE, 1998 ; FONT, 2002 ; HAUCHARD ET AL., 2002).....	21
FIGURE 1.2 : RELATION ENTRE LA HAUTEUR DES FALAISES (COSTA, 2000) ENTRE LE CAP D'ANTIFER ET LE TRÉPORT ET LE DÉCOUPAGE TECTONIQUE D'APRÈS L'ANALYSE FRACTALE (HAUCHARD ET AL., 2002).....	22
FIGURE 1.3 : ALIGNEMENT DES ARCHES À ÉTRETAT ET POSITION DE LA FRACTURE SUPPOSÉE	23
FIGURE 1.4 : GÉOLOGIE CONTINENTALE SUR LE LITTORAL NORMAND ET PICARD (INFOTERRE® BRGM, 2012 ; COSTA, 1997 ; MAQUAIRE, 1990 ; DORÉ ET AL., 2006).....	24
FIGURE 1.5 : LA CÔTE BASSE SABLEUSE URBANISÉE D'ASNELLES AVEC SES ENROCHEMENTS ET ÉPIS	26
FIGURE 1.6 : CÔTE BASSE DE VEULETTES-SUR-MER AU DROIT DE LA VALLÉE DE LA DURDENT	26
FIGURE 1.7 : ALTITUDE DES FONDS DE VALLÉES (IGN69) DE QUELQUES COMMUNES AU REGARD DES NIVEAUX EXTRÊMES.....	27
FIGURE 1.8 : SUBMERSIONS MARINES À FÉCAMP ET VER-SUR-MER	27
FIGURE 1.9 : CORRESPONDANCES DES CLASSIFICATIONS ET STRATIGRAPHIE ÉVÉNEMENTIELLE À ÉTRETAT (POINTE DE BELVAL, TAILLÉE DANS LE LEWES CHALK)	29
FIGURE 1.10 : AFFLEUREMENT DES CRAIES DU CAP D'ANTIFER AU TRÉPORT (COSTA, 1997, 2005 ; LAIGNEL, 2003 ; DUPERRET ET AL., 2004).....	30
FIGURE 1.11 : SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DES CRAIES DE L'OUEST DU BASSIN DE PARIS (D'APRÈS LAIGNEL, 1997, 2002 ; LAIGNEL ET AL., 2006)	31
FIGURE 1.12 : FALAISE SIMPLE (COSTA, 2005) ET L'EXEMPLE DE SAINTE-MARGUERITE-SUR-MER (LETORTU, 17/01/2010)	31
FIGURE 1.13 : FALAISE À PIÉDESTAL RÉSISTANT (COSTA, 2005) ET L'EXEMPLE AU CAP FAGNET (LETORTU, 20/11/2009)	32
FIGURE 1.14 : FALAISE COMPLEXE (COSTA, 2005) AU CAP D'AILLY	33
FIGURE 1.15 : CORDON DE GALETS ADOSSÉ AU PERRÉ À POURVILLE-SUR-MER (COMMUNE D'HAUTOT-SUR-MER) (LETORTU, 28/06/2010)	34
FIGURE 2.1 : TYPES DE CIRCULATION DOMINANTE EN HIVER ET EN ÉTÉ (CANTAT ET AL., 2012A)	42
FIGURE 2.2 : CUMUL DES PRÉCIPITATIONS EN ÉTÉ ET EN HIVER (MÉTÉO-FRANCE, 1971-2000).....	42
FIGURE 2.3 : DIVERSITÉ RÉGIONALE DU VENT TRI-HORAIRE SUR LA PÉRIODE 1981-2010, ET EXPOSITION AUX FLUX DE COMPOSANTE OUEST À NORD-EST SUR LES CÔTES DE LA MANCHE (LETORTU ET AL., 2012)	43
FIGURE 2.4 : SITUATION SYNOPTIQUE GÉNÉRANT UN FORT VENT DE COMPOSANTE OUEST EN MANCHE. EXEMPLE DU 10/03/2008 À 18 H UTC, D'APRÈS LES ARCHIVES DE LA MÉTÉOROLOGIE ALLEMANDE (HTTP://WWW.WETTER3.DE).....	44
FIGURE 2.5 : FORCE ET DIRECTION DU VENT MOYEN ET FORCE DE LA PLUS FORTE RAFALE AU CAP DE LA HAGUE, LE 10/03/2008 (D'APRÈS DONNÉES MÉTÉO-FRANCE) (CANTAT ET AL., 2012B)	45
FIGURE 2.6 : SITUATION SYNOPTIQUE GÉNÉRANT UN FORT VENT DE NORD-EST EN MANCHE. EXEMPLE DU 23/12/2010 À 12 H UTC, D'APRÈS LES ARCHIVES DE LA MÉTÉOROLOGIE ALLEMANDE (HTTP://WWW.WETTER3.DE).....	45
FIGURE 2.7 : SITUATION SYNOPTIQUE GÉNÉRANT UN FORT VENT DE NORD-EST EN MANCHE. EXEMPLE DU 10/03/2010 À 12 H UTC, D'APRÈS LES ARCHIVES DE LA MÉTÉOROLOGIE ALLEMANDE (HTTP://WWW.WETTER3.DE).....	46
FIGURE 2.8 : PRESSION ATMOSPHÉRIQUE, FORCE ET DIRECTION DU VENT MOYEN ET FORCE DE LA PLUS FORTE RAFALE À BERNIÈRES-SUR-MER, LE 23 DÉCEMBRE 2010 ET LE 10 MARS 2010 (D'APRÈS DONNÉES MÉTÉO-FRANCE) (CANTAT ET AL., 2012B)	46
FIGURE 2.9 : VARIABILITÉ DES TEMPÉRATURES ET DES PRÉCIPITATIONS DANS LA PLAINE DE CAEN ENTRE 2001 ET 2010 (CANTAT, 2012 IN DREAL, SOUS PRESSE)	47
FIGURE 2.10 : SAISONNALITÉ DE LA FORCE DES VENTS MOYENS DE QUADRANT OUEST (225-315°N, SOIT D'AFFLUX À LA CÔTE) TOUTES LES 12 H À DIEPPE (1981-2010).....	48
FIGURE 2.11 : CONJONCTURE DES VENTS MOYENS, TEMPÉRATURES MOYENNES ET PRÉCIPITATIONS MOYENNES À L'ÉCHELLE MENSUELLE À DIEPPE DE 1981 À 2011 (DONNÉES MÉTÉO-FRANCE). SÉRIES CORRIGÉES DES TENDANCES ET VARIATIONS SAISONNIÈRES RESPECTIVES PAR LISSAGE PAR MOYENNE MOBILE D'ORDRE 12 DANS UN MODÈLE ADDITIF.	51

FIGURE 2.12 : FIGURE SIMPLIFIÉE DU BILAN HYDROLOGIQUE (CYCLE COMPLET DE L'EAU DANS LA NATURE) ET DU BILAN HYDRIQUE (CYCLE PARTIEL DE L'EAU, NE PRENANT PAS EN COMPTE LES RÉSERVES SOUTERRAINES PROFONDES MAIS SEULEMENT CELLES QUE CONTIENT LE SOL AGRONOMIQUE, APPELÉES RÉSERVE UTILE OU RU) (LAMY ET AL., 2013)	52
FIGURE 2.13 : BILAN HYDRIQUE À DIEPPE SUR LES DÉCADES DE 2002 À 2009 (LETORTU ET AL., SOUMIS)	53
FIGURE 3.1 : HAUTEURS SIGNIFICATIVES DE LA HOULE ($H_{1/3}$) POUR DIVERS SITES DU LITTORAL DE LA SEINE-MARITIME (ALLEN ET DELANNOY, 1990 ; STNMTE, 1995)	60
FIGURE 3.2 : FETCHS SUR LE SECTEUR D'ÉTUDE	60
FIGURE 3.3 : LE MARNAGE DE VIVE-EAU MOYENNE EN MANCHE (EDF-DRD)	61
FIGURE 3.4 : VITESSES DES COURANTS MAXIMAUX EN MANCHE (SHOM, 2000).....	62
FIGURE 3.5 : VITESSES ET DIRECTIONS DES COURANTS DE MARÉE, EN VIVE-EAU, LE LONG DU LITTORAL EN MANCHE (LCHF, 1986) .	63
FIGURE 3.6 : RÉFÉRENCES ALTIMÉTRIQUES MARITIMES DE GRANDCAMP À CAYEUX-SUR-MER (SHOM, 2011)	64
FIGURE 3.7 : PÉRIODE DE RETOUR DES SURCOTES EN CM (PORTS DE RÉFÉRENCE) (SIMON, 2008).....	65
FIGURE 3.8 : NIVEAUX EXTRÊMES DE PLEINE MER POUR LES PORTS DE RÉFÉRENCE SUR ET AUTOUR DE NOTRE SECTEUR D'ÉTUDE (RÉFÉRENCE IGN69, SHOM-CETMEF, 2012).....	66
FIGURE 3.9 : PARAMÈTRES INTERVENANT DANS LA GÉNÉRATION DE HAUTS NIVEAUX D'EAU SUR LE CORDON DE GALETS, DONT LE WAVE SETUP ET LE SWASH RUNUP (MODIFIÉ DE FICHAUT ET SUANEZ, 2007)	66
FIGURE 3.10 : COURBES DES MODIFICATIONS RELATIVES DU NIVEAU MARIN AU COURS DE L'Holocène POUR LE NORD-OUEST DE LA FRANCE (D'APRÈS MORZADEC ET AL., 1969 ET LAMBECK, 1996).....	68
FIGURE 3.11 : VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER DANS TROIS PORTS DE RÉFÉRENCE EN FRANCE DEPUIS LE XIX ^{ÈME} SIÈCLE	68
FIGURE 3.12 : ÉLÉVATION GLOBALE DU NIVEAU DE LA MER DE 1870 À 2001 FOURNIE PAR LE GIEC (2007).....	69
FIGURE 4.1 : ÉVOLUTION DE L'ÉTALEMENT URBAIN À CRIEL-SUR-MER (D'APRÈS ROLNP, 2012, D'APRÈS DGFIP).....	76
FIGURE 4.2 : DENSITÉ D'HABITANTS AU KM ² ET NOMBRE D'HABITANTS À L'ÉCHELLE DE LA COMMUNE EN 2007 (INSEE) (WWW.ONML.FR).....	77
FIGURE 4.3 : URBANISATION À CRIEL-SUR-MER DANS LA BASSE VALLÉE ET SUR LES VERSANTS À PROXIMITÉ DE L'ABRUPT	78
FIGURE 4.4 : SCHÉMA DE L'ÉMERGENCE DES RISQUES CÔTIERS : DYNAMIQUES CONVERGENTES DU TRAIT DE CÔTE ET DE L'OCCUPATION DU RIVAGE (MEUR-FÉREC ET MOREL, 2004).....	78
FIGURE 4.5 : CÔTIERS PRÉLEVANT DES GALETS À VATTETOT-SUR-MER (GAUMY, 1972)	79
FIGURE 4.6 : CELLULES ET SOUS-CELLULES HYDROSÉDIMENTAIRES ENTRE LA BAIE DES VEYS ET LA BAIE DE SOMME (D'APRÈS COSTA, 1997 ; LEVOY ET LARSONNEUR, 1994) (ROLNP, 2012)	81
FIGURE 4.7 : JETÉE PORTUAIRE DU TRÉPORT ET EFFETS SUR LE TRANSIT SÉDIMENTAIRE À MERS-LES-BAINS.....	81
FIGURE 4.8 : LES OUVRAGES TRANSVERSAUX ET LONGITUDINAUX EN MANCHE ORIENTALE ET CENTRALE (D'APRÈS LA BD ORTHO® IGN DE 2000, 2008 ET 2009)	82
FIGURE 5.1 : REPRÉSENTATIVITÉ DU RÉFÉRENTIEL « HAUT DE FALAISE » ET « FRONT DE FALAISE » POUR SUIVRE L'ÉROSION CÔTIÈRE (D'APRÈS YOUNG ET AL., 2009)	94
FIGURE 5.2 : SOMMET DE L'ABRUPT CRAYEUX ET DE L'ABRUPT TAILLÉ DANS LES RÉSIDUS À SILEX AUX ALENTOURS D'ÉTRETAT.....	95
FIGURE 5.3 : LES ERREURS COMMUNES ASSOCIÉES À L'UTILISATION DES PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES VERTICALES (D'APRÈS PAINE ET KISER, 2003 ; MORGAN ET AL., 2010)	97
FIGURE 5.4 : PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES VERTICALES DE L'IGN À NOTRE DISPOSITION SUR LA SECTION QUIBERVILLE/CRIEL-SUR-MER ENTRE 1939 ET 2000	99
FIGURE 5.5 : SYNTHÈSE DES DIFFÉRENTES ERREURS LIÉES AU TRAITEMENT NUMÉRIQUE ET À LA DIGITALISATION DES DONNÉES PHOTOGRAPHIQUES LORS DU SUIVI DU TRAIT DE CÔTE ENTRE QUIBERVILLE ET LE TRÉPORT ENTRE 1939 ET 2000.....	100
FIGURE 5.6 : ÉVOLUTION DU TRAIT DE CÔTE À L'EST DE L'ÉGLISE DE VARENGEVILLE-SUR-MER ENTRE 1947 ET 2000	101
FIGURE 5.7 : MÉTHODE TESTÉE POUR RECTIFIER LES PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES VERTICALES.....	101
FIGURE 5.8 : ÉTAPES DU MODULE DSAS À SOTTEVILLE-SUR-MER	103
FIGURE 5.9 : APPROCHE PAR LA LIGNE DE BASE : EXEMPLE DE SOTTEVILLE-SUR-MER	105
FIGURE 5.10 : MÉTHODE DE CALCUL DES SURFACES PERDUES PAR ÉROSION (A. BENSARD)	106
FIGURE 5.11 : APPROCHE BASÉE SUR L'AIRES PERDUE (MODÈLE SURFACIQUE) : EXEMPLE À SOTTEVILLE-SUR-MER	107
FIGURE 5.12 : RÉSULTATS DES VITESSES DE REcul OBTENUES PAR L'APPROCHE DE LA LIGNE DE BASE	108
FIGURE 5.13 : VITESSES DE REcul ENTRE 1966-1995, 1995-2008 ET 1966-2008.....	109
FIGURE 5.14 : INADÉQUATION DES TRANSECTS POUR LE TRAIT DE CÔTE IRRÉGULIER À ÉTRETAT	109
FIGURE 5.15 : VITESSES DE REcul OBTENUES PAR LA MÉTHODE BASÉE SUR L'AIRES ET LA LIGNE DE BASE.....	110
FIGURE 5.16 : COMPARAISON DES RÉSULTATS OBTENUS ENTRE 1966 ET 1995 PAR L'APPROCHE DE LA LIGNE DE BASE ET CEUX DE S. COSTA (2000) PAR L'APPROCHE BASÉE SUR L'AIRES.....	111
FIGURE 5.17 : SURFACES PERDUES EN HAUT DE FALAISE (« ABRUPT CRAYEUX ») ET VITESSES DE REcul ENTRE 1966 ET 2008	111

FIGURE 5.18 : RÉSULTATS DES VITESSES DE REcul OBTENUES PAR L'APPROCHE BASÉE SUR L'AIRe	112
FIGURE 5.19 : VARIABILITÉ DU REcul PAR SOUS-CELLULES HYDRO-SÉDIMENTAIRES ENTRE LE CAP D'ANTIFER ET LE TRÉPORT (1966-2008).....	113
FIGURE 5.20 : COMPARAISON ENTRE LES DEUX LEVÉS LIDAR (IGN, CLAREC) AU VAL POLLET (CRIEL-SUR-MER)	115
FIGURE 5.21 : RÉSULTATS DES VITESSES DE REcul OBTENUES PAR L'APPROCHE BASÉE SUR L'AIRe ENTRE 2008 ET 2012 À CRIEL-SUR-MER	116
FIGURE 5.22 : ÉVOLUTION DU TRAIT DE CÔTE ENTRE 2008, 2011 ET 2012 ET VISUALISATION DES REculS IMPORTANTS À CRIEL-SUR-MER	117
FIGURE 6.1 : VITESSES DE REcul ENTRE LE CAP D'ANTIFER ET LE TRÉPORT (1966-2008) EN LIEN AVEC LA LITHOSTRATIGRAPHIE (COSTA, 1997 ; MORTIMORE, 2001 ; LAIGNEL, 2003).....	124
FIGURE 6.2 : CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES ET PHYSIQUES DES CRAIES DE L'OUEST DU BASSIN DE PARIS (D'APRÈS LAIGNEL, 1997 ET 2002 ; LAIGNEL ET AL., 2006)	125
FIGURE 6.3 : SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES GÉOTECHNIQUES DES CRAIES DE L'OUEST DU BASSIN DE PARIS (D'APRÈS LAIGNEL, 1997 ET 2002 ; LAIGNEL ET AL., 2006).....	125
FIGURE 6.4 : LES FALAISES COMPLEXES DU CAP D'AILLY	126
FIGURE 6.5 : SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DU NORD DU BASSIN ANGLO-PARISIEN À TRAVERS DES CORRÉLATIONS DE LA MANCHE AVEC UNE INDIVIDUALISATION EN TROIS DOMAINES (MORTIMORE ET POMEROL, 1987 IN LASSEUR, 2007 ; FOUCAULT ET RAOULT, 2000).....	127
FIGURE 6.6 : LITHOSTRATIGRAPHIE DES FALAISES CRAYEUSES DU CAP D'ANTIFER AU TRÉPORT (D'APRÈS COSTA, 1997, 2005 ; LAIGNEL, 2003 ; DUPERRET ET AL., 2004) ET VITESSES DE REcul (1966-2008)	128
FIGURE 6.7 : HAUTEUR DES FALAISES, LARGEUR DE L'ESTRAN, LARGEUR DU CORDON DE GALETS ET LEUR RELATION AVEC LES VITESSES DE REcul	130
FIGURE 6.8 : LARGEUR DE CORDON DE GALETS (PAS DE 200 M) ENTRE LE CAP D'ANTIFER ET LE TRÉPORT À PARTIR DES DONNÉES PHOTOGRAMMÉTRIQUES (COSTA, 2000).....	132
FIGURE 6.9 : JETÉE PORTUAIRE DE FÉCAMP ET ÉPI MAJEUR DE CRIEL-SUR-MER ET LEURS EFFETS SUR LE TRANSIT SÉDIMENTAIRE ...	133
FIGURE 6.10 : AUGMENTATION DES VITESSES DE REcul EN AVAL-DÉRIVE DES OBSTACLES.....	134
FIGURE 6.11 : ACCÉLÉRATION DE L'ÉROSION EN AVAL-DÉRIVE DE L'ÉBOULEMENT DU CHIEN NEUF	135
FIGURE 7.1 : TYPES DE MOUVEMENTS DE MASSE OBSERVÉS SUR LE SECTEUR D'ÉTUDE	141
FIGURE 7.2 : ZONES DE DÉPART ET DE DÉPÔT DES ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS REPÉRÉS À SAINT-PIERRE-EN-PORT (A) ET DIEPPE (B)	143
FIGURE 7.3 : SÉRIES DE PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES VERTICALES DISPONIBLES ET UTILISÉES.....	143
FIGURE 7.4 : NOMBRE D'ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS PAR SOUS-CELLULES HYDRO-SÉDIMENTAIRES ET PAR MISSION (EN GRISÉ : ABSENCE DE MISSION ; * : SAINT-VALÉRY-EN-CAUX/DIEPPE).....	144
FIGURE 7.5 : DISTRIBUTION ET DENSITÉ D'ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS RECENSÉS PAR KM LINÉAIRE	145
FIGURE 7.6 : DISTRIBUTION DE L'AIRe DES ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS (A : ZONE DE DÉPART, B : ZONE DE DÉPÔT) EN FONCTION DES SOUS-CELLULES HYDRO-SÉDIMENTAIRES	146
FIGURE 7.7 : NOMBRE D'ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS PAR SOUS-CELLULES HYDRO-SÉDIMENTAIRES ET PAR MISSION	147
FIGURE 7.8 : ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS SUCCESSIFS DE PAN ENTIER DE FALAISe À BRACQUEMONT	148
FIGURE 7.9 : PÉRIODES DE RETOUR DES ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS EN FONCTION DES SOUS-CELLULES HYDRO-SÉDIMENTAIRES	148
FIGURE 7.10 : ÉVOLUTION RAPIDE DE LA FALAISe AU PETIT-AILLY (VARENGEVILLE-SUR-MER) : TROIS ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS DE PAN ENTIER DE FALAISe AU MÊME ENDROIT.....	149
FIGURE 7.11 : DURÉE D'ÉVACUATION DES ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS AU NIVEAU DES CORDONS DE GALETS PAR SOUS-CELLULES HYDRO-SÉDIMENTAIRES (* : ORTHOPHOTOGRAPHIES 2000 ET 2008 INTÉGRÉES COUVRANT SAINT-VALÉRY-EN-CAUX/DIEPPE)	150
FIGURE 7.12 : ÉVOLUTION DU FRONT DE LA FALAISe À VASTERIVAL (VARENGEVILLE-SUR-MER) ENTRE LE 09/03, LE 31/05 (ÉBOULEMENT DE 5 700 m ³), LE 14/08 (ÉVACUATION PARTIELLE) ET LE 19/12/2006 (ÉVACUATION TOTALE DE L'ÉBOULEMENT) (ESTRAN)	151
FIGURE 7.13 : DISTRIBUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DES ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS EN AMONT ET AVAL DU CHIEN NEUF (DATÉ DE 1910) (A) ET DE LA JETÉE DE LA CENTRALE EDF DE PENLY (CONSTRUCTION EN 1981) (B).....	152
FIGURE 7.14 : DISTRIBUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DES ÉBOULEMENTS/ÉCROULEMENTS EN AMONT ET AVAL DE L'ÉPI MAJEUR DE CRIEL-SUR-MER (RALLONGÉ EN 1995).....	153
FIGURE 7.15 : POSITIONS SUPPOSÉES DU TRAIT DE CÔTE EN FONCTION DES MÉTHODES DE CALCUL	154
FIGURE 7.16 : REcul MOYEN PAR AN, V ₁₀₀ ET R _x	154

FIGURE 7.17 : POSITIONS DU TRAIT DE CÔTE DÉDUITES DU REcul INSTANTANÉ MAXIMAL ET DE LA VALEUR DE REcul MOYEN EXTRAPOLÉE SUR 100 ANS À QUIBERVILLE	155
FIGURE 7.18 : POSITIONS DU TRAIT DE CÔTE DÉDUITES DU REcul INSTANTANÉ MAXIMAL ET DE LA VALEUR DE REcul MOYEN EXTRAPOLÉE SUR 100 ANS À LA CÔTE AUX HÉRONs (OUEST DE DIEPPE).....	155
FIGURE 7.19 : POSITIONS DU TRAIT DE CÔTE DÉDUITES DU REcul INSTANTANÉ MAXIMAL ET DE LA VALEUR DE REcul MOYEN EXTRAPOLÉE SUR 100 ANS À PUYS (EST DE DIEPPE).....	156
FIGURE 7.20 : POSITIONS DU TRAIT DE CÔTE DÉDUITES DU REcul INSTANTANÉ MAXIMAL ET DE LA VALEUR DE REcul MOYEN EXTRAPOLÉE SUR 100 ANS À CRIEL-SUR-MER.....	157
FIGURE 7.21 : LES DIFFÉRENTS ZONAGES PROSPECTIFS À LA CÔTE AUX HÉRONs (OUEST DE DIEPPE).....	158
FIGURE 7.22 : LES DIFFÉRENTS ZONAGES PROSPECTIFS À CRIEL-SUR-MER	159
FIGURE 8.1 : ESTIVANTS INSTALLÉS EN PIED DE FALAISE À PROXIMITÉ D'UN ÉBOULEMENT AU PETIT AILLY À VARENGEVILLE-SUR-MER (ESTRAN, 31/08/2009).....	173
FIGURE 8.2 : ÉVOLUTION DU SECTEUR SUIVI PAR L'ASSOCIATION ESTRAN ET QUELQUES EXEMPLES DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES	174
FIGURE 8.3 : DÉCOUPAGE DU LINÉAIRE CÔTIER SUIVI PAR ESTRAN	175
FIGURE 8.4 : FICHE ÉBOULEMENT (ESTRAN, 2007).....	176
FIGURE 8.5 : MODES DU CALCUL DU VOLUME ÉBOULÉ/ÉCROULÉ : PRISME DROIT À BASE QUELCONQUE (COSTA, 2004) (A), MESURES DE LA CICATRICE D'ARRACHEMENT (B)	177
FIGURE 8.6 : TYPOLOGIE DES ZONES DE DÉPART DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES	177
FIGURE 8.7 : NOMBRE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES ET VOLUMES EFFONDÉS ENTRE 2002 ET 2009.....	178
FIGURE 8.8 : CUMUL DES VOLUMES PRODUITS ENTRE 2002 ET 2009	178
FIGURE 8.9 : HISTOGRAMME DE DISTRIBUTION DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES RECENSÉS PAR L'ASSOCIATION ESTRAN (TOUS VOLUMES CONFONDUS) ENTRE 2002 ET 2009.....	179
FIGURE 8.10 : INFORMATIONS SUR LA ZONE DE DÉPART DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES EN FONCTION DU VOLUME.....	180
FIGURE 8.11 : RÉPARTITION DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES DE 2002 À 2009 ENTRE VEULES-LES-ROSES ET LE TRÉPORT (A) ET LEUR EMPRISE SPATIALE AU CAP D'AILLY (B)	181
FIGURE 8.12: TYPOLOGIE DE QUELQUES DISTRIBUTIONS SPATIALES SIMPLES	182
FIGURE 8.13 : MÉTHODE INDUCTIVE DE STATISTIQUE SPATIALE EXPLORATOIRE (D'APRÈS ZANINETTI, 2005).....	183
FIGURE 8.14 : STATISTIQUES CENTROGRAPHIQUES DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES DE CHAQUE ANNÉE HYDROLOGIQUE ENTRE 2002 ET 2009 (LETORTU ET AL., SOUMIS B)	184
FIGURE 8.15 : CORRÉLOGRAMMES DE LA FONCTION K DE RIPLEY MODIFIÉE (BESAG) DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES POUR CHAQUE ANNÉE HYDRIQUE ENTRE 2002 ET 2009 (LETORTU ET AL., SOUMIS B)	186
FIGURE 8.16 : LISSAGE PAR LA MÉTHODE DES NOYAUX (RAYON DE 800 M DÉFINI PAR LE CORRÉLOGRAMME DE BESAG 2002-2009)	187
FIGURE 8.17 : EXEMPLE D'ÉBOULEMENT MAJEUR PUIS GLISSEMENT DES TERRAINS TERTIAIRES SUR LA CÔTE AUX HÉRONs (OUEST DE DIEPPE) (18/12/2012).....	188
FIGURE 8.18 : DISTRIBUTION TEMPORELLE DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES ENTRE VEULES-LES-ROSES ET LE TRÉPORT	189
FIGURE 8.19 : DISTRIBUTION SAISONNIÈRE DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES (HISTOGRAMMES (A) BOX-PLOTS (B) ET SYNTHÈSE PAR ORDRE D'IMPORTANCE (C)).....	190
FIGURE 8.20 : NOMBRE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUPÉRIEURS À 1 400 m ³ ET LEUR VOLUME PRODUIT À L'ÉCHELLE SAISONNIÈRE	191
FIGURE 8.21 : RÉPARTITION MENSUELLE DU VOLUME EFFONDÉ ET DU NOMBRE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES ENTRE 2002 ET 2009.....	191
FIGURE 8.22 : RÉPARTITION ANNUELLE, SAISONNIÈRE ET MENSUELLE DU NOMBRE (%) ET DU VOLUME DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES (EN %) PAR CLASSE DE VOLUME (INFÉRIEUR À 200 m ³ , ENTRE 200 ET 1 400 m ³ , ENTRE 1 400 ET 10 000 m ³ ET SUPÉRIEUR À 10 000 m ³).....	193
FIGURE 8.23 : FRÉQUENCES ANNUELLES DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SELON LEUR VOLUME (LOI DE PUISSANCE).....	195
FIGURE 8.24 : CARACTÉRISTIQUES ET VALEURS DE CONSTANTES DES DROITES D'AJUSTEMENT TROUVÉES DANS LA LITTÉRATURE SCIENTIFIQUE	196
FIGURE 8.25 : FRÉQUENCE D'OCCURRENCE ET PÉRIODES DE RETOUR DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES POUR LES TROIS SECTEURS..	197
FIGURE 9.1 : INFLUENCE DU FACTEUR TEMPS SUR LES FACTEURS DE PRÉDISPOSITION ET LES FACTEURS DE DÉCLENCHEMENT D'INSTABILITÉS GRAVITAIRES (VAN ASCH ET AL., 2007).....	204
FIGURE 9.2 : TABLIER D'ÉBOULIS ISSUS DE L'ALTERNANCE GEL/DÉGEL SUR LA FALAISE VIVE DE VARENGEVILLE-SUR-MER EN JANVIER 2003 (ESTRAN).....	207
FIGURE 9.3 : DIAGRAMMES SOLAIRES DES FRONTS DE FALAISE ÉTUDIÉS À DIEPPE ET INSTRUMENTATION MISE EN PLACE	208

FIGURE 9.4 : TEMPÉRATURES AU SEIN DU MASSIF CRAYEUX (DIEPPE O ET N) ET À LA STATION MÉTÉO-FRANCE DE DIEPPE ENTRE LE 29/01/2012 ET LE 14/02/2012	209
FIGURE 9.5 : EFFET DE L'ENSOLEILLEMENT SUR LE FRONT O ENSOLEILLÉ ET LE FRONT N À L'OMBRE (10/02/2012, 16H UTC+1) .	210
FIGURE 9.6 : ENCOCHE BASALE À SAINT-MARTIN-AUX-BUNEAUX (LETORTU, 28/06/2010)	211
FIGURE 9.7 : RÔLE D'ABRASION VISIBLE EN PIED DE FALAISE APRÈS UNE TEMPÊTE (COSTA, 31/03/2010)	212
FIGURE 9.8 : CONJONCTURE MENSUELLE DE LA FORCE DU VENT, DES TEMPÉRATURES MOYENNES ET DES PRÉCIPITATIONS À DIEPPE (SÉRIES CORRIGÉES DES TENDANCES ET VARIATIONS SAISONNIÈRES RESPECTIVES PAR LISSAGE PAR MOYENNE MOBILE D'ORDRE 12 DANS UN MODÈLE ADDITIF).....	214
FIGURE 9.9 : TEMPÉRATURES MINIMALES, VENT, PRÉCIPITATIONS EFFICACES	215
FIGURE 9.10 : NOMBRE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES INFÉRIEURS À 200 M ³ , ALTERNANCE GEL/DÉGEL ET PRÉCIPITATIONS À L'ÉCHELLE JOURNALIÈRE	215
FIGURE 9.11 : NOMBRE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES ENTRE 200 M ³ ET 1 400 M ³ , ALTERNANCE GEL/DÉGEL ET PRÉCIPITATIONS À L'ÉCHELLE JOURNALIÈRE	216
FIGURE 9.12 : NOMBRE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES ENTRE 1 400 M ³ ET 10 000 M ³ , ALTERNANCE GEL/DÉGEL ET PRÉCIPITATIONS À L'ÉCHELLE JOURNALIÈRE.....	216
FIGURE 9.13 : NOMBRE DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES SUPÉRIEURS À 10 000 M ³ , ALTERNANCE GEL/DÉGEL ET PRÉCIPITATIONS À L'ÉCHELLE JOURNALIÈRE	217
FIGURE 9.14 : STATISTIQUES DESCRIPTIVES (BOX PLOTS) DES PRINCIPAUX AGENTS ET DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES À L'ÉCHELLE DÉCADAIRE MOBILE	218
FIGURE 9.15 : RÉGRESSION LINÉAIRE DES TEMPÉRATURES MINIMALES DU JOUR LE PLUS FROID ET DU VOLUME MÉDIAN PRODUIT PAR DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES À L'ÉCHELLE DÉCADAIRE	219
FIGURE 9.16 : MÉTHODOLOGIE DES TRAITEMENTS STATISTIQUES ADOPTÉS	220
FIGURE 9.17 : ACP, STRUCTURATION DES VARIABLES ET DES INDIVIDUS ET SAISONNALITÉ (AXES F1 ET F2).....	221
FIGURE 9.18 : POSITION DES DÉCADES AVEC ET SANS MOUVEMENT GRAVITAIRE EN FONCTION DES TYPES DE CONDITIONS MÉTÉO-MARINES (SUR LES DEUX PREMIERS AXES DE L'ACP PRÉALABLEMENT RÉALISÉE SUR LES 268 DÉCADES ÉTUDIÉES) ET LEURS CARACTÉRISTIQUES AU REGARD DES VARIABLES	222
FIGURE 9.19 : POSITION DES DÉCADES UNIQUEMENT AVEC MOUVEMENT GRAVITAIRE EN FONCTION DES TYPES DE CONDITIONS MÉTÉO-MARINES (SUR LES DEUX PREMIERS AXES DE L'ACP PRÉALABLEMENT RÉALISÉE SUR LES 159 DÉCADES ÉTUDIÉES) ET LEURS CARACTÉRISTIQUES AU REGARD DES VARIABLES	224
FIGURE 9.20 : ACP, STRUCTURATION DES VARIABLES ET DES INDIVIDUS ET SAISONNALITÉ (AXES F1 ET F2).....	226
FIGURE 9.21 : POSITION DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES PRÉCISÉMENT DATÉS EN FONCTION DES TYPES DE CONDITIONS MÉTÉO-MARINES (SUR LES DEUX PREMIERS AXES DE L'ACP PRÉALABLEMENT RÉALISÉE SUR LES 74 MOUVEMENTS GRAVITAIRES ÉTUDIÉS) ET LEURS CARACTÉRISTIQUES AU REGARD DES VARIABLES	227
FIGURE 9.22 : CONTEXTE MÉTÉO-MARIN À DIEPPE PRÉCÉDANT LE MOUVEMENT GRAVITAIRE (ÉBOULEMENT) DU 31/03/2002 (20 100 M ³) ET DU 20/03/2007 (1 642 M ³)	230
FIGURE 9.23 : CARACTÉRISTIQUES DES PROCESSUS RESPONSABLES DU DÉCLENCHEMENT ET CARACTÉRISTIQUES DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES (*VENT SEUL (FORTE AGITATION MAIS FAIBLE COEFFICIENT DE MARÉE) ; ** CONDITIONS D'AGITATION (FORT VENT ET FORT COEFFICIENT))	231
FIGURE 9.24 : DÉPART DE MATÉRIEL EN PIED DE FALAISE À SAINTE-MARGUERITE-SUR-MER APRÈS DE FORTES CONDITIONS D'AGITATION MARINE (LETORTU, 30/12/2011).....	232
FIGURE 9.25 : SYNTHÈSE DE L'ANALYSE EXPERTE DES 331 MOUVEMENTS GRAVITAIRES RECENSÉS PAR L'ESTRAN (FRÉQUENCE, INTENSITÉ (VOLUME) ET RÉPARTITION SPATIALE DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES INDUITS PAR LES QUATRE PRINCIPAUX FACTEURS DÉCLENCHANTS)	234
FIGURE 9.26 : PRINCIPAUX RÉSULTATS DE L'ANALYSE STATISTIQUE MULTIVARIÉE ET EXPERTE	237
FIGURE 9.27 : SEUIL DE PRÉCIPITATIONS EFFICACES (CUMULÉES OU INSTANTANÉES) SUSCEPTIBLES DE GÉNÉRER DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES	238
FIGURE 9.28 : TRAITEMENTS STATISTIQUES EFFECTUÉS MAIS DIFFICILEMENT EXPLOITABLES	240
FIGURE 10.1 : LOCALISATION (A) ET PANORAMA DE DIEPPE (SECTEUR 1 O ET SECTEUR 2 N) ET DU <i>PETIT AILLY</i> À VARENGEVILLE-SUR-MER EN FONCTION DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE (D'APRÈS HOYEZ, 2008) (B)	244
FIGURE 10.2 : DISTRIBUTION TEMPORELLE DES LEVÉS ENTRE LE 07/10/2010 ET LE 12/02/2013	245
FIGURE 10.3 : RÉOLUTION HORIZONTALE (A) VERTICALE (B) EN FONCTION DE LA DISTANCE DU POINT MESURÉ AVEC LE RIEGL LMS-Z390i POUR UNE RÉOLUTION ANGULAIRE DE 0,1°, UNE PENTE DE 0° ET UNE HAUTEUR DU SCANNER DE 1M (AUGEREAU, 2010).....	246
FIGURE 10.4 : ÉTAPES EFFECTUÉES LORS DU LEVÉ SCANNER LASER TERRESTRE	247
FIGURE 10.5 : CONFIGURATION DES LEVÉS AU SCANNER LASER TERRESTRE SUR LES SITES DE DIEPPE (2 SECTEURS) ET DU <i>PETIT AILLY</i>	249

FIGURE 10.6 : ORGANISATION DU TRAITEMENT DES DONNÉES	251
FIGURE 10.7 : RÉCAPITULATIF DE LA QUALITÉ DES LEVÉS TLS ET DE LEUR GÉORÉFÉRENCIEMENT (EN GRIS LES LEVÉS AFFECTÉS PAR UNE MARGE D'ERREUR IMPORTANTE ET EN TRAMÉ LE LEVÉ INUTILISABLE)	252
FIGURE 10.8 : LEVÉS UTILISÉS POUR LE SUIVI DIACHRONIQUE (EN GRIS LES LEVÉS AVEC UNE MARGE D'ERREUR IMPORTANTE)	253
FIGURE 10.9 : ROTATION ET BASCULEMENT DE LA FALAISE AVEC L'EXEMPLE DU <i>PETIT AILLY</i>	255
FIGURE 10.10 : ELLIPSES DE DISPERSION MESURÉES PAR LEVÉ AU TACHÉOMÈTRE SUR DES POINTS FIXES (CLOUS DE REPÉRAGE) À PARTIR DES HUIT MISSIONS SUCCESSIVES (NUMÉRO DE POINTS DE LA FIGURE 10.5, NUMÉRO DE MISSION DE LA FIGURE 10.7)	257
FIGURE 10.11 : ZONE FIXE UTILISÉE (ROUGE) POUR QUANTIFIER LA MARGE D'ERREUR RELATIVE AU <i>PETIT AILLY</i> (NUAGE DU 08/10/2010)	258
FIGURE 10.12 : DIFFÉRENTIELS DU <i>PETIT AILLY</i> AVEC LE LEVÉ PRÉCÉDENT (EN GRIS, LES DIFFÉRENTIELS AFFECTÉS PAR UNE FORTE MARGE D'ERREUR)	259
FIGURE 10.13 : ABLATION ET TAUX D'ABLATION AU <i>PETIT AILLY</i>	260
FIGURE 10.14 : LE SECTEUR 1 O DE DIEPPE PENDANT LES TRAVAUX DE DÉBLAIEMENT (1) ET APRÈS LES TRAVAUX (2)	260
FIGURE 10.15 : DIFFÉRENTIELS DE DIEPPE SECTEUR 1 O AVEC LE LEVÉ PRÉCÉDENT (EN GRIS, LES DIFFÉRENTIELS AFFECTÉS PAR UNE FORTE MARGE D'ERREUR ; * : ACTIONS ANTHROPIQUES)	261
FIGURE 10.16 : DIFFÉRENTIELS DE DIEPPE SECTEUR 2 N AVEC LE LEVÉ PRÉCÉDENT (EN GRIS, LES DIFFÉRENTIELS AFFECTÉS PAR UNE FORTE MARGE D'ERREUR ; * : ACTIONS ANTHROPIQUES)	261
FIGURE 10.17 : COMPARAISON DES TAUX ANNUELS DE RECU OBTENUS PAR PHOTO-INTERPRÉTATION ET PAR TLS	262
FIGURE 10.18 : FRÉQUENCE D'OCCURRENCE D'UN MOUVEMENT GRAVITAIRE SUPÉRIEUR À 1 636 M ³ TOUS LES 250 M ET TOUS LES 28 MOIS	262
FIGURE 10.19 : EXEMPLE DE MOUVEMENTS PARTICULAIRES (PHOTOGRAPHIES 4, 5) ET DE MASSE (3, 6, 8) AU <i>PETIT AILLY</i> IDENTIFIÉS AU TLS SUR LA FIGURE 10.20 (ESTRAN, 2012)	263
FIGURE 10.20 : CARTOGRAPHIE DIACHRONIQUE DE L'ÉVOLUTION DU FRONT DE FALAISE AU <i>PETIT AILLY</i> ENTRE LE 08/10/2010 ET LE 11/02/2013 (TITRE GRIS : DIFFÉRENTIEL AFFECTÉ PAR UNE FORTE MARGE D'ERREUR ; A : AUTOMNE, H : HIVER, P : PRINTEMPS, É : ÉTÉ)	264
FIGURE 10.21 : CARTOGRAPHIE DIACHRONIQUE DE L'ÉVOLUTION DU FRONT DE FALAISE À DIEPPE SECTEUR 1 O ENTRE LE 07/10/2010 ET LE 12/02/2013 (TITRE GRIS : DIFFÉRENTIEL AFFECTÉ PAR UNE FORTE MARGE D'ERREUR ; A : AUTOMNE, H : HIVER, P : PRINTEMPS, É : ÉTÉ)	266
FIGURE 10.22 : CARTOGRAPHIE DIACHRONIQUE DE L'ÉVOLUTION DU FRONT DE FALAISE À DIEPPE SECTEUR 2 N ENTRE LE 07/10/2010 ET LE 12/02/2013 (TITRE GRIS : DIFFÉRENTIEL À VALEUR QUALITATIVE ; * : ACTIONS ANTHROPIQUES ; A : AUTOMNE, H : HIVER, P : PRINTEMPS, É : ÉTÉ)	267
FIGURE 10.23 : SYNTHÈSE DES TAUX D'ABLATION, DES ZONES DE DÉPART DES DÉBRIS ET DES TYPES DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES OBTENUS PAR TLS EN 28 MOIS	269
FIGURE 10.24 : MI-MARÉE DE COEFFICIENT 106 AU <i>PETIT AILLY</i> ET POSITION DU CORDON DE GALETS	270
FIGURE 10.25 : ENCOCHES DE SAPEMENT À SAINTE-MARGUERITE-SUR-MER	271
FIGURE 10.26 : INSTRUMENTATION DU MLS (A) ET CONDITIONS DU LEVÉ DU FRONT DE FALAISE AU <i>PETIT AILLY</i> (B)	272
FIGURE 10.27 : LEVÉS AU MLS ET MESURE DU MOUVEMENT GRAVITAIRE AU <i>PETIT AILLY</i> (18/09/2012) (D'APRÈS MICHLOUD ET AL., 2013)	273
FIGURE IV.1.1 : MODES DE SUBMERSION POSSIBLES	281
FIGURE 11.1 : MANTEAU D'ALTÉRATION SURMONTANT LES CRAIES À SILEX ET ENTONNOIRS DE DISSOLUTION À ÉTRETAT	286
FIGURE 11.2 : TENEUR EN SILEX DES CRAIES DU LITTORAL HAUT-NORMAND (LAIGNEL, 1997)	287
FIGURE 11.3 : PRODUCTION DE GALETS ISSUE DU RECU DES FALAISES ENTRE 1966 ET 2008	287
FIGURE 11.4 : PRODUCTION DE GALETS ISSUE DU RECU DU MANTEAU D'ALTÉRATION ENTRE 1966 ET 2008	288
FIGURE 11.5 : PRODUCTION DE GALETS ISSUE DU RECU DES FALAISES CRAYEUSES ET DU MANTEAU D'ALTÉRATION	289
FIGURE 11.6 : PART RESPECTIVE DE LA PRODUCTION DE GALETS ISSUE DE L'ABRUPT CRAYEUX ET DU MANTEAU D'ALTÉRATION	289
FIGURE 11.7 : COMPARAISON DE LA PRODUCTION DE GALETS ESTIMÉE ISSUE DU RECU DES FALAISES ENTRE 1966-1995 ET 1966-2008	290
FIGURE 11.8 : DIEPPE ET SA JETÉE PORTUAIRE	291
FIGURE 11.9 : MÉTHODE D'EXTRACTION EN SEPT ÉTAPES DU VOLUME DU CORDON DE GALETS D'APRÈS LES DONNÉES LIDAR RGE ALTI® 2011, IGN). EXEMPLE DE QUIBERVILLE/SAINTE-MARGUERITE-SUR-MER	293
FIGURE 11.10 : POSITION DES POINTS D'UN PROFIL SUR LE CORDON DE GALETS ET AJUSTEMENT À UNE DROITE POLYNOMIALE	294
FIGURE 11.11 : BUDGET SÉDIMENTAIRE ENTRE QUIBERVILLE ET BERNEVAL EN 2011	295
FIGURE 11.12 : ÉVOLUTION DES VOLUMES EN PRÉSENCE ENTRE 1995 ET 2011 SELON LES TYPES DE CÔTES (ET LEUR MARGE D'ERREUR)	296

FIGURE 11.13 : ÉVOLUTION TEMPORELLE DU VOLUME DE GALETS EN PRÉSENCE SUR LES PLAGES DE QUIBERVILLE, POURVILLE, PUY (A) ET DIEPPE (B).....	297
FIGURE 11.14 : ÉVOLUTION DU STOCK DE GALETS EN PIED DE FALAISE ENTRE 1995-2011.....	298
FIGURE 12.1 : EXEMPLES DES DIFFÉRENTES SOURCES UTILISÉES POUR LE RECENSEMENT	304
FIGURE 12.2 : JOURNAUX ÉTUDIÉS POUR L'ANALYSE DES INONDATIONS PAR LA MER ET LEURS CARACTÉRISTIQUES.....	305
FIGURE 12.3 : EXEMPLE D'UNE SUBMERSION FAIBLE (A ; 17/12/2004) ET D'UNE SUBMERSION MODÉRÉE (B ; 14/11/1993) (LES INFORMATIONS DIEPPOISES)	306
FIGURE 12.4: EXEMPLE D'UNE SUBMERSION SÉVÈRE (12/11/1977, LES INFORMATIONS DIEPPOISES)	306
FIGURE 12.5 : NOMBRE DE SUBMERSIONS MARINES RECENSÉES DE 1950 À 2010 ENTRE ISIGNY-SUR-MER ET CAYEUX-SUR-MER	307
FIGURE 12.6 : SEUILS DE HAUTEUR D'EAU (PRÉDITE) ET DE FORCE DU VENT (MOYEN TRI-HORAIRE) POUR LES CÔTES DE LA SEINE-MARITIME ET DE LA SOMME (A) ET DU CALVADOS (B).....	308
FIGURE 12.7 : TRAJECTOIRES DES DÉPRESSIONS MENANT AUX SUBMERSIONS EN SEINE-MARITIME ET EN SOMME (1950-2010)	310
FIGURE 12.8 : TRAJECTOIRES DES DÉPRESSIONS MENANT AUX SUBMERSIONS DANS LE CALVADOS (1950-2010)	311
FIGURE 12.9 : SITUATION SYNOPTIQUE EN ATLANTIQUE NORD DU 30/03/2010, 18 H UTC (HTTP://WWW.WETTER3.DE)	312
FIGURE 12.10 : SITUATION SYNOPTIQUE EN ATLANTIQUE NORD DU 16/12/2004, 18 H UTC (HTTP://WWW.WETTER3.DE)	313
FIGURE 12.11 : RAIL DES DÉPRESSIONS EN JANVIER 1997 (A) AVEC UNE CONFIGURATION DE BLOCAGE ET EN FÉVRIER 1997 (B) AVEC UNE CONFIGURATION DITE « ZONALE » (D'APRÈS BAEHR ET AL., 1999)	314
FIGURE 12.12 : TRAJECTOIRES DES DÉPRESSIONS MENANT À LA SUBMERSION EN SEINE-MARITIME ET SOMME ET DANS LE CALVADOS (1950-2010)	314
FIGURE 12.13 : NOMBRE DE SUBMERSIONS MARINES (TOUTES INTENSITÉS CONFONDUES) ENTRE ISIGNY-SUR-MER ET CAYEUX-SUR-MER (1950-2010).....	315
FIGURE 12.14 : NOMBRE DE SUBMERSIONS MARINES (TOUTES INTENSITÉS CONFONDUES) DANS LE CALVADOS, PUIS EN SEINE-MARITIME ET EN SOMME (1950-2010)	315
FIGURE 12.15 : NOMBRE DE SUBMERSIONS MARINES SELON LEUR INTENSITÉ SUR LES CÔTES DE SEINE-MARITIME ET SOMME (A) ET DU CALVADOS (B) (1950-2010)	316
FIGURE 12.16 : NOMBRE DE SUBMERSIONS, TOUTES FORCES CONFONDUES, SELON L'EXPOSITION DU LITTORAL (1950-2010)	317
FIGURE 12.17 : GRADIENTS DE PRESSION DE NO (A) ET DE NE (B). EXEMPLE DU GRADIENT DE PRESSION DE NO (6 INTERVALLES ISOBARIQUES) DE LA SITUATION DU 26/02/1990 (12 H UTC) ET CELUI DE NE (3 INTERVALLES ISOBARIQUES) DE LA SITUATION DU 20/02/1996 (16H UTC).....	318
FIGURE 12.18 : ÉVOLUTION DU GRADIENT DE PRESSION $NO \geq 3$ ET ≥ 4 ENTRE 1950 ET 2010	319
FIGURE 12.19 : ÉVOLUTION DU GRADIENT DE PRESSION $NE \geq 3$ ENTRE 1950 ET 2010	320
FIGURE 12.20 : ÉVOLUTION DU GRADIENT DE PRESSION $SO \geq 4$ DE 1950 À 2010 ENTRE BORDEAUX ET L'ÎLE DE DURSEY (IRLANDE) (CARIOLET, 2011).....	320
FIGURE 12.21 : VARIATION DE LA TRAJECTOIRE DES SYSTÈMES MÉTÉOROLOGIQUES DURANT LES PÉRIODES POSITIVES ET NÉGATIVES DE L'INDICE D'OSCILLATION NORD-ATLANTIQUE (D'APRÈS VISBECK ET CULLEN, NOAA)	321
FIGURE 12.22 : NOMBRE DE GRADIENTS DE PRESSION DE $NO \geq 4$ PAR RAPPORT À LA MOYENNE DE LA NAO EN JANVIER, FÉVRIER, MARS ENTRE 1950 ET 2010.....	322
FIGURE 12.23 : COHÉRENCE DES ONDETTES ENTRE LE GRADIENT DE PRESSION DE $NO (\geq 3)$ ET LA NAO JOURNALIÈRE.....	323
FIGURE 12.24 : SITUATION SYNOPTIQUE DU 17/12/2004 ET IMPACTS DU FRONT FROID SUR LA ROTATION DU VENT AU MOMENT DE LA PLEINE MER (CANTAT ET AL., 2012B)	325
FIGURE 12.25 : CONCOMITANCE DES ÉLÉMENTS MÉTÉO-MARINS (VENT FORT, MARÉE, SURCOTE, FRONT FROID) LORS DE LA SUBMERSION MARINE DU 17/12/2004 À DIEPPE (MÉTÉO-FRANCE ET SHOM) (LETORTU ET AL., 2012).....	326
FIGURE 12.26 : ÉVOLUTION DU PROFIL DE PLAGE (ET DES CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTAIRES DE SURFACE) À POURVILLE-SUR-MER (PLAGE DE GALETS (A) ; PUIS DE GRAVIERS (B) ET APRÈS DE FORTS COUPS DE VENT, UN CORDON À FAIBLE PENTE RECOUVERT DE SABLES (C))	327
FIGURE 12.27 : PROFILS DE PLAGE AVANT ET APRÈS TEMPÊTE.....	328
FIGURE 12.28 : SUBMERSIONS SÉVÈRES DU 25/10/1998 ET DU 25/11/1984 ET TEMPS D'ACTION DES HOULES (INDUITES PAR DES VENTS > 8 M/S) SUSCEPTIBLES D'ABAISSEMENT LE PROFIL DE PLAGE	329
FIGURE 12.29 : SUBMERSION FAIBLE DU 09/03/2009 ET TEMPS D'ACTION DES HOULES (PAR DES VENTS 8 M/S) ABAISSANT LE PROFIL DE PLAGE	331
FIGURE 12.30 : MÉTHODE DE SURVEILLANCE PRÉCONISÉE DES SUBMERSIONS MARINES ENTRE ISIGNY-SUR-MER ET CAYEUX-SUR-MER.....	333
FIGURE 12.31 : NOMBRE DE GRADIENTS DE PRESSION $NO \geq 4$ ENTRE LES BQR/BQE ET LES RÉ-ANALYSES NCEP (1950-2004)	334
FIGURE 13.1 : PHOTOGRAPHIES DE LA SUBMERSION SÉVÈRE DU 27-28/02/1990.....	337
FIGURE 13.2 : PHOTOGRAPHIES DE LA SUBMERSION SÉVÈRE DU 28/02/2010	337
FIGURE 13.3 : LES UNES DES INFORMATIONS DIEPPOISES DU 13-15/02/1990 ET DU 27/02-01/03/1990	338

FIGURE 13.4 : SITUATION SYNOPTIQUE EN ATLANTIQUE NORD (27/02/1990, 12 H UTC) ET LA SUBMERSION SUR FÉCAMP	339
FIGURE 13.5 : TRAJECTOIRE DU CENTRE DE LA DÉPRESSION ET FORCE DU VENT À L'ORIGINE DE LA TEMPÊTE XYNTHIA (METEO CONSULT) (HEURE LOCALE EN UTC+1).....	340
FIGURE 13.6 : EXTENSIONS DES SUBMERSIONS MARINES DU 27-28 /02/1990 SUR LES SITES SENSIBLES DU LITTORAL HAUT-NORMAND (D'APRÈS DDE 76, 1995 ; COSTA, 1991, 1997 IN COSTA ET DELAHAYE, 2005)	341
FIGURE 13.7 : EXTENSION DE LA SUBMERSION MARINE DU 28/02/2010 À L'ÉCHELLE PARCELLAIRE SUR LES SITES SENSIBLES DU LITTORAL CALVADOSIEN (A : ASNELLES ; B : VER-SUR-MER)	342
FIGURE 13.8 : NIVEAUX EXTRÊMES DE PLEINE MER POUR LES PORTS DE RÉFÉRENCE SUR ET AUTOUR DE NOTRE SECTEUR D'ÉTUDE (RÉFÉRENCE IGN69, SHOM-CETMEF, 2012).....	342
FIGURE 13.9 : NIVEAUX EXTRÊMES CALCULÉS POUR LES ZONES ET LES PORTS INTERMÉDIAIRES (SHOM-CETMEF, 2012)	343
FIGURE 13.10 : PRINCIPE DE LA CARTOGRAPHIE STATIQUE	343
FIGURE 13.11 : EXTENSION SPATIALE ET PROFONDEUR D'EAU À ÉTRETAT POUR UN NIVEAU EXTRÊME DE 5,60 M COMPARÉES À CELLES RELEVÉES SUR LE TERRAIN (27-28/02/1990)	344
FIGURE 13.12 : EXTENSION SPATIALE ET PROFONDEUR D'EAU À <i>POURVILLE-SUR-MER</i> POUR UN NIVEAU EXTRÊME DE 6,75 M COMPARÉES À CELLES RELEVÉES SUR LE TERRAIN (27-28/02/1990)	345
FIGURE 13.13 : EXTENSION SPATIALE ET PROFONDEUR D'EAU À ASNELLES ET VER-SUR-MER POUR UN NIVEAU EXTRÊME DE 4,30 M COMPARÉES À CELLES RELEVÉES SUR LE TERRAIN 28/02/2010.....	346
FIGURE 13.14 : FRANCHISSEMENT DES VAGUES LORS DE LA SUBMERSION DU 27/02/1990 À ÉTRETAT.....	347
FIGURE 13.15 : MÉTHODOLOGIE POUR L'OBTENTION D'UNE CARTOGRAPHIE DYNAMIQUE À ÉTRETAT.....	348
FIGURE 13.16 : EXTENSION DE L'INONDATION SIMULÉE ET OBSERVÉE (D'APRÈS DDE 76 ; COSTA, 1997) ET LES PROFONDEURS ASSOCIÉES À ÉTRETAT	349
FIGURE 13.17 : SIMULATION DE L'EXTENSION DES INONDATIONS PAR LA MER ENTRE LE 25/02/1990 AU 01/03/1990 À ÉTRETAT (MAILLE MINIMALE DE 5 M)	350
FIGURE 13.18 : VITESSE MAXIMUM D'ÉCOULEMENT À ÉTRETAT (DU 25/02/1990 AU 01/03/1990)	351
FIGURE 13.19 : SEUILS DE DANGEROUSITÉ SELON LA HAUTEUR D'EAU ET LA VITESSE D'ÉCOULEMENT (DDE34).....	351
FIGURE 13.20 : NIVEAU D'ALÉA SELON LA HAUTEUR D'EAU ET LA VITESSE D'ÉCOULEMENT À ÉTRETAT (DU 25/02/1990 AU 01/03/1990)	352

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	3
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS.....	7
INTRODUCTION GÉNÉRALE	9
PARTIE I : CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL DE LA BAIE DES VEYS (CALVADOS) À LA BAIE DE SOMME (SOMME).....	13
CHAPITRE 1 : Cadre morphostructural général et types de littoraux.....	17
1.1. Cadre morphostructural général et types de côtes.....	20
1.1.1. Grands ensembles et direction du littoral de la baie des Veyss à la baie de Somme	20
1.1.1.1. <i>Terminaison nord-occidentale du Bassin parisien.....</i>	20
1.1.1.2. <i>Diverses orientations côtières.....</i>	22
1.1.2. Des côtes à falaises meubles et à roches cohérentes.....	23
1.1.3. Des côtes basses au débouché des vallées drainées et sèches	25
1.2. Caractéristiques lithostratigraphiques du littoral haut-normand : connaissance fondamentale pour l'analyse des falaises crayeuses.....	28
1.2.1. Lithostratigraphie des craies du Crétacé supérieur	28
1.2.2. Propriété physique des craies du Crétacé supérieur.....	30
1.2.3. Morphologie de détail des falaises haut-normandes.....	31
1.3. Le système falaise/plate-forme d'érosion marine/cordon de galets haut-normand	33
1.3.1. Les plates-formes d'érosion marine : morphologie et interaction avec les falaises.....	33
1.3.2. Le cordon de galets : une accumulation de haut de plage	34
CHAPITRE 2 : Conditions climatiques et météorologiques	39
2.1. Conditions climatologiques et météorologiques du secteur d'étude : fréquence/intensité/durée d'action	41
2.1.1. Présentation générale	41
2.1.2. Types de circulations et types de temps	43
2.1.3. Fréquence/intensité/durée d'action	46
2.1.4. Le rôle de la configuration géographique.....	49
2.1.5. Choix des stations météorologiques de référence pour l'étude	50
2.2. Les divers agents d'érosion retenus pour l'étude du déclenchement des mouvements gravitaires : représentativité de la période étudiée (2002-2009) et conjonctures (écarts à la tendance).....	50
2.2.1. Force du vent, précipitations et températures sur une normale climatique ...	50
2.2.2. De l'intérêt d'utiliser les précipitations efficaces : le bilan hydrique.....	52
2.2.3. Le battement du toit de la nappe de la craie : un facteur déclenchant des mouvements gravitaires mal connu	54

CHAPITRE 3 : Conditions hydrodynamiques marines en Manche centrale et orientale	57
3.1. Les états de mer : un secteur marqué par des mers du vent	59
3.2. Marée semi-diurne associée à des courants forts	61
3.3. Surcotes et niveaux extrêmes instantanés	64
3.3.1. Les surcotes	64
3.3.2. Calculs des niveaux extrêmes (sans les effets de la houle)	65
3.3.3. Les effets hydrodynamiques.....	66
3.4. Niveau de la mer passé, actuel et futur	67
3.4.1. Variations du niveau passé.....	67
3.4.2. Variations contemporaines du niveau moyen de la mer.....	68
3.4.3. Niveau moyen de la mer futur.....	69
CHAPITRE 4 : Anthropisation du secteur d'étude : répartition des populations, évolution et ouvrages de défense contre la mer	73
4.1. Répartition des populations sur le littoral normand et picard	75
4.1.1. Historique d'un espace devenu attractif (du XVII ^{ème} au XX ^{ème} siècle)	75
4.1.2. Urbanisation rapide en zones à risques.....	76
4.2. Modification du cheminement et de la répartition des stocks de sédiments (galets).....	79
4.2.1. Extractions sédimentaires et leurs impacts.....	79
4.2.2. Ouvrages de défense contre la mer	80
4.2.2.1. <i>Jetées portuaires : morcellement en sous-cellules hydro-sédimentaires ..</i>	<i>80</i>
4.2.2.2. <i>Épis et perrés : freins du transit sédimentaire et fixité du rivage.....</i>	<i>82</i>
PARTIE II : LE REcul DES FALAISES HAUT-NORMANDES : VITESSES ET RYTHMES DE REcul À L'ÉCHELLE HISTORIQUE RÉCENTE (1939-2008) ET SUR L'ENSEMBLE DU LITTORAL HAUT-NORMAND	87
CHAPITRE 5 : Méthodes et techniques pour la quantification du recul des falaises : quel « trait de côte », quels documents et quelles méthodes de calcul utiliser ?	91
5.1. Quel trait de côte ?	93
5.2. Les données photogrammétriques : les données de référence (1966-1995)	96
5.3. Augmenter la représentativité temporelle : test des données à notre disposition	97
5.4. Méthode de quantification des vitesses de recul des falaises entre deux traits de côte	101
5.4.1. Choix des données et échelles de travail.....	101
5.4.2. Méthode de quantification des vitesses de recul : l'approche dite de la ligne de base	102
5.4.3. Méthode de quantification des vitesses de recul : l'approche basée sur l'aire	105
5.5. Résultats	107
5.5.1. Comparaison des vitesses de recul par l'approche de la ligne de base et celle basée sur l'aire : le choix de l'aire	107
5.5.1.1. <i>Approche de la ligne de base : sujette à la surestimation des vitesses de recul.....</i>	<i>107</i>
5.5.1.2. <i>Approche basée sur l'aire : plus adaptée au dessin irrégulier (à grande échelle) du haut de falaise crayeux haut-normand</i>	<i>110</i>
5.5.1.3. <i>Comparaison des vitesses de recul avec les études précédentes.....</i>	<i>110</i>
5.5.2. Résultats du recul entre 1966, 1995 et 2008 : approche spatiale	111
5.5.3. Résultats du recul entre 1966, 1995 et 2008 : approche temporelle.....	113

5.6. De l'intérêt de la donnée LIDAR ?	114
5.6.1. La technique LIDAR aéroporté.....	114
5.6.2. Caractéristiques des données LIDAR obtenues et méthode d'analyse	115
5.6.3. Résultats	116
5.7. Bilan et discussion.	117
CHAPITRE 6 : Répartition spatiale du recul : l'influence des caractéristiques morphostructurales et des actions anthropiques.....	121
6.1. Les caractéristiques lithologiques et morphologiques : des facteurs de prédisposition essentiels.....	123
6.1.1. Lithologie et vitesse de recul des falaises.....	123
6.1.2. Influence de la hauteur des falaises, la largeur du cordon de galets et la largeur de l'estran sur le recul des falaises	129
6.2. Les actions humaines sur les vitesses de recul des falaises : l'impact des ouvrages transversaux de défense contre la mer sur le volume de galets	131
6.2.1. Rupture du transit sédimentaire et impacts sur la répartition et le volume de galets	131
6.2.2. Les impacts sur les taux d'érosion des falaises haut-normandes.....	133
6.3. Bilan et discussion	135
CHAPITRE 7 : De l'intérêt du suivi des éboulements/écroulements : vers la définition des rythmes et des temporalités du recul des falaises	139
7.1. Précisions méthodologiques et approche de la distribution des éboulements/écroulements par analyse spatiale	143
7.1.1. Méthodologie	143
7.1.2. Répartition des éboulements/écroulements : approche par analyse spatiale .	144
7.1.2.1. Nombre, sectorisation et densité par km linéaire	144
7.1.2.2. Caractéristiques morphométriques des éboulements/écroulements : les volumes appréciés par les aires de départ et de dépôt	145
7.2. Répartition temporelle des éboulements/écroulements.....	147
7.2.1. Évolution temporelle	147
7.2.2. Vers la définition des périodes de retour des éboulements/écroulements	147
7.2.3. Vitesse de déblaiement des éboulements/écroulements	150
7.3. Distribution spatiale et temporelle des mouvements de masse : une structuration chaotique ou organisée ?	151
7.4. Cartographie de l'aléa recul du trait de côte.....	153
7.4.1. Principe et méthode	153
7.4.2. Cartographie appliquée	154
7.5. Bilan et discussion.	159
PARTIE III : VERS LA DÉTERMINATION DES FACTEURS ET DES PROCESSUS RESPONSABLES DU DÉCLENCHEMENT DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES ET LA QUANTIFICATION DES TAUX D'ABLATION	167
CHAPITRE 8 : Répartition spatiale et temporelle des mouvements gravitaires	171
8.1. Constitution d'une banque de données « mouvements gravitaires » au service de la définition des agents et des processus responsables de ces mouvements.	174
8.1.1. Modalités de collecte de la donnée de terrain	174
8.1.2. Modalités d'analyse du recensement effectué.....	176

8.2. Nombre et caractéristiques morphométriques des mouvements gravitaires recensés entre 2002 et 2009	178
8.2.1. Nombre des mouvements gravitaires et les volumes associés.....	178
8.2.2. Zones de départ des mouvements gravitaires.....	180
8.3. Vers la compréhension de la répartition spatiale des mouvements gravitaires entre 2002 et 2009	180
8.3.1. Localisation des événements recensés.....	180
8.3.2. Approche à l'aide d'outils issus de l'analyse spatiale	182
8.3.2.1. <i>Méthodologie</i>	182
8.3.2.2. <i>L'information spatiale principale : statistiques centrographiques</i>	183
8.3.2.3. <i>Caractérisation de la distribution et échelle des agrégats</i>	185
8.3.2.4. <i>Résultats : identification des zones à fort aléa « mouvement gravitaire »</i> 186	
8.4. Vers la définition de la répartition temporelle des mouvements gravitaires recensés et de leur période de retour	189
8.4.1. Distribution temporelle à l'échelle saisonnière, mensuelle et décadaire.....	189
8.4.2. Définition de la période de retour des mouvements gravitaires (selon leur volume).....	194
8.4.2.1. <i>Méthodologie</i>	194
8.4.2.2. <i>Résultats</i>	196
8.5. Bilan et discussion.....	198
 CHAPITRE 9 : Vers la détermination des facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires : intégration de la composante géomorphologique dans l'approche statistique et experte	
201	
9.1. Débat ouvert sur la primauté des actions marines et/ou continentales sur la dynamique régressive des falaises	204
9.1.1. Précisions terminologiques.....	204
9.1.2. Éléments principaux du débat sur la primauté des agents et des processus (marins et continentaux) sur l'instabilité des falaises.....	205
9.1.2.1. <i>Des facteurs continentaux (ou subaériens) essentiels</i>	205
9.1.2.2. <i>Les actions marines : entre simple agent de transport (déblaiement) et facteur d'érosion ou de déclenchement des mouvements gravitaires efficace</i>	210
9.1.3. Le déclenchement des mouvements gravitaires sur le littoral haut-normand : méthodes et bases de données utilisées	213
9.1.3.1. <i>Facteurs externes retenus pour l'étude</i>	213
9.1.3.2. <i>2002-2009 : une période météorologique particulière ?</i>	213
9.1.3.3. <i>Relation entre les mouvements gravitaires recensés et les agents retenus : approche visuelle</i>	214
9.2. Détermination des types de conditions météo-marines propices au déclenchement des mouvements gravitaires : analyse statistique	217
9.2.1. Approche statistique et échelle temporelle préconisée.....	217
9.2.1.1. <i>Statistiques descriptives et régressions linéaires bivariées</i>	218
9.2.1.2. <i>Analyse multivariée de la banque de données ESTRAN et des mouvements gravitaires précisément datés : population et choix des variables</i>	219
9.2.2. Résultats de l'approche statistique.....	221
9.2.2.1. <i>Résultats des décades avec et sans mouvement gravitaire</i>	221
9.2.2.2. <i>Résultats de l'analyse statistique des décades uniquement marquées par des mouvements gravitaires</i>	224
9.2.2.3. <i>Résultats de l'analyse statistique avec l'intégration des 74 mouvements gravitaires datés avec précision</i>	225
9.2.2.4. <i>Bilan de l'analyse statistique</i>	228

9.3. Vers la définition des facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires : analyse dite experte	229
9.3.1. Analyse experte des facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires précisément datés.....	230
9.3.2. Analyse experte du facteur prépondérant dans le déclenchement des mouvements gravitaires à l'échelle décadaire mobile	233
9.4. Bilan et discussion.....	235
CHAPITRE 10 : Quantification des taux d'ablation du front de falaise et estimation des agents et processus responsables par scanner laser terrestre.....	241
10.1. Un site de falaise « morte » et un site de falaise vive	244
10.2. Méthodologie	245
10.2.1. Levé au scanner laser terrestre (TLS).....	245
10.2.2. Traitements des données	250
10.2.2.1. Géoréférencement des données et assemblage des données.....	252
10.2.2.2. Nettoyage des données.....	254
10.2.2.3. Élaboration du MNT par la création d'un maillage intermédiaire	254
10.2.2.4. Création des MNTs différentiels	255
10.2.3. Marge d'erreur	255
10.2.3.1. Marge d'erreur absolue	256
10.2.3.2. Marge d'erreur relative	258
10.3. Quantification de la production de débris du front de falaise : approche temporelle et spatiale.....	258
10.3.1. Volumes perdus et taux d'ablation	259
10.3.2.1. <i>Le Petit Ailly : ablation forte sur une falaise vive.....</i>	<i>259</i>
10.3.2.2. <i>Dieppe : une falaise morte aux taux d'ablation faibles.....</i>	<i>260</i>
10.3.2. Des taux d'ablation conformes aux vitesses de recul du haut de falaise et à l'analyse statistique du suivi des mouvements gravitaires.....	261
10.3.3. Répartition spatiale des départs de matériaux.....	263
10.3.3.1. <i>Le site de falaise vive du Petit Ailly.....</i>	<i>263</i>
10.3.3.2. <i>Le site de falaise morte de Dieppe.....</i>	<i>266</i>
10.4. Bilan et discussion.....	268
PARTIE IV : DE L'INTÉRÊT DU RECUIL DES FALAISES DANS LA LUTTE CONTRE LES INONDATIONS PAR LA MER.....	279
CHAPITRE 11 : Recul des falaises : le seul apport actuel en silex des plages de galets haut-normandes.....	283
11.1. Quantification des entrées et des sorties du système sédimentaire haut-normand	285
11.1.1. La production de galets par l'érosion des falaises : désormais l'unique source	285
11.1.1.1. <i>Apports de galets issus du recul de l'abrupt crayeux</i>	<i>286</i>
11.1.1.2. <i>Apports de galets issus du recul du manteau d'altération</i>	<i>288</i>
11.1.1.3. <i>La production de galets totale produite par l'érosion des falaises (abrupt crayeux et manteau d'altération)</i>	<i>288</i>
11.1.1.4. <i>Comparaison avec les études antérieures.....</i>	<i>289</i>
11.1.2. Sorties du système	290
11.2. Quantification du volume de galets en présence : exemple de la section côtière Quiberville/Berneval-le-Grand.....	291
11.2.1. Méthode de quantification du cordon de galets en présence.....	291
11.2.2. Étude diachronique des stocks de galets en présence	294

11.2.2.1. Volumes en présence en 2011	294
11.2.2.2. Évolution du volume de galets en présence entre Quiberville et Berneval	295
11.2.2.3. Évolution du volume de galets en présence sur les plages d'accumulation et au pied des falaises	296
11.2.2.4. Évolution du volume en présence en pied de falaise	297
11.3. Bilan et discussion.	298
CHAPITRE 12 : Submersions marines du Calvados à la Somme : fréquence/intensité du phénomène et cartographie des sites sensibles	301
12.1. Inventaire des événements météo-marins générateurs de dommages sur la période historique récente (1950-2010)	304
12.1.1. Inventaire des submersions marines	304
12.1.2. Cartographies des sites sensibles aux inondations par la mer.....	305
12.1.3. Seuils météo-marins au-delà desquels il y a risque de franchissement.....	307
12.1.4. Les types de circulations et les trajectoires des dépressions favorables aux franchissements.....	309
12.2. Aléa « submersion marine » : un phénomène évolutif dans le temps ?	314
12.2.1. Évolution en fréquence et en intensité des inondations par la mer.....	314
12.2.2. Évolution des situations atmosphériques à risque : l'étude du gradient de pression	317
12.2.2.1. Méthode.....	317
12.2.2.2. Gradient de pression : évolution en fréquence et en intensité	319
12.3. Front froid et morphologie des plages : des facteurs aggravants	324
12.3.1. Passage du front froid.....	324
12.3.2. Conditions morphologiques des plages et temps de préparation antérieurs aux franchissements.....	327
12.4. Bilan et discussion.	331
CHAPITRE 13 : Vers la cartographie de l'aléa « submersion marine » en Normandie.....	335
13.1. Présentation des aléas de référence	338
13.1.1. Submersions marines des 27-28/02/1990 et du 28/02/2010.....	338
13.1.1.1. Aléa de référence sur le littoral haut-normand et picard : événements des 27-28/02/1990	338
13.1.1.2. Aléa de référence sur le littoral calvadosien : submersion du 28/02/2010	339
13.1.2. Cartographie de terrain des aléas de référence : 27-28/02/1990 et 28/02/2010	340
13.1.3. Période de retour des niveaux d'eau observés.....	342
13.2. Cartographie statique	343
13.2.1. Méthodologie	343
13.2.2. Résultats	344
13.3. De l'intérêt de la cartographie dynamique.....	347
13.3.1. Méthodologie	348
13.3.2. Résultats	349
13.4. Bilan et discussion.	353
CONCLUSION GÉNÉRALE	357
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	365
TABLE DES FIGURES	395
TABLE DES MATIÈRES	403

Titre de la thèse :

Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale : de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits

Résumé :

Cette thèse porte sur la quantification de deux aléas que sont le recul des falaises crayeuses en Haute-Normandie et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale. Ces phénomènes générateurs de dommages, interdépendants, ont un fonctionnement méconnu qui se manifeste par des événements d'intensité et de fréquence variées. La démarche quantitative adoptée s'appuie sur une approche systémique et par emboîtement d'échelles spatiales et temporelles. Ce travail intègre le rapport fréquence/intensité des événements, et par conséquent, l'efficacité des facteurs et des processus responsables de leur déclenchement. Ce travail vise à :

- 1) calculer les vitesses et les rythmes de recul des falaises ;
- 2) déterminer les facteurs responsables du déclenchement des mouvements gravitaires ;
- 3) quantifier la production de débris et les taux d'ablation du front de falaise ;
- 4) évaluer les évolutions en fréquence et en intensité des submersions marines ;
- 5) déterminer l'origine de ces évolutions ;
- 6) réfléchir sur les méthodes de cartographie de l'aléa « inondation par la mer » et « recul des falaises ».

Mots-clés (indexation Rameau) : littoraux, littoraux-modifications-France-Manche (mer), falaises-érosion-France-Manche (mer), ondes de tempête-France-Manche (mer), risques naturels

Mots-clés (indexation libre) : géomorphologie littorale, Manche, recul des falaises, submersion marine, aléa, scanner laser terrestre, tempête, taux d'ablation

Title of the PhD Thesis:

Retreat of coastal chalk cliffs in Upper Normandy and coastal flooding events in the central and eastern English Channel: from the quantification of hazard to the characterization of risks

Abstract:

This thesis focuses on the quantification of two hazards that are coastal chalk cliff retreat in Upper Normandy and coastal flooding events in the central and eastern English Channel. These interdependent phenomena that generate damages have a little-known functioning which is characterized by events of varying intensity and frequency. The quantitative work is based on a systemic approach and on an approach that joints spatial and temporal scales together. This work integrates the frequency/intensity ratio, and therefore the effectiveness of the factors and processes responsible for their trigger. This work aims to:

- 1) calculate the retreat rates and rhythms of cliffs;
- 2) identify the factors responsible for triggering falls;
- 3) quantify the production of debris and ablation rate of the cliff face;
- 4) assess the changes in frequency and intensity of coastal flooding events;
- 5) determine the origin of these changes;
- 6) think about the methods of mapping the hazards « coastal flooding » and « cliff retreat ».

Keywords: coastal geomorphology, English Channel, cliff retreat, coastal flooding, hazard, terrestrial laser scanning, storm, ablation rates