



HAL
open science

Érosion des falaises de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur : évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée : télédétection, géochronologie, géomorphologie

Jérémy Giuliano

► **To cite this version:**

Jérémy Giuliano. Érosion des falaises de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur : évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée : télédétection, géochronologie, géomorphologie. Sciences de la Terre. Université Nice Sophia Antipolis, 2015. Français. NNT : 2015NICE4126 . tel-01316895

HAL Id: tel-01316895

<https://theses.hal.science/tel-01316895v1>

Submitted on 17 May 2016

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.



UNIVERSITE NICE - SOPHIA ANTIPOLIS – UFR SCIENCES

École Doctorales des Sciences Fondamentales et Appliquées

THESE

pour l'obtention du grade de

Docteur en Sciences

de l'UNIVERSITE Nice-Sophia Antipolis

Spécialité Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue publiquement par

Jérémy GIULIANO

**Erosion des falaises de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur :
évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée**

Téledétection, géochronologie, géomorphologie

dirigée par M. Thomas LEBOURG

codirigée par M. Vincent GODARD

Soutenue le 16 décembre 2015

Composition du Jury :

M. Richard FABRE, Professeur, Université Bordeaux 1

M^{me} Anne DUPERRET, Maître de Conférences, HDR, Université du Havre

M. Emmanuel TRIC, Professeur, Université Nice Sophia-Antipolis

M. Thomas DEWEZ, Docteur, BRGM Orléans

M. Thomas LEBOURG, Maître de Conférences, HDR, Université Nice Sophia-Antipolis

M. Vincent GODARD, Maître de Conférences, Université Aix-Marseille

M^{me} Nathalie MARÇOT, Géologue, BRGM Marseille

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Directeur de thèse

Co-directeur de thèse

Invitée

Six hommes d'Inde, très enclins à parfaire leurs connaissances, allèrent voir un éléphant (bien que tous fussent aveugles) afin que chacun, en l'observant, puisse satisfaire sa curiosité. Le premier s'approcha de l'éléphant et perdant pied, alla buter contre son flanc large et robuste. Il s'exclama aussitôt : « Mon Dieu ! Mais l'éléphant ressemble beaucoup à un mur ! ». Le second, palpant une défense, s'écria : « Ho ! Qu'est-ce que cet objet si rond, si lisse et si pointu ? Il ne fait aucun doute que cet éléphant extraordinaire ressemble beaucoup à une lance ! ». Le troisième s'avança vers l'éléphant et, saisissant par inadvertance la trompe qui se tortillait, s'écria sans hésitation : « Je vois que l'éléphant ressemble beaucoup à un serpent ! ». Le quatrième, de sa main fébrile, se mit à palper le genou. « De toute évidence, dit-il, cet animal fabuleux ressemble à un arbre ! ». Le cinquième toucha par hasard une oreille et dit : « Même le plus aveugle des hommes peut dire à quoi ressemble le plus l'éléphant ; nul ne peut me prouver le contraire, ce magnifique éléphant ressemble à un éventail ! ». Le sixième commença tout juste à tâter l'animal, la queue qui se balançait lui tomba dans la main. « Je vois, dit-il, que l'éléphant ressemble beaucoup à une corde ! ». Ainsi, ces hommes d'Inde discutèrent longuement, chacun faisant valoir son opinion avec force et fermeté. Même si chacun avait partiellement raison, tous étaient dans l'erreur.

‘Les aveugles et l'éléphant’, fable anonyme du X^e siècle avant notre ère.

REMERCIEMENTS

Bien que la réalisation de ce travail doctoral ait nécessité un investissement personnel conséquent, je suis convaincu que la thèse est loin d'être un exercice solitaire. En effet je n'aurais jamais pu relever ce défi sans le soutien d'un grand nombre de personnes autant proches qu'éloignées. Même si je ne pourrais malheureusement pas remercier individuellement toutes ces personnes, je leur suis profondément reconnaissant pour leurs conseils et idées qui ont pu s'implanter et croître, au travers de mes réflexions, dans un terreau nourri par leurs attentions, sourires et bonne humeur.

Je voudrais tout d'abord exprimer ma gratitude envers le Professeur Richard FABRE de l'*Université de Bordeaux I* et M^{me} Anne DUPERRET de l'*Université du Havre*, qui ont consacré de leur temps pour rapporter cette thèse. Je vous remercie profondément pour votre contribution scientifique ainsi que d'avoir permis la publication de ce travail tout en soulignant des pistes de réflexions, qui je l'espère, permettront de combler les connaissances lacunaires au sujet de l'érosion en Méditerranée. J'exprime aussi toute ma reconnaissance envers le Professeur Emmanuel TRIC de l'*Université de Nice-Sophia Antipolis* et M. Thomas DEWEZ du *BRGM-Orléans* pour avoir examiné ma thèse en tant que membres du jury. Je vous remercie également pour l'encadrement scientifique et logistique que vous avez su m'offrir tout au long de ces années de recherche. J'ai pu apprendre à vos côtés des aspects insoupçonnés, allant du fonctionnement d'un laboratoire de recherche aux méthodes de traitement des données numériques à haute résolution.

Mais un thésard n'est rien sans ses directeurs... même si dans certains cas ils peuvent être amenés à être presque "détestés" par leur étudiant, dans mon cas c'est tout le contraire. Je souhaite leur témoigner mon plus profond respect ainsi que toute mon affection. Merci à mon directeur de thèse, M. Thomas LEBOURG de l'*Université de Nice-Sophia Antipolis*, pour son humanité, sa confiance hors du commun, sa disponibilité de tout instant, sa direction pédagogique adaptée et pour tous les moyens qu'il a su mettre en place au cours de mes années universitaires, et ce dès ma première année de Licence. Si c'est avec une grande émotion que je quitte le professeur, c'est pour continuer la relation avec l'ami. Merci à mon co-directeur de thèse, M. Vincent GODARD de l'*Université Aix-Marseille*, pour sa formidable gentillesse, sa réactivité à n'importe quelle heure et pour m'avoir offert, toujours dans un climat de pleine sérénité et ce malgré les situations de toute urgence, un encadrement à la fois pédagogique et méticuleux tout en m'amenant vers le chemin de l'objectivité.

Mais ma passion pour le Quaternaire ne serait pas devenue ce qu'elle est sans mon passage à l'*Université du Québec à Montréal* (2009-2010). Je souhaite témoigner toute ma gratitude envers le Professeur Michel LAMOTHE qui m'a enseigné la géomorphologie quaternaire et fait découvrir une partie du Québec et du Vermont, M. Martin ROY qui m'a initié aux systèmes glaciaires à Coaticook ainsi que M. Normand GOULET qui a complété ma vision de structuraliste et m'a surtout montré la forêt qui était cachée derrière l'arbre.

La concrétisation de cette thèse n'aurait jamais eu lieu sans le support financier du Conseil Régional-PACA et de la DREAL-PACA. Je remercie l'ensemble des services régionaux et nationaux, les agents territoriaux ainsi que les acteurs politiques qui ont cru dans ce projet de recherche. Je remercie également la commune de Carry-le-Rouet et le Parc-Marine de la Côte-Bleue pour m'avoir permis de travailler sur le terrain dans de bonnes conditions, ainsi que M. PAUL pour avoir hébergé une station météorologique dans sa propriété. Je voudrais aussi rendre hommage, avec beaucoup d'humilité, à tous les habitants de la région PACA, car sans eux, aucun financement n'aurait pu être possible. J'espère profondément que ma contribution au travers de ma thèse sera à la hauteur des attentes de la collectivité afin de répondre, du moins en partie, aux nombreux défis qui concernent l'aménagement du territoire et la gestion des risques côtiers face aux futurs enjeux sociétaux du XXI^e siècle.

La réalisation de mon apprentissage et par conséquent de l'ensemble de mes travaux n'aurait pas été possible sans la construction du projet *Vulnérabilité et Adaptation pour les Sociétés face aux Erosions de falaises côtières* (VALSE) qui est à l'origine même de la thèse. Ce projet novateur a su m'offrir un encadrement organisationnel, scientifique, technique et humain ; régulier au travers d'un partenariat riche en interdisciplinarité réunissant à la fois les Sciences de la Terre (*laboratoires universitaires de Géoazur-CNRS-UMR7326-OCA* et du *CEREGE-CNRS-UMR7330*, le *BRGM-Marseille* et *Orléans*) et les Sciences Humaines et Sociales (*LPED-UAM*). Je tiens à remercier M^{me} Nathalie MARÇOT (*BRGM-Marseille*) pour avoir assuré, en tant que chef de projet, la gestion et la coordination du projet ainsi que l'organisation et l'animation de l'ensemble des pilotages de thèse. Merci également pour tous les moyens mis en place ainsi que de m'avoir appris, après mes nombreux "essais-erreurs", quels étaient les aspects fondamentaux d'une relation professionnelle.

Je tiens naturellement à remercier, en tant que mon employeur, le BRGM pour m'avoir soutenu et accompagné tout au long de mes trois années d'apprenti-chercheur, ainsi que d'avoir mis à ma disposition un certain nombre de supports et matériels techniques. Je souhaite remercier M^{me} Claire ARNAL pour avoir assuré, avec discernement, le rôle de médiateur lors de certains moments clés de mon travail et M. Christian MATHON pour sa connaissance indispensable sur la géologie régionale. Je suis reconnaissant envers M. Alexis STEPANIAN pour ses remarques scientifiques toujours constructives et son écoute compréhensive. Enfin, le BRGM de Marseille ne serait pas ce qu'il est sans sa secrétaire, M^{me} Agnès MONNIER-MATHON, qui a toujours facilité mes démarches administratives et rendu mes déplacements si confortables. Je remercie également M. Gilles GRANDJEAN du *BRGM-Orléans* pour ses conseils de début de thèse.

Je suis profondément reconnaissant envers mes deux laboratoires d'accueil, *Géoazur* situé à Valbonne (UNS) et le *CEREGE* localisé à Aix-en-Provence (UAM), qui ont su m'offrir des conditions plus que propices pour la réflexion, en m'intégrant dans leurs locaux et au sein de leurs équipes de recherche tout en me laissant une grande liberté.

Je remercie sincèrement l'ensemble du personnel de *Géoazur* et plus particulièrement M^{me} Nicole BETHOUX et M^{me} Françoise COURBOULEX pour leur soutien moral, M. Christophe LARROQUE pour les discussions et conseils concernant la tectonique de la Côte d'Azur, M. Sébastien MIGEON pour les discussions concernant la rugosité des fonds marins en Méditerranée ainsi que ses remarques de rédaction tout au long de mon cursus universitaire. Je suis reconnaissant envers M. Jean-Luc BERENGUER pour m'avoir permis de révéler mon intérêt croissant pour l'enseignement au travers du projet PLUS, M^{me} Damienne PROVITOLLO ainsi que M^{me} Jenny TREVISAN pour leurs humeurs rayonnantes et leurs aides techniques précieuses. Je remercie M. Riad HASSANI, M. Bertrand DELOUIS, M. Didier BRUNEL, M. Christophe MARON, M. Anthony SLADEN et M. Louis DE BARROS pour m'avoir aidé à être motivé chaque jour un peu plus notamment lors de la fin de la rédaction. Je souhaite également remercier M. Maurin VIDAL pour son humour et sa simplicité sans oublier sa qualité d'ingénieur inventif trouvant une solution à tous les problèmes. Evidemment, je n'oublierai pas les nombreuses "discussions apicoles" avec M. Julien AMBRE ou bien les "discussions de thèse/publi..." avec M. Julien BALESTRA. A cette même occasion j'exprime ma reconnaissance envers le personnel administratif qui a toujours été très sympathique et serviable à mon égard, je pense notamment à M^{me} Véronique LARGE, M^{me} Valérie MERCIER-VALERO, M^{me} Candice GAUDIN, M^{me} Magali AUFEUVRE, M^{me} Sandrine BERTETIC, M^{me} Reine SAIGHI, sans oublier M^{me} Anny BIGOT.

De même, je remercie sincèrement l'ensemble du personnel du CEREGE, et plus particulièrement M. Nicolas THOUVENY et M. Olivier BELLIER pour leurs accueils chaleureux au sein du laboratoire. Je voudrais témoigner ma gratitude envers l'équipe du LN2C qui m'a offert l'occasion de m'initier aux "cosmo-géniaux", je pense notamment à la formidable gentillesse et contribution scientifique de M. Didier BOURLES et de M. Régis BRAUCHER qui m'ont accompagné et tenu la main depuis le terrain jusqu'à l'accélérateur en passant bien entendu par le labo-chlore. Je remercie chaleureusement M^{me} Lucilla BENEDETTI, M^{me} Irène SCHIMMELPFENNIG ainsi que M.

Valéry GUILLOU, M^{me} Laetitia LEANNI et M. Georges AUMAITRE pour leurs nombreux conseils techniques de laboratoire... voir parfois même de sauvetages ! Je souhaiterai également remercier M. Claude VELLA pour m'avoir permis de mieux comprendre les variations eustatiques au cours de l'Holocène, M. Edward ANTHONY pour ses explications sur la micro-érosion des côtes de la Nerthe, ainsi que M. Jean-Claude HYPPOLYTE pour sa vision régionale autant géologique qu'ethnologique et M. Nicolas ESPURT pour ses explications sur la tectonique provençale et aussi pour le partage de ses connaissances sur les terroirs viticoles. Je remercie également M. Philippe DUSSOUILLEZ et M. Jules FLEURY pour leurs aides techniques et explications concernant les bons fonctionnements d'un SIG. Merci aussi à M^{me} Doris BARBONI pour avoir rendu les pauses café aussi chaleureuses, tout comme aux légendaires duos de Guillaume et Martine !

Un grand merci à M^{me} Cécilia CLAEYS pour avoir partagé sa vision de sociologue, vision qui m'a fortement intéressée comme par exemple les différentes perceptions du risque en fonction des "utilisateurs" de la mer ou bien le concept du mythe portant sur le rêve de la "maison-piscine". Merci aussi à ses stagiaires, Anna ROUADJA et Hervé TEPONGNING-MEGNIFO, qui ont enrichi ma pensée à chaque réunion de pilotage de thèse.

Je souhaite remercier Mélody PREMAILLON pour son aide providentielle dans l'analyse des données de scanner-laser au cours de son stage de Master 2 en 2014 au sein du BRGM. Merci pour ta curiosité, ton efficacité ainsi que ta bonne humeur. Je te souhaite de tout cœur une bonne thèse sur l'érosion des côtes avec pourquoi pas des "pauses pagnolesques" (?). Je remercie également Grégory CHAN-KIN, qui m'a permis au cours de tout un été d'avoir quatre mains et quatre yeux pour scruter finement les photographies aériennes à l'échelle régionale lors de son stage de Licence 3 en 2014 à Géoazur. Je te souhaite un bon séjour au Québec et la pleine réussite pour demain.

Je tiens à remercier sincèrement l'*Ecole Doctorale des Sciences Fondamentales et Appliquées*, et plus particulièrement M^{me} Elisabeth TAFFIN de GIVENCHY et M^{me} Catherine BRIET pour leur écoute et pour avoir pu faciliter toutes mes démarches administratives, tout comme M. Pascal CREMOUX pour sa réactivité sans faille au sein du *Service Scolarité UFR Sciences de l'UNS*.

J'aimerais exprimer un grand merci à mes co-bureaux du CEREGE, Rémi C., Mélanie, C et Pierre B., ainsi que ceux de Géoazur, Edward P. (avec son fameux "jus d'agneau"), Stephen (et ses scripts incompréhensibles). Je n'oublierai jamais l'immense amitié de toutes les "frontières" de Lucie BESTANI (CEREGE), ainsi que les nombreuses pauses (matin, midi, tard le soir, dimanche et jour férié, quelle fête !) nécessaires au soutien moral d'une interminable rédaction au côté des anciens thésards de Géoazur Alain DUJARDIN et Nestor CERPA-GILVONIO. Merci à vous d'avoir cru (sans faille ?) à mon optimisme de "bientôt" terminer ma thèse... Je remercie également l'ensemble des doctorants et stagiaires, présents ou passés, pour ces moments au CEREGE, Julie, Alice, Marine, Sophie (et notre "éducateur"), Alice, Nicolas, Fabienne, (et son humour sans limites), Romain, Jade, Camille, Julien, Adrien, Claire, Nathan, Ector ; ainsi qu'à Géoazur, Benoît, Marianne, Marc, Victorien, Juan-Carlos, Mathilde, Quentin, Aurélien, Clément, Laure, Sadrac, Maëlle, Dung, Huyen, Toufik, Audrey, Clara, Gaspard, Emmanuelle, Flore...

Je souhaite aussi saluer à l'occasion de ma "consécration officielle" tous les membres Docteur de la très prestigieuse *Slide-Team*, M. Hervé JOMARD, M. Samir EL-BEDOUI et M. Swann ZERATHE. J'en profite pour faire une bise à POPO et la remercier pour l'ambiance assurée au cours de mes premiers stages à Géoazur alors qu'elle terminait sa thèse !

Merci à mes amis de fac, Lilie, Ben, Milou, Nicolas, Gridou, Lucienne (Soso et ses parents), Cécé, Adrien, Antho, ainsi qu'à ceux de *moun País*, Oliv', Pasca, Jean-Phi, Vincent, Séb, Céline, Laure, Ping-pong, Charlotte, Micka, Laura, Nico, Anne-So... pour leurs soutiens et leurs compréhensions !

Je voudrais exprimer ma profonde amitié envers la famille BARALE qui m'a toujours accueilli dans la joie de vivre et su m'apporter un grand réconfort. Merci à vous pour tous ces instants rabelaisiens

d'anthologie. Je remercie infiniment la famille LASSAUQUE pour m'avoir porté et aidé dans cette aventure et permis de vivre dans le cadre idyllique de la villa à "La Campagne" où un îlot de ruralité est resté au milieu de la ville de Nice. Merci aussi à Michmich et Machmach pour m'avoir offert l'occasion d'écrire la conclusion générale de cette thèse dans les Pyrénées au milieu du pressoir et des pommes d'Osséja...

Je ne pourrais pas terminer mes remerciements sans rendre un hommage à ma famille. Merci à mes frères et sœurs, ainsi qu'à mes filleuls, Kacy et Idriss, ainsi qu'à mes neveux, Gabrielle, Lucille, Lina, Nono, Maélis, Paul et le petit Titou, qui m'illuminent à chaque instants que je les vois... Tout ceci n'aurait pas été possible, évidemment, sans l'amour de mes parents. Je vous suis éternellement reconnaissant pour tout ce que vous avez fait pour moi et surtout merci de m'avoir permis d'être qui je suis... Enfin, un grand merci à toi, Juju, pour tes nombreuses aides, pour ton soutien indispensable, ton incroyable patience et pour tout ce que tu m'apportes chaque jour, tu vois j'y suis arrivé !

A ma caro Prouvènço...

TABLE DES MATIERES :

REMERCIEMENTS.....	v
LISTE DES FIGURES.....	xv
LISTE DES TABLEAUX.....	xxii
LISTE DES ABREVIATIONS :.....	xxiii

INTRODUCTION GENERALE..... 1

Chapitre 1 : Dynamique de l'érosion des côtes rocheuses à falaise et cadre régional de l'étude..... 11

1. Etat de l'art de la dynamique érosive des côtes rocheuses à falaise..... 12

1. 1. Introduction : définition du littoral et de son interaction avec les interfaces Terre, Mer et Atmosphère..... 12
1. 2. Typologies des falaises et modèle général de l'érosion..... 19
1. 3. Cycle de l'érosion des falaises..... 27
1. 4. Plateformes d'érosion marine..... 39
1. 5. Synthèse de la dynamique érosive : enjeux scientifiques et approches méthodologiques..... 45

2. Cadre régional de l'étude : contextes géologiques et conditions des forçages météo-climatiques et sismiques..... 48

2. 1. Introduction : localisation géographique et enjeux..... 48
2. 2. Contexte géologique et morpho-structural..... 53
2. 3. Conditions générales des forçages (précipitations, tempêtes, séismes)..... 67
2. 4. Synthèse du cadre général : contextes géologiques et conditions des forçages météo-marins et sismiques..... 88

3. Conclusion et élaboration de la stratégie d'étude des côtes rocheuses PACA..... 91

Chapitre 2 : Erosion à l'échelle annuelle : apport et méthode des levés LiDAR embarqués sur bateau à la compréhension de l'érosion des falaises (Carry-Le-Rouet)..... 97

1. Introduction, stratégie et problématique..... 98

2. Méthode de détection de l'érosion par LiDAR embarqué.....103

- 2.1. Notions fondamentales de la détection de l'érosion par LiDAR : des limites des levés terrestres à l'application des levés mobiles sur bateau..... 105
- 2.2. Définition de la qualité d'un nuage de points..... 112
- 2.3. Etapes du prétraitement des données à partir de la méthode du déroulé..... 115
- 2.4. Méthode de détection de l'érosion : du calcul des distances "nuage-nuage" au Modèle Numérique des Surfaces d'érosion..... 123
- 2.5. Implication de la méthode sur la stratégie de l'étude..... 126

3. Article 1 : Mapping coastal erosion of a Mediterranean cliff with a boat-borne laser scanner: performance, processing and cliff collapse hazard.....127

- 3.1. INTRODUCTION..... 130
- 3.2. TEST SITE AND STUDY SETTING..... 132
- 3.3. DATA SETS..... 133

3.4. DATA PRE-PROCESSING: QUALITY ASSESSMENT	136
3.5. LiDAR DATA PROCESSING.....	141
3.6. RESULTS.....	147
3.7. DISCUSSION	149
3.8. CONCLUSION	153
4. Discussion et conclusion du Chapitre 2	156
Chapitre 3 : Erosion à l'échelle séculaire : apport de la comparaison des orthophotographies (1922-2011) à la compréhension de l'érosion régionale des falaises.....	167
1. Introduction, stratégie et problématique	168
2. Méthode de comparaison des orthophotographies aériennes.....	172
2.1. Notions théoriques sur les déformations inhérentes des photographies aériennes	173
2.2. Principes et limites de l'orthorectification.....	176
2.3. Qualités et limites des orthophotos régionales (1922/1927, 1998 et 2011)	180
2.4. Méthode de détection de l'érosion à partir de l'interprétation des orthophotos.	184
2.5. Implication de la méthode sur la stratégie de l'étude.	187
3. Résultat et analyse de l'érosion séculaire de la côte rocheuse PACA.....	188
3.1. Présentation de quelques événements propres à l'érosion locale.	188
3.2. Analyse des taux d'érosion locaux sur l'ensemble régional.	190
3.3. Analyse des taux moyens de l'érosion sur l'ensemble régional.	192
4. Discussion et conclusion du Chapitre 3.	194
Chapitre 4. Erosion aux échelles millénaires-quatennaires : apport de la géochronologie à la compréhension de la dynamique des plateformes marines.	205
1. Introduction, stratégie et problématique	206
2. Méthode de datation par le nucléide cosmogénique <i>in-situ</i> ³⁶Cl.....	211
2.1. Principes fondamentaux des nucléides cosmogéniques : du cosmos à la roche	212
2.2. Facteurs d'influences du taux de production du ³⁶ Cl <i>in-situ</i>	213
2.3. Facteurs particuliers (héritages et dénudation)	221
2.4. De la concentration théorique à la concentration mesurée : interprétation de la dénudation et de l'âge d'érosion.....	224
2.5. Implication de la méthode sur la stratégie de l'étude	226
3. Résultat et analyse préliminaire des concentrations ³⁶Cl mesurées en terme d'âge d'érosion de la bordure du Massif de la Nerthe : exemple des plateformes du secteur des Tamaris.....	230
3.1. Présentation générale du secteur étudié et concentration en ³⁶ Cl mesurées.....	230
3.2. Estimation du taux de dénudation	233
3.3. Estimation et correction des concentrations en ³⁶ Cl héritées.....	235
3.4. Interprétation des âges d'érosion.....	237
4. Discussion et conclusion du Chapitre 4	239

Chapitre 5 : Morphologie côtière de l'érosion Quaternaire : apport de l'analyse morpho-métrique multi-spatiale à la compréhension de l'érosion régionale...253

1. Introduction, stratégie et problématique	254
2. Article 2 : Large scale structural control on regional coastline orientations: example from South-eastern France	259
2. 1. INTRODUCTION.....	262
2. 2. REGIONAL GEOLOGICAL SETTING	263
2. 3. DATA AND METHOD	265
2. 4. RESULTS.....	266
2. 5. DISCUSSION	266
2. 6. CONCLUSION	269
3. Article 3 : Multi-scale measurement of the Mediterranean Coastline complexity and its interactions between the structural control and the dominant erosion processes: example from South-eastern France	270
3. 1. INTRODUCTION.....	273
3. 2. GEOLOGICAL SETTING.....	275
3. 3. METHOD.....	278
3. 4. APPLICATION OF THE AMT FOR A REGIONAL ANALYSIS.....	284
3. 5. DISCUSSION.	289
3. 6. CONCLUSION.	294
4. Discussion et conclusion du chapitre 5	296
CONCLUSION GENERALE	303
Références bibliographiques	311

ANNEXES.....345

ANNEXE 1 : Action et processus des forçages naturels météo-marins	347
1. Introduction.....	349
2. Forçages et processus subaériens.....	349
3. Forçages et processus marin.	354
3. 1. Action directe des forçages et processus marins.	354
3. 2. Action indirecte des forçages et processus marins.	365
Référence bibliographique de l'Annexe 1	370
ANNEXE 2 : Caractéristiques qualitatives de la qualité intra-nuage obtenue à partir de l'analyse sur des murs.	375
1. Introduction.....	377
2. Détermination de la qualité intra-nuage.....	377
3. Synthèse de la qualité intra-nuage des murs.....	381
ANNEXE 3 : Notice détaillée du traitement des nuages de points (classification et visibilité).	383
1. Introduction au traitement des données LiDAR.....	385
2. Pour bien démarrer... présentation des outils techniques... ..	387
3. Exécution du traitement étape par étape.....	390

ANNEXE 4 : Tableau synthétique de l'érosion séculaire entre 1924-1998 et 1998-2011 (analyse régionale PACA par comparaison des orthophotos aériennes).....	401
ANNEXE 5 : Coupes géologiques des différents secteurs du massif de la Nerthe échantillonnés (³⁶Cl en cours d'interprétation).....	403
ANNEXE 6 : Codes développés pour le calcul de l'AMT (programmation R).	409

LISTE DES FIGURES :

<i>Figure 1. Illustration de la configuration générale du littoral rocheux et sableux.....</i>	13
<i>Figure 2. Physiographie côtière des unités tidales de l'interface Terre / Mer / Atmosphère (modifié de Guilcher, 1965).</i>	14
<i>Figure 3. Distribution à l'échelle mondiale des côtes rocheuses à falaise (d'après Emery et Kuhn, 1982).</i>	16
<i>Figure 4. Modèle d'évolution des côtes à falaise sur le long terme (modifié de Johnson 1919, 1925 in Woodroffe, 2003).....</i>	17
<i>Figure 5. Configuration générale d'une falaise (vue en coupe)..</i>	19
<i>Figure 6. Exemples de falaises carbonatées (ex. craie)..</i>	21
<i>Figure 7. Exemples de falaises détritiques (grès)..</i>	21
<i>Figure 8. Exemples de falaises affectées par une déformation prononcée (flysch)..</i>	22
<i>Figure 9. Exemples de falaises cristallines (granite) et volcaniques (basalte, andésite).....</i>	22
<i>Figure 10. Exemples de falaises meubles (sable, gravier, argile)..</i>	23
<i>Figure 11. Typologie du profil des falaises (modifié de Nunes et al., 2009).....</i>	24
<i>Figure 12. Modèle simplifié de la morphologie du profil topographique des falaises associé à différents modes d'érosion (Nunes et al., 2009). Trois situations sont considérées en fonction des différents degrés de résistances mécaniques et du caractère homogène ou hétérogène..</i>	26
<i>Figure 13. Schéma conceptuel des différents processus d'altération et d'érosion affectant les falaises soumises aux forçages subaériens et marins.....</i>	28
<i>Figure 14. Evolution conceptuelle de la diminution de la résistance mécanique d'un massif rocheux jusqu'à la rupture à l'origine d'un effondrement gravitaire.....</i>	30
<i>Figure 15. Classification des principaux mouvements gravitaires en bord de mer (d'après Gellatly et al., 1984 ; Whaley, 1984, Williams et Davies, 1984 ; Costa, 1997 in Daigneault, 2001).....</i>	32
<i>Figure 16. Distribution spatiale des chutes de blocs de la falaise de North-Yorkshire (Royaume-Uni) lors des campagnes de surveillance TLS entre septembre 2002 et avril 2005 (Rosser et al., 2007). ...</i>	34
<i>Figure 17. Schéma des effondrements selon les mécanismes en tension et en cisaillement (modifié d'Erikson et al., 2007 ; Young et Ashford, 2008).....</i>	36
<i>Figure 18. Exemples des falaises "mortes" formées après un effondrement gravitaire.....</i>	37
<i>Figure 19. Modèle conceptuel du recul des falaises dans le temps..</i>	39
<i>Figure 20. Typologie de la configuration des falaises contenant ou non des plateformes d'érosion marine (modifié de Sunamura, 1992).....</i>	40
<i>Figure 21. Modèles théoriques d'évolution des plateformes marines (d'après de Lange et al., 2005). 41</i>	41
<i>Figure 22. Illustration de l'érosion des plateformes carbonatées de Nash Point (Royaume-Uni) sur la composante verticale et horizontale (Trenhaile, 2008).....</i>	43

<i>Figure 23. Schéma conceptuel de l'interaction entre les propriétés intrinsèques et les forçages d'érosion à l'origine d'un ou plusieurs cycles d'érosion des falaises (dégradation, érosion, protection) mettant en place sur le long terme les plateformes marines (inspiré de Brunsten et Lee, 2004 ; Young et al., 2009 ; Castedo et al., 2012).</i>	46
<i>Figure 24. Contexte géographique le long de la frange littorale PACA (extrait du MNT 25m - BDTOPO® ©IGN – PFAR 2008).</i>	48
<i>Figure 25. Contexte démographique de la région PACA et exposition aux risques des départements littoraux (modifié de Insee 2011 et DREAL PACA, 2014).</i>	50
<i>Figure 26. Carte synthétique de l'aléa régional instabilités de falaises, focus sur la commune de Carry-le-Rouet (modifié de Marçot et Mathon, 2004).</i>	52
<i>Figure 27. Contexte géologique et structural de la région PACA définissant les trois principaux domaines géologiques. Carte simplifiée montrant la répartition spatiale des formations depuis l'Anté-Permien jusqu'au Quaternaire ainsi que des structures générales (d'après une simplification des cartes géologiques Bd Harm-50 Bouches-du-Rhône, Var et Alpes-Maritimes, échelle 1/50 000 ©BRGM 2008).</i>	53
<i>Figure 28. Evolution géodynamique du bassin méditerranéen et correspondance sur la côte PACA des différents épisodes depuis la dislocation de la Pangée jusqu'à la collision Alpine (modifié de Séranne et Merle, 1999 ; Marthaler, 2001 ; Sonnette, 2012).</i>	56
<i>Figure 29. Illustration de la Crise Messinienne sur la Méditerranée Occidentale, exemple de la mise en place des canyons sur la portion Ouest de la région (modifié de Savoye et al., 1997 ; Jolivet et al., 2006).</i>	59
<i>Figure 30. Contexte géologique régional et configuration de la côte des six unités litho-structurales délimitant les principaux massifs côtiers en PACA.</i>	61
<i>Figure 31. Contexte litho-structural des unités de la Nerthe (1) et des Calanques (2).</i>	63
<i>Figure 32. Contexte de l'érosion dans l'unité de la Nerthe (particularité des formations éo-miocènes de la commune de Carry-le-Rouet).</i>	64
<i>Figure 33. Contexte litho-structural des unités de Toulon (3) et des Maures (4).</i>	65
<i>Figure 34. Contexte litho-structural des unités de l'Estérel (5) et de Nice (6).</i>	66
<i>Figure 35. Répartition spatiale des précipitations sur la région PACA.</i>	68
<i>Figure 36. Comportement multi-temporel des précipitations en PACA.</i>	70
<i>Figure 37. Conditions générales des vents et des tempêtes à l'échelle régionale.</i>	74
<i>Figure 38. Déferlement sur la côte azurée d'une vague de plus de 6 m de hauteur au niveau de Cannes (Cannes, 06, coup de mer du 08/11/2011).</i>	76
<i>Figure 39. Episode de surcote sur la Promenade des Anglais à Nice (coup de mer du 04/05/2010).</i> ..	76
<i>Figure 40. Comportement multi-temporel des tempêtes sur la côte et de la houle au large en Méditerranée Occidentale.</i>	78
<i>Figure 41. Comportement multi-temporel des variations du niveau marin en Méditerranée Occidentale, portion Septentrionale.</i>	82
<i>Figure 42. Contexte sismo-tectonique en région PACA.</i>	85
<i>Figure 43. Aléa sismique de la région PACA, focus sur la côte.</i>	87

<i>Figure 44. Synthèse conceptuelle des forçages climatiques sollicitant les falaises de la région PACA.</i>	89
<i>Figure 45. Planification de la stratégie d'étude permettant de caractériser différents modes d'érosion en fonction de l'expression temporelle des forçages méditerranéens.</i>	92
<i>Figure 46. Contexte général et aléa gravitaire des falaises de Carry-le-Rouet (Bouches du Rhône, PACA).</i>	99
<i>Figure 47. Illustration de la mesure LiDAR depuis un bateau sur les falaises de Carry-le-Rouet.</i>	101
<i>Figure 48. Principe général de la télédétection à partir de la détermination des changements de la surface topographique (exemple d'une falaise).</i>	104
<i>Figure 49. Principe de la mesure à partir d'un scanner laser à impulsion (temps de vol).</i>	106
<i>Figure 50. Exemple d'un nuage de points représentant une scène côtière.</i>	108
<i>Figure 51. Principe du dispositif et de la mesure du LiDAR embarqué sur bateau.</i>	110
<i>Figure 52. Influence de l'action des vagues et de l'orientation du scanner impactant les mesures (densité et ombre portée).</i>	111
<i>Figure 53. Représentation des cinq murs extraits pour l'analyse de la qualité des trois nuages de points acquis depuis le bateau.</i>	114
<i>Figure 54. Principe général de la méthode du "déroulé" appliquée sur un nuage de points sinueux.</i>	116
<i>Figure 55. Illustration d'une portion du nuage de point déroulé et superposable sur les orthophotos panoramiques.</i>	117
<i>Figure 56. Comparaison des différences d'un nuage de point déroulé par la méthode des complexes avec celui déroulé par Fugro GEOID.</i>	117
<i>Figure 57. Illustration d'un nuage de point décrivant une scène côtière</i>	118
<i>Figure 58. Principe de la classification automatique d'un nuage de point à partir de l'algorithme CANUPO.</i>	120
<i>Figure 59. Principe de la construction d'une carte de profondeur permettant de filtrer les ombres laser.</i>	122
<i>Figure 60. Illustration de la présence de résidus situés au premier plan des falaises.</i>	123
<i>Figure 61. Principe théorique de la détection de l'érosion par comparaison à partir de la méthode "nuage-nuage"</i>	124
<i>Figure 62. Study site of Carry-le-Rouet along the micro-tidal Mediterranean coastline (15km west of Marseille, southern France).</i>	133
<i>Figure 63. Quality assessment principle applied to a planar object.</i>	137
<i>Figure 64. Point precision (P_P) assessment. a- Frequency density (bandwidth of 3mm) of PCA third component deviation to the median.</i>	138
<i>Figure 65. Inter-point assessment determined by a projection of 2.5D grids for the three epochs.</i>	140
<i>Figure 66. Flow diagram of LiDAR data processing (from data acquisition to erosion analysis). Grey polygon indicates LiDAR data processing based on unfolding method.</i>	141
<i>Figure 67. Projection method applied to a complex sinuous point cloud, example of area 1.</i>	143

<i>Figure 68. Unfolding method of curvilinear section defined by a circle. Unfolded coordinates X_U and Y_U of sub-clouds are obtained separately.....</i>	<i>143</i>
<i>Figure 69. Semi-automatic classification by mask application to an unfolded point cloud.....</i>	<i>145</i>
<i>Figure 70. Point cloud processed (unfolded and classified). Example of the eastern section of epoch 3.</i>	<i>146</i>
<i>Figure 71. Overlay-map generation in two steps.....</i>	<i>147</i>
<i>Figure 72. Examples of Digital Surface Model of erosion (DSMe) overlaid on ortho-photography..</i>	<i>149</i>
<i>Figure 73. Average erosion rates integrated along-shore (a) and vertically (b).....</i>	<i>152</i>
<i>Figure 74. Contribution des différents types de bruits sur les distances mesurées entre le Scan 1 et le Scan 3.</i>	<i>158</i>
<i>Figure 75. Relation Surface-Volume permettant de déterminer les formes simplifiées de l'érosion pour différentes natures lithologiques</i>	<i>161</i>
<i>Figure 76. Comparaison des séries temporelles des forçages météo-marins avec l'érosion produite entre le Scan 1 / Scan 2 (intervalle de 180 jours) et le Scan 2 / Scan 3 (intervalle de 160 jours).</i>	<i>163</i>
<i>Figure 77. Modèle conceptuel de l'érosion annuelle des falaises de Carry-Le-Rouet.</i>	<i>164</i>
<i>Figure 78. Contexte général des falaises régionales en PACA.....</i>	<i>169</i>
<i>Figure 79. Illustration de l'influence de la configuration des prises de vue sur le type de photographie aérienne.....</i>	<i>174</i>
<i>Figure 80. Déformations inhérentes et correction des photos-aériennes.</i>	<i>175</i>
<i>Figure 81. Concept général de l'orthorectification d'une photo</i>	<i>177</i>
<i>Figure 82. Modification de la nature du sursol. Exemple de l'urbanisation du quartier des Salettes (Carqueiranne, Var) entre 1924 et 2011.....</i>	<i>179</i>
<i>Figure 83. Corrections des photographies aériennes 1922/1927 effectuées par l'Ifremer à partir des couples stéréoscopiques.</i>	<i>180</i>
<i>Figure 84. Fiche synthétique de la qualité des orthophotos de 2011.....</i>	<i>181</i>
<i>Figure 85. Fiche synthétique de la qualité des orthophotos de 1998.....</i>	<i>183</i>
<i>Figure 86. Fiche synthétique de la qualité des orthophotos de 1922/1927.....</i>	<i>183</i>
<i>Figure 87. Problème local de projection des orthophotos de 1922/1927 par rapport à la projection des orthophotos de 1998 et 2011.</i>	<i>184</i>
<i>Figure 88. Principe du calcul de l'érosion de la côte à partir de l'interprétation et de la comparaison des orthophotos.....</i>	<i>186</i>
<i>Figure 89. Présentation de quelques événements d'érosion interprétés sur la période 1924-2011 et corrélés avec les observations de terrain.....</i>	<i>189</i>
<i>Figure 90. Synthèse régionale de l'érosion locale produite entre 1924-2011.....</i>	<i>191</i>
<i>Figure 91. Synthèse régionale de l'érosion moyenne produite entre 1924-2011.....</i>	<i>193</i>
<i>Figure 92. Relation Surface-Recul permettant de déterminer la forme planimétrique des surfaces d'érosion entre 1924-1998 et 1998-2011.....</i>	<i>198</i>

<i>Figure 93. Comparaison des séries temporelles des forçages météo-marins avec l'érosion régionale produite entre 1924-1998 (intervalle de 74 ans) et 1998-2011 (intervalle de 13 ans).</i>	199
<i>Figure 94. Modèle conceptuel de l'érosion séculaire de la côte régionale PACA.</i>	200
<i>Figure 95. Photographies illustrant les plateformes marines de la Côte-Bleue (site d'étude du massif de la Nerthe).</i>	208
<i>Figure 96. Illustration du flux cosmique depuis les sources jusqu'à la roche.</i>	213
<i>Figure 97. Diagramme en flux de l'influence des facteurs modulant la concentration totale mesurée.</i>	215
<i>Figure 98. Modes de production des cosmonucléides ³⁶Cl in-situ.</i>	216
<i>Figure 99. Facteurs d'influences modulant la production des nucléides cosmogéniques produits in-situ.</i>	219
<i>Figure 100. Illustration de l'influence de la configuration géométrique sur le flux de rayonnement cosmique reçu à la surface.</i>	220
<i>Figure 101. Illustration de l'influence de l'héritage en ³⁶Cl sur la quantité totale produite en profondeur.</i>	221
<i>Figure 102. Evolution de la concentration théorique en ³⁶Cl produit in-situ en fonction de la durée d'exposition pour différents taux de dénudation.</i>	224
<i>Figure 103. Evolution de la concentration théorique en ³⁶Cl en fonction de la profondeur selon différents taux de dénudation.</i>	226
<i>Figure 104. Concept général de la stratégie d'échantillonnage des surfaces d'érosion au travers d'un profil longitudinal.</i>	227
<i>Figure 105. Cartes de localisation présentant la campagne d'échantillonnage (pour plus de détails cf. Annexe 5).</i>	228
<i>Figure 106. Présentation de la campagne d'échantillonnage du secteur des Tamaris (section A'B' complétée par un profil vertical sur un escarpement fraîchement érodé, section C'B' correspondant au profil recoupant les différentes surfaces à dater, soit ①, ② et ③).</i>	231
<i>Figure 107. Concentrations en ³⁶Cl mesurées et déduites de l'ensemble des paramètres d'influence (internes, externes et locaux) sur les 6 échantillons des trois surfaces (cf. Figure 4.12 pour la localisation).</i>	232
<i>Figure 108. Concentrations des échantillons prélevés sur le profil vertical SCX (en fonction de la profondeur Z) et différentes modélisations de la concentration théorique en fonction de plusieurs taux de dénudation.</i>	234
<i>Figure 109. Estimation et considération de la part d'héritage des concentrations mesurées au travers d'une reconstitution du positionnement relatif des anciennes surfaces d'érosion par rapport aux surfaces plus récentes.</i>	236
<i>Figure 110. Estimation des âges d'exposition des surfaces du secteur des Tamaris en prenant en compte ou pas les différentes contributions de l'héritage.</i>	238
<i>Figure 111. Comparaison de la position et âge des surfaces d'érosion avec les niveaux marins.</i>	244
<i>Figure 112. Marine représentant une tempête en Méditerranée au XVIII^e siècle (d'après Joseph Vernet, 'Une épave dans la mer agitée').</i>	246

<i>Figure 113. Modèle conceptuel de la mise en place des plateformes marines du secteur des Tamaris (massif de la Nerthe)..</i>	249
<i>Figure 114. Contexte général de la morphologie côtière en région PACA..</i>	255
<i>Figure 115. Geological context and rocky coast configuration of the six litho-tectonic units investigated in PACA region..</i>	263
<i>Figure 116. Aerial photo interpretation in Calanques area showing the dihedral configuration of cliffs faces.....</i>	264
<i>Figure 117. Measurement method for fault and rocky coasts azimuth segments.....</i>	265
<i>Figure 118. Normalized density distribution for each litho-tectonic unit of the coastline and faulting orientations obtained by Gaussian Kernel smoothing (R Core Team, 2012).....</i>	266
<i>Figure 119. Geological setting and rocky coast configuration of the six litho-tectonic units in Provence and Côte d'Azur areas.....</i>	276
<i>Figure 120. Example of coastal configuration in Nerthe unit and focus on methodological approach (type of morpho-lines which are studied in this work).</i>	277
<i>Figure 121. Examples of AMT measurements and results represented with the histogram method (from three types of periodic curves)</i>	280
<i>Figure 122. AMT analysis applied to a complex coastal shape.....</i>	282
<i>Figure 123. AMT comparison method of two natural shapes and quantification of the coastal erosion model.</i>	283
<i>Figure 124. Determination of regional coastline complexity through AMT diagram analysis and field observations for the six litho-structural units.</i>	286
<i>Figure 125. Comparison of regional coastline complexity (L3, 0msl) with relief complexity (L1, 50msl) for the the six litho-structural units.....</i>	287
<i>Figure 126. Comparison of coastline complexity (L3, 0msl) with upper edge of marine platform complexity (L2, 2msl), for the Nerthe unit only.....</i>	288
<i>Figure 127. Comparison of régional coastline complexity (L3, 0msl) with bathymetric complexity (L4, -25msl) for the the six litho-structural units.....</i>	290
<i>Figure 128. Synthèse théorique de l'influence de la configuration structurale sur la morphologie du littoral.....</i>	298
<i>Figure 129. Modèle conceptuel de l'évolution du littoral à long terme au cours du Quaternaire (basé sur les observations du Chapitre 5).....</i>	300
<i>Figure 130. Evolution conceptuelle des taux de dissolution des carbonates en fonction de l'altitude et de la quantité des précipitations (inspiré de Gérôme-Kupper, 1980 ; Plan, 2005).</i>	350
<i>Figure 131. Action générale de la gélifraction.....</i>	352
<i>Figure 132. Coefficients d'accélération des vents de mer sur une falaise d'après le modèle de Bowen et Lindley (1977).</i>	354
<i>Figure 133. Action des courants de dérive et de pente (modifié de Castelle, 2004).</i>	356
<i>Figure 134. Phénomène de surcote engendrant une accumulation d'eau et de décote engendrant une baisse des niveaux d'eau (modifié de Gervais, 2012).</i>	356
<i>Figure 135. Caractéristiques hydrodynamiques des vagues à l'approche de la côte.....</i>	359

<i>Figure 136. Contrôle de la bathymétrie sur la propagation des vagues arrivant sur la côte (Komar, 1998).</i>	359
<i>Figure 137. Campagne de mesure de la vibration des falaises de Santa Cruz (Californie) couvrant une période d'une heure sur 8 jours en 2001 (modifié d'Adams et al., 2005).</i>	361
<i>Figure 138. Impact d'une vague sur le front de falaise en fonction de la hauteur H de la vague, et H_f de la falaise (modifié d'Hansom et al., 2008).</i>	362
<i>Figure 139. Encoche d'érosion créée en pied de falaise sous l'attaque des vagues. Exemple d'encoche dans des roches carbonatées.</i>	363
<i>Figure 140. Modélisation de la formation d'une encoche en pied de falaise. Le modèle test l'érosion d'une falaise située dans un canal à houle (modifié de Sunamura, 1992).</i>	364
<i>Figure A1.12. Modélisation de la forme d'érosion de l'encoche en pied de falaise (Erikson et al., 2007).</i>	364
<i>Figure 141. Déformation de la roche au cours du processus d'humidification/séchage (Hamès et al., 1987).</i>	366
<i>Figure 142. Illustration du processus d'haloclastie et des structures d'érosion des tafoni.</i>	367
<i>Figure 143. Schéma conceptuel du profil de la bio-érosion en fonction de la répartition des espèces endolithes et lithophages de l'écosystème côtier (depuis l'étage infratidal à supratidal).</i>	369
<i>Figure 144. Représentation pour chacun des cinq murs, en vue de face (XZ), en carte (XY), et superposée des trois époques.</i>	379
<i>Figure 145. Analyse statistique de la résolution planimétrique et de la registration des cinq murs pour les 3 époques (Février, Novembre 2011 et Juillet 2012).</i>	380
<i>Figure 146. Vue de face des murs 1 à 3 appartenant à l'époque Juillet 2012.</i>	381
<i>Figure 147. Processus général de classification et du traitement des zones d'ombre développé dans cette étude.</i>	386
<i>Figure 148. Application de la classification et du traitement des zones d'ombre sur un nuage de point « vierge ».</i>	386
<i>Figure 149. Processus détaillé de la classification et du traitement des zones d'ombre développé dans cette étude.</i>	390
<i>Figure 150. Illustration de l'utilisation du calcul des distances pour filtrer manuellement les résidus.</i>	399
<i>Figure 151. Cadre général des secteurs échantillonnés au niveau du massif de la Nerthe.</i>	403
<i>Figure 152. Coupes géologiques et repositionnement des surfaces échantillonnées (Secteur de la Couronne et AB).</i>	404
<i>Figure 153. Coupes géologiques et repositionnement des surfaces échantillonnées (Secteur de Sainte-Croix et des Tamaris).</i>	405
<i>Figure 154. Coupe géologique et repositionnement des surfaces échantillonnées (Secteur du quartier de l'Europe à Sausset-les-Pins).</i>	406
<i>Figure 155. Principe théorique des fichiers en entrée (input) et du fichier sortant (output) propre au script de l'AMT présenté dans la thèse.</i>	409

LISTE DES TABLEAUX :

<i>Tableau 1. Classification de la nature des entités d'un nuage de point d'après la norme LAS 1.4 (American Society for Photogrammetry & Remote Sensing).</i>	119
<i>Tableau 2. Technical specifications of the three boat mobile mapping systems (ATM3D, Boat-Map® and Drive-Map®).</i>	135
<i>Tableau 3. Synthesis of point clouds quality.</i>	139
<i>Tableau 4. Fault density for the 6 litho-tectonic units.</i>	268
<i>Tableau 5. Synthèse des événements détectés à partir des orthophotos (1924, 1998 et 2011).</i>	401
<i>Tableau 6. Synthèse des concentrations 36Cl mesurées et des paramètres géographiques (données provisoires en cours de traitement).</i>	407

LISTE DES ABREVIATIONS :

- ACP : *Analyse en Composant Principale.*
- AMT : *Angle Measurement Technique.*
- ASTER : *Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risque.*
- BMS : *Boatmap ® system.*
- BRGM : *Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Etablissement Public Industriel et Commercial).*
- CANDHIS : *Centre d'Arcivage National de Données de Houle In Situ.*
- CEREGE : *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (Université Aix-Marseille).*
- CRPG : *Centre de Recherches Péetrographiques et Géochemie (Université de Lorraine).*
- CRE : *Cosmic Ray Exposure dating.*
- CRIGE : *Centre Régional de l'Information Géographique.*
- D : *Dimension (1D, 2D, 3D).*
- DEM : *Digital Elevation Model (cf. MNT).*
- DMS : *Drivemap ® System.*
- DoD : *Digital Elevation Model of difference.*
- DREAL : *Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (service public).*
- DSMe : *Digital Surface Model of erosion (cf. MNSe).*
- ENSO : *El Niño-Southern Oscillation (système climatique).*
- FA : *Faïlle d'Aix-en-Provence.*
- FCA : *Front de Chevauchement Alpin.*
- FMD : *Faïlle de la Moyenne Durance.*
- GASPAR : *Gestion Assisté des Procédures Administratives relatives aux Risques naturels et technologiques (base de données).*
- Geoazur : *Laboratoire de recherché (Université Nice-Sophia Antipolis)*
- GIS : *Geographic Information System (cf. SIG).*
- GNNS : *Global Navigation Satellite System.*
- GPS : *Global Positioning System.*
- Hs : *Hauteur significative (houle et vague).*
- ICP : *Iterative Closet Point.*
- Ifremer : *Institut Français de Recherche pour l'Exploration de la Mer*
- IGN : *Institut national de l'information géographique et forestière (service public).*
- IMU : *Inertial Measurement Unit.*
- LiDAR : *Light Detection And Ranging.*
- LPED : *Laboratoire Population Environnement Développement (Université Aix-Marseille).*
- M : *forçage ou processus marin.*
- MATIS : *Méthodes d'Analyses pour le Traitement d'Image et de la Stéréorestitution (laboratoire de recherche).*
- MEMs : *Micro Erosion Meters.*

MIS : *Marine Isotope Stage*.

MNSe : *Modèle Numérique de Surface d'érosion*.

MNT : *Modèle Numérique de Terrain*.

MSK : *Medvedev-Sponheuer-Karnik (échelle d'intensité des séismes historiques)*.

MSL : *Mean Sea Level*.

NAO : *North Atlantic Oscillation (système climatique)*.

NGF : *Nivellement Général de la France*.

N, S, E, O : *Nord, Sud, Est, Ouest (points cardinaux)*.

PACA : *Provence-Alpes-Côte d'Azur (région administrative)*.

PCA : *Principal Component Analysis (cf. ACP)*.

RGB : *Red Green Blue (composante couleur)*.

RSL : *Relative Sea Level*.

SA : *forçage ou processus subaérien*.

SARM : *Service d'Analyse des Roches et Minéraux (laboratoire d'analyse chimique)*.

SHOM : *Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (service public)*.

SIG : *Système d'Information Géographique*.

TLS : *Terrestrial Laser Scanner*.

VALSE : *Vulnérabilité et Adaptation pour Les Sociétés face aux Erosions de falaises côtières en région Provence-Alpes-Côte d'Azur (projet scientifique encadrant ce travail de thèse)*.

WeMO : *West Mediterranean Oscillation (système climatique)*.

INTRODUCTION GENERALE.

◆ *Contexte général et principaux enjeux.*

Par définition l'érosion des falaises s'exprime au travers du recul de leurs positions vers l'intérieur des terres. Cette mobilité sur le long terme favorise le développement à la base des falaises d'un banc rocheux plat et érodé, plus communément appelé "plateforme d'abrasion marine". Ces deux entités géomorphologiques sont donc liées par une histoire commune permettant de les définir comme les marqueurs les plus représentatifs de la dynamique érosive des côtes rocheuses. Compte tenu d'une position située sur l'interface Terre/Mer, le paysage côtier présente un cas particulier de versant qui se distingue des versants continentaux. En effet même si l'expression des phénomènes gravitaires sont relativement similaires (ex. *glissement de terrain et de banc rocheux, chutes de blocs, détachement de surplomb...*), la caractérisation des processus en cause est plus complexe puisqu'ils intègrent à la fois des sollicitations d'origines subaériennes et marines. C'est d'ailleurs probablement cette complexité environnementale qui constitue un des principaux freins de l'étude des milieux littoraux en comparaison de celle des versants continentaux.

Toutefois au cours de ces dernières décennies, l'intérêt croissant de la dynamique des systèmes côtiers, en grande partie motivé dans la littérature par les questions sociétales concernant la gestion des risques, a permis l'émergence de modèles conceptuels permettant de mieux interpréter la diversité des paysages littoraux. Ces travaux ont notamment révélés l'importance du rapport de force entre la *morphologie des reliefs*, les *propriétés intrinsèques* de la roche et l'*action des forçages* météo-marins et climatiques dans le conditionnement de l'érosion des côtes rocheuses : (1) la morphologie des reliefs influence par exemple l'action des forçages érosifs en guidant l'impact des vagues ou les écoulements des eaux de surfaces ; (2) les propriétés géologiques déterminent la vitesse de la dégradation des matériaux, l'expression d'une érosion différentielle (ex. lithologie) ou les modes du découpage de la côte (ex. discontinuité) alors que (3) les forçages agissent spatialement sur différentes portions des falaises et temporellement selon différentes intensités et fréquences. Ainsi l'érosion est une variable qui évolue spatialement à toutes les échelles de temps dont la magnitude et les périodes de retour du recul des falaises constituent les principales inconnues.

Cet aspect fondamental révèle donc l'importance de considérer la morphogénèse des systèmes côtiers dans leur globalité, c'est à dire selon la composante *temporelle* (de l'année

jusqu'au Quaternaire) et *spatiale* (du bloc érodé à la morphologie régionale). Pour cette raison les questions scientifiques abordées dans la littérature ainsi qu'au cours de cette thèse de doctorat s'articulent autour de deux axes majeurs¹ :

- **quelle est l'ampleur relative des occurrences de l'érosion des côtes en fonction de la variabilité temporelle des forcages naturels ?**

- **quelle est la part de contrôle du contexte géologique dans le façonnement de la côte depuis les échelles locales jusqu'à régionales ?**

Les réponses à ces questions dépendent inévitablement du contexte "géo-climatique" du littoral étudié. Au cours de ces dernières décennies, les études ont d'ailleurs permis de mieux appréhender la dynamique des côtes rocheuses situées dans les environnements méso à macrotidaux, c'est à dire affectées par des marnages conséquents (ex. les côtes crayeuses du Nord de l'Europe). Ces côtes évolueraient de manière significative avec un recul de l'ordre de la dizaine de centimètres par an depuis la dernière transgression marine Holocène (~6-7 ka) jusqu'à l'actuel. Quant à la dynamique des environnements affectés par un faible marnage (régimes microtidaux) elle a été peu abordée. On peut se demander si le nombre accru des études en faveur des milieux méso/macrotidaux serait lié au fait que l'expression de l'érosion est plus conséquente ou bien tout simplement par le fait que ces milieux s'intègrent dans un courant scientifique plus privilégié.

La question de la dynamique érosive des environnements microtidaux telles qu'en Méditerranée est donc une perspective à explorer. Pour cette raison, la région *Provence-Alpes-Côte d'Azur* (PACA) offre un territoire favorable autant par sa diversité litho-structurale que par le fait que le comportement multi-temporel de l'érosion est très peu contraint. Cette compréhension propre à la morphogénèse méditerranéenne doit par ailleurs contribuer à l'apport d'éléments de réflexion répondant aux principaux thèmes issus du "Grenelle de la Mer" (2009) rappelant l'importance "d'identifier les territoires à risque", de "développer l'observation du trait de côte" et "d'élaborer une stratégie de sa gestion", notamment dans un contexte où l'impact des processus d'érosion concerne potentiellement presque 70% de la population régionale PACA (soit moins de 3,4 millions d'habitants).

¹ A noter que ces deux interrogations sont étroitement similaires à celles des milieux continentaux.

◆ *Cadre de la thèse et objectifs scientifiques.*

Plutôt connue pour sa douceur de vivre, le littoral PACA est pourtant exposé à de nombreux aléas naturels associés au caractère “extrême” de son climat méditerranéen. Les précipitations diluviennes² favorisent en automne la progression des mouvements gravitaires, les écoulements torrentiels et les inondations, alors que les tempêtes hivernales génèrent des vagues de submersions marines. De plus le territoire présente une forte pression anthropique (étalement urbain sur près de 40% du littoral) qui combiné au contexte climatique est probablement à l’origine du plus grand nombre de déclaration d’*arrêtés de catastrophes naturelles* en comparaison des autres régions maritimes du territoire national métropolitain.

Même si ce constat souligne l’importance des enjeux humains, naturels et économiques, il ne révèle pas la répartition spatiale des aléas côtiers. Pour cette raison, le Conseil Régional et la DREAL PACA s’intéressent aux problématiques de l’érosion des falaises et aux approches méthodologiques permettant son suivi temporel. Une première phase d’étude³ (2004-2008) a d’ailleurs permis d’évaluer différents niveaux de l’aléa “*instabilités de falaise*” sur l’ensemble régional. Mais la prise en compte de cet aléa n’aura de sens que si l’on comprend la dynamique érosive des côtes et le comportement des humains qui y vivent.

C’est pour cette raison qu’une seconde phase d’étude (2012-2015) financée par le Conseil Régional PACA a permis de mettre au jour le projet de recherche VALSE⁴ ayant justement pour ambition de *quantifier l’érosion, évaluer l’occurrence des éboulements* et de *qualifier les comportements humains* face aux risques côtiers. Son caractère novateur réside principalement dans l’interdisciplinarité des acteurs de la recherche scientifique, à savoir l’association des Sciences de la Terre (BRGM-Marseille et Orléans, Géoazur-UNS et CERGE-UAM) dont cette thèse de doctorat fait partie intégrante, avec les Sciences Humaines et Sociales (LPED-UAM), dans un projet commun ayant pour objectif d’apporter des éléments de réflexion et des outils facilitant la prise de décision des collectivités territoriales face aux risques.

Les travaux présentés dans ce manuscrit s’intéressent tout particulièrement à l’étude de l’érosion des côtes rocheuses dans leur globalité, c’est-à-dire selon une approche **multi-échelle** : depuis la dégradation des falaises à l’échelle annuelle jusqu’à la mise en place des plateformes marines et des modelés régionaux sur les temps propres à l’Holocène et au

² Exemple le plus récent des intempéries du 3 et 4 octobre 2015 produits dans les Alpes-Maritimes.

³ Contrat de Plan Etat Région établie entre le Conseil Régional, la DREAL et le BRGM (2004-2008) : “Risques Naturels et Nuisances Action : Données, informations, évaluation sur les risques naturels”.

⁴ “Vulnérabilité et Adaptation pour Les Sociétés face aux Erosions de falaises côtières en région Provence-Alpes-Côte d’Azur” (VALSE).

Quaternaire. La thèse a été financée par la région PACA, portée et encadrée par le BRGM (Marseille et Orléans) et réalisée sous la direction du laboratoire de Géoazur (UNS – CNRS, UMR7326 – OCA) et la codirection du CEREGE (UAM – CNRS, UMR7330).

Les notions de **temporalité** et de **spatialité** constituent les principaux éléments de notre réflexion dont le but principal est de caractériser si la magnitude du recul des falaises est continue dans le temps ou bien si elle décrit une succession épisodique et emboîtée de plusieurs cycles d'érosion.

Au regard des variations météo-climatiques (passées et actuelles), l'intensité et la fréquence des forçages d'érosion varient dans le temps depuis l'ordre de la seconde jusqu'aux milliers voir millions d'années. Cet espace temporel est classiquement abordé au travers de différentes études qui considèrent soit les échelles *mensuelles* à *annuelles*, *séculaires*, *Holocène* voir *Quaternaire*. Toutefois la considération de ces échelles séparément engendre le plus souvent une surreprésentation des phénomènes à court terme par rapport à ceux établis sur le long terme.

Dans ce cas la question est de caractériser quelle est l'ampleur globale de la nature des forçages naturels sur l'expression d'une érosion *continue* (échelle annuelle ?), *chronique* (temps historique ?) voir *catastrophique* (période millénaire à Quaternaire ?) afin de pouvoir mieux appréhender les futurs impacts météo-climatiques. Compte tenu que le contexte régional PACA est assez peu contraint, nous proposons une étude qui vise justement à **explorer** le comportement de la côte en fonction des différents régimes des sollicitations méditerranéennes (prédominance de l'action des précipitations, des tempêtes ou des variations eustatiques ?). Cet objectif constitue donc l'axe majeur de la réflexion et permettra de déterminer au travers de l'établissement de plusieurs scénarii d'érosion quelles sont les échelles de temps propices à un recul significatif de la côte régionale (ex. taux d'érosion équivalent ou supérieur aux environnements méso/macrotidaux ?).

Compte tenu de la diversité du cadre géologique de la région PACA, le second axe de recherche vise à déterminer si et comment le grain litho-structural participe au façonnement de l'érosion (ex. mode d'érosion, taux d'érosion, morphométrie de la côte). En effet les contrastes autant lithologiques que structuraux pourraient impacter différemment les modes d'érosion multi-temporel. Cette compréhension permettra d'appréhender cette fois-ci quelles seront les futures tendances évolutives depuis la déstabilisation d'un simple bloc jusqu'à la progression de la côte à l'échelle régionale. C'est seulement après une reconstitution de la **morphogénèse**

littorale depuis ses origines jusqu'à l'actuel que nous pourrions définir les futures orientations scientifiques ayant pour but de préciser plus en détail le comportement des processus d'érosion.

◆ ***Stratégie de l'étude et plan du manuscrit de la thèse.***

Toute la difficulté de l'exercice consiste donc à optimiser le choix des fenêtres d'études susceptibles d'encadrer les différents épisodes érosifs. Bien que les observations mensuelles et annuelles soient relativement "faciles" à mettre en place à l'échelle d'une thèse (ex. mesures *in-situ*), il n'en demeure pas moins que les informations de l'érosion passée sont plus difficiles à obtenir. Dans la perspective de mener à bien l'étude de l'érosion des falaises sous la forme d'une **approche exploratoire multi-échelle**, nous avons structurés notre approche en deux temps :

→ ① La première étape aura pour objectif de construire la stratégie de l'étude au travers d'une analyse bibliographique et des observations de terrain permettant de définir :

- les **différents modèles théoriques** qui décrivent les processus d'érosion affectant les falaises (période annuelle/séculaire), les plateformes d'abrasion marine (période Holocène) ainsi que les côtes aux échelles régionales (période Quaternaire). Ces modèles issues de la littérature constitueront une base de référence essentielle pour l'interprétation des observations obtenues au cours de cette thèse ;

- les **échelles temporelles** qui définiront le fil conducteur de l'étude. Leur détermination reposera sur une analyse détaillée des régimes météo-climatiques méditerranéens (hydriques et marins). Cette structuration reposera sur la caractérisation de l'intensité et de la fréquence des forçages susceptibles d'impacter les milieux rocheux (ex. régime annuel, séculaire, Holocène et Quaternaire) ;

- les **échelles spatiales** à considérer, dont l'unité de référence correspond aux unités litho-structurales qui recoupent les massifs côtiers sur l'ensemble régional. Leur détermination sera obtenue au travers d'une analyse des contextes géologiques et morphologiques. Cette seconde structuration permettra notamment de comparer les unités les unes par rapport aux autres lors des analyses régionales ou d'étudier une seule unité pour des approches plus locales.

→ ② La deuxième étape présentera l'étude proprement dite de l'érosion de la région PACA. Elle reposera sur la combinaison de quatre méthodes offrant la perspective d'observer le comportement des côtes et de proposer des modèles conceptuels de l'érosion au travers des échelles :

- *annuelle*, à partir de l'acquisition de plusieurs levés lasergrammétriques⁵ acquises depuis un bateau (ex. *méthode LiDAR – Light Detection And Ranging*). Ces mesures permettront d'évaluer les éventuels impacts saisonniers sur l'érosion des falaises ;

- *séculaire*, au moyen de la comparaison de plusieurs photographies aériennes⁶ diachroniques à l'échelle du XX^e siècle. Cette comparaison permettra d'appréhender les questions de la mobilité des falaises sous l'action des forçages historiques ;

- *millénaire à Holocène*, grâce à l'utilisation des cosmogéniques *in-situ*⁷ (ex. *nucléides* ³⁶*Cl*) offrant la possibilité de dater la mise en place ainsi que la progression des plateformes marines selon l'action des épisodes exceptionnels voir catastrophiques (ex. crises climatiques) ;

- *Quaternaire*, au travers de plusieurs mesures morphométriques sur le trait de côte⁸ (ex. *méthode Angle Measurement Technique*) permettant d'aborder les questions de la mise en place de l'architecture générale de la côte sous l'influence des cycles eustatiques (alternance des forçages uniquement continentaux et/ou marins).

Ce manuscrit de thèse est donc organisé selon deux approches structurées en cinq chapitres : ① le premier chapitre visera à déterminer la stratégie de l'étude, ② alors que les quatre suivants aborderont une étude de l'érosion spécifique aux échelles *annuelles*, *séculaires*, *holocènes* (pluri-millénaires) et *quaternaires* (centaine de milliers d'années).

⁵ Les acquisitions LiDAR ont été cofinancées par le Conseil Régional et la DREAL PACA et traitées sous les financements de la bourse doctorale PACA et de BRGM (projet VALSE et partiellement par le projet BRGM DEV-ESARP).

⁶ Les données ont été préalablement traitées par l'IGN et l'Ifremer et ont été diffusées par le CRIGE-PACA.

⁷ Les mesures en laboratoire ont été cofinancées par le Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques (CEREGE) et le BRGM (projet VALSE).

⁸ Les bases de données "raster" utilisées pour matérialiser le trait sont le MNT-25m et le MNT-1m provenant respectivement de la BD TOPO® v2-MNT (IGN) et de Litto3D® (IGN-SHOM) fournies par le CRIGE-PACA.

De manière plus précise nous présenterons dans le premier chapitre l'état des connaissances théoriques des différents modèles conceptuels qui décrivent (1) la morphogénèse des *côtes rocheuses* à l'échelle régionale depuis leur immersion jusqu'à leur érosion totale (processus Quaternaire), (2) les cycles d'érosion des *falaises* depuis le stade de la dégradation des milieux rocheux jusqu'à l'accumulation des débris après un épisode gravitaire (processus annuel à séculaire), et (3) le développement des *plateformes d'abrasion marine* après une répétition du cycle d'érosion aux échelles millénaires. Cette synthèse bibliographique soulignera les aspects fondamentaux justifiant le recours à une étude globale de l'érosion. Puis nous présenterons le cadre général de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur en décrivant les contextes *géologiques, géomorphologiques, sismiques* ainsi que les *régimes météo-climatiques* des forçages qui affectent les côtes (tempêtes, précipitations, variations eustatiques). Cette analyse contextuelle permettra de spécifier notre stratégie d'étude dans l'objectif de décrire différents modèles érosifs propres aux côtes méditerranéennes (Chapitre 2 à 5).

Dans le deuxième chapitre, nous étudierons la question de l'érosion annuelle depuis les échelles centimétriques jusqu'à kilométriques. L'objectif de ce premier maillon temporel visera à déterminer si les forçages méditerranéens annuels et saisonniers sont suffisamment intenses pour éroder les falaises. Pour cela nous testerons la performance de plusieurs levés de scan-laser embarqués sur bateau (LiDAR) sur la mesure de l'érosion des falaises de la commune de *Carry-le-Rouet* (Bouches-du-Rhône, 13). Même si ce type d'acquisition offre la possibilité de numériser les falaises dans des configurations géographiques très variées avec une haute résolution spatiale, les méthodes de traitements ne sont pas encore adaptées à toutes ces configurations. L'enjeu méthodologique de ce chapitre sera donc de proposer des alternatives offrant un traitement plus universel sur les mesures de télédétection. Le catalogue d'érosion enregistré permettra d'interpréter la morphologie et les volumes de l'érosion (loi d'échelle) en fonction du cadre litho-structural et du contexte météorologique. Un premier modèle d'érosion sera proposé et discuté dans le but de caractériser l'ampleur et le comportement de l'érosion des falaises.

Dans le troisième chapitre, nous-nous intéresserons à la dynamique de l'érosion séculaire depuis les échelles métriques jusqu'à régionales (~260 km). Le choix de cette fenêtre temporelle a pour objectif de déterminer si les événements séculaires sont suffisamment fréquents et intenses pour engendrer une érosion supérieure à celle quantifiée à l'échelle annuelle. Pour cela nous testerons l'apport de la comparaison de plusieurs orthophotographies aériennes et diachroniques à l'échelle du XX^e siècle sur la mesure de la mobilité des falaises.

Cependant la rugosité de la côte régionale ne permet pas l'utilisation des méthodes conventionnelles du calcul de l'érosion, sans compter la présence de certaines erreurs de projections géographiques pour une partie des jeux de données. L'enjeu méthodologique consistera à améliorer la qualité des images et surtout à utiliser une méthode alternative permettant la mesure de la mobilité de la côte. La constitution d'un second catalogue d'érosion permettra aussi d'interpréter la morphologie et les dimensions de l'érosion (loi d'échelle) en fonction du cadre litho-structural régional et du contexte climatique. Un deuxième modèle d'érosion sera proposé et discuté dans le but de caractériser quel est le comportement de l'érosion séculaire des falaises régionales.

Dans le quatrième chapitre, nous aborderons la question de l'érosion *millénaire* jusqu'au Quaternaire récent à l'origine de l'installation des plateformes marine depuis les échelles décamétriques à kilométriques. L'objectif sera de caractériser si les plateformes sont contemporaines à l'Holocène ou héritées des anciens maxima marins du Quaternaire (ex. MIS 5.5). La caractérisation de l'impact des forçages marqués par des épisodes plus exceptionnels voir catastrophiques constituera ainsi un aspect important sur la réflexion de leur mise en place. Pour cela nous testerons l'apport des datations par cosmo-nucléide *in situ* (^{36}Cl) sur la mesure des âges des plateformes situées au pied du *massif de la Nerthe* (Bouches-du-Rhône, 13). Même si cette méthode permet de contraindre des âges d'érosion, il n'en reste pas moins que l'interprétation des concentrations du ^{36}Cl dépend principalement de certains paramètres géochimiques à considérer. L'enjeu méthodologique de ce chapitre reposera donc sur le choix d'un échantillonnage adapté afin de palier à ces limites. L'interprétation des âges et des marqueurs morphologiques propres à l'installation des plateformes marines sera effectuée en rapport avec l'expression des forçages climatiques de l'Holocène. Il en découlera un troisième modèle contraignant la morphogénèse aux échelles pluri-millénaires.

Dans le cinquième et dernier chapitre, nous étudierons la question de l'origine Quaternaire sur la morphologie côtière (actuelle) depuis les échelles décamétriques jusqu'à régionales (400-500 km). L'objectif sera de caractériser quelle est l'action dominante des processus d'érosion sur les modelés littoraux qui ont subi plusieurs cycles eustatiques et de déterminer quelles sont les relations entre la forme générale de la côte et le grain structural. Pour cela nous testerons l'apport d'outils morphométriques sur la mesure de la rugosité du trait de côte. Cette quantification permettra notamment d'apprécier la forme géométrique, la dimension, et l'orientation des modelés côtiers afin de les relier à un contexte litho-structural particulier. De plus, ces modelés seront comparés avec des morpho-structures supposées issues

d'une érosion continentale ou marine. A l'issue des résultats interprétés et discutés, nous proposerons un dernier modèle d'érosion contraignant à la fois le contrôle litho-structural et l'action des variations eustatiques sur l'évolution de la côte régionale.

Finalemment, une ***synthèse conclusive*** permettra de dresser les principaux apports *methodologiques* et *geomorphologiques* de ce travail de thèse et de discuter des différents aspects de la dynamique des côtes à falaise en Méditerranée, au travers de l'exemple de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur. Un modèle global décrivant l'histoire de la morphologie côtière sera finalement présenté depuis les origines du Quaternaire jusqu'à l'actuel tout en restituant l'ampleur caractéristique de l'érosion associée à chacun des grands épisodes météorologiques.

Chapitre 1 : Dynamique de l'érosion des côtes rocheuses à falaise et cadre régional de l'étude.

1. Etat de l'art sur la dynamique d'érosion des côtes rocheuses à falaise.....	12
1. 1. Introduction : définition du milieu littoral et de son interaction avec les interfaces Terre, Mer et Atmosphère.....	12
1. 2. Typologies des falaises et modèle général d'érosion.....	19
1. 3. Cycle d'érosion des falaises	27
1.3.1. Phase préparatoire à la déstabilisation (érosion et altération).....	27
1.3.2. Phase d'instabilité gravitaire.....	31
1.3.3. Accumulation et remaniement des dépôts (pied de falaise)	36
1.3.4. Réflexion concernant la succession des cycles d'érosion sur le long terme	37
1. 4. Plateformes d'érosion marine.....	39
1. 5. Synthèse sur la dynamique d'érosion des côtes rocheuses à falaises : enjeux scientifiques et approches méthodologiques	45
2. Cadre régional de l'étude : contextes géologiques et conditions des forçages météo-marins et sismiques.	48
2. 1. Introduction : localisation géographique et enjeux.....	48
2. 2. Contexte géologique et morpho-structural.	53
2. 2. 1. Cadre général.	53
2. 2. 2. Evolution géodynamique : mise en place du contexte actuel.	55
2. 2. 3. Cadre litho-structural de la côte (définition des unités litho-structurales).....	60
2. 3. Conditions générales des forçages (précipitations, tempêtes, séismes).....	67
2. 3. 1. Contexte subaérien (précipitation).....	67
2. 3. 2. Contexte marin (tempête et variation eustatique).	72
2. 3. 3. Cadre sismo-tectonique.....	84
2. 4. Synthèse du cadre général de l'étude : contextes géologiques et conditions des forçages météo-marins et sismiques.	88
3. Elaboration de la stratégie d'approche concernant l'étude de l'érosion de la côte rocheuse PACA.	91

1. Etat de l'art de la dynamique érosive des côtes rocheuses à falaise.

1. 1. Introduction : définition du littoral et de son interaction avec les interfaces Terre, Mer et Atmosphère.

La notion de “*littoral*” désigne dans son sens général l'interface de contact entre la terre et la mer. Bien que le terme soit apparu dès la fin du XIX^e siècle⁹, son exacte définition est cependant difficile à déterminer compte tenu des différents concepts qui lui sont accordés (ex. *géographiques, géomorphologiques, océanographiques, biologiques, juridiques* ou *populaires*). Dans ce travail nous entendrons par littoral, l'entité **géographique** et **géomorphologique**. Au cours des deux derniers siècles sa signification a évolué selon plusieurs aspects influençant aujourd'hui différentes approches d'étude : depuis la considération d'une simple interface linéaire vers celle d'un système complexe composé d'unités spatiales plus vastes comme les *falaises* ou les *plateformes d'abrasion marine*. Afin de définir le littoral, il convient d'aborder les notions propres à la mise en place de ces deux unités ainsi que de déterminer quelles-sont les limites spatiales de la côte et son évolution au cours du temps ?

La première notion historique considère le littoral comme étant une ligne de séparation entre la terre et la mer (Aulard, 1793). Cette ligne peut être matérialisée par la laisse de pleine mer¹⁰, la courbe de niveau 0 m NGF¹¹ ou la paroi des falaises abruptes. Elle définit aujourd'hui le concept général du *trait de côte* utilisé comme base de référence lors du suivi de l'érosion (ex. Dolan *et al.*, 1980 ; Cromwel *et al.*, 1991 ; Douglas et Cromwel, 2000 ; Moore et Griggs, 2002 ; Costa *et al.*, 2004) dont la délimitation est simplifiée pour les milieux microtidaux compte tenu d'un faible marnage (ex. Jiménez *et al.* 1997 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Durand et Heurtefeux, 2005 ; Brunel, 2010).

Cette même ligne conceptuelle est ensuite élargie à un cordon plus vaste (De Martonne, 1909) : “*le domaine des formes littorales n'est pas seulement la ligne idéale qui sépare [...] à petite échelle, la terre ferme de la mer. Sur le terrain, il apparaît clairement que le domaine littoral comprend tout ce qui, soit au-dessous, soit au-dessus du niveau moyen des eaux, est*

⁹ Emprunté du latin “*litoralis*” pour désigner “ce qui est situé au bord de la mer”, c'est-à-dire le rivage (Aulard, 1793).

¹⁰ C'est-à-dire la partie terrestre qui n'est jamais recouverte lors de la marée.

¹¹ Située entre la laisse des plus hautes et des plus basses eaux.

soumis à l'action des forces responsables du tracé de la côte et de ses changements". Cette dernière considération est le fondement de la vision contemporaine du littoral, qui dès les années 1960 le définira à partir de sa nature géomorphologique (ex. Guilcher, 1964 ; Doumenge, 1965 ; Sunamura 1992). Plusieurs entités morphologiques lui sont alors associées en fonction de leurs mises en place telles que (Figure 1) :

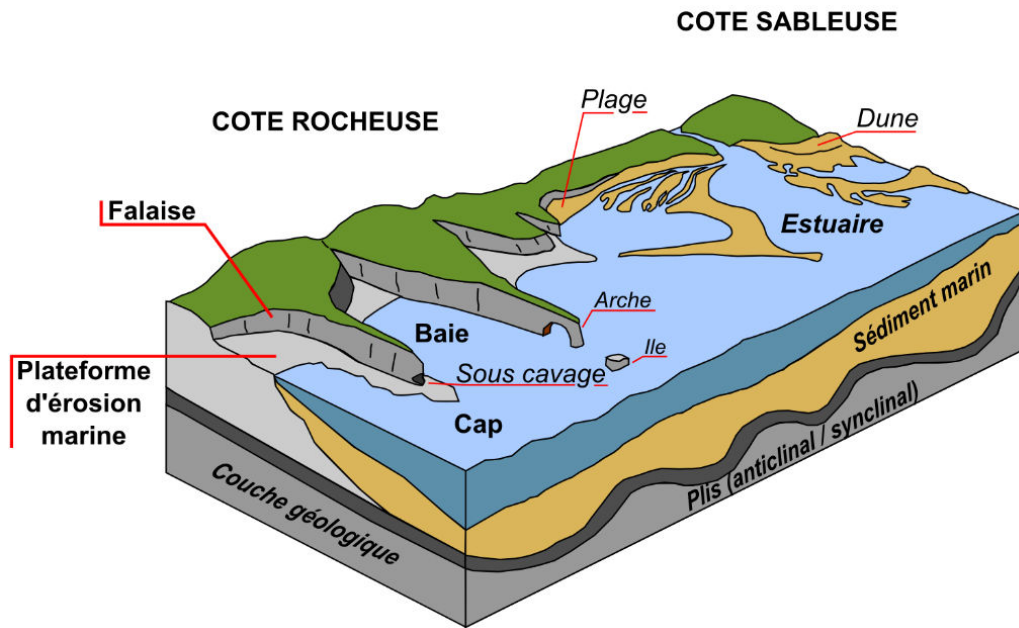


Figure 1. Illustration de la configuration générale du littoral rocheux et sableux.

- les formes d'**ablation** sur les côtes rocheuses ou à falaise. Elles sont engendrées par des attaques marines et atmosphériques. Les conditions structurales et lithologiques seraient déterminantes pour expliquer l'évolution du démantèlement des falaises aux échelles annuelles et séculaires. Elles sont classiquement étudiées à partir des photographies aériennes (ex. Moore et Griggs, 2002 ; Costa et al., 2004 ; Marques, 2006) et plus récemment à partir des outils *LiDAR*¹² (ex. Lim et al., 2005 ; Rosser et al., 2005 ; Young et Ashford, 2006 ; Dewez et al., 2007). La question de la relation entre l'intensité des forçages et la résistance des roches est essentielle pour appréhender l'érosion (Sunamura, 1992) ;
- les formes d'**accumulation** (plages, dunes, galets, rochers) qui naissent du remaniement marin des sédiments arrachés à la côte (ex. falaise) et du transport sédimentaire qui

¹² "Light Detection And Ranging" méthode de détection utilisant la technologie laser telle que le Terrestrial-Laser-Scanning (TLS).

contribuent à "l'engraissement" des côtes (Whitford et Thornton, 1993 ; Masselink et al., 2008) ;

- les formes **intermédiaires** situées sur l'estran telles que les *plateformes d'abrasion marine*. Elles sont issues du recul des falaises à l'échelle millénaire et sont solidaires des formes d'ablation (ex. falaises) et/ou d'accumulation (ex. plages). Les méthodes de datations absolues de leurs surfaces permettent d'aborder l'érosion des falaises sur le long terme (ex. de Lange et Moon, 2005 ; Regard et al., 2012, 2013).

Sous l'interaction des éléments Terre / Mer / Atmosphère, l'espace littoral devient donc celui de la solidarité des entités qui constituent le socle d'un paysage en transition. Cet environnement peut donc aussi être décrit verticalement selon les trois unités tidales (Guilcher, 1964, Figure 2).

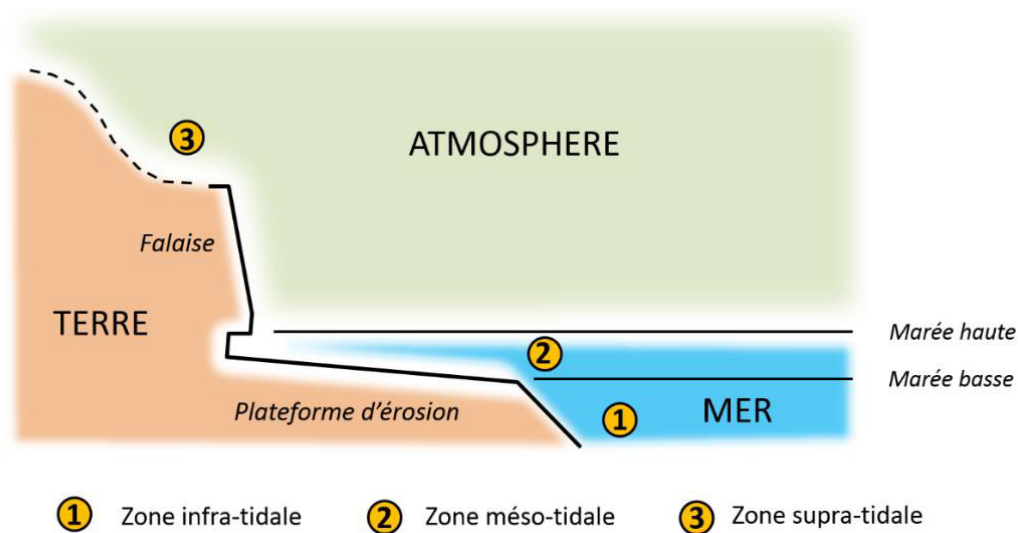


Figure 2. Physiographie côtière des unités tidales de l'interface Terre / Mer / Atmosphère (modifié de Guilcher, 1965).

- ① la **zone infratidale** est localisée en dessous du niveau des plus basses eaux (marée basse), elle correspond aux fonds marins qui contrôlent par exemple la hauteur des vagues (Komar, 1998 ; Grasso, 2009) ;
- ② la **zone mésotidale** (zone de déferlement des vagues et de marnage) qui peut être fortement réduite en cas de régime microtidal. C'est la zone où les vagues déferlent sur les *plateformes d'érosion marine* et les *falaises* (Sunamura, 1992 ; Korgure, 2006 ; Dornbush et al, 2008 ; Hall et al., 2008 ; Hamson et al., 2008) ;
- ③ la **zone supratidale** correspond à la portion de *falaise* émergée en permanence. Elle est sous l'influence des forçages atmosphériques (ex. précipitations) et marins (ex.

embruns) (Prick, 1996 ; Duperret et al., 2004 ; Brook et Spencer, 2010 ; Kuhn et Prüfer, 2014).

La question de la délimitation du littoral est un problème lié à la difficulté de déterminer précisément le domaine d'action des forçages météo-marins. Par exemple la tentative de fixer la zone littorale terrestre à partir d'une altitude constante présente quelques limites (ex. du projet LOIC, 2010) : la considération d'une altitude de 200 m NGF inclurait Paris au littoral alors que certains massifs côtiers méditerranéens en seraient exclus. La problématique fondamentale est donc de déterminer jusqu'où l'influence globale de son évolution se fait-elle ressentir pour une échelle temporelle donnée ? D'un point de vue géomorphologique nous retiendrons comme limite terrestre (zone supratidale) le versant orienté vers la côte. En effet une ablation de sa partie basale par création de *falaise* peut avoir à terme une influence sur l'ensemble de sa morphologie. Cette limite varie donc en fonction de la topographie du relief de l'arrière-pays. Quant à la limite inférieure (zone infratidale), elle peut être fixée sur la *plateforme* d'érosion ou plutôt sur le plateau continental qui conditionne la formation des vagues.

A l'échelle mondiale le littoral est majoritairement composé de côtes rocheuses à *falaise* (Emery et Kuhn, 1982, Figure 3). Elles sont les témoins de l'évolution des paysages côtiers par perte irréversible des terres par rapport à la mer. Le recul des falaises s'accompagne souvent au niveau de leur base d'un développement de bancs rocheux plats et érodés : les *plateformes d'abrasion marine* (ou platiers rocheux). Nous focaliserons notre travail de recherche uniquement sur ces deux entités (*falaises* et *plateformes*). En effet elles constituent les marqueurs les plus représentatifs de l'évolution du système côtier.

Cette diversité des paysages est associée à la fois aux propriétés intrinsèques¹³ de la roche et à la conjugaison complexe des forçages¹⁴ marins et subaériens (ex. Sunamura, 1992 ; Stephenson et Kirk, 2000 ; Trenhaile 2000 ; Brossard et Duperret, 2004 ; Duperret et al., 2004 ; Andriani et al., 2005 ; Naylor and Stephenson, 2010 ; Naylor et al., 2010).

¹³ Telles que la nature lithologique, la résistance mécanique, le niveau de discontinuité.

¹⁴ Tels que l'impact des vagues, l'haloclastie, les processus d'humidification/séchage, la dissolution et l'oxydation, la thermoclastie, ou la bio-érosion.

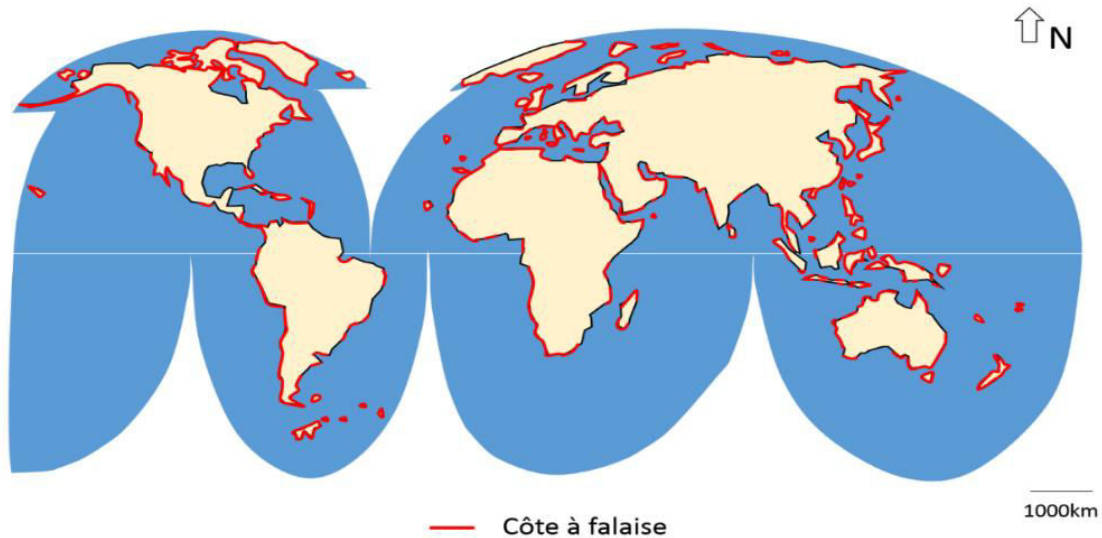


Figure 3. Distribution à l'échelle mondiale des côtes rocheuses à falaise (d'après Emery et Kuhn, 1982).

Mais le premier facteur qui conditionne la morphologie côtière à l'échelle régionale est de loin la portion héritée des reliefs préexistants (Johnson 1919, 1925 in Woodroffe, 2003 ; Carter et Woodroffe, 1997 ; Van Rijn, 1998 ; Jiang and Plotnick, 1998), dans ce cas l'évolution des reliefs côtiers peut être décrite selon un **modèle théorique de l'érosion des côtes régionales**. Lors d'une transgression marine à l'origine de l'immersion de la côte, le relief n'a pas encore subi de modification, dans ce cas la côte est considérée comme étant issue d'une **formation primaire** (Figure 4-a). Elle est très dentelée lors de l'immersion d'une vallée fluviale ou glaciaire (variation eustatique, réajustement isostatique) comme en témoignent les *ffjords du Baffin* au Canada (Kessler et al., 2008) ou les *rias de Bretagne* (Salomon, 2008). Elle peut aussi être plus lisse (c.-à-d. linéaire à sinueuse) lorsqu'elle est induite par un soulèvement tectonique (jeu de faille) ou par la mise en place d'une coulée de lave comme en témoignent les côtes de *Santa Cruz* en Californie (Anderson et Anderson, 2010) et d'*Hawaii* (Mattox et Mangan, 1997 ; Marie, 2006).

Ces reliefs évoluent ensuite sous l'action des processus d'érosion qui les débarrassent de leurs couches meubles (altérites ou sédiments) pour ne laisser plus que de la roche dure soumise à l'érosion (Salomon, 2008). On parle cette fois-ci d'une côte issue d'une **formation secondaire** (Figure 4-a). La côte acquiert par la suite une morphologie propre, qui est fonction de la nature de la roche et de son comportement face à l'érosion. C'est précisément ce stade d'évolution qui est le plus couramment étudié afin d'aborder les questions de l'aléa *instabilité de falaise*. Si la lithologie est homogène la côte acquiert une forme linéaire, par contre si elle

est hétérogène, les vagues et les courants désagrègent les parties les plus tendres (érosion différentielle) et des promontoires apparaissent (baies et caps).

Ainsi à grande échelle, les reliefs, synclinaux et anticlinaux (ex. des côtes de Dalmate en Croatie) donnent les dispositions du littoral (baies et caps) et à plus petite échelle fractures et filons forment des promontoires ou au contraire des anses accumulant les sédiments de plages (Salomon, 2008) (Figure 1 et Figure 4-b). Lorsque le stade de maturation final est accompli, la côte rocheuse tendrait théoriquement vers un aspect **linéaire** (Figure 4-b). En effet, l'hypothèse classique soutient que les côtes dentelées (baies et caps) sont immatures et évoluent progressivement vers une configuration linéaire sous l'expression dominante d'une érosion marine (Valentin, 1952 in Finkl, 2004 ; Bloom, 1965 ; Derruau, 1972 ; Trenhaile, 2002).

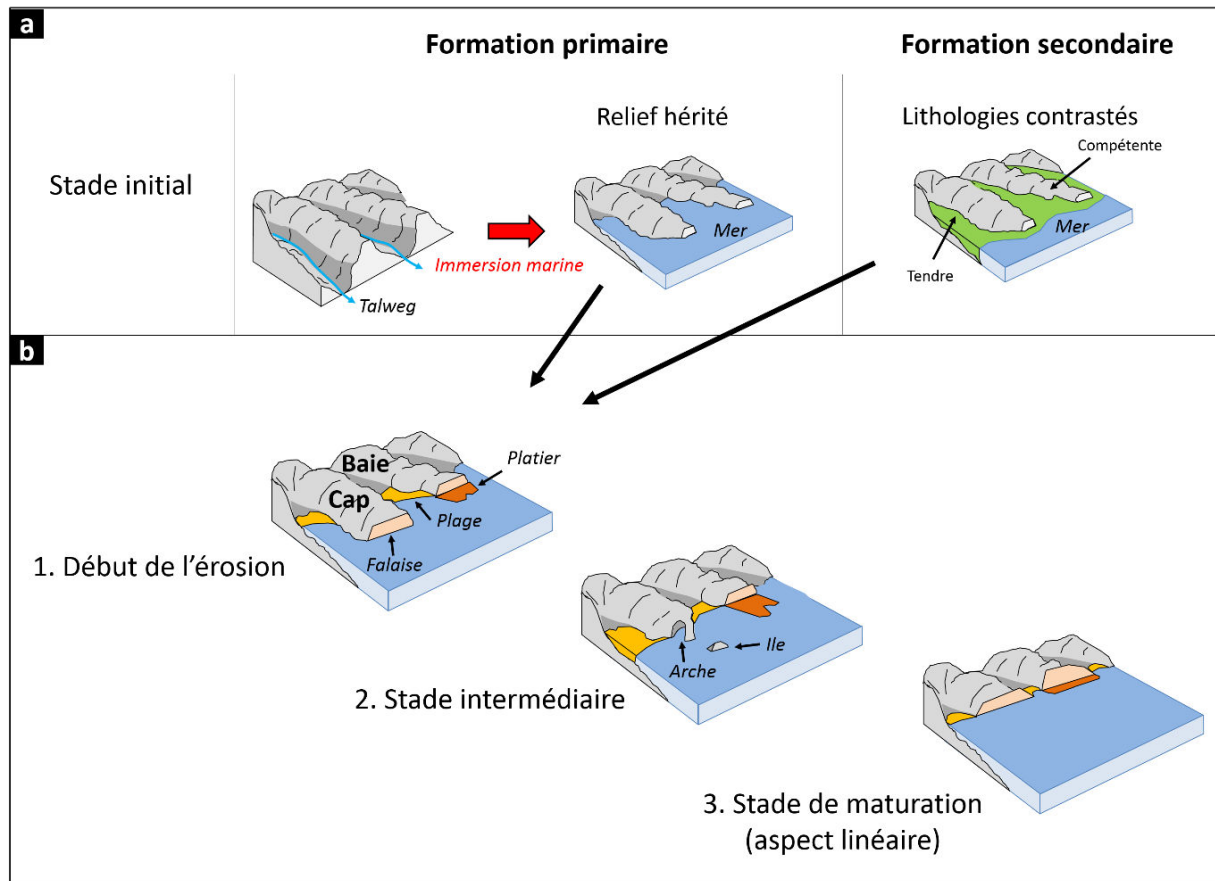


Figure 4. Modèle d'évolution des côtes à falaise sur le long terme (modifié de Johnson 1919, 1925 in Woodroffe, 2003). a- Mode de formation primaire des falaises correspond à l'immersion de la mer sur un relief préexistant alors que la formation secondaire est associée directement à l'érosion. b- Modèle d'évolution de la côte en fonction de l'héritage de la côte ou de l'érosion différentielle. Le trait de côte tend sous l'action de l'érosion à devenir linéaire (ex. suppression des caps et comblement des baies).

Le paysage côtier est donc composé de zones d'ablation et d'accumulation qui évoluent singulièrement selon la nature des reliefs préexistants, des propriétés lithologiques, des régimes hydrodynamiques marins et météorologiques. Compte tenu de cette évolution permanente, la délimitation mobile du littoral ne possède un caractère de "réel" qu'à l'actuel (Sunamura, 1992 ; Belov *et al.*, 1999 ; Daigneault, 2001 ; Trenhaile, 2002). La compréhension de son évolution doit donc être abordée en considérant autant le comportement des falaises que celui des plateformes marines, dans un espace temporel et eustatique complexe.

- La première section (1.2) de cette partie (état de l'art) présente la **typologie des falaises** dont la morphologie générale est caractéristique des modes dominants de l'érosion (subaériens, marins ou intermédiaires) ;
- La deuxième section (1.3) détaille le **modèle classique de l'érosion** mettant en place les systèmes de falaise depuis les stades *préparatoires* et *déclencheurs* (dégradation de la résistance mécanique/ effet de seuil) jusqu'à l'*accumulation* des débris sur la base des falaises. Nous verrons que la répétition à long terme de ce modèle est à l'origine du développement des plateformes d'érosion marine ;
- La troisième section (1.4) présente la morphologie des **plateformes marines** et leur mise en place selon différents modèles d'érosion. L'intérêt de l'étude des plateformes est motivé par le fait qu'elles constituent des marqueurs évidents du recul des falaises sur le long terme (ex. Holocène) ;
- Enfin, dans la cinquième et dernière section (1.5) nous proposons une **synthèse** permettant d'établir les questions fondamentales, les enjeux scientifiques et les approches méthodologiques concernant l'étude de l'érosion des côtes rocheuses.

1. 2. Typologies des falaises et modèle général de l'érosion.

Le terme “*falaise*” désigne dans son sens général une paroi soumise à l'action des vagues (Derruau, 1972 ; Foucault et Raoult, 1995). Quelle que soit son origine rocheuse ou meuble, la falaise est un escarpement situé sur la partie supratidale (en amont de la plateforme d'érosion). Elle possède une pente supérieure à 15° avec des hauteurs très variées (Guilcher, 1967 in Derruau 1972) allant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Cependant une pente minimum de 15° semble trop faible pour engendrer une dynamique gravitaire par effondrement rocheux ou par glissement de matériaux meubles. En effet la pente minimum de stabilité de certains débris rocheux et du sable est plutôt fixée entre 30° et 45°. Nous retiendrons donc plutôt la définition d'un **escarpement abrupt supérieur à 30-50° situé au contact ou à proximité de la mer** (telle que Daigneau, 2001). Lorsque l'escarpement est directement en contact avec la mer, la falaise est dite “*vive*”, alors que s'il est séparé de la mer par l'accumulation d'une zone d'éboulis on parle de falaise “*morte*” (ex. Derruau, 1967 ; Emery et Kuhn, 1982) (Figure 5). La partie basale est désignée comme étant le “*piéd de falaise*”, et la partie sommitale située au niveau de la rupture de pente comme étant la “*tête de falaise*”.

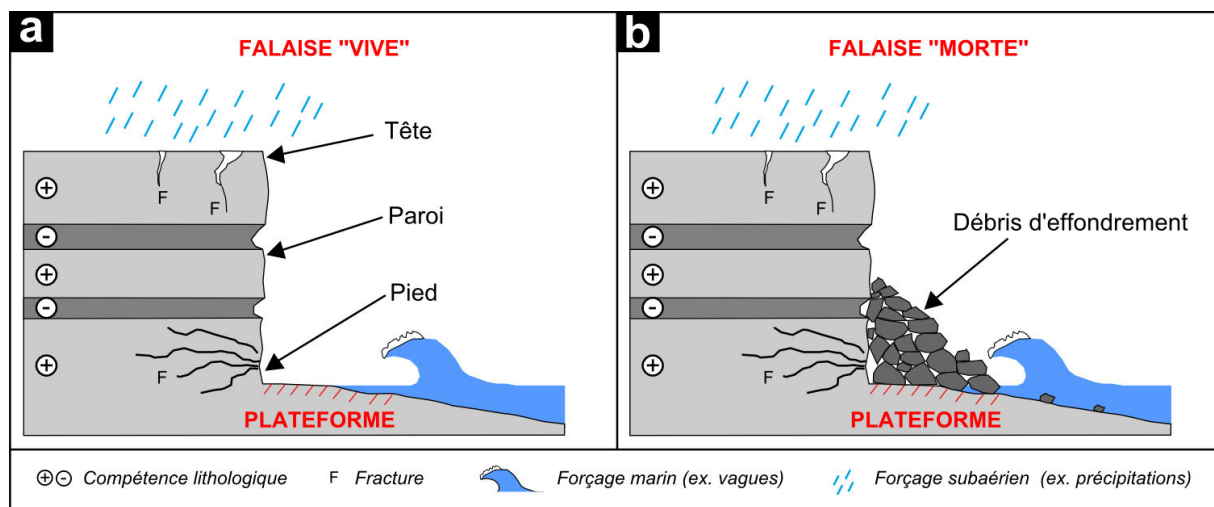


Figure 5. Configuration générale d'une falaise (vue en coupe). a- Illustration d'une falaise “vive” soumise aux sollicitations marines et subaériennes. b- Illustration d'une falaise “morte” protégée des sollicitations marines par des débris d'effondrement en pied de falaise.

La configuration diversifiée des falaises dépend de nombreux paramètres dont les principaux sont la *nature lithologique*, la *structure géologique*, la *hauteur*, et les *processus d'érosion* en cours ou passés (Sunamura, 1992 ; Trenhaile et al., 2002 ; Damgaard et Dong, 2004 ; Nunes et al., 2009). Uniquement à partir du critère lithologique on peut distinguer trois types de falaises (ex. Caplain, 2011): **consolidées**, **non consolidées** ou **intermédiaires**.

(1) Les **falaises consolidées** sont constituées de roches compacts et peu déformables (ex. *sédimentaires, métamorphiques, cristallines* ou *volcaniques*). Elles présentent un profil topographique plutôt vertical avec des hauteurs maximales comprises entre quelques mètres et plusieurs centaines de mètres. La dynamique érosive s'exprime principalement par des effondrements gravitaires avec des taux de recul relativement "lents" (ordre du millimètre au centimètre par an, ex. [Costa et al. 2004](#) ; [Marques et al., 2006](#) ; [Rosser et al. 2013](#)). Parmi les falaises sédimentaires les plus connues on peut citer les falaises crayeuses de *Normandie* ou du *Sud-Est de l'Angleterre* (Figure 6). Avec une hauteur de 10 à 60 m, elles seraient soumises à des processus de *karstification* et marins (régime méso à macrotidal) qui occasionnent des reculs allant de 5 à 60 cm.an⁻¹ ([Costa et al., 2004](#) ; [Duperret et al., 2004](#) ; [Moses et Robinson, 2011](#) ; [Dewez et al. 2013](#) ; [Letortu, 2013](#) ; [Rosser et al. 2013](#)). On peut aussi énumérer les falaises gréseuses du *Cap Fréhel* en Bretagne et les imposantes falaises calcaires de l'île du *Prince Léopold* au Canada (Figure 7). Quant aux reculs des falaises calcaires de la *côte Atlantique* du Portugal (régime mésotidal), ils sont d'environ 10 cm.an⁻¹ ([Marques et al., 2006](#)).

A noter que la conservation d'une stratification horizontale assure un démantèlement selon les plans de fracturation, à la différence de la *Côte Basque* qui est plutôt caractérisée par une configuration plus sinueuse sous l'influence du cadre géologique marqué par une déformation subverticale (Figure 8). Parmi les falaises les plus résistantes on retrouve celles composées de roches cristallines et volcaniques (Figure 9). Elles constituent le plus souvent des falaises plongeantes marquées par des abrupts prononcés comme les falaises granitiques de *Moher* en Irlande ou celles en tuf volcanique d'*Escha-Ness* au Royaume-Uni ([Hall et al., 2006](#)). Lorsqu'elles dépassent 600 m d'altitude on parle de *méga-falaises* dont la hauteur record de 1005 m est détenue par les falaises en coulée de basalte d'*Umilehi Point* à Hawaii (Figure 9).

(2) Les **falaises non consolidées** sont formées de matériaux meubles tels que l'argile, le sable ou les graviers (ex. [Collins et Sitar, 2008](#)). D'une hauteur de quelques dizaines de mètres (Figure 10), elles possèdent une pente plus douce associée au critère de stabilité des dépôts meubles. Les modes d'érosion se traduisent principalement par des effondrements, glissements et affaissements de terrain. Compte tenu du caractère meuble des matériaux, les vitesses de recul comptent parmi les plus rapides (ordre métrique à pluri-métrique par an). C'est d'ailleurs pour cette raison qu'elles comptent parmi les objets côtiers les plus étudiés ([Naylor et al., 2010](#)) puisque l'érosion est facilement observable (ex. [Hall, 2002](#) ; [Moore et Griggs, 2002](#) ; [Dong et Guzzetti, 2005](#) ; [Himmelstoss et al., 2006](#) ; [Collins et Sitar, 2008](#) ; [Lee, 2008](#) ; [Young et al., 2009](#) ; [Brook et Spencer, 2010](#) ; [Castedo et al., 2012](#)). A titre d'exemple,

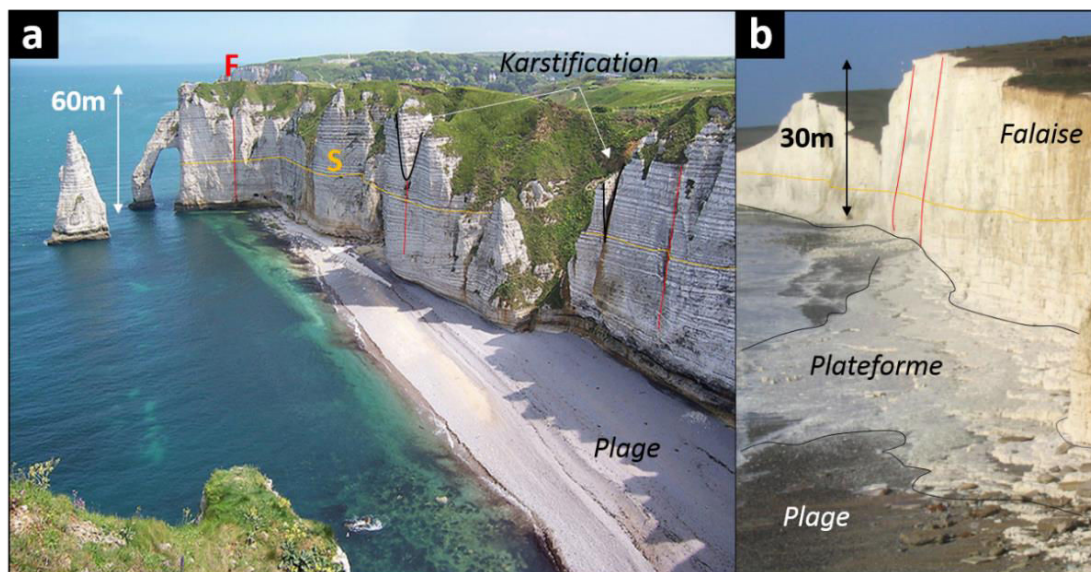


Figure 6. Exemples de falaises carbonatées (ex. craie). a- Falaise d'Aval à Etretat¹⁵ (Normandie, France). Les plans de stratifications (S) sont bien visibles et découpés par des fracturations (F) à l'origine de la formation d'entonnoir de karstification. b- Falaise située au Sud de l'Angleterre (Moses et Robinson, 2011). La plateforme développée en pied de falaise est visible à marée basse.

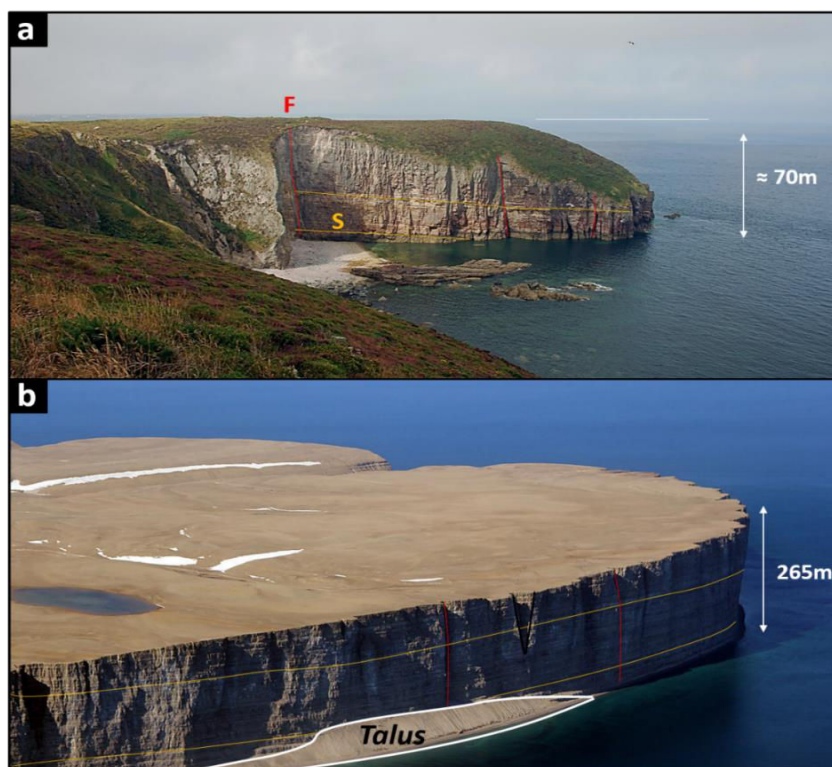


Figure 7. Exemples de falaises détritiques (grès). a- Falaise du Cap Fréhel¹⁶ (Bretagne, France). b- Falaise de l'île du Prince Léopold¹⁷ (archipel de Nunavut Canada). A noter la présence de fractures (ligne rouge, F) découpant la stratigraphie (ligne jaune, S).

¹⁵Crédit photo : <https://hypocommunity.files.wordpress.com/2011/01/etretat-3791881.jpg> (auteur : C. Benoit)

¹⁶Crédit photo (licence Creative Commons) : <http://www.all-free-photos.com/show/showphoto.php?idph=P117271&lang=fr> (auteur : cf. web master)

¹⁷Crédit photo (licence Creative Commons) : https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tip_of_Prince_Leopold_Island.jpg?uselang=fr (auteur : Timkal).

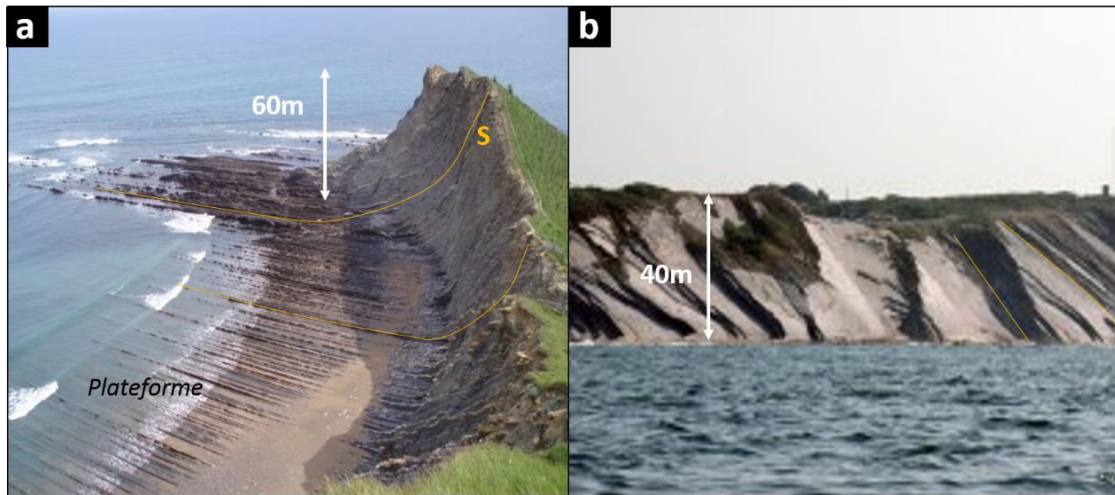


Figure 8. Exemples de falaises affectées par une déformation prononcée (flysch). a- Falaise de Zumaia¹⁸ (Pays Basque). b- falaise d'Anglet¹⁹ (Pays Basque). Les lignes jaunes (S) matérialisent les plans stratigraphiques.

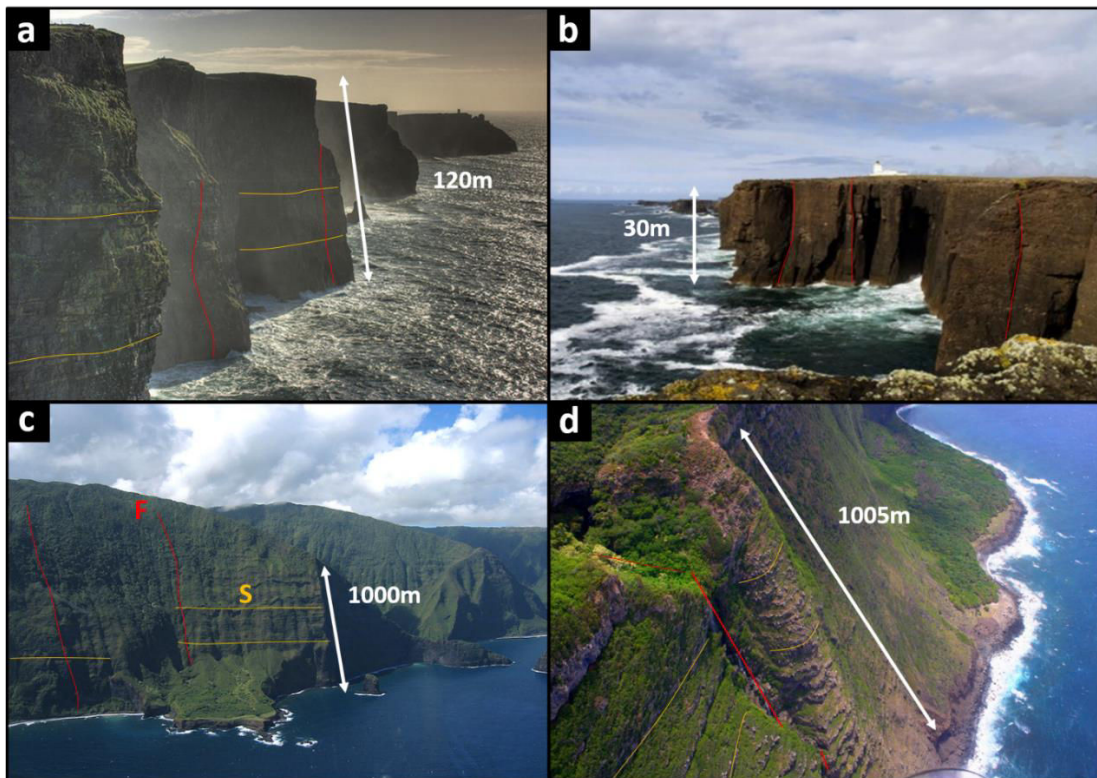


Figure 9. Exemples de falaises cristallines (granite) et volcaniques (basalte, andésite). a- Falaise de granite et de basalte de Moher²⁰ (région de Clare, Irlande). b- Falaise de tuf andésitique d'Escha Ness (Shetland, Royaume-Uni, Hall et al., 2006). c et d- Falaises volcaniques les plus hautes du monde d'Umilehi Point²¹ et ²² (Hawaii). A noter la présence de fractures (ligne rouge, F) découpant la stratigraphie (ligne jaune, S).

¹⁸Crédit photo (Maison Donamaria) : <http://maisonhotessaintjeanpieddeport.blogspot.fr/2011/03/les-falaises-deflysch-zumaia-dans-la.html>

¹⁹Crédit photo (WebPlanet) : http://www.tourisme-seignosse.com/fr-le_pays_basque.html

²⁰Crédit photo (licence Creative Commons) : <https://www.flickr.com/photos/77232208@N00> (auteur : Ashley Clark)

²¹Crédit photo (licence Tous droits réservés) : <https://www.flickr.com/photos/11541209@N06> (auteur : Michael Huey)

²²Crédite photo (licence Domaine Publique) : <http://www.publicdomainpictures.net/view-image.php?image=3127&picture=top-of-highest-cliffs-in-the-world> (auteur : Florence Lilly)

on peut citer les falaises du *Massachusetts* (ex. Himmelstoss et al., 2006), celles de *Suffolk* et de *North-Norfolk* dont les reculs peuvent atteindre tout de même 7 m.an^{-1} (ex. Lee, 2008), et enfin les falaises du comté de *San Diego* en Californie (ex. *Del Mar*) qui sont connues pour leur glissement de terrain (ex. Young et al., 2009).

(3) Enfin selon la disposition des matériaux (structure géologique) les **falaises intermédiaires** possèdent les caractéristiques combinées des deux précédents types de falaises. Par exemple lorsque la base est constituée de matériaux consolidés et que la tête est composée de matériaux meubles, la topographie de la falaise présente une pente abrupte en pied et plus émoussée en tête (Figure 10-d), comme les falaises de *Solana Beach* du comté de *San Diego* en Californie (Young et Ashford, 2008). Cette dernière typologie inclue donc une très grande variété de configuration qui dépend de la disposition des matériaux.



Figure 10. Exemples de falaises meubles (sable, gravier, argile). a- Falaise de sable et d'argile du cap Cod (*Massachusetts*, *Etats-Unis*, Julie Albagnac in Caplain, 2011). b- Falaise de sable, graviers et d'argile de *North Norfolk* (*Royaume-Uni*, Lee, 2008). c- Falaise argileuse²³ (*Californie*, *Etats-Unis*). d- Falaise intermédiaire de grès et de sable de la plage de *Solana Beach*²⁴ (*Californie*, *Etats-Unis*).

²³Crédit photo (licence Domaine public) : <http://soundwaves.usgs.gov/2007/07/pubs2.html> (auteur : Cheryl Kapke)

²⁴Crédit photo : http://www.lalimo.com/limousine_san_diego/text_limousine_san_diego/solana_beach_los_angeles_limousine.html

De ce fait la tendance générale des profils topographiques (pan de falaise) dépend du caractère **homogène** ou **hétérogène** des lithologies. Par exemple pour une configuration horizontale le profil peut être structuré (Figure 11) :

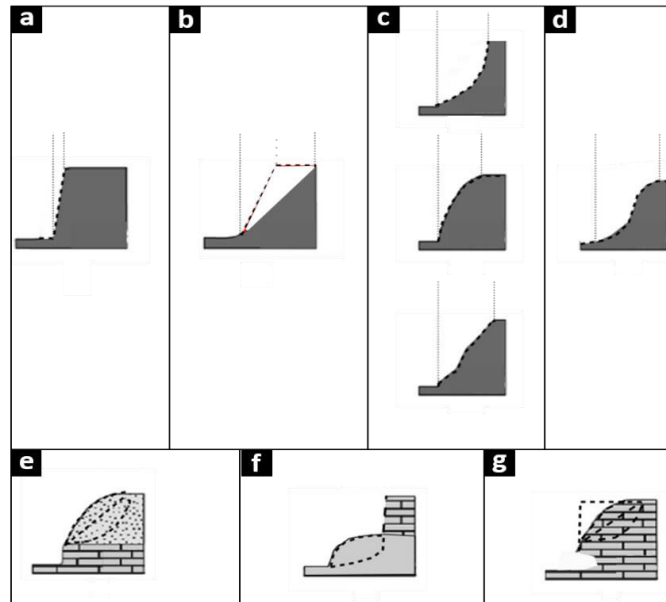


Figure 11. Typologie du profil des falaises (modifié de Nunes et al., 2009). a, b, c, d- Lithologie homogène. e, f- Lithologies hétérogènes. g- Formation d'une encoche en pied de falaise appelée aussi "notch".

- pour les falaises à lithologie **homogène** selon quatre typologies caractéristiques (falaises consolidées à meubles) :
 - (1) les falaises *subverticales*, où la position du pied et de la tête de falaise sont relativement proches (Figure 11-a) ;
 - (2) les falaises *moyennement inclinées* selon une pente rectiligne (Figure 11-b) ;
 - (3) les falaises *concaves*, *convexes* ou *semi-rectilignes* (Figure 11-c) ;
 - (4) les falaises *combinées*, par exemple *concaves* sur la partie inférieure et *convexe* sur la partie sommitale (Figure 11-d).
- pour des falaises **hétérogènes** (falaises intermédiaires), les profils sont plus contrastés du fait d'une érosion différentielle. On retrouve donc des profils en pied soit subverticaux, convexes ou bien concaves (Figure 11-e et f) ;
- indépendamment du caractère homogène ou hétérogène, le pied de falaise peut aussi être affecté par un renforcement d'érosion (Figure 11-g), appelé **sous-cavage** ("notch") qui est un marqueur caractéristique de l'érosion marine (ex. Sunamura, 1992 ; Erikson et al., 2007).

Cette diversité des profils de pente illustre plusieurs modes d'érosion associés à la variabilité des paramètres intrinsèques de la roche et surtout à celle des forçages. Ainsi les degrés de contribution des facteurs d'érosion diffèrent fortement d'un environnement à un autre. Pour ces raisons, certains auteurs considèrent comme forçage principal l'**action marine** (ex. Sunamura, 1992 ; Lajoie et Mathieson, 1998 ; Korgure, 2006 ; Budetta et al., 2008 ; Dornbush et al., 2008), l'**action subaérienne** (ex. Hampton et Dingler, 1998 ; Duperrret et al., 2004 ; Brook et Spencer 2010 ; Kuhn et Prüfer, 2014), ou bien la **combinaison** des deux facteurs (ex. Sallenger et al., 2002 ; Colantoni et al., 2004).

Emery et Kuhn (1982) et Nunes et al., (2009) ont donc modélisé les **modes de réponse** des profils d'érosion en fonction de l'action prédominante des forçages (Figure 12). Ce modèle de falaises représente des successions horizontales de lithologies homogènes ou hétérogènes (modulées par différents degrés de résistance). Il en ressort trois types de profils d'érosion qui sont fonction de l'action prépondérante ou non des forçages marins et subaériens.

La dominance d'un forçage marin ($M > SA$) engendre des profils **subverticaux** (Figure 12-a). Malgré une érosion permanente du pied de falaise sous l'action des vagues, il y a un réajustement de la tête à la suite d'un effondrement gravitaire. En revanche la combinaison des forçages marins et atmosphériques ($M \approx SA$) forme plutôt des falaises **convexes** (Figure 12-b). Le pied et la tête étant tous les deux sollicités, le profil qui en découle est plus abrupt à la base et plus émoussé sur la partie sommitale. Enfin l'action dominante de l'érosion subaérienne ($M < SA$) est à l'origine d'un profil plus **concave** sur la base et plus **convexe** sur la partie sommitale (Figure 12-c). Cette fois-ci seule la tête de la falaise est sollicitée alors que la base accommode l'érosion.

Généralement la hauteur des falaises consolidées est plus élevée que celles composées de sédiments meubles. Cette caractéristique se traduit d'un point de vue mécanique par la relation simplifiée de Terzagui (1943) qui exprime la hauteur théorique d'une falaise en fonction de sa résistance à la compression et de sa masse volumique (Equation 1) :

$$Hc = q_u / \gamma \quad (1)$$

Avec q_u ($N.m^2$) la résistance à la compression simple de la roche et γ ($N.m^3$) la masse volumique de la roche.

Ainsi la hauteur maximale d'une falaise granitique s'approcherait de 4000 m ($\gamma : 2,6 \times 10^4 N/m^3$ et $q_u : 1.0 \times 10^8 N/m^2$). Evidemment cette hauteur théorique n'est jamais atteinte puisque les falaises sont affectées par une multitude de discontinuités (ex. stratifications, diaclases, failles) qui les désagrège. Cette relation illustre donc assez bien la contribution des **discontinuités** du

milieu à démanteler les falaises et l'importance de la nature **lithologique** à façonner une configuration caractéristique. La question est donc de déterminer quelle est la dynamique érosive à l'origine du démantèlement des falaises.

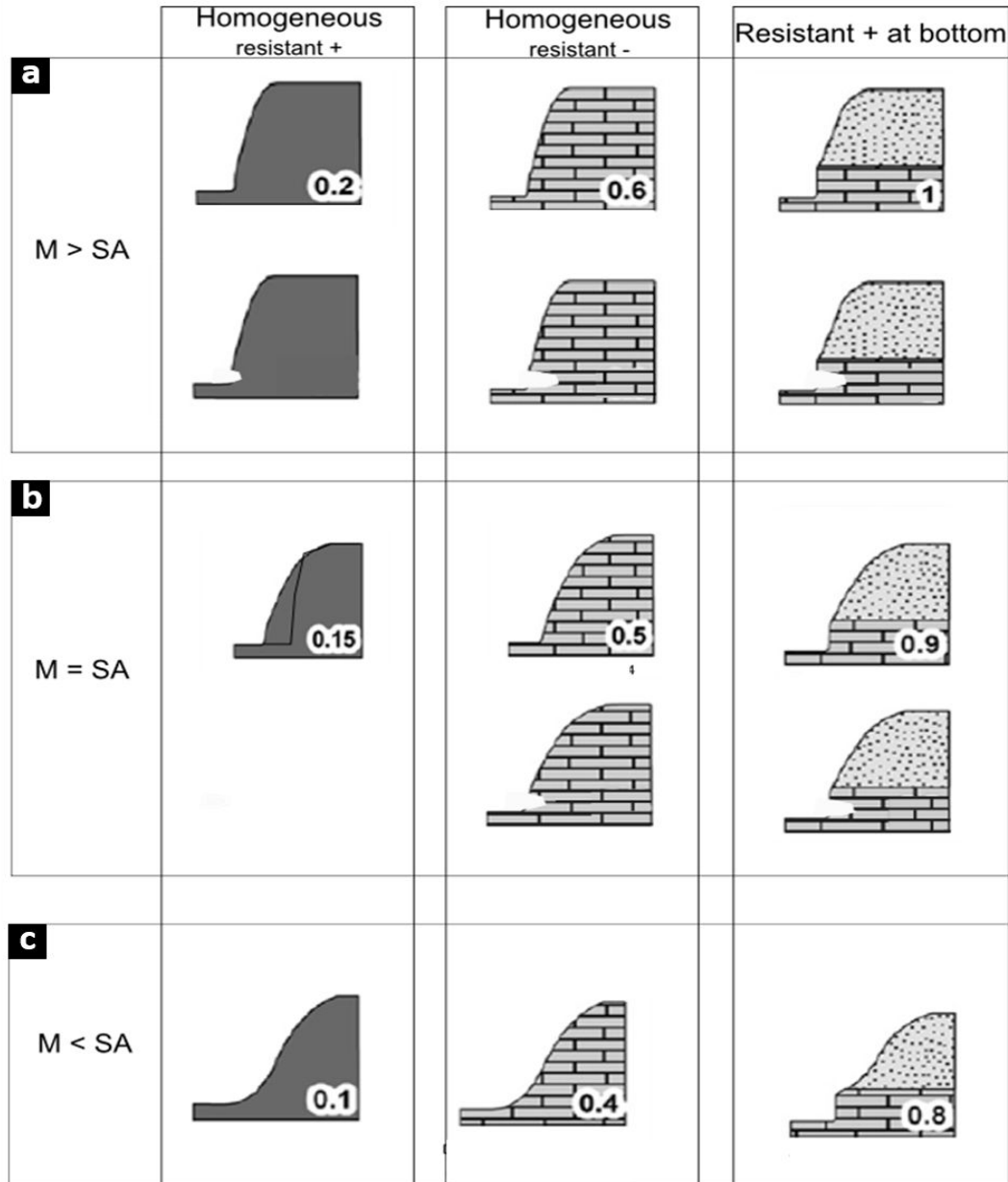


Figure 12. Modèle simplifié de la morphologie du profil topographique des falaises associé à différents modes d'érosion (Nunes et al., 2009). Trois situations sont considérées en fonction des différents degrés de résistances mécaniques et du caractère homogène ou hétérogène. a- Action prédominante de l'érosion marine sur l'érosion subaérienne ($M > SA$). b- Action équivalente ($M \approx SA$). c- Action prédominante de l'érosion subaérienne ($M < SA$). Pour chacun des cas un coefficient d'action marine est attribué. Il représente le rapport de l'occurrence des directions des vagues par rapport à la hauteur moyenne. Les profils sans coefficient ont été rajoutés.

1. 3. Cycle de l'érosion des falaises.

Les processus d'érosion mettant en place à plus ou moins long terme les profils de falaises peuvent être résumés selon un cycle structuré en trois étapes (ex. [Brunsdén et Lee, 2004](#) ; [Young et al., 2009](#)) : la **phase préparatoire** à la dégradation d'une falaise vive (*cf. 1.3.1*), la **phase d'effondrement** gravitaire (*cf. 1.3.2*) et la **phase d'accumulation** et de remaniement des dépôts en pied de falaise (*cf. 1.3.3*). Ce cycle est contrôlé à la fois par les conditions environnementales *externes* aux parois et *internes* aux milieux rocheux (ex. paramètres structuraux et mécaniques des matériaux sains ou altérés, ainsi que la géomorphologie du versant). Ces derniers sont couramment utilisés comme indicateur de la résistance des falaises qui conditionne la géométrie, l'ampleur et la fréquence des effondrements gravitaires.

1.3.1. Phase préparatoire à la déstabilisation (érosion et altération).

Le paramètre commun qui détermine la résistance des falaises est la cohésion des matériaux. C'est-à-dire la solidarité des grains à l'échelle microscopique qui définit l'état de stabilité gravitaire. Sous l'action répétée des forçages météo-marins, la résistance tend à diminuer sous la perte progressive de la cohésion de la roche ([Sunamura, 1992](#)). Or ces forçages affectent le milieu côtier à différents niveaux et agissent en interrelation et/ou en rétroaction lors de la dégradation des falaises. Ainsi les modes de détérioration qui se propagent à l'intérieur des massifs côtiers (ex. altération, fracturation) varient dans l'espace et le temps selon l'action prédominante des forçages du moment (Figure 13). Les processus de la dégradation **subaérienne** et **marine** sont succinctement présentés ci-dessous (pour plus de détails sur leur action précise et leur définition se référer à l'[Annexe 1](#)).

Compte tenu de la difficulté d'instrumenter les parois rocheuses (accès souvent limités) il existe actuellement peu d'études qui abordent l'impact des **forçages subaériens** sur la détérioration des milieux côtiers. Pour ces raisons il est fréquent de trouver dans la littérature des analogies effectuées avec des études établies sur les milieux terrestres. Les principaux processus subaériens sont les *précipitations* et la *cryoclastie* pour les zones climatiques froides (Figure 13). Les précipitations dissolvent la surface des *ponts rocheux* situés à l'intérieur des discontinuités, développent les réseaux de *karstification* et augmentent la *pression interstitielle* des matériaux lors d'intenses épisodes pluvieux autant pour les milieux terrestres (ex. [Pasuto et Soldati, 1996](#) ; [Casini et al., 2006](#) ; [Panék et al., 2008](#) ; [Krautblatter et Moser, 2009](#) ; [Helmstetter et al., 2010](#) ; [Le Roux et al., 2009](#) ; [Gutiérrez et al., 2012](#)) que côtiers (ex. [Duperret et al., 2002](#) ;

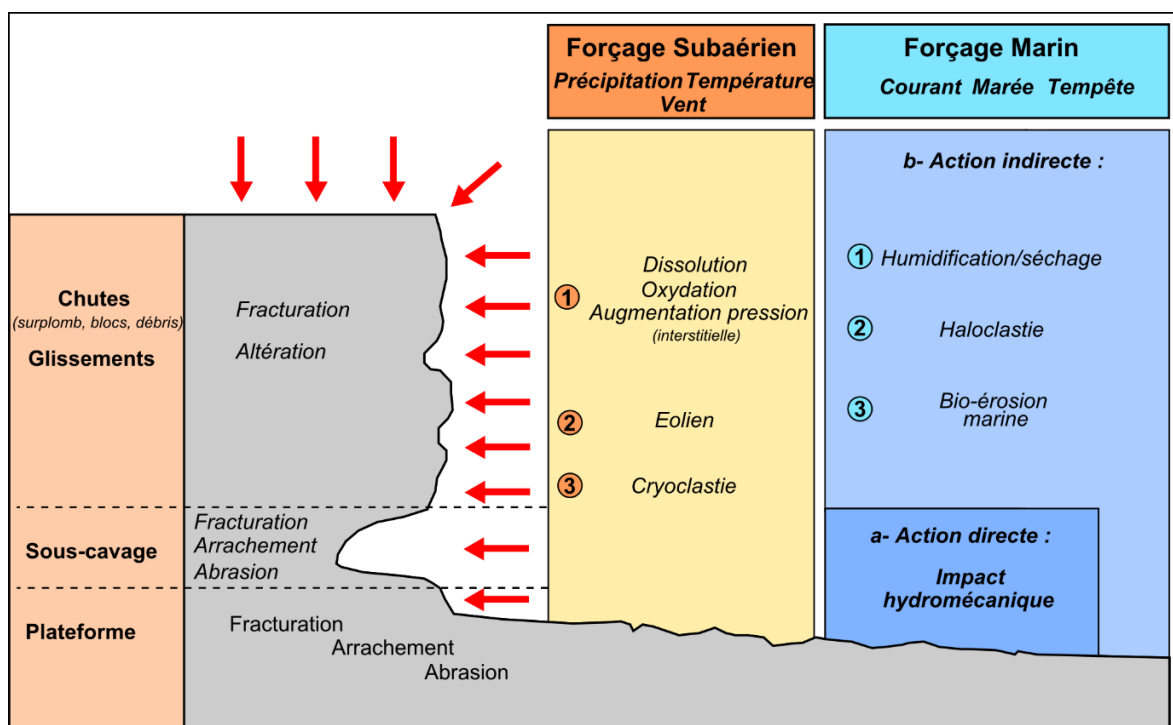


Figure 13. Schéma conceptuel des différents processus d'altération et d'érosion affectant les falaises soumises aux forçages subaériens et marins (pour plus de détails sur l'action des processus se référer à l'Annexe 1).

Hénaff et al., 2002 Costa et al., 2004 ; Collin et Sitar, 2008 ; Young et al., 2009). La cryoclastie fragilise la roche en développant des micro-fractures lors des cycles successifs de gel/dégel (ex. Prick, 1996 ; Hénaff et al., 2002 ; Frayssines, 2006 ; Matsuoka, 2008 ; Krautblatter et al., 2010 ; Bernatchez et al., 2011 ; Gunzburger et Marrien-Soukathchoff, 2011).

Quant aux études relatant de l'impact des **processus marins**, elles font état d'un champ d'action plus élargi. Le milieu est principalement fragilisé par l'action *directe* et *indirecte* des vagues, mais aussi par l'installation d'*organismes vivants* propres aux environnements marins (Figure 13). L'action répétée du choc des vagues²⁵ sur les pieds de falaise fragilise les milieux rocheux en les fracturant profondément (Suanmura, 1992 ; Adams et al., 2002, 2005 ; Young et al., 2011). Les vagues agissent aussi par *coup de piston* en piégeant des poches d'air et d'eau contre la falaise et arrachent les particules par succion lors de leur retrait (Trenhaile, 2000). Au terme de la répétition de ces sollicitations, des *sous-cavages* sont alors créés en pied et mettent en porte à faux l'ensemble de la falaise (Sunamura, 1992 ; Nishi et Kraus, 1996 ; Brossard et Duperret, 2004 ; Korgure et al., 2006 ; Erikson et al., 2007 ; Larson et al., 2010). De plus, les cycles d'humidification et de séchage liés aux éclaboussures des vagues et aux embruns marins

²⁵ Dont la hauteur et la zone de déferlement sont contrôlées par la bathymétrie du plateau continental et la morphologie de la plateforme d'érosion située à la base des falaises.

engendrent une micro fracturation à la suite d'un processus de dilatation/rétraction de la roche. Dans ce cas la résistance à la compression peut être diminuée jusqu'à 40-50% de sa valeur initiale pour certains carbonates (ex. Stephenson et Kirk, 2000 ; Duperret et al., 2005). De même le sel amené par les embruns engendre des processus d'*haloclastie* après recristallisation (Prick, 1996). Les portions qui ne sont pas directement influencées par les vagues sont les plus impactées comme par exemple les falaises crayeuses de Normandie qui présentent une diminution allant de 52 à 70% de leur résistance initiale (Duperret et al., 2005). Enfin l'installation d'organismes vivants, sur le pied et la paroi des falaises, fragilise la roche par perforation de sa surface. Leur action peut engendrer une porosité équivalent à plus de 30% du volume de la roche en surface (ex. Neumann, 1968 ; Le Campion-Alsumard et al., 1996 ; Salomon, 2008 ; McIlroy de la Rosa et al., 2014).

L'accumulation de ces sollicitations engendre à terme une diminution irréversible de la résistance mécanique qui se traduit par une déformation des matériaux (Figure 14-a). Cet affaiblissement progressif constitue le **facteur préparatoire** à l'effondrement gravitaire qui est atteint lorsque les seuils critiques de stabilité sont dépassés (Figure 14-b). Ces seuils peuvent aussi être anticipés par certaines sollicitations plus intenses (Figure 14-c) qui correspondent dans ce cas aux **facteurs déclencheurs** d'un effondrement (ex. épisodes de type "pulse" engendrés par des *précipitations diluviennes*, *tempêtes extrêmes* ou des *séismes*). A partir de ces constats Krautblatter et Dikau (2007) proposent des relations qui permettent de conceptualiser les phases **préparatoires** aux chutes de blocs (*Equation conceptuelle 2*) ainsi que celles associées aux **déclenchements** (*Equation conceptuelle 3*). Ces deux relations synthétisent généralement l'érosion des milieux continentaux, mais le concept peut aussi être appliqué aux milieux côtiers :

$$r_{bw} = f(p, w, t) \quad (2)$$

Avec r_{bw} le taux de recul de la paroi des escarpements, p état déjà altéré de la roche, w l'altération en cours de la roche et t le temps.

$$r_{rs} = f(e, i, t) \quad (3)$$

Avec r_{rs} l'effondrement (ex. chute de blocs), e les facteurs externes (ex. forçages), i les facteurs internes (ex. propriétés mécaniques) et t le temps.

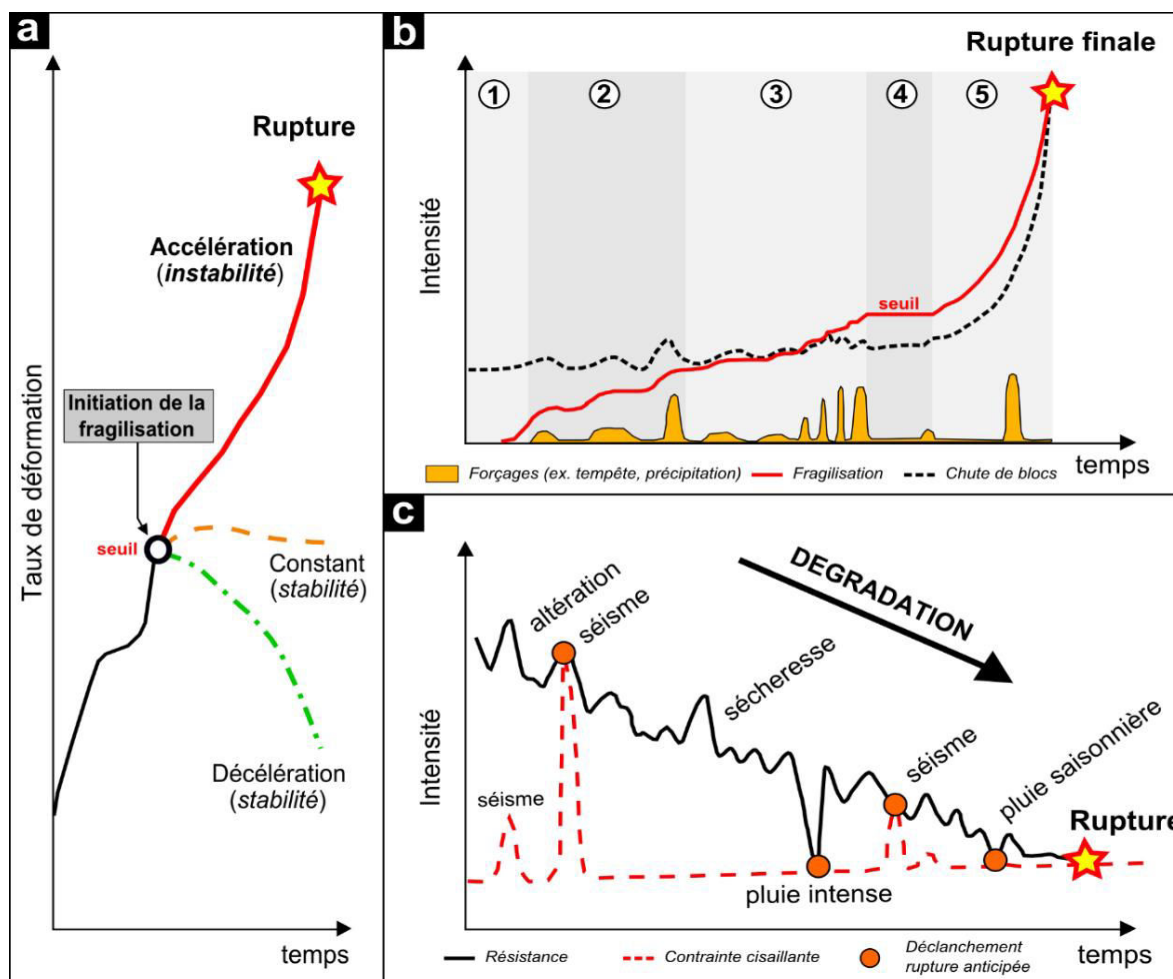


Figure 14. Evolution conceptuelle de la diminution de la résistance mécanique d'un massif rocheux jusqu'à la rupture à l'origine d'un effondrement gravitaire. a- Evolution théorique de la déformation au cours du temps (Prager et al., 2008). b- Modèle préparatoire à un effondrement gravitaire (milieu côtier à partir de l'accumulation des fragilisations du milieu et de l'expression de petits effondrements superficiels (modifié de Rosser et al., 2007). c- Modèle déclenchant des effondrements gravitaires sous l'impulsion d'un forçage plus intense ou à la suite d'une forte dégradation du milieu (modifié de Prager et al., 2008).

La relation conceptuelle 2 illustre l'importance de la **phase préparatoire** dans la déstructuration progressive des matériaux jusqu'à l'obtention d'une rupture gravitaire autant pour les milieux continentaux (ex. Eberhardt et al., 2004 ; Petley, 2004 ; Petley et al., 2005) que côtiers (ex. Amitrano et al., 2005 ; Rosser et al., 2007 ; Senfaute et al., 2009). De plus le modèle conceptuel de Rosser et al. (2007) permet de préciser que la fragilisation des milieux côtiers s'accompagne souvent de petits effondrements précurseurs à une rupture plus conséquente (Figure 14-b).

- (1) Pour des faibles sollicitations (forçages externes), la falaise enregistre de légers endommagements accompagnés par de petits effondrements. Ce signal peut être apparenté à un "bruit de fond" ;

- (2) En réponse à quelques impulsions d'un forçage plus intense, des effondrements de faibles ampleurs se produisent, bien que la plupart de la sollicitation soit plutôt redistribuée dans le milieu par une fragilisation croissante (ex. altération, fracturation) ;
- (3) Les épisodes de forçage calme contribuent à un endommagement modéré et sont entrecoupés par des épisodes plus intenses qui diminuent encore plus la résistance mécanique ;
- (4) Lorsque le seuil critique de stabilité est presque atteint, les falaises peuvent se maintenir proche d'un état de stabilité précaire dans le cas où elles ne se dégradent plus ;
- (5) Par contre la reprise d'une légère dégradation est suffisante pour engendrer le dépassement du seuil (*état paroxystique*). Les propriétés mécaniques de la roche conditionnent alors la vitesse des déformations jusqu'à la rupture finale (bien plus importante que les effondrements en "*bruit de fond*").

Quant à la *relation 3*, elle conceptualise le rôle **déclencheur** des forçages qui anticipent l'érosion dans la mesure où la roche a déjà subi une dégradation (ex. état des facteurs internes de la relation 2). Par exemple une précipitation intense (Figure 14-c) pourra engendrer une hausse brutale de la pression interstitielle à l'origine d'une rupture des ponts rocheux²⁶ (effet de seuil) au lieu de dissoudre légèrement leur surface. La fréquence et l'intensité des sollicitations sont dans ce cas déterminantes et fonctions du degré de la dégradation (Krautblatter et Dikau, 2007).

Les facteurs externes engendrent donc une fatigue de la roche et favorisent le déclenchement de l'instabilité. Cependant la distinction entre les **facteurs préparatoires** et **déclencheurs** est cruciale dans la compréhension des processus d'érosion puisqu'ils ne se produisent pas forcément en même temps et dans les mêmes conditions.

1.3.2. Phase d'instabilité (mouvements gravitaires).

Les instabilités gravitaires se produisent lorsque la gravité l'emporte sur la résistance mécanique de la roche (rupture d'équilibre du bilan de la stabilité mécanique, ex. Sunamura, 1992 ; Hampton, 2002 ; Young et Ashford, 2008). Compte tenu des différentes formes d'instabilités, plusieurs types de mouvements gravitaires peuvent être considérés selon les critères *lithologiques, géométriques, morphologiques*, mais aussi selon la typologie des *débris*

²⁶ Qui relie à l'intérieur des fractures les matériaux en surplomb du massif.

ou de leurs *volumes* (ex. des classifications de Varnes, 1978 ; Gellatly et al., 1984 ; Whaley, 1984, Williams et Davies, 1984 in Daigneault, 2001 ; Hutchinson, 1988 ; Hungr, 2001).

De manière générale les environnements côtiers sont principalement affectés par des *détachements de surplomb*, des *chutes de blocs* isolés/groupés, des *glissements banc sur banc* ou des *chutes de débris* (ex. Hantz et al., 2003) (Figure 15-a). A noter que la configuration géométrique influence fortement le degré d'instabilité (ex. pendage stratigraphique ou discontinuité structurale, Costa, 1997) : plus le pendage est élevé plus la paroi est instable (Figure 15-b), mais lorsqu'il est supérieur à 80° les bancs sont relativement stables dans les cas où il n'y a pas de propagation des discontinuités dans le milieu.

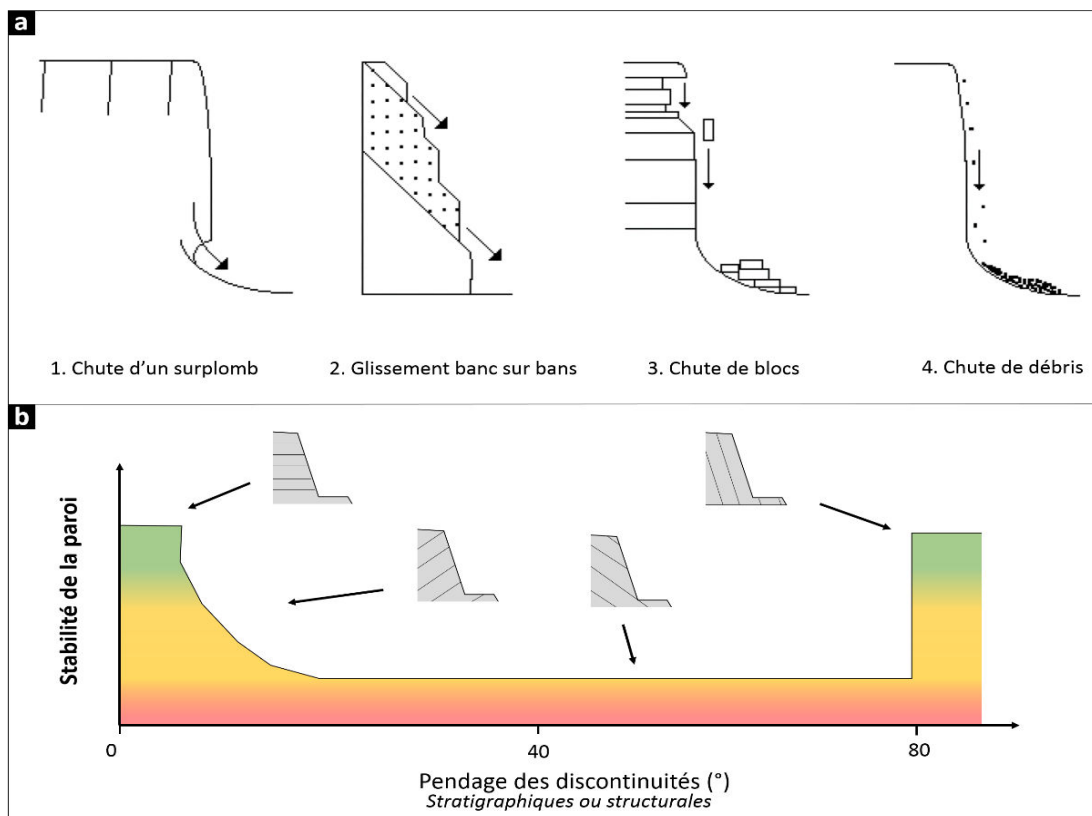


Figure 15. Classification des principaux mouvements gravitaires en bord de mer (d'après Gellatly et al., 1984 ; Whaley, 1984, Williams et Davies, 1984 ; Costa, 1997 in Daigneault, 2001). a- Différents types d'instabilités. b- Stabilité de la paroi en fonction de la configuration stratigraphique ou structurale (les portions vertes correspondent à l'état de stabilité, les portions rouges correspondent à l'état d'instabilité précaire).

La cinématique des déplacements dépend généralement du type d'instabilité. Par exemple les chutes de blocs possèdent des vitesses relativement rapides (ordre du mètre seconde) alors que les glissements rocheux présentent une gamme de vitesse plus étendue (allant du mètre seconde au centimètre par an, Crozier, 1986 ; Rochet 1987). A noter que la

vitesse diminue avec l'augmentation des volumes (Pasuto et Soldati, 1996 ; Quinn et al., 2010). Quant aux volumes, ils sont aussi très variables, allant de moins d'un mètre cube à plusieurs millions de mètres cubes (ex. Faucher, 1951 in Salomon, 2008 ; Dewez et al., 2007 ; Rosser et al., 2007 ; Magri et al., 2008 ; Young et al., 2009 ; Dewez et al., 2013 ; Michoud et al., 2014). Parmi les plus volumineux on peut citer celui de *Dieppe* (Normandie) qui équivaut à plus de cent mille mètres cubes (Michoud et al., 2014) ou bien celui de la commune de *Chef-du-Caux* (ancienne commune de Sainte-Adresse en Normandie) dont le mythe raconte qu'il aurait englouti son port sous plus de deux millions de mètres cubes de débris (Faucher, 1951 in Salomon, 2008).

Toute la difficulté de l'étude de l'érosion réside justement dans l'observation des mouvements de masse qui affectent les falaises. L'approche la plus courante est la comparaison planimétrique de la mobilité des falaises (mesure du recul des falaises) à partir des photographies aériennes anciennes et récentes (ex. Moore et Griggs, 2002 ; Costa et al., 2004). Cette technique permet l'observation des tendances globales de l'érosion sur une fenêtre temporelle d'observation couvrant le siècle. Cependant elle ne permet pas de considérer précisément la dynamique érosive sur l'ensemble des parois et possède des incertitudes pluri-métriques (ex. Moore et al., 1999 ; Moore, 2000 ; Costa et al., 2004 ; Marques, 2006 ; Dornbusch et al., 2008 ; Brooks et Spencer, 2010). En revanche l'utilisation récente des technologies *LiDAR* et plus particulièrement des lasers terrestre (*TLS* pour “*Terrestrial Laser Scanner*”) a permis de surmonter les précédentes limites en offrant des observations centimétriques sur l'ensemble des parois (ex. Rosser et al., 2005 ; Young et Ashford, 2006, 2007 ; Young et al, 2009 ; Dewez et al., 2013). Toutefois son utilisation est encore trop limitée dans le temps, et par conséquent elle ne permet pas de représenter les tendances globales de l'évolution à plus long terme (c.-à-d. au-delà de l'échelle décennale).

Rosser et al., (2007) et Lim et al., (2010) emploient le TLS pour étudier les chutes de blocs des falaises détritiques et marneuses de la côte du *North-Yorkshire* (Royaume-Uni). Le suivi mensuel à haute résolution a révélé que les éboulements étaient répartis sur l'ensemble de la paroi rocheuse (Figure 16) avec des taux d'érosion similaires entre les têtes (non affectées par la mer) et les pieds de falaise. Seuls les volumes érodés en pied de falaise sont légèrement plus importants. Ces observations permettent de compléter le modèle conceptuel d'érosion classique qui considère que les chutes de blocs sont uniquement engendrées par la présence de sous-cavages (Figure 15-a.1). En effet, auparavant seuls les processus d'érosion en pied de falaise étaient considérés dans les modèles physiques (cf. *Annexe 1*) sans tenir compte des

événements plus diffus qui affectent l'ensemble de la paroi (ex. Sanders, 1968 ; Sunamura, 1982, 1992 ; Erikson et al., 2007).

Par ailleurs, il semble exister un fort contrôle géologique sur la morphologie des effondrements observés en fonction des caractéristiques litho-structurales (ex. Rosser et al., 2007 ; Lim et al., 2010). Les observations par TLS permettent de détecter des volumes d'érosion sur un large panel, allant du glissement équivalent à 100 000 m³ (Michoud et al., 2014) aux chutes de blocs moins spectaculaires composées d'une majorité de petits effondrements équivalents à 0,001 m³ (soit 1 litre, Rosser et al., 2007).

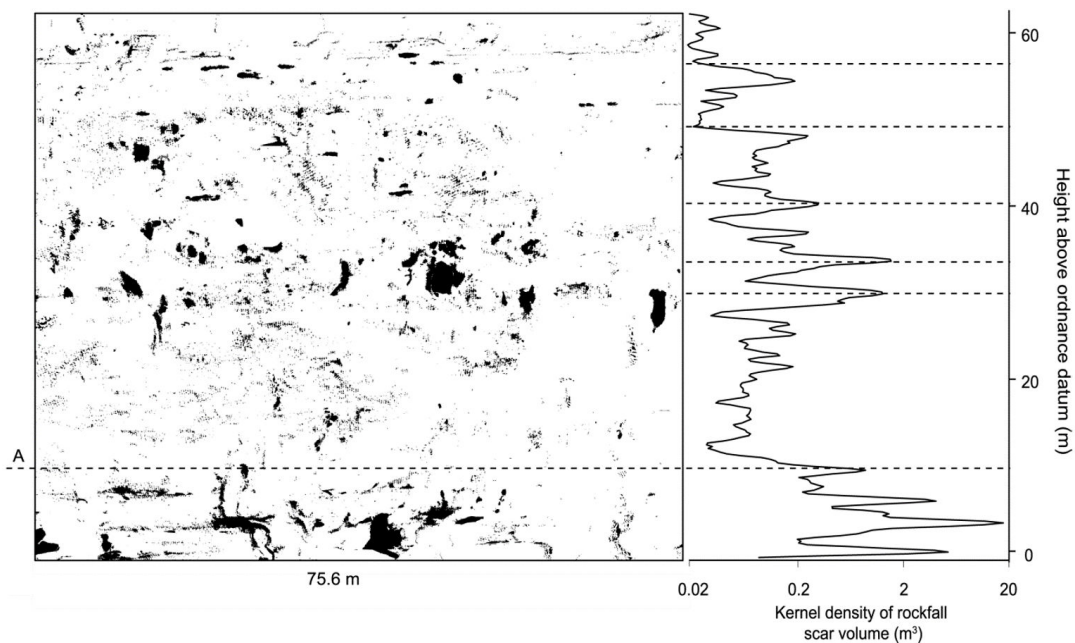


Figure 16. Distribution spatiale des chutes de blocs de la falaise de North-Yorkshire (Royaume-Uni) lors des campagnes de surveillance TLS entre septembre 2002 et avril 2005. Les polygones noirs représentent les zones d'érosion et la ligne en pointillé "A" représente la portion soumise à l'action des vagues (Rosser et al., 2007).

A partir de ces observations des relations de *Magnitude-Fréquence* permettent de décrire le comportement de l'érosion (ex. Stark et Hovius, 2001 ; Rosser et al., 2007 ; Lim et al., 2010 ; Young et al., 2011 ; Barlow et al., 2012 ; Dewez et al., 2013 ; Rhomer et Dewez, 2013). Par exemple l'analyse temporelle des distributions de *Magnitude-Fréquence* a permis de révéler une certaine saisonnalité des chutes de blocs (ex. forte activité en hiver, Barlow et al., 2012) régie par une loi puissance négative (ex. Young et al., 2011) avec une très bonne représentativité des petits événements (ex. 0,001 m³, Dewez et al., 2013). Ainsi l'activité des chutes de blocs diminue selon une loi échelle au fur et à mesure que les volumes déplacés sont de plus en plus importants. Toutefois ces observations réparties sur moins de 10 ans

apparaissent trop courtes pour représenter le comportement global de l'activité gravitaire (ex. lacune des événements plus volumineux puisque leur mise en place est plus longue). Dans ce cas seul un "bruit de fond" de l'érosion serait observé.

En effet les événements plus **conséquents** s'effectueraient sur des temps de récurrence plus longs puisqu'ils nécessitent une dégradation plus intense à l'intérieur des massifs, notamment par création de sous-cavages prononcés en pied de falaise (Figure 17). Dans ce cas, l'érosion à long terme est donc bien régie par le modèle classique de l'érosion marine (ex. Sanders, 1968 ; Sunamura, 1982, 1992 ; Erikson et al., 2007). Les principaux mécanismes d'effondrement qui interviennent à la suite de la formation d'un sous-cavage sont définis à partir des processus en *tension* ou bien *cisailant* (Korgure et al., 2006 ; Erikson et al., 2007 ; Young et Ashford, 2008) :

- **L'effondrement en tension** (Figure 17-b) est associé à une contrainte normale au plan vertical situé entre la tête de falaise et l'intérieur du sous-cavage. L'événement se produit lorsque l'encoche est suffisamment profonde pour déstabiliser le massif. La profondeur critique (L_c) de l'encoche à l'origine de la déstabilisation dépend de la hauteur de la falaise (H_f), de sa résistance à la tension (R_t) et de sa densité (ρ). Elle est estimée dans l'Equation 4 :

$$L_c = \sqrt{\frac{H_f R_t}{3\rho g}} \quad (4)$$

avec g l'accélération de la pesanteur.

Dans cette configuration l'effondrement des falaises hautes nécessite la formation d'une encoche relativement profonde, à moins que la falaise soit affectée par des discontinuités préexistantes (ex. héritage structural ou stade préparatoire déjà bien avancé).

- **L'effondrement en cisaillement** (Figure 17-c) est initié par une contrainte dans le plan vertical entre l'intérieur de la falaise et le bloc en porte à faux. Cette fois-ci la profondeur critique nécessaire est seulement associée à la résistance au cisaillement (R_c) et à la densité de la roche (ρ) d'après l'Equation 5 :

$$L_c = \frac{R_s}{\rho g} \quad (5)$$

avec g l'accélération de la pesanteur.

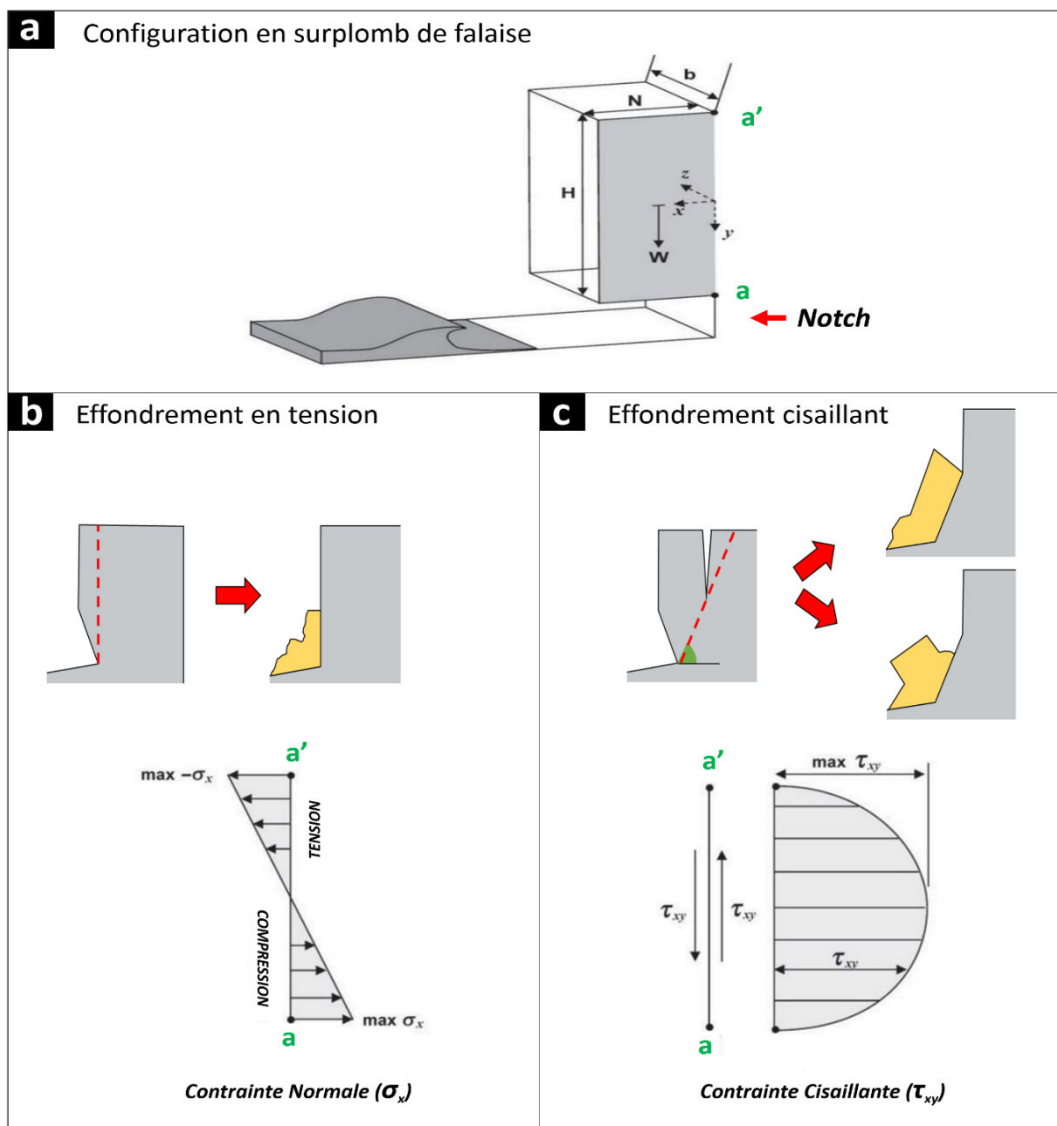


Figure 17. Schéma des effondrements selon les mécanismes en tension et en cisaillement (modifié d'Erikson et al., 2007 ; Young et Ashford, 2008). a- Configuration initiale d'une falaise en surplomb (formée par un sous-cavage appelé 'notch'). b- Schéma de l'effondrement en tension. c- Schéma de l'effondrement en cisaillement.

1.3.3. Accumulation et remaniement des dépôts (pied de falaise).

Une fois l'effondrement produit, les débris sont accumulés en pied de falaises et la protègent temporairement de l'action des vagues (engraissement provisoire de la côte). Même si la sollicitation des forçages subaériens est toujours possible on parle de falaise "morte" en faisant référence aux forçages marins (Figure 18). Les débris consécutifs sont constitués de blocs rocheux pour les falaises consolidées ou d'un mélange de blocs rocheux et de matériaux meubles pour les falaises peu consolidées. Ils sont alors soumis à l'action des vagues et des courants marins qui les réduisent progressivement jusqu'à les évacuer complètement.

La durée de la protection qu'offrent ces dépôts de l'action des vagues définit la **période de retour** aux stades *préparatoires* et d'*effondrements* (en ce qui concerne uniquement l'action des forçages marins). Plus l'évacuation des débris est rapide, plus l'action directe de l'érosion marine sera importante, ce qui augmentera la vitesse de retour des instabilités (Dixon et Bromhead, 2002). A noter que lors de l'évacuation des débris une partie d'entre eux peut être repris par les vagues et constituer des projectiles percutant la falaise avec une efficacité en termes d'érosion pouvant être supérieure à l'action seule des vagues (Larson et al., 2010).

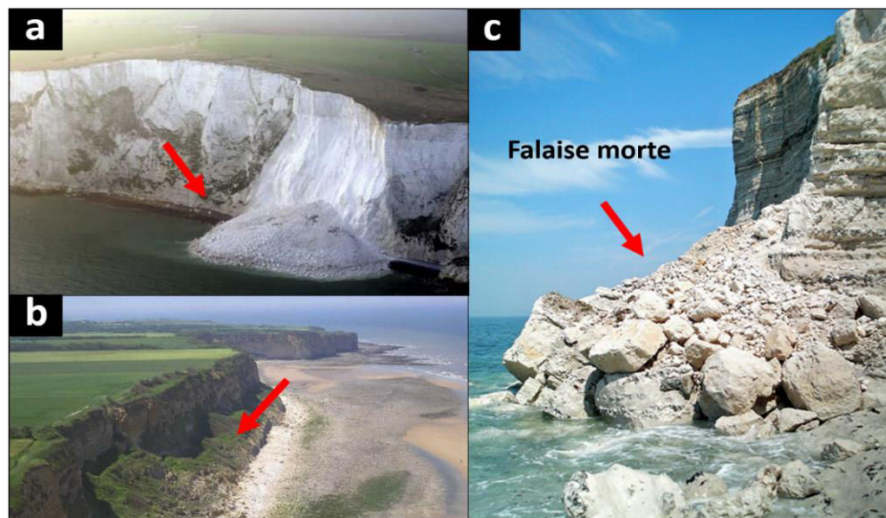


Figure 18. Exemples des falaises "mortes" formées après un effondrement gravitaire. a- Falaise de Douvres²⁷ (Kent, Royaume-Uni). b- falaise de Vierville²⁸ (Calvados). c- falaise de la Poterie- Cap-d'Antifer²⁹ (Seine-Maritime).

1.3.4. Réflexion concernant la succession des cycles d'érosion sur le long terme.

L'expression du cycle d'érosion sur le long terme peut varier fortement en fonction de la dynamique spatio-temporelle des processus météo-marins et de l'évolution de la résistance mécanique des falaises. Bien que la répétition successive du cycle d'érosion amène théoriquement les profils de pente vers l'équilibre (ex. Emery et Khun, 1982 ou Nunes et al., 2009, cf. 1.2), le comportement des falaises peut s'avérer être bien plus complexe. En effet, selon la fréquence, l'intensité et la zone d'action des forçages sur l'escarpement, il existe **différents scénarii de l'érosion** focalisés en pied, tête ou sur l'ensemble de la paroi (cf. Annexe I).

²⁷Crédit photo (tous droits réservés) : http://fr.cntv.cn/20120319/108248_4.shtml (auteur : Jhon McLellan).

²⁸Crédit photo (tous droits réservés) : <http://vierville.free.fr/431-HistoireGeologiqueRivage.htm>

²⁹Crédit photo : Crédit photo (tous droits réservés) : <http://www.vivre-en-normandie.com/blog/2010/06/effondrement-de-la-falaise-plage-du-phare-de-la-poterie-cap-dantifer.html> (Cyrille Auber).

Ainsi la diversité des profils de pentes des falaises spécifie que la morphologie côtière est en constante évolution (Daigneault, 2001). Or même si les modèles d'évolution théoriques dénotent d'une érosion tantôt occasionnée par les processus subaériens et tantôt par les processus marins, il n'en demeure pas moins qu'à long terme le recul global des falaises est plutôt régi par la combinaison des deux processus (interaction subaérienne et marine, Emery et Khun, 1982 ; Sallenger et al., 2002 ; Trenhaile, 2002 ; Colantoni et al., 2004 ; Lim et al., 2005). L'étude de l'évolution des systèmes côtiers doit donc tenir compte de la dynamique spatiale et temporelle spécifique à chacun des segments du littoral.

Par exemple les caps subissent généralement un forçage marin plus intense et concentrent plus d'érosion que les baies (Derruau, 1972 ; Sunamura, 1992 ; Trenhaile, 2002 ; Finkl, 2004). Dans ce cas c'est la **configuration côtière** (exposition) qui contribue à l'action des processus marins (tendant vers un lissage du trait de côte). En revanche, plusieurs portions côtières possédant une même configuration peuvent présenter des réponses morphologiques différentes alors qu'elles sont soumises à des sollicitations similaires (Lim et al., 2005). Dans ce cas c'est le stade d'évolution de la **dégradation mécanique** qui contraint fortement la morphogénèse en fonction de la séquence antérieure des événements.

La question est donc de déterminer si les occurrences d'érosion sont régies par un processus de type "*stochastique*" compte tenu de la complexité des variables naturelles (Lee et al., 2001 ; Rosser et al., 2007 ; Regard et al., 2013). Cet aspect justifie le recours aux études multi-temporelles puisque la magnitude du recul des falaises n'est pas continue dans le temps, mais décrit plutôt une succession épisodique et emboîtée de plusieurs cycles d'érosion (Lee et al., 2001). Les faibles reculs (tendance à court terme) peuvent être entrecoupés par des épisodes plus intenses (tendances à long terme).

Toute la difficulté des observations consiste donc à optimiser le choix des fenêtres temporelles qui sont susceptibles d'encadrer les épisodes érosifs dans leur globalité. L'observation doit donc être suffisamment longue afin de distinguer clairement les différentes tendances (ex. Glassey et al., 2003) selon l'expression des phénomènes **continus**, **saisonniers** (échelle annuelle), **historiques** et plus **catastrophiques** (échelle séculaire à Quaternaire). L'action répétée de ces épisodes sur le long terme peut engendrer le développement des plateformes d'érosion marine. Ces dernières constituent donc les plus anciens enregistrements de l'érosion côtière depuis au moins l'Holocène, voire hérités des variations eustatiques du Quaternaire (ex. Trenhaile, 2002 ; de Lange et Moon, 2005 ; Regard et al., 2012 ; Regard et al., 2013).

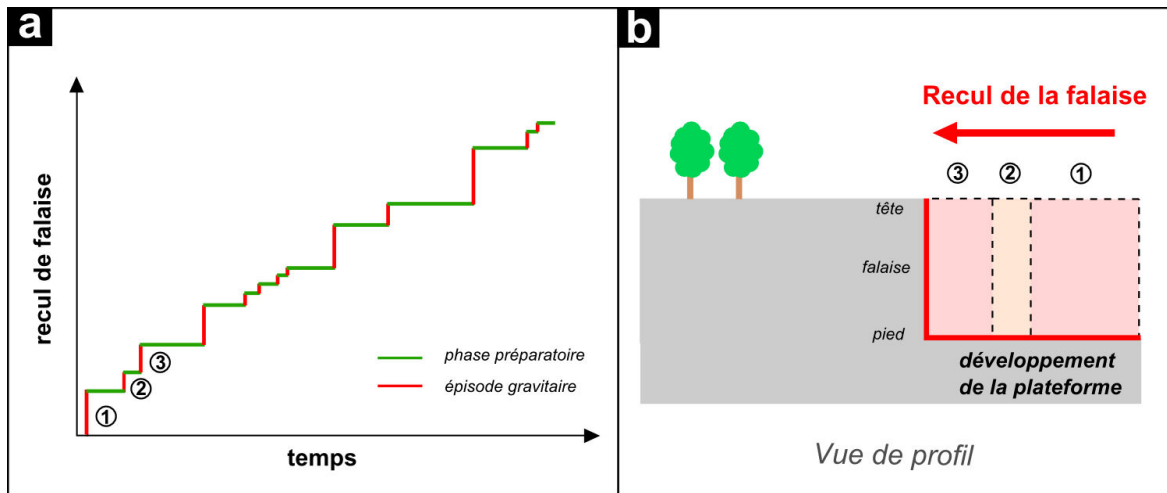


Figure 19. Modèle conceptuel du recul des falaises dans le temps. a- Recul des falaises selon une fonction stochastique (inspiré de Lee et al., 2001). b- Schéma du recul des falaises développant à leur base une plateforme d'abrasion marine (coupe topographique).

1. 4. Plateformes d'érosion marine.

Les plateformes marines possèdent une profondeur allant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (distance entre la paroi des falaises et la ligne de rivage). Elles sont l'expression d'un recul significatif des falaises vers l'intérieur des terres (Trenhaile, 1987 ; Tsujimoto, 1987 ; Sunamura, 1992 ; Trenhaile, 2002). Leur développement est directement associé à un niveau marin donné et se présente sur plus de 20% des côtes mondiales (Kirk, 1977 ; Emery et Khun, 1982 ; Trenhaile, 2002 ; Marshall et Stephenson, 2011). Historiquement une vingtaine de typologie a été utilisée pour décrire la morphologie des plateformes. Or si l'on considère uniquement la configuration des profils topographiques, ce vaste ensemble peut être simplifié en deux typologies majeures (Sunamura, 1983 ; Tsujimoto, 1987 ; Sunamura, 1992) : les plateformes caractérisées par une légère *pente* (Figure 20-a) et les plateformes *horizontales* (Figure 20-b).

Les plateformes contenant une **pente** comprise entre 1 et 5° ("*sloping shore platform*") présentent généralement un profil continu et légèrement concave. Elles sont caractéristiques des environnements méso à macrotidaux (Trenhaile, 2002). En revanche les plateformes **horizontales** (<1°) possèdent une rupture de pente appelée "*marche*" ou "*bordure*" (Sunamura, 1983 ; Tsujimoto, 1987 ; Sunamura, 1992).

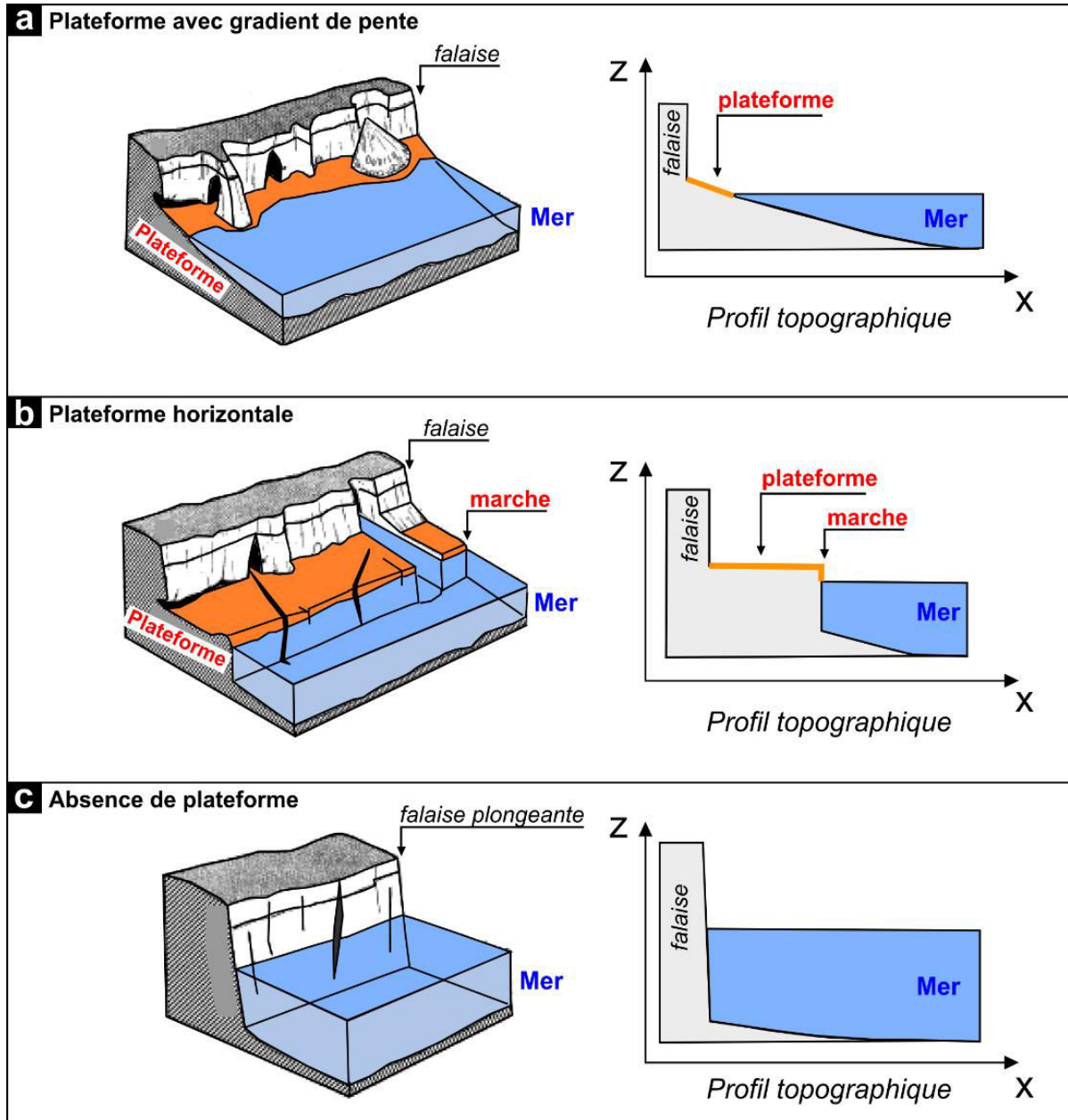
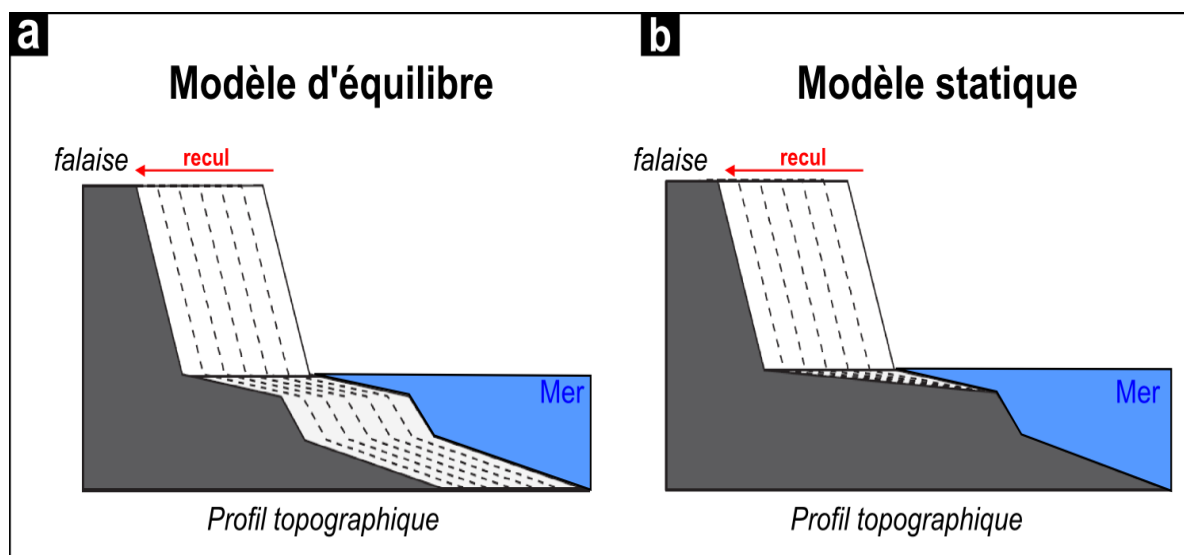


Figure 20. Typologie de la configuration des falaises contenant ou non des plateformes d'érosion marine (modifié de Sunamura, 1992). a- Falaise présentant une plateforme avec un gradient de pente compris entre 1 et 5°. b- Falaise contenant une plateforme horizontale ($< 1^\circ$) caractérisée par une marche. c- Falaise plongeante ne contenant pas de plateforme.

mura, 1992) et se développent préférentiellement dans les environnements microtidaux (Trenhaile, 2002). A noter que les côtes à falaise qui ne possèdent pas de plateforme sont dites plongeantes (Figure 20-c) : comme celles qui bordent les fjords (ex. *Norvège* et *Alaska*) ou les calanques (ex. *Marseille* et *Cassis*). Pour ces environnements la résistance des falaises plongeantes est suffisamment élevée pour s'opposer à l'installation des plateformes (Sunamura, 1992).

Durant ces dernières décennies différents modèles mathématiques ont tenté de décrire la progression des plateformes au travers de nombreux paramètres tels que l'action hydromécanique des vagues, le marnage ou la résistance mécanique des matériaux (ex. Sanders, 1968 ; Robinson, 1977 ; Sunamura, 1978 ; Trenhaile, 1983, 1987 ; Sunamura, 1983 ; Sunamura, 1992 ; Trenhaile, 2000, 2001 ; 2008). Ces modèles sont complexes d'utilisation et limités par le manque de données de terrain (ex. Trenhaile, 2008). En effet les paramètres doivent être en permanence réajustés compte tenu du caractère rétroactif des innombrables variables naturelles à considérer. Pour cette raison nous présentons uniquement les aspects conceptuels propres à la mise en place des plateformes.

Deux principaux modes de développement sont couramment considérés au travers des modèles d'évolution dits en *équilibre* ou bien *statique* (Figure 21).



Le **modèle d'équilibre** décrit une migration homogène du profil topographique sur l'ensemble du système méso/supratidal (ex. Challinor, 1949 ; Trenhaile, 1974 ; Regard et al., 2012). Cette dynamique affecte préférentiellement les *plateformes pentues*. Le moteur principal est la combinaison de l'action des vagues et de la marée qui engendre une abrasion sur l'ensemble de la zone de marnage.

Quant au **modèle statique**, il décrit un recul uniquement depuis la zone supratidale (ex. Sunamura, 1983 ; Trenhaile, 2000, 2001, 2008) et concerne plutôt les *plateformes horizontales*. Seule la falaise migre vers l'intérieur des terres alors que la portion sous-marine du profil reste relativement fixe. Le moteur associé est alors l'action des vagues qui impactent les sous-cavages (pieds de falaises) affaiblis par les processus subaériens (Sunamura, 1978 ; Trenhaile, 1987 ; Stephenson et Kirk, 2000 ; Trenhaile, 2001). La longueur de la plateforme³⁰ augmente donc par "érosion différentielle"³¹ jusqu'à atteindre une valeur limite qui ne permet plus aux vagues de dissiper leur énergie sur les parois de la falaise (Trenhaile, 2000). La falaise est alors protégée de l'impact des vagues durant un certain temps qui est fonction cette fois-ci de l'érosion de la plateforme (suppression ou recul de la marche).

On peut alors se demander si le modèle statique ne constituerait pas une variante temporaire du modèle d'équilibre. En effet le modèle en équilibre accommode le retrait de l'ensemble du système en "une seule étape" alors que le modèle statique nécessite deux étapes successives pour que l'érosion se poursuive sur le long terme (1- recul des falaises mettant en place la plateforme, 2- érosion de cette dernière avant la reprise du recul des falaises).

Au fur et à mesure de la mise en place de la plateforme, la surface est érodée par l'action des processus *hydromécaniques* (vagues, marées et courants de surface, Chelli et al., 2010 ; Naylor et Stephenson, 2010 ; Porter et al., 2010), des processus *marins indirects* (haloclastie et d'humidification/séchage, Stephenson et Kirk, 1998, 2000, 2001) ainsi que de l'action *bio-marine* (Gómez-Pujol et al., 2006 ; Coombes et al., 2011) (pour plus de détails sur ces processus se référer à l'Annexe 1). Cette érosion s'effectue selon les composantes *horizontales* et *verticales* (Figure 22) :

³⁰ Appelée aussi profondeur, définit la distance qui sépare la ligne de rivage du front de falaise.

³¹ A lithologie constante, l'érosion différentielle est associée au fait que la portion supratidale est altérée alors que les portions méso et infratidales sont relativement saines.

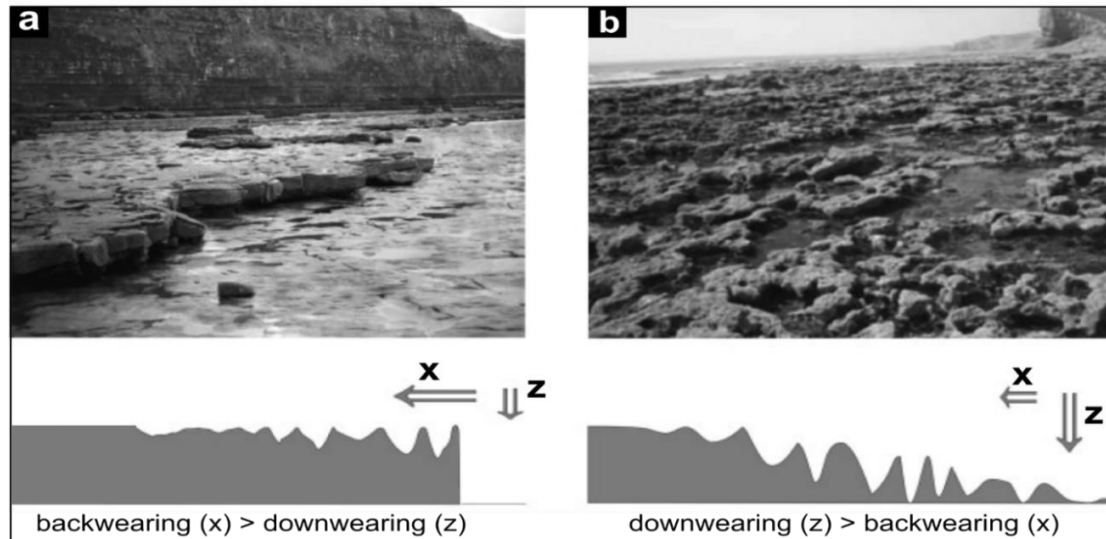


Figure 22. Illustration de l'érosion des plateformes carbonatées de Nash Point (Royaume-Uni) sur la composante verticale et horizontale (Trenhaile, 2008). a- Action prédominante du retrait vertical (*backwearing*). b- Action prédominante du retrait horizontal formant des cavités superficielles (*downwearing*).

- La **composante horizontale** définit le recul de l'ensemble du profil topographique vers l'intérieur des terres. Ce retrait appelé "*backwearing*" est principalement engendré par l'action directe des vagues qui démantèlent les couches stratigraphiques de la plateforme en "marches d'escalier"³² (Figure 22-a). Ce procédé exploite majoritairement les discontinuités structurales (ex. Naylor et Stephenson, 2010). Lors des forts épisodes de tempêtes des blocs jusqu'à 9 m³ de volume peuvent être arrachés aux plateformes (Naylor et Stephenson, 2010 ; Hall, 2011).
- Quant à la **composante verticale**, elle est à l'origine de la formation de cavités rendant la surface très rugueuse (Figure 22-b). Ce processus nommé "*downwearing*" est engendré par la combinaison de l'impact direct des vagues (ex. abrasion associée au déplacement des débris) et des processus marins indirects (ex. haloclastie, humidification/séchage, bio-érosion).

Les taux annuels d'érosion associés au *backwearing* (recul de la plateforme) sont généralement de l'ordre millimétrique à centimétrique (obtenus par exemple à partir de la comparaison des photographies aériennes, Regard et al., 2013). En revanche ceux associés au *downwearing* sont de l'ordre millimétrique voir inférieurs (mesurés par exemple à partir d'un

³² Ce mode d'érosion s'accompagne inévitablement du retrait d'une partie de la surface (composante horizontale).

“*Micro-Erosion-Meters*”, MEMs, ex. Stephenson et Kirk, 1998 ; Thorton et Stephenson, 2006 ; Gómez-Pujol et al., 2007).

Les observations de terrain ainsi que les modèles d'érosion suggèrent que pour la plupart des environnements méso et macrotidaux, les processus de *backwearing* sont plus efficaces dans le retrait du profil des plateformes que le *downwearing* (ex. Trenhaile, 2008). Quant à l'influence des environnements microtidaux, elle est encore peu étudiée et la question de l'érosion des plateformes est une perspective à explorer. Toutefois, l'érosion des plateformes contribue peu à leur évolution en comparaison de leur mise en place sur plusieurs millénaires (Trenhaile, 2008). Par exemple, le taux du *backwearing* de la plateforme de Mesnil Val (Normandie) mesuré au cours de ces trente dernières années correspond à seulement 10 % de celui qui affectent le recul des falaises (soit $\sim 2 \text{ cm.an}^{-1}$ contre $\sim 20 \text{ cm.an}^{-1}$, Regard et al., 2013).

C'est donc bien le recul des falaises qui participe fortement au développement de ces surfaces pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de profondeur. Elles se seraient développées lors de la dernière phase de la transgression marine ($\sim 6-8 \text{ ka}$). Ainsi en connaissant l'âge d'une plateforme et sa profondeur il est alors possible de déterminer un taux de recul global des falaises à l'échelle de l'Holocène. Par exemple de Lange et Moon (2005) utilisent les datations de 7 ka^{33} pour calculer les taux du recul des falaises d'*Auckland* en Nouvelle Zélande. De même Regard et al. (2012) a utilisé des méthodes de datations cosmogéniques (*méthode ^{10}Be*) dans le but d'établir différents scénarii d'érosion de la côte *Normande* au cours de l'Holocène. Ces scénarii sur le long terme offre la possibilité de confronter l'érosion avec la dynamique actuelle des falaises (ex. Regard et al., 2012, 2013). La **datation absolue** de ces surfaces est une étape primordiale puisque certaines d'entre elles peuvent être héritées des anciens maxima marins du Quaternaire (pour les régions tectoniquement stables). L'enjeu scientifique majeur est donc d'être capable de distinguer les morphologies côtières *héritées* des formes plus *contemporaines* (plateformes mono ou polygéniques ? ex. Trenhaile, 2002).

³³ Datations obtenues par méthode radiocarbone sur des coquillages échantillonnés à l'embouchure d'une rivière (Gibb, 1986).

1. 5. Synthèse de la dynamique érosive : enjeux scientifiques et approches méthodologiques.

La diversité morphologique des côtes à falaise résulte d'une forte interaction entre les **propriétés intrinsèques** de la roche (ex. caractéristiques litho-structurales) et l'**action météomarine** (ex. forçages externes). Bien que les lois qui régissent le recul des falaises soient *universelles* (ex. mouvements gravitaires), ce sont les *contextes locaux* qui conditionnent l'intensité et la fréquence des cycles d'érosion (Figure 23). La connaissance du contexte géologique et des forçages météo-climatiques est donc primordiale pour aborder l'érosion d'une région donnée.

En effet la considération du cadre géologique est déterminante pour expliquer l'évolution du démantèlement des falaises depuis la chute d'un seul bloc jusqu'à la morphogénèse de la côte régionale (configuration des côtes *primaires*, *secondaires* ou *polygéniques*). Une lithologie homogène favoriserait une érosion homogène, alors que des lithologies hétérogènes, imposées par exemple, au travers d'une succession d'antiformes et de synformes occasionneraient plutôt une érosion différentielle. Quant à la contribution des discontinuités géologiques (ex. failles, fractures), elle pourrait jouer un rôle déterminant dans le découpage des modelés côtiers. La réflexion majeure est donc de caractériser dans *quelle mesure les paramètres géologiques exercent un contrôle sur la morphologie côtière*, notamment pour différents contextes litho-structuraux.

Au regard des variations météo-climatiques (passées et actuelles), l'intensité et la fréquence des forçages d'érosion varient dans le temps depuis l'ordre de la seconde jusqu'aux milliers voir millions d'années. La problématique de l'évolution des systèmes côtiers doit donc tenir compte de cette dynamique puisqu'elle évolue spatialement à toutes les échelles de temps (Figure 23).

Cette variabilité implique forcément différentes séquences morphogénétiques qui peuvent être régies par un comportement de type "*stochastique*". Ainsi la magnitude du recul des falaises n'est pas continue dans le temps, mais serait plutôt une succession de plusieurs cycles d'érosion imbriqués les uns avec les autres : le recul des falaises à long terme est-il entrecoupé par des épisodes plus intenses à court terme ? L'enjeu scientifique est donc de déterminer *quelle est l'ampleur de l'érosion littorale en fonction de la variabilité temporelle des forçages naturels*.

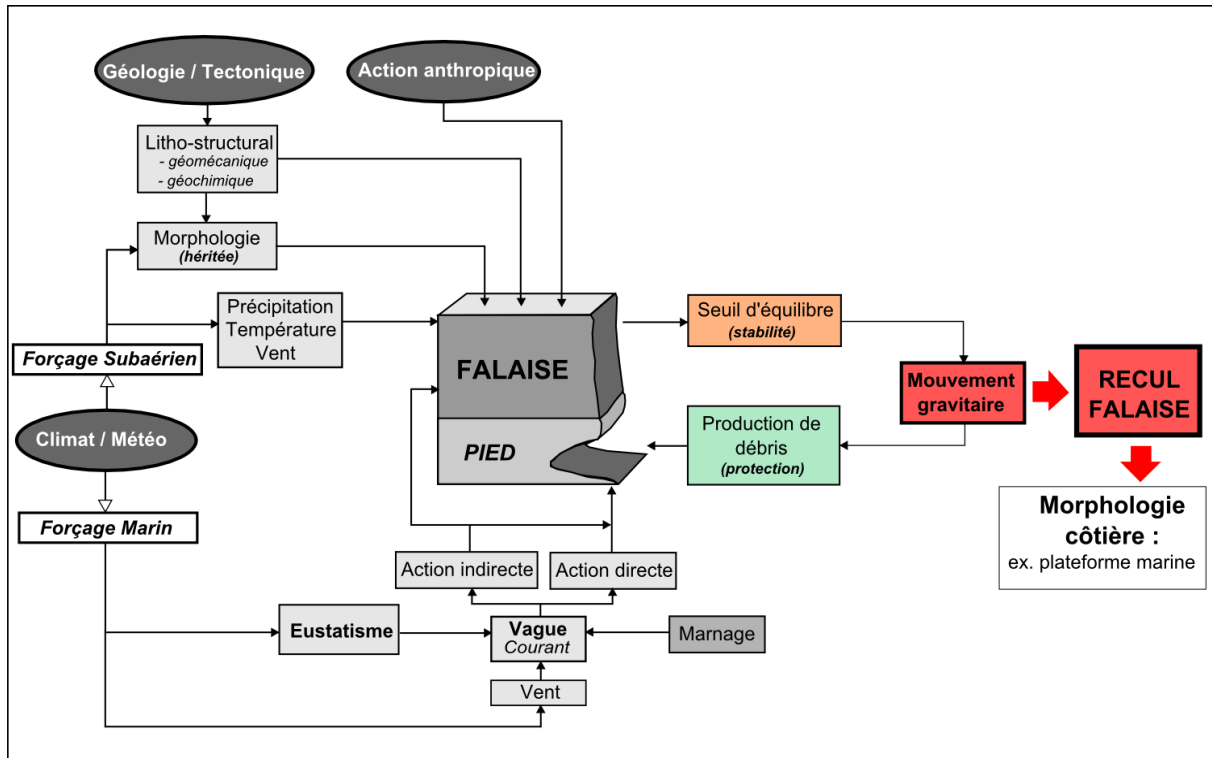


Figure 23. Schéma conceptuel de l'interaction entre les propriétés intrinsèques et les forçages d'érosion à l'origine d'un ou plusieurs cycles d'érosion des falaises (dégradation, érosion, protection) mettant en place sur le long terme les plateformes marines (inspiré de *Brunsdén et Lee, 2004 ; Young et al., 2009 ; Castedo et al., 2012*).

L'étude de l'érosion doit donc intégrer le recul des falaises dans leur **globalité**, c'est à dire selon une période d'observation établie sur des temps suffisamment longs pour caractériser à la fois :

- la *dégradation* qui est à l'origine de l'érosion de la paroi des falaises et plus particulièrement de la progression des sous-cavages ;
- l'*effondrement gravitaire* d'une partie des falaises lorsque le sous-cavage est suffisamment prononcé pour affecter le seuil de la stabilité mécanique ;
- le *développement des plateformes* à la suite d'une répétition prononcée du cycle d'érosion traduisant ainsi le recul des falaises (ou recul du trait de côte) ;
- l'*évolution générale de la morphologie* du système côtier responsable des modelés littoraux depuis les échelles locales jusqu'à régionales (modèle d'évolution théoriques des côtes primaires à secondaires).

Dans ce cas, la dynamique côtière doit être abordée depuis le stade de la dégradation des falaises jusqu'à l'installation des modelés régionaux. Bien que les observations annuelles soient

relativement “faciles” à mettre en place à l'échelle d'une thèse, il n'en demeure pas moins que les informations de l'érosion passée sont plus difficiles à obtenir. Cet aspect justifie le recours à une combinaison de plusieurs méthodes offrant la perspective d'aborder l'érosion sous son aspect **multi-temporel**, c'est-à-dire au travers des échelles :

(1) **annuelles**, grâce à des mesures lasergrammétriques obtenues par les outils LiDAR (ex. Lim et al., 2005 ; Rosser et al., 2005 ; Young et Ashford, 2006 ; Dewez et al., 2007 ; Young et al., 2009 ; Lim et al., 2010 ; Olsen et al., 2011 ; Kuhn et Prüfer, 2014) ;

(2) **séculaires**, à partir de la comparaison de plusieurs photographies aériennes diachroniques à l'échelle du siècle (ex. Moore et Griggs, 2002 ; Costa et al., 2004 ; Marques, 2006 ; Dornbusch et al., 2008 ; Brooks et Spencer, 2010) ;

(3) **millénaires**, grâce à l'utilisation de la géochronologie appliquée aux datations absolues des plateformes telles que les cosmo-nucléides (ex. Regard et al., 2012, 2013) ;

(4) **quaternaires**, au travers des mesures morphométriques appliquées sur le trait de côte (ex. Bartley et al., 2001 ; Porter-Smith and McKinlay, 2012) en supposant que ce dernier est le résultat d'une érosion accumulée au cours des dernières variations eustatiques.

Afin de garantir cette vision globale de la dynamique côtière il est donc impératif, avant toutes études de l'érosion, de déterminer quels sont les *contextes géologiques* et les *régimes météo-climatiques*. C'est ce que nous proposons d'aborder dans la seconde partie de ce chapitre en décrivant le cadre général de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur.

2. Cadre régional de l'étude : contextes géologiques et conditions des forçages météo-climatiques et sismiques.

2. 1. Introduction : localisation géographique et enjeux.

La région Provence-Alpes-Côte d'Azur (PACA) constitue l'extrémité Sud-Est du territoire français métropolitain. Elle est délimitée à l'Ouest par la rive gauche du Rhône, à l'Est par les Alpes Occidentales (frontalières avec l'Italie), au Nord par les Préalpes/Alpes, et au Sud par la mer Méditerranée. Les 800 km du linéaire côtier traversent trois départements littoraux : les *Bouches-du-Rhône* (13), le *Var* (83) et les *Alpes-Maritimes* (06).

Le littoral est majoritairement rocheux sur un linéaire de 700 km et se présente selon une succession de caps, falaises, côtes basses et baies abritant des plages de *poche* (sable ou galet). Seule la portion Ouest est exclusivement sableuse sur un linéaire de 100 km qui délimite la Camargue (delta du Rhône). D'un point de vue géographique trois grands paysages de côtes rocheuses dessinent la zone littorale d'Ouest en Est (*Figure 24*), depuis *Martigues* (13) jusqu'à *Menton* (06) : la *Provence Occidentale*, la *Provence Orientale* et la *Côte d'Azur*.

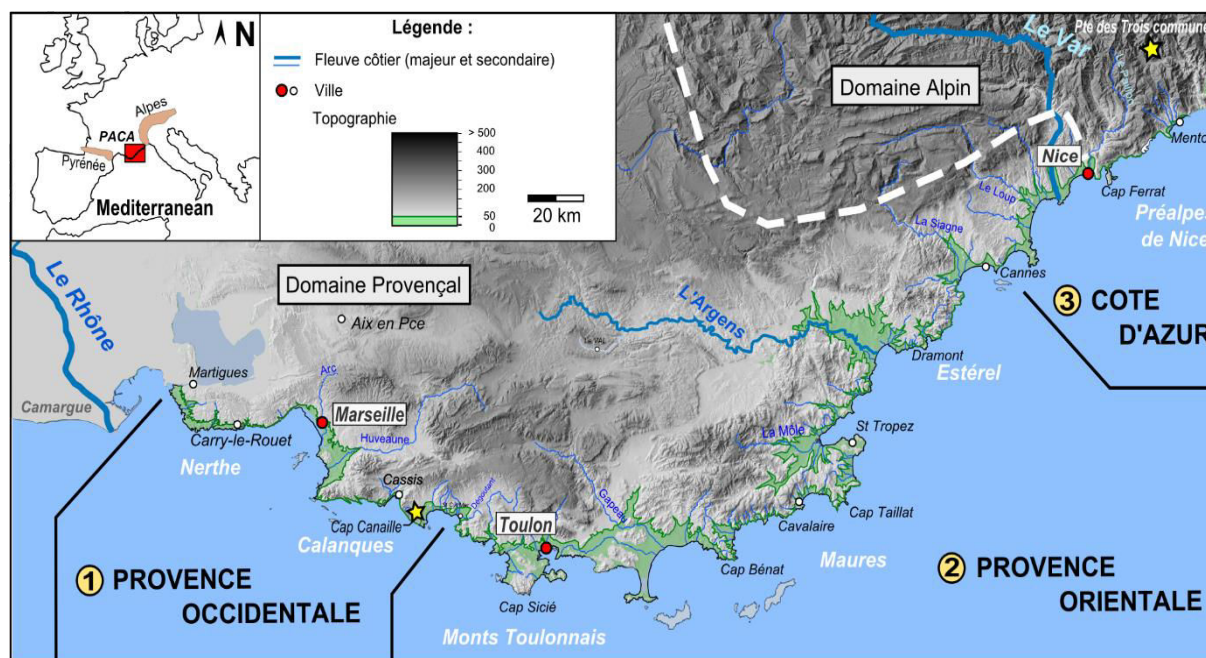


Figure 24. Contexte géographique le long de la frange littorale PACA (extrait du MNT 25m - BDTPOPO® ©IGN – PFAR 2008).

(1) la **Provence Occidentale** (*de Martigues à Six-Fours-les-Plages*) est connue pour ses paysages de collines vallonnées (pinèdes, coteaux et oliveraies) avec des montagnes en arrière-plan atteignant plus de 1000 m d'altitude³⁴. Le littoral est très contrasté, composé à la fois de côtes basses ou à falaise dépassant localement les 50 m d'altitude jusqu'à constituer la plus haute falaise d'Europe qui culmine à 416 m d'altitude (*Cap Canaille*, à proximité des Calanques de Marseille/Cassis). Les baies³⁵ s'intercalent entre les massifs carbonatés (ex. Nerthe et Calanques) et sont alimentées par des petits fleuves (ex. l'Huveaune, l'Arc) aux débits permanents³⁶ ou saisonniers (ex. le Dégoutant). Le territoire est marqué par une forte pression foncière liée aux agglomérations Marseillaises et Toulonnaises.

(2) la **Provence Orientale** (*du Pays Toulonnais à Cannes*) marque une rupture dans le paysage avec un changement de végétation associé aux terrains siliceux (subéraie³⁷, châtaigneraie, chêne vert). Les massifs des Maures et de l'Estérel (83) sont traversés par des falaises dépassant rarement les 50 m de hauteur. Les baies sont ouvertes à l'exception de celle de Saint-Tropez qui est la plus profonde de la région (8 km de longueur pour 4 km de largeur au maximum). Les deux massifs sont séparés par le fleuve Argens (connu pour ses crues catastrophiques, notamment en 2011 dont le débit instantané a atteint $1150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alors que son débit moyen est de $18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour un bassin de 2700 km^2).

(3) la **Côte d'Azur**, (*de Cannes à Menton*) est un espace au relief très contrasté et fortement urbanisé depuis le XIX^e siècle. Le paysage se présente à l'Ouest sous la forme d'une côte basse alimentée par des fleuves aux débits permanents (ex. la Siagne, le Loup, le Var³⁸ et le Paillon). Plus à l'Est (section Nice-Menton) les falaises escarpées découpent le pied des Alpes Sud Occidentales (massif des *Préalpes de Nice*) dépassant 150 m de hauteur sur le front de mer pour atteindre plus de 2000 m d'altitude à l'intérieur des terres (ex. *Pointe-des-Trois-Communes*). Le réseau hydrographique est peu développé, à l'exception de quelques talwegs profonds au niveau de Menton.

Compte tenu d'un étalement urbain sur près de 40% du littoral, ces territoires font l'objet d'une mise en protection des espaces naturels (ex. *Conservatoire du Littoral, Parcs nationaux, Parc régionaux, Parcs Marins, zones Natura 2000*). En effet, 70% de la population³⁹ est

³⁴ Par exemple la montagne de la Sainte-Baume et de la Sainte-Victoire.

³⁵ Baies de Marseille, Cassis, La Ciotat ou Bandol.

³⁶ Avec des débits pour l'Huveaune ou l'Arc $\leq 50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (bassins versants $\leq 400 \text{ km}^2$).

³⁷ La subéraie est un habitat patrimonial rare en France associé aux chênes lièges. Elle correspond à seulement 1% des forêts du territoire national dont les 2/3 sont situées en Provence orientale (ex. *Martin, 2012*).

³⁸ Le Var est le deuxième fleuve régional après le Rhône. Son débit moyen est de $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour un bassin versant de 2820 km^2 .

³⁹ Soit 3,4 millions d'habitants sur une frange littorale de 25 km de large (*Insee, 2011*).

concentrée sur le bord de mer (Insee, 2011) qui accueille chaque année plusieurs millions de visiteurs (Figure 25). A titre de comparaison 12% de la population française résident le long du littoral, et 80% de la population mondiale se concentre sur une frange côtière de 100 km de largeur (Insee, 2009). Les secteurs maritimes et touristiques constituent une part importante de l'économie régionale (~20% des emplois⁴⁰) répartie sur cinq ports de commerce⁴¹, un port militaire, et près de 130 ports de plaisance (~ 60 000 anneaux). Il s'agit d'un espace sous pression anthropique comportant de forts enjeux humains, naturels et économiques.

Connue pour son ensoleillement clément (~ 2700 heures par an), la région est pourtant exposée à de nombreux aléas naturels associés au caractère "extrême" du climat méditerranéen (Figure 25). Les alternances de sécheresse estivale et de précipitation automnale favorisent la progression des mouvements gravitaires et des inondations, alors que les coups de vents SE à SSE génèrent des vagues de submersion marine (surcote affectant notamment les extrémités Ouest et Est de la région). La présence de reliefs abrupts contribue à une occurrence plus importante des phénomènes gravitaires ainsi qu'au caractère torrentiel des écoulements. Enfin la proximité de la région avec la zone de convergence Afrique-Europe lui confère un caractère sismique non négligeable.

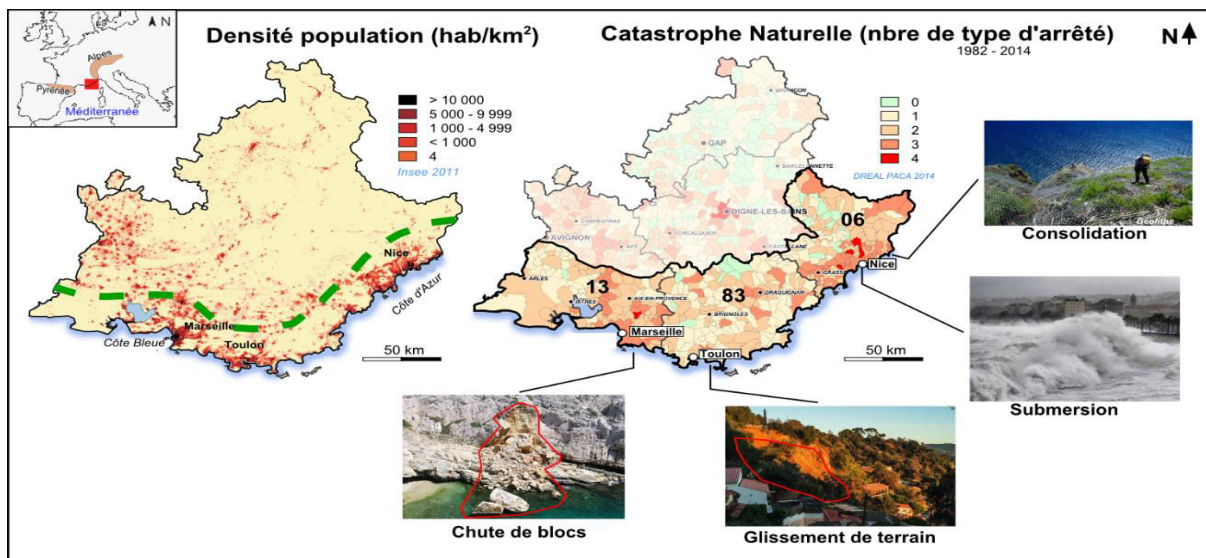


Figure 25. Contexte démographique de la région PACA et exposition aux risques des départements littoraux (modifié de Insee 2011 et DREAL PACA, 2014).

Pour ces raisons le littoral PACA recense le plus grand nombre d'arrêtés de catastrophe naturelle de la métropole, avec une moyenne d'environ 10 arrêtés par commune dont plus de 2

⁴⁰ Sans compter les retombées économiques indirectes.

⁴¹ Ports de Marseille-Fos, Toulon, Nice, Pontet et Arles.

sont liés aux événements gravitaires (période de 1982 à 2009, base de données [GASPAR](#)⁴² 2010). Ces déclarations sont quatre fois plus élevées que la moyenne nationale et deux fois plus nombreuses que la moyenne de toutes les communes littorales (2,5 et 4,6 arrêtés par commune située en métropole, respectivement). Bien que ce constat souligne les enjeux régionaux il ne révèle pas la répartition spatiale des aléas côtiers ainsi que les processus en cause. Or la prise en compte des aléas dans la gestion des territoires est une nécessité incontournable. Elle doit permettre d'établir un état des connaissances sur la nature et les processus d'érosion, depuis l'aire géographique locale jusqu'à l'aire régionale ([Suanez et al., 2012](#)).

Pour ces raisons, depuis les années 2000 le Conseil Régional et la DREAL⁴³ PACA s'intéressent aux problématiques d'instabilité des falaises ainsi qu'aux approches méthodologiques concernant le suivi de l'érosion. Une première phase d'étude⁴⁴ (2004-2008) a permis l'évaluation de l'aléa "*instabilités de falaise*" (éboulement, chute de bloc et glissement) sur l'ensemble régional au 1/100 000^e avec des études locales aux 1/25 000^e et 1/10 000^e ([Marçot et Mathon, 2004](#) ; [Marçot, 2006, 2007](#) ; [Marçot et Azibi, 2008](#)), qui s'est poursuivie en 2013 par des études plus locales sur le littoral des Bouches-du-Rhône au aux 1/25 000^e et 1/10 000^e financées par la DDTM des Bouches-du-Rhône ([Marçot et al., 2014](#)). L'approche repose sur une expertise géotechnique identifiant quatre degrés de l'aléa à partir d'une typologie propre au contexte régional (niveaux de susceptibilités fixés de *nul* à *élevé*, *Figure 26*). Il en ressort que 17,5 % du linéaire rocheux présentent un aléa fort, 18 % un aléa moyen et 16,7 % un aléa faible (les 52,2 % restant sont considérés nul à faible). La majorité des aléas élevés affectent principalement le secteur Ouest (Provence Occidentale et extrémité Ouest de la Provence Orientale) et l'extrémité Est de la Côte d'Azur. Certains secteurs pourraient occasionner des mouvements de grandes ampleurs (compris entre 400 000 et 950 000 m³) et engendrer des tsunamis locaux d'une hauteur de quelques mètres (ex. [Marçot et al., 2007](#) ; [Terrier et al., 2007](#)), notamment aux environs des Calanques (Cap Canaille et du Revestel), des Maures (Cap Nègre) et sur la partie Est de la Côte d'Azur (Eze).

La poursuite des travaux (2012-2015) dans lesquels s'inscrit ce travail de thèse⁴⁵, vise à caractériser la dynamique de l'érosion des falaises (conditionnant l'aléa actuel). Or comme nous

⁴² Base de données "Gestion Assisté des Procédures Administratives relatives aux Risques naturels et technologiques" (ex. déclarations telles que les mouvements gravitaires, inondations, surcotes, tempêtes gérées par la Direction Générale de la Prévention des Risques).

⁴³ Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement.

⁴⁴ Contrat de Plan Etat Région établie entre le Conseil Régional, la DREAL et le BRGM (2004-2008) : "Risques Naturels et Nuisances Action : Données, informations, évaluation sur les risques naturels".

⁴⁵ Ce travail de thèse est entièrement financé par le Conseil Régional PACA et fait partie du projet "Vulnérabilité et Adaptation pour Les Sociétés face aux Erosions de falaises côtières en région Provence-Alpes-Côte d'Azur" (VALSE).

l'avons abordé dans la précédente partie, l'érosion est un paramètre qui évolue spatialement à toutes les échelles de temps. L'approche doit donc être basée sur une étude multi-échelle (temporelle et spatiale) permettant d'établir des scénarii d'érosion en réponse aux forçages météo-marins modulés dans le **temps** : à l'échelle de l'année (météorologie), du siècle (climatologie), de l'Holocène (transgression marine) et du Quaternaire (succession des cycles eustatiques). Quant aux échelles **spatiales**, elles vont de l'échelle d'une commune jusqu'à l'ensemble régional. La commune étudiée est celle de Carry-le-Rouet située dans le *massif de la Nerthe* (Bouches-du-Rhône, 13) à une vingtaine de kilomètre à l'Ouest de Marseille. Elle a été préalablement sélectionnée lors de la phase 1 du projet comme un des secteurs les plus représentatifs de la région qui contient de surcroît une forte vulnérabilité (*Figure 26*).



Figure 26. Carte synthétique de l'aléa régional d'instabilités de falaises, focus sur la commune de Carry-le-Rouet (modifié de Marçot et Mathon, 2004).

Étant donné que l'érosion dépend à la fois des hétérogénéités du milieu et des forçages externes, il est primordial de décrire le **contexte géologique** ainsi que les **conditions météo-marines** :

- La première section (2.2) de cette deuxième partie (cadre régional) présente le contexte *géologique, morpho-structural* ainsi que l'histoire géodynamique régionale. Une segmentation selon différentes unités spatiales est proposée afin de structurer l'étude de l'érosion ;

- La deuxième section (2.3) aborde les conditions générales des forçages, en présentant les contextes *marins* et *subaériens* modulés dans le temps ainsi que le cadre sismo-tectonique ;

- Enfin, dans une troisième section (2.4) nous proposons une synthèse permettant d'établir une *stratégie* concernant l'étude de l'érosion des falaises de la région PACA.

2. 2. Contexte géologique et morpho-structural.

2. 2. 1. Cadre général.

Le contexte géologique de la région PACA est aujourd'hui assez bien contraint. En effet depuis le XIX^e siècle la région a fait l'objet de nombreuses études⁴⁶ servant encore de référence comme l'établissement des **stratotypes** Mésozoïques de l'*Aptien* (Apt, 84) et du *Barrémien* (Barrême, 04), ainsi que les **faciès** *Urgonien* (Orgon, 13), *grès d'Annot* (06) ou la découverte de la *bauxite* (Baux de Provence, 13). Des travaux plus récents ont permis d'affiner encore mieux les connaissances relatives au contexte géologique (ex. [Clauzon et al., 1996](#) ; [Jolivet et al., 2006](#) ; [Molliex, 2009](#) ; [Sonnette, 2012](#) ; [Bestani, 2015](#)).

D'un point de vue géodynamique, le Sud de la région appartient au bassin d'avant-pays du front septentrional de la déformation *Pyrénéo-Provençale* et du front Sud Occidental de la déformation *Alpine*. Elle est subdivisée en trois domaines géologiques recoupant les unités géographiques précédemment décrites (*Figure 27*) : la *Provence carbonatée*, la *Provence cristalline* et le *domaine Subalpin*.

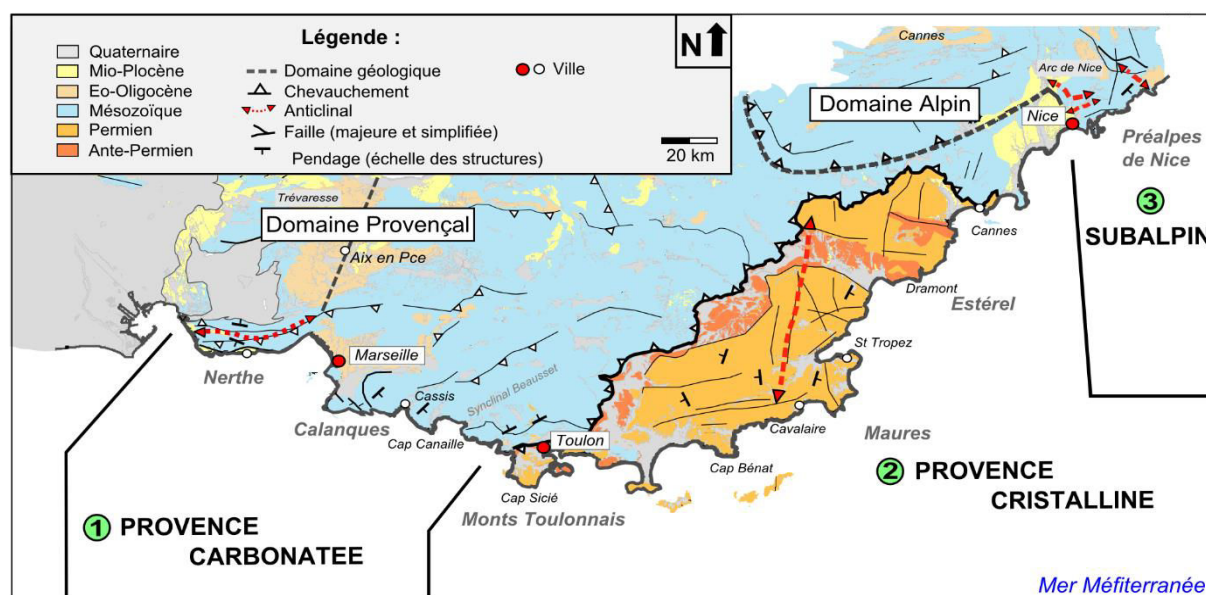


Figure 27. Contexte géologique et structural de la région PACA définissant les trois principaux domaines géologiques. Carte simplifiée montrant la répartition spatiale des formations depuis l'Anté-Permien jusqu'au Quaternaire ainsi que des structures générales (d'après une simplification des cartes géologiques Bd Harm-50 Bouches-du-Rhône, Var et Alpes-Maritimes, échelle 1/50 000 ©BRGM 2008).

⁴⁶ Telles que les études établies par d'Orbigny, Fontannes, Goguel et Cossmann, ou les premières cartographies géologiques de 1848 qui ont fait de la région une des premières de France à être étudiée.

(1) A l'Ouest, la **Provence carbonatée** est majoritairement constituée de lithologies calcaires et dolomitiques appartenant au **Mésozoïque** et au **Cénozoïque** (puissance comprise entre 2 et 10 km). Elle se présente sous la forme d'une large zone de déformations sur 200 km de longueur (E-O) et 130 km de largeur (N-S). Le domaine est affecté par une succession d'accidents principalement orientés E-O, NO-SE et NE-SO (chevauchements et failles majeures, ex. [Baudrimont et Dubois, 1977](#) ; [Garibaldi et al., 2010](#) ; [Molliex et al., 2011](#) ; [Guyonnet-Benaize, 2011](#) ; [Bestani, 2015](#)). Les massifs côtiers tels que les reliefs de la **Nerthe** et des **Calanques** présentent des structures orientées Est-Ouest. Ces reliefs résultent d'une évolution tectonique complexe marquée par une cinématique de chevauchements à vergence Nord. Leur mise en place a été facilitée par le Trias gypsifère (ex. du Keuper dénommé la "couche savon") qui a permis le décollement de la couverture sédimentaire du socle Primaire. Des structures situées à moins de 100 km de la côte présentent une micro-sismicité actuelle associée à la *Faille de la Moyenne Durance* (connectée avec la *Faille d'Aix-en-Provence*), notamment au niveau de Trévaresse ([Chardon et Bellier, 2003](#) ; [Cushing et al., 2008](#)). L'exemple le plus marquant est le séisme de 1909 qui s'est produit aux environs de la commune de Lambesc située à 20 km au NO d'Aix-en-Provence. Il s'agit du dernier plus fort séisme ressenti en France métropolitaine avec une intensité de IX-X sur l'échelle MSK⁴⁷ et une magnitude Mw estimée à 6,2 (pour comparaison le séisme de l'Aquila du 6 avril 2009 était de magnitude 6,3, [Alessio et al., 2009](#)). Les vibrations ont été ressenties jusqu'à la côte du massif de la Nerthe avec une intensité MSK avoisinant VI-VII.

(2) Sur la partie centre-Est, la **Provence cristalline** s'étend depuis la bordure méridionale des **Monts Toulonnais** (Cap Sicié) jusqu'au massif de l'**Estérel** (Cannes) en passant par les **Maures**. Elle constitue une relique du socle Hercynien d'âge **Primaire** anciennement relié avec la Corse et la Sardaigne ([Orsini et al., 1980](#)). Les lithologies dominantes forment une puissante série métamorphique (ex. gneiss, schiste, micaschiste), et plutonique (granitoïde) (ex. [Seyler, 1986](#) ; [Laverne et al., 1997](#) ; [Corsini et Rolland, 2009](#)). Le massif des Maures est entouré d'une dépression détritique témoin de l'érosion de la chaîne **Hercynienne** alors que le massif de l'Estérel (Permien) correspond à une intrusion volcanique (rhyolithe). L'ensemble structural présente un découpage aux tendances E-O et N-S avec une intense déformation selon un axe dominant N-S ([Corsini et Rolland, 2009](#)).

⁴⁷ L'échelle MSK (*Medvedev-Sponheuer-Karnik*) est l'échelle de mesure de l'intensité des séismes historiques basée sur la description qualitative des effets ressentis (modification de l'aspect du terrain, destructions des infrastructures ainsi que sur le ressenti des populations).

(3) A l'Est, le **domaine Subalpin** est représenté sur la côte par les *Préalpes de Nice*. Elles correspondent à la terminaison Occidentale des Alpes du Sud qui aboutit sur la Méditerranée⁴⁸ au niveau de l'arc de Nice (front de chevauchement subalpin, ex. Sage et al., 2011). Les couches carbonatées **mésozoïques** et **cénozoïques** sont affectées par d'important plis et chevauchements, formant un empilement d'écailles tectoniques ayant glissées sur le Keuper gypsifère (Goguel, 1936). Les structures sont globalement orientées selon des axes NE-SO et NO-SE (ex. Tapoul, 1977 ; Spini, 1978 ; Franco, 1982, Ritz, 1991 ; Laurent, 1998 ; Laurent et al ; 2000). Dans une bande d'une centaine de kilomètre de distance par rapport à la côte plusieurs travaux ont mis en évidence l'existence de failles tectoniques⁴⁹ d'âge Plio-Quaternaire, associées à une micro-sismicité actuelle (Courboulex et al., 2003 et 2007; Jenatton, 2007 ; Larroque, 2009 ; Sanchez et al., 2010, Larroque et al., 2012). Par exemple en 1887 le séisme de Ligurie situé en mer, à moins de 100 km de Nice, était caractérisé par une intensité MSK de IX et une magnitude Mw comprise entre 6,3 et 7,5. Il a engendré des vagues ayant localement dépassées 2 m de hauteur sur le rivage.

La région est donc affectée par une large zone de déformation et contient une grande diversité lithologique qui inclue à la fois une *couverture sédimentaire* (Mésozoïque et Cénozoïque), un *socle métamorphique* (Anté-Permien) ainsi que des *formations volcaniques* (Permien).

2. 2. 2. Evolution géodynamique : mise en place du contexte actuel.

Dans l'objectif de comprendre le contexte litho-structural qui module les processus de l'érosion côtière, il est primordial d'intégrer l'histoire géologique qui a façonné la région. Le principe consiste donc à reconstruire la mise en place du paysage côtier actuel afin de mieux appréhender sa "destruction".

Les déformations de la région PACA, résultent d'une cinématique liée à l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale (Jolivet et al., 2006), dont la phase la plus majeure est l'*ouverture du bassin Liguro-Provençal*. Les grandes lignes de ces événements sont retracées ci-dessous (Figure 28) depuis le démantèlement du massif Hercynien jusqu'à l'actuel (huit phases synthétiques).

⁴⁸ D'où la dénomination du département des "Alpes-Maritimes".

⁴⁹ Comme les failles de la Vésubie-Mont Féron, Saint Blaise-Aspremont, Vallée du Var, Sospel-Saorge, Saorge-Taggia, Laguet-Peille ou Monaco-Sospel par exemple.

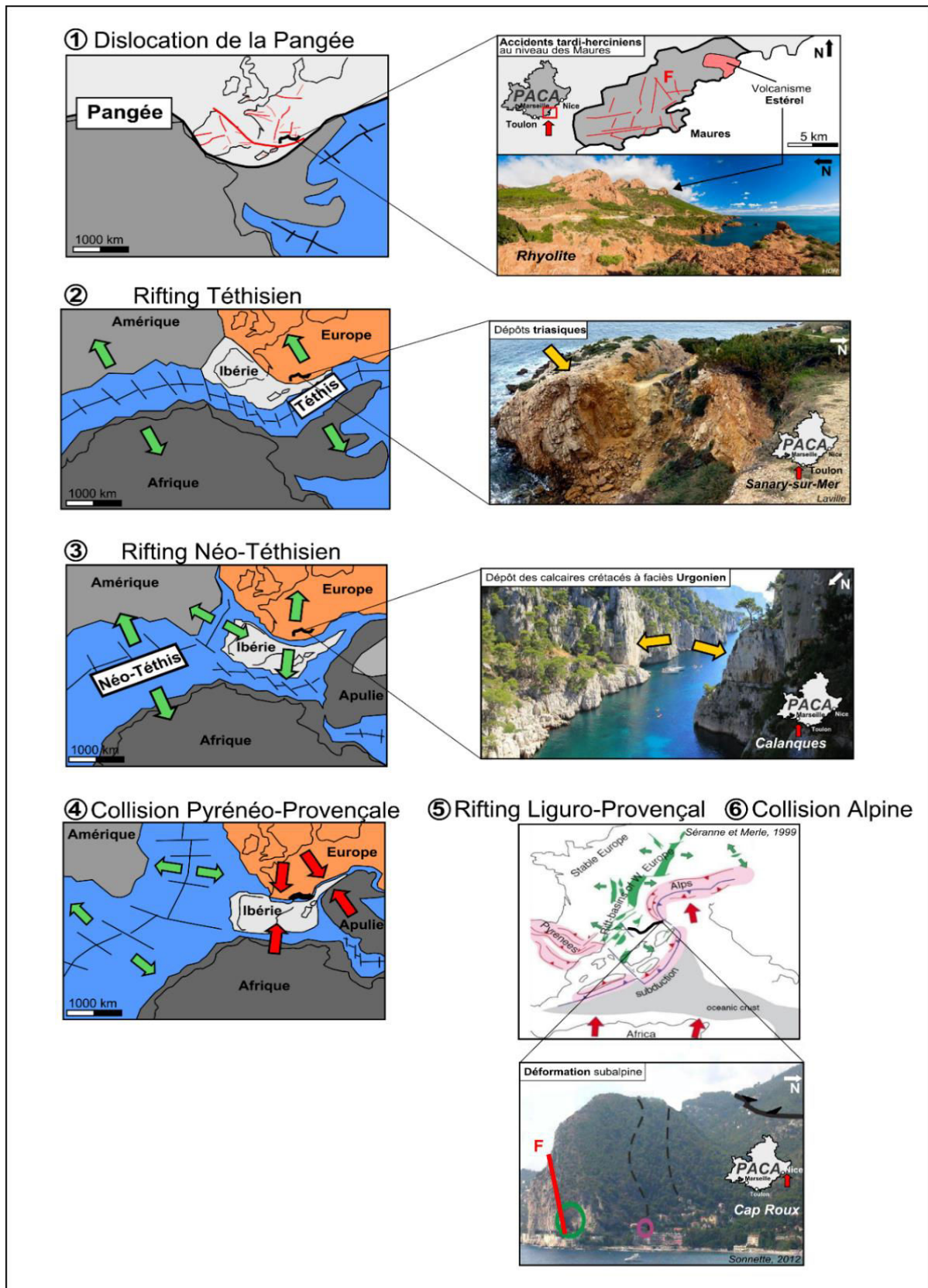


Figure 28. Evolution géodynamique du bassin méditerranéen et correspondance sur la côte PACA des différents épisodes depuis la dislocation de la Pangée jusqu'à la collision Alpine (modifié de Séranne et Merle, 1999 ; Marthaler, 2001 ; Sonnette, 2012).

- **(1) Effondrement Hercynien et dislocation de la Pangée** (découpage des Maures et formation de l'Estérel) :

Du Carbonifère au Permien (330-270 Ma) l'effondrement de la chaîne Hercynienne par amincissement crustal engendre des accidents *Tardi-Hercyniens* qui prédécoupent la Pangée selon deux directions prépondérantes⁵⁰ (Figure 28) : NE-SO à NNE-SSO et E-O à ESE-ONO (Arthaud et Matte, 1975 ; Matte, 1986 ; Delfaud et al., 1989). Ces découpages **initieront** toutes les déformations postérieures de l'ensemble régional (ex. Molliex, 2009). Ils sont encore bien visibles dans le socle métamorphique du **massif des Maures** (Figure 28). Par ailleurs au cours de cette période, une crise de volcanisme rhyolitique a engendré la formation du **massif de l'Estérel** (porphyre rouge, ~270 Ma).

- **(2) Rifting Téthysien** (dépôts triasiques et crétacés) :

Du Trias jusqu'au Crétacé inférieur (250-125 Ma), l'ouverture de l'Océan Téthys séparant l'Afrique de l'Europe a initié la mise en place des *bassins intracontinentaux* alignés le long des accidents Tardi-Hercynien NE-SO (Lemoine et Trümpy, 1987). Ils sont progressivement remplis par les **évacorites triasiques**⁵¹ (Figure 28) qui joueront plus tard un rôle majeur lors des phases de compression (Ricour, 1960 ; Curnelle et Dubois, 1986). Au Lias et au Dogger ces bassins s'approfondissent en réponse à l'ouverture du bassin Liguro-piémontais (Lemoine, 1984 ; Rudkiewicz, 1988), permettant le dépôt des imposantes formations carbonatées du **domaine Provençal**, depuis le Bathonien jusqu'au Barrémien (Masse et al., 2003).

- **(3) Rifting Néo-Téthysien et bombement Durancien** (dépôts Crétacés) :

Au Crétacé moyen (125-115 Ma), la région subit une nouvelle période de *rifting* associée à l'ouverture de l'océan Atlantique central dit *Néo-Téthys* (Sibuet et al., 1979 ; de Graciansky et al., 1985 ; Sibuet et al., 2004). Cette phase d'extension a permis l'installation de la plateforme carbonatée à faciès *Urgonien* dans le Sud de la région (Barrémien-Aptien) qui est encore bien visible dans le **massif des Calanques** (Figure 28). Cette plateforme subira une surrection lors du "*bombement Durancien*" (Gignoux, 1925) favorisant au travers d'une érosion majeure le développement des gisements régionaux de bauxite (Masse et Philip, 1976 ; Graciansky et Lemoine, 1988 ; Schettino et Turco, 2011).

⁵⁰ Directions des failles actuellement observées sur l'ensemble de l'Europe, et plus particulièrement au niveau du massif des Maures.

⁵¹ Série sédimentaire de type germanique *Muschelkalk* ou *Keuper* jouant en couche de savon et de diapir lors des phases de compression Pyrénéo-Provençales et Alpines.

- (4) **Collision Pyrénéo-Provençale N-S** (dépôts cénomaniens et chevauchements E-O) :

Du Crétacé supérieur à l'Eocène (90-40 Ma), la subduction de la Néo-Téthys provoque une première **collision N-S** en rapprochant l'Afrique et l'Europe : c'est la phase "**Pyrénéo-Provençale**" (Bergerat, 1987 ; Le Pichon et al., 1988). Une transgression au Cénoomanien dépose les plateformes carbonatées à *rudiste* depuis le Sud vers le Nord-Est (Philip, 1970; Jolet, 1996, Philip, 1998) qui sont bien visibles au niveau du **Cap Canaille**⁵² (Figure 28). De manière concomitante jusqu'à l'Eocène, la collision "**Pyrénéo-Provençale**" organise les principales morpho-structures de la région selon un axe **E-O** sous la forme de chevauchements et de nappes (Corroy et al., 1964 ; Guieu, 1967 ; Arthaud et Séguret, 1981 ; Tempier, 1987).

- (5) **Rifting Liguro-Provençal** (dépôts oligo-miocènes) :

Durant l'Oligo-Miocène (35-20 Ma), le *rifting Ouest-européen* initie une nouvelle phase d'extension dans la région en mettant en place les bassins de Marseille et d'Aix-en-Provence par exemple. Le remplissage a pu atteindre plus de 3000 m d'épaisseur (Bergerat, 1985 ; Villegier et Andrieux, 1987 ; Hippolyte et al., 1993). Puis s'en est suivi l'**ouverture** du bassin **Liguro-Provençal** (Hippolyte et al., 1991 ; Mauffret et Gorini, 1996 ; Rocca et al., 1999) entraînant avec lui la dérive du *bloc Corso-Sarde* selon une rotation antihoraire de 25-30° jusqu'à la fin du Burdigalien (Orsini et al., 1980 ; Gattacceca et al., 2007). Ce bassin Liguro-Provençal "*s'océanise*" progressivement tout en subissant des variations eustatiques contrastées au cours du Miocène (amplitude ~120m). Elles sont à l'origine de plusieurs successions "*emboîtées*" de phases de remplissage des paléo-vallées (aplanissement généralisé des reliefs) et d'incisions fluviales majeures (Clauzon, 1984 ; Besson, 2005). Cette phase est observable par exemple au niveau du **massif de la Nerthe** qui présente une surface d'aplanissement prononcée ainsi que des dépôts bio détritiques discordants oligo-miocènes (ex. Besson, 2005 ; Oudet et al., 2010).

- (6) **Collision Alpine NO-SE** (formation des chaînes subalpines) :

Au cours de l'ouverture **Liguro-Provençale** la partie Est de la région subit une *déformation cassante* des Alpes liée à la convergence Afrique/Europe (initiée depuis l'Eocène). Des chevauchements se propagent depuis les domaines internes vers les domaines externes durant l'Oligo-Miocène (25-12 Ma). Ces chevauchements affectent principalement la marge européenne mettant en place les chaînes subalpines externes bien visibles au niveau du littoral des **Préalpes de Nice** (Figure 28), pendant que les nappes de couverture Oligocène sont

⁵² Faisant la renommée régionale de la pierre de Cassis.

déformées par le soulèvement des massifs cristallins externes (Gratier et al., 1989; Burkhard, 1990; Seward et Mancktelow, 1994). A ce stade l'actuelle zone littorale de la région a certainement acquis une "proto-forme" qui va évoluer jusqu'à sa forme actuelle sous l'action des processus d'érosion et de remplissage.

- (7) **Crise de Salinité Messinienne** (vers l'initiation de la morphologie côtière contemporaine ?) :

A la fin du Miocène (5,9 Ma), la fermeture du détroit de Gibraltar isole la Méditerranée de l'océan Atlantique (Clauzon et al., 1996). L'évaporation de la Méditerranée engendre la crise de *Salinité Messinienne* dont la régression marine aurait atteint le niveau bathymétrique de -1500 m (Ryan et al., 1973 ; Jolivet et al., 2006). Cet abaissement brutal du niveau de base serait à l'origine d'une incision importante du réseau hydrographique continental, générant des canyons qui atteignent parfois plus de 1000 m de profondeur tout autour du bassin méditerranéen (Clauzon, 1973 ; Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1978 ; 1979 ; 1982) tels que les canyons situés à l'**Est de la région** : la *Môle* (*Golfe de Saint-Tropez*), l'*Argens*, la *Siagne* ou le *Var* par exemple (*Figure 29*).

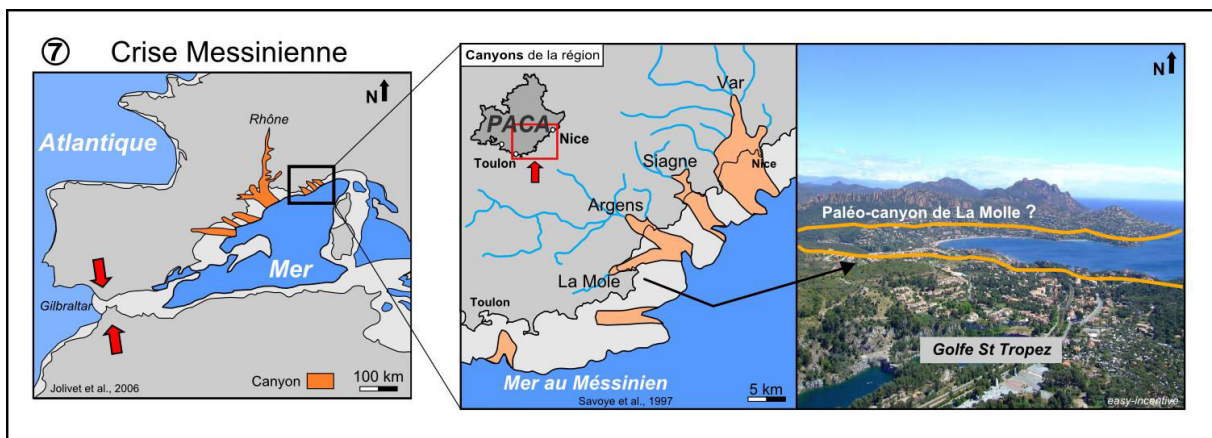


Figure 29. Illustration de la Crise Messinienne sur la Méditerranée Occidentale, exemple de la mise en place des canyons sur la portion Ouest de la région (modifié de Savoye et al., 1997 ; Jolivet et al., 2006).

Vers 5,3 Ma avant l'actuel, le bassin est de nouveau immergé (Gautier et al., 1994 ; Clauzon et al., 1996) : les canyons formés à terre durant la crise sont ennoyés et des rias apparaissent. Ces dernières sont progressivement comblées durant le Pliocène par les produits de l'érosion des reliefs avoisinants. La fin de la mise en eau est estimée pour la région il y a près de 2 Ma (Clauzon, 1996 ; Dubar et al., 1998). Elle se serait produite en seulement quelques dizaines d'années lors de la réouverture du détroit de Gibraltar (Loget et al., 2005).

Cet événement majeur a pu provoquer des **déformations verticales** de grande longueur d'onde à la suite d'un rebond isostatique en réponse à une telle décharge (Blanc, 2002 ; Clauzon et al., 2004 ; Mocochain, 2007 ; Ryan, 2007, Tassy, 2012). Mais la crise a surtout joué un rôle déterminant dans le développement des *karsts côtiers* (Blanc, 2002 ; Audra et al., 2004), et probablement sur l'*initiation de la morphologie littorale* (notamment au niveau des fleuves et des talwegs). La morphologie caractéristique du *Golfe de Saint-Tropez* située dans les *Maures* pourrait probablement être héritée de cette époque (Figure 29).

- (8) **Plio-Quaternaire à l'actuel :**

Puis au Plio-Quaternaire (6-0 Ma), le régime des contraintes s'inverse, passant alors à un régime transpressif (Baroux, 2000). Pour le domaine Alpin, les zones internes de la chaîne sont en extension (Sue et al., 1999 ; Champagnac et al., 2004) et de type transpressif pour les zones externes (Baroux, 2000 ; Champagnac et al. 2004). Par ailleurs au cours du Quaternaire, la zone côtière va subir d'importantes variations eustatiques alternant entre des maxima marins durant une période cumulée de 30-50 ka et des régressions marines durant au minimum 670-700 ka (ex. Trenhaile, 2002). Au regard des cycles eustatiques, la question de la **contribution** des forçages météo-marins constitue un des points clés de la compréhension des modèles de la côte régionale.

Enfin, la convergence actuelle entre l'Europe et l'Afrique est estimée à environ 5 mm.an⁻¹ (Rosenbaum et al., 2002 ; Nocquet et Calais, 2004). Sur l'ensemble régional, des mesures effectuées à partir de réseaux GPS⁵³ permanents (Calais et al., 2001 ; 2002 ; Nocquet et Calais, 2004) indiquent un régime de contrainte en compression orienté NO-S, aboutissant à un raccourcissement d'environ 1 mm.an⁻¹ orienté NO-SE à N-S. Ce régime conditionnerait donc une partie de l'aléa sismique régional.

2. 2. 3. Cadre litho-structural de la côte (définition des unités litho-structurales).

Les morpho-structures actuelles de la zone littorale ont donc enregistré l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale. Le style tectonique est dominé par la superposition de différentes phases tectoniques et présente une **combinaison d'accidents** inverses (E-O), décrochants (NE à NNE) et de failles normales (N-S). Cette complexité est aussi marquée par une importante **diversité lithologique** (sédimentaire, métamorphique, plutonique et volcanique). Or la combinaison des composantes litho-structurales révèle des singularités caractéristiques d'un massif à un autre. Ces contrastes hérités sont donc

⁵³ Global Positioning System.

susceptibles d'influencer la morphologie des falaises. Ainsi l'analyse régionale de l'érosion doit être structurée sur la base d'unités homogènes.

Pour cette raison nous proposons de stratifier le contexte d'étude selon six unités prédominantes dans le paysage côtier (Figure 30) : (1) la *Nerthe*, (2) les *Calanques*, (3) *Toulon*, (4) les *Maures*, (5) l'*Estérel*, et (6) *Nice*. Cette segmentation spatiale permettra de comparer les unités les unes par rapport aux autres lors des analyses régionales, ou d'étudier une seule unité pour des approches plus locales (notamment lors de l'étude de l'érosion du massif de la Nerthe). Il convient donc de présenter ces six unités qui reflètent ces différents contextes côtiers.

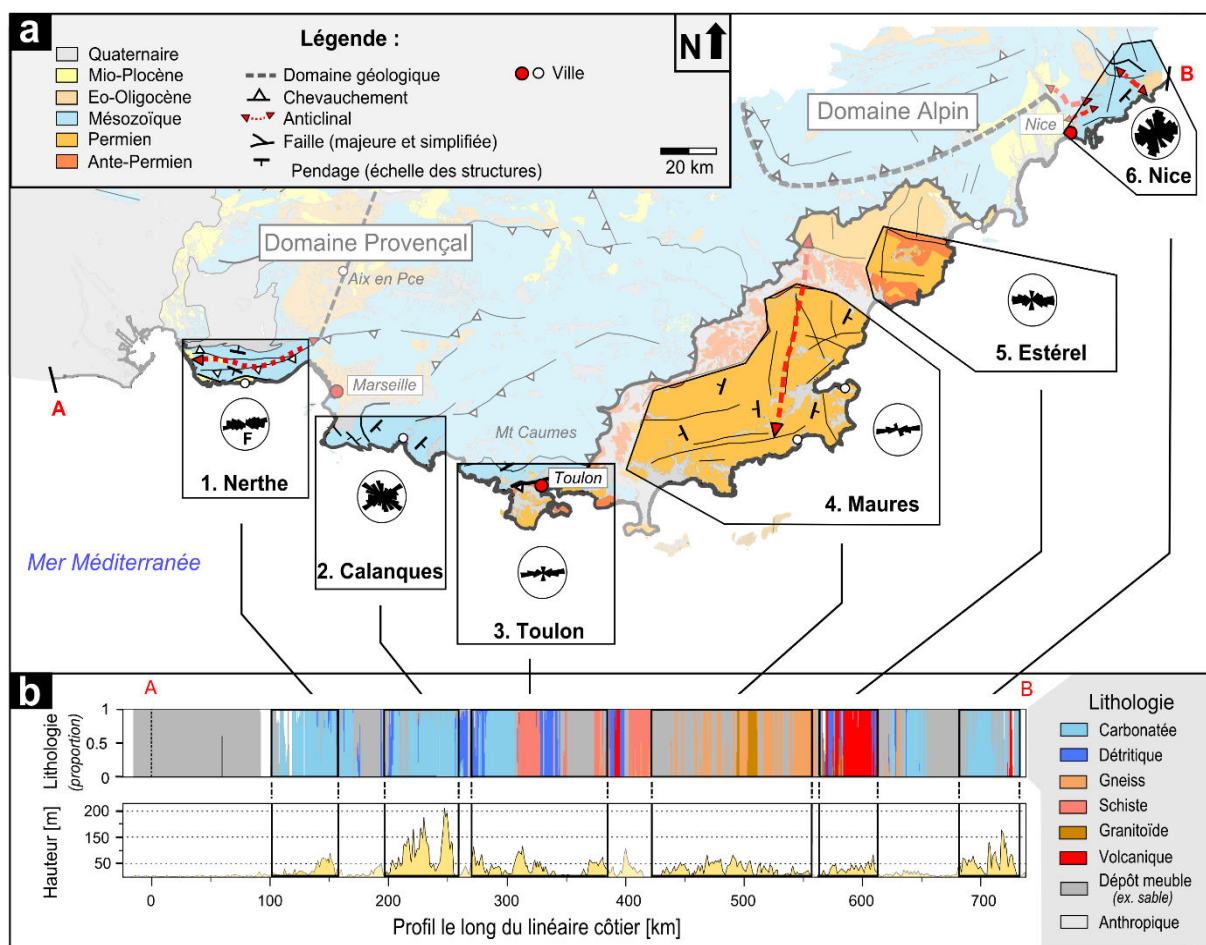


Figure 30. Contexte géologique régional et configuration de la côte des six unités litho-structurales délimitant les principaux massifs côtiers en PACA. a- Carte géologique simplifiée et délimitation des unités litho-structurales (d'après une simplification des cartes géologiques Bd Harm-50 Bouches-du-Rhône, Var et Alpes-Maritimes, échelle 1/50 000 ©BRGM 2008). b- Profil longéant le linéaire côtier représentant les lithologies dominantes ainsi que l'altitude médiane. Le profil correspond à un échantillonnage de la côte avec un pas de 100 m à partir de polygones rectangulaires (d'après le MNT BDTOPPO® ©IGN – PFAR 2008 au 1/25.000 et une simplification des cartes géologiques Bd Harm-50 Bouches-du-Rhône, Var et Alpes-Maritimes, échelle 1/50 000 ©BRGM 2008).

(1) Unité de la Nerthe (Figure 31) :

Le massif de la Nerthe est structuré par un anticlinal (E-O) à vergence Nord qui déforme les carbonates du Jurassique et du Crétacé sur 25 km de longueur et 8 km de largeur. Sa mise en place est majoritairement attribuée à la compression Pyrénéo-Provençale (Guieu, 1968; Terrier et al., 2008 ; Andreani et al., 2010; Molliex et al., 2011; Philip, 2013 ; Bestani, 2015). Les accidents tectoniques présentent des réseaux de failles et de fracturation orientés E-O en relation avec la structure générale. La portion orientale de l'anticlinal est courbée vers le NE sous l'influence du jeu décrochant de la faille d'Aix-en-Provence. Le relief présente une surface d'aplanissement d'âge Miocène (~200 m d'altitude, Besson, 2005).

Le linéaire côtier s'étend sur une longueur de 60 km. Il est composé d'une section de côte basse (flanc occidental) et d'une section à falaise (flanc méridional et oriental de la structure). Les premières falaises apparaissent depuis le *Cap Couronne* et s'étendent jusqu'aux environs de la *baie de La Redonne*. Avec une hauteur moyenne d'une quinzaine de mètres, elles découpent les formations subhorizontales oligo-miocènes (calcarénite, marne, conglomérat et sable) qui sont discordantes des carbonates mésozoïques plissés (Besson, 2005 ; Oudet et al., 2010 ; Demory et al., 2011). Plus à l'Est, au niveau de la courbure de l'anticlinal, les falaises longent les couches subverticales du Mésozoïque avec une amplitude grandissante pour atteindre 70 m de hauteur.

Cette unité fera l'objet d'une approche plus approfondie à l'échelle locale notamment sur la portion du linéaire côtier qui traverse les formations d'âges Eo-Miocène. En effet au niveau de la commune de Carry-le-Rouet (Figure 31) plusieurs chutes de blocs situées à proximité des zones d'habitation ont affecté ces formations carbonatées, sableuses et marneuses, comme par exemple en 2008 avec un volume d'environ 500 m³ (Figure 32-a). A noter la présence de quelques résurgences d'eau douce à proximité de certains niveaux marneux des falaises. Enfin ces formations semblent particulièrement propices au développement des plateformes d'érosion marine (Figure 32-b), qui ne se propagent pas au niveau des calcaires mésozoïques plus indurés.

(2) Unité des Calanques (Figure 31) :

Le massif des Calanques est localisé au Sud de Marseille et regroupe les calanques de *Marseille* et de *Cassis* sur 20 km de longueur et 4 km de largeur. Cette unité correspond à un imposant massif mésozoïque qui culmine à 645 m d'altitude (*Carpiane*). Il est constitué par des formations de calcaire compact bio détritique à faciès Urgonien (Barrémien) intercalées avec

quelques niveaux plus marneux (ex. Valanginien et Hauterivien). La configuration stratigraphique est tabulaire (~30° vers le SE) et correspond au flanc Nord du synclinal du Beausset (*Figure 25*). Quant au grain structural, il présente des orientations à tendance NO-SE (jeu dextre) et NE-SO (Guieu, 1968 ; Collina-Girard, 1995) et semble contrôler la morphologie du relief et le réseau hydrographique (Collina-Girard, 1995).

A noter que le massif contient de nombreux réseaux karstiques (Blanc, 2002 ; Tassy, 2012), notamment l'exurgence de *Port Miou* à 120 m de profondeur (rivière souterraine avec un débit moyen de 7 m³.s⁻¹, Gilli, 2011) et la célèbre grotte de *Cosquer* située au *Cap Morgiou* qui abrite les peintures rupestres datant de 27 à 18,5 ka (Clottes et Courtin, 1994).

La côte est essentiellement composée de falaises très escarpées⁵⁴ sur un linéaire de 70 km de longueur. Leurs hauteurs sont très élevées et peuvent dépasser plus de 250 m d'altitude. Pour des raisons géographiques le *Cap Canaille* (falaise de 416 m de hauteur) a été rattaché à l'unité des Calanques. Il est composé de carbonate, grès et conglomérats à l'origine de *tafoni* (ex. *Bec de l'Aigle* à La Ciotat). La morphologie côtière des Calanques serait interprétée comme une rìa (Corbel, 1956). Une analyse morphométrique de la côte permettra de confirmer cette hypothèse.

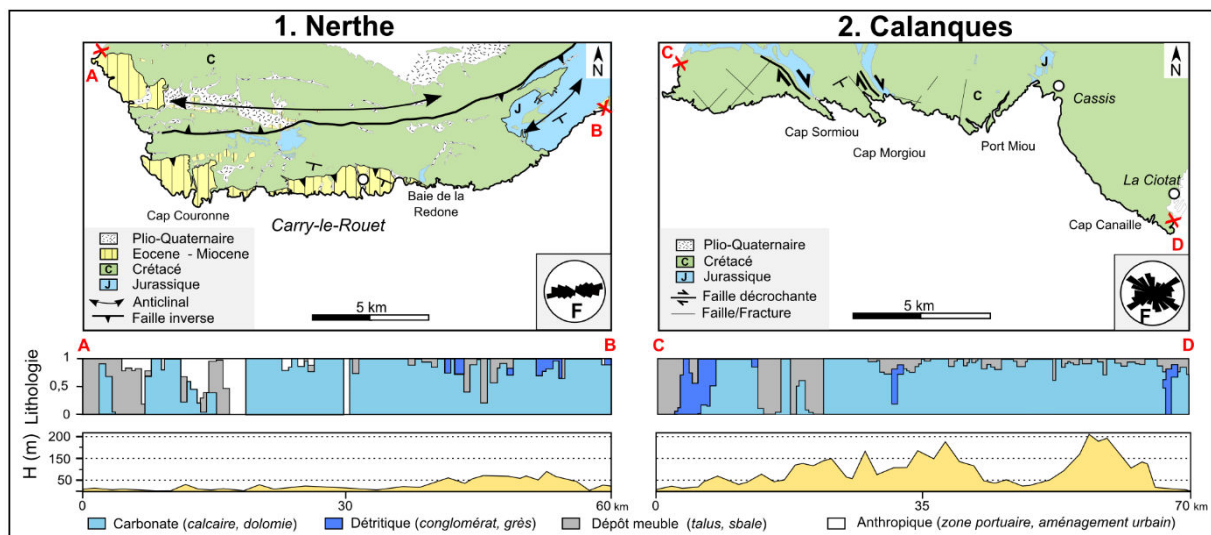


Figure 31. Contexte litho-structural des unités de la Nerthe (1) et des Calanques (2).

⁵⁴ D'où l'appellation de "Calanque" dérivant du provençal "Calenco" qui désigne une crique étroite encerclée de falaises rocheuses très abruptes.

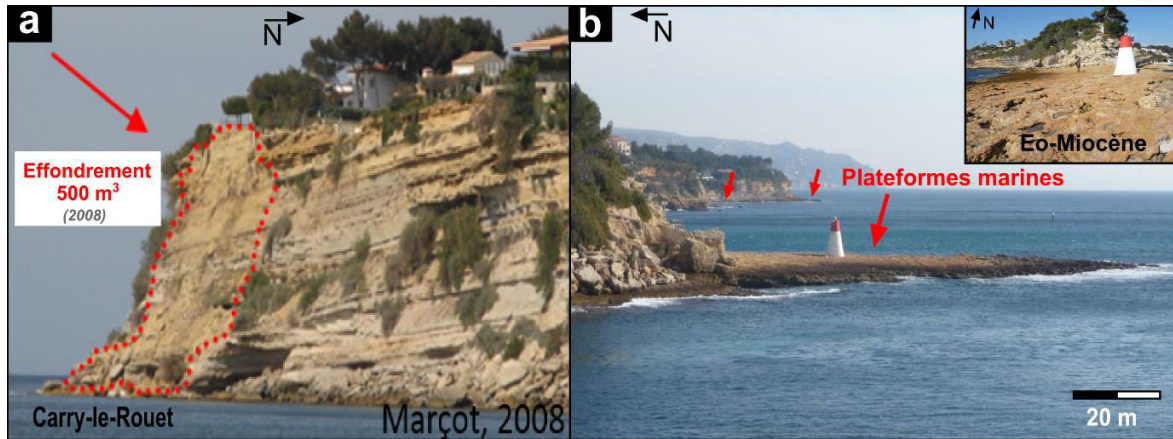


Figure 32. Contexte de l'érosion dans l'unité de la Nerthe (particularité des formations éo-miocènes de la commune de Carry-le-Rouet). a- Effondrement gravitaire produit en 2008 (formations calcaires et sablo-marneuse, quartier de Barqueroute). b- Mises en évidence des plateformes d'érosion (formations carbonatées, entrée du port).

(3) Unité de Toulon (Figure 33) :

L'unité de Toulon correspond au versant Sud des *Monts Toulonnais* qui encerclent la rade de Toulon sur une longueur de 30 km et une largeur de 10 km. Cette unité correspond à une vaste zone de plissement orientée E-O à l'origine du décollement triasique du domaine Provençal sur le socle Hercynien (Tempier, 1987). Elle est donc divisée en deux parties : la partie septentrionale correspond à la zone des chevauchements carbonatés (flanc Sud du synclinal du Beausset, Bertrand, 1887 ; Gouvernet, 1963) alors que la portion méridionale est associée au socle métamorphique déformé (*tectonique de socle*, Bestani et al., *in press*).

Le linéaire côtier s'étend sur 120 km de longueur. Il est majoritairement constitué par des falaises (10 m à 130 m de hauteur), à l'exception de la rade de Toulon qui découpe l'unité cette fois-ci en deux parties longitudinales (Ouest et Est). Les premières falaises apparaissent à l'Ouest sous des formes très altérées dans le domaine de la Provence carbonatée (calcaire/dolomie et quelques alternances marneuses). Puis au niveau du *Cap Sicié* la morphologie côtière se modifie au contact des formations métamorphiques (schiste, phyllade) : les falaises dépassent alors 100 m de hauteur avec un gradient de pente subvertical. A l'Est, au niveau du *Cap de Saint-Mandrier*, se situe la dépression permienne (arkose, grès, pélite). L'ensemble de ces formations se retrouve à l'Est de la rade de Toulon qui semble être découpée selon une érosion différentielle causée par une forte variation latérale lithologique (ex. Marçot et Mathon, 2014).

(4) Unité des Maures (Figure 33) :

L'unité des Maures recouvre la totalité du massif cristallin sur une distance de 50 km de long et un peu moins de 25 km de large. Elle est constituée par les formations métamorphiques (gneiss, schiste, micaschiste) et plutoniques (granitoïde) fortement déformées lors des différentes phases orogéniques (Seyler, 1986 ; Laverne et al., 1997). L'empreinte tectonique présente des plis et foliations très prononcés (pendage subvertical) selon un axe N-S associés à l'orogénèse Hercynienne, alors que les accidents E-O (faille et fracturation) résultent des récentes phases de collisions *Pyrénéo-Provençales* et *Alpines* (ex. Corsini and Rolland, 2009). Ce contexte est à l'origine d'une importante variation latérale des formations cristallines (plus prononcée que l'unité de Toulon).

Le linéaire côtier s'étend sur une longueur totale de 140 km (plus longue section étudiée à l'échelle régionale). L'unité des Maures commence par une côte basse au niveau de la *Pointe de l'Argentière* (Londe-les-Maures). Quant aux premières falaises, elles apparaissent vers le *Cap Bénat* et s'étendent jusqu'à la *presqu'île de Saint-Tropez* en traversant successivement les formations schisteuses et gneissiques. La hauteur des falaises est généralement inférieure à 50 m. On retrouve en pied de falaise de nombreuses plages de poche ou un cordon sableux résultant des processus d'*arénisation* des falaises. Le fort degré de déformation des séries métamorphiques semblerait contrôler la morphologie de la côte selon une érosion différentielle (disposition des caps et baies).

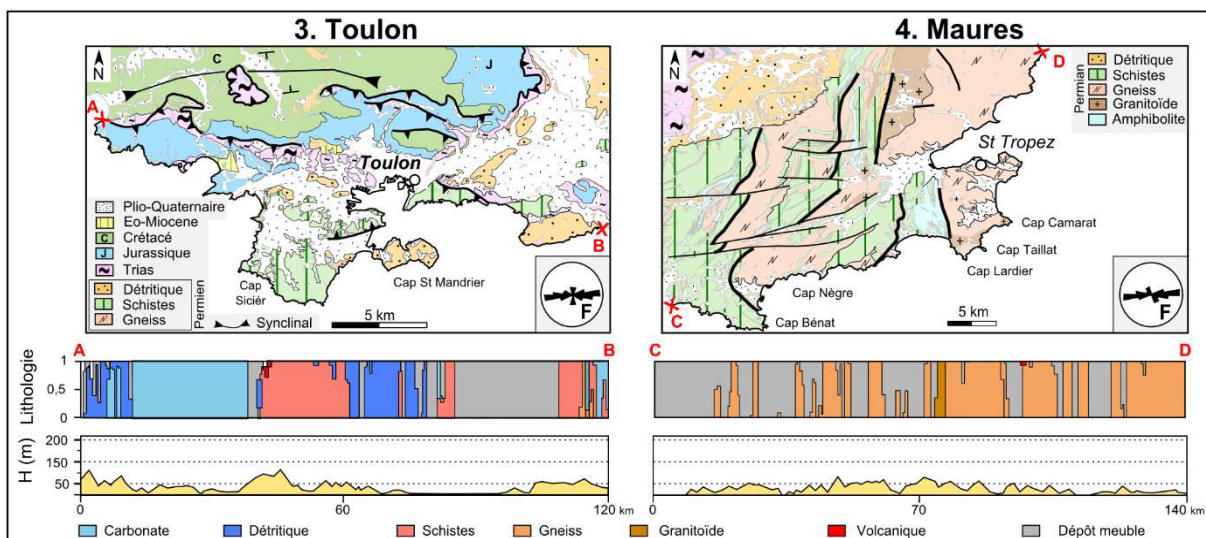


Figure 33. Contexte litho-structural des unités de Toulon (3) et des Maures (4).

(5) Unité de l'Estérel (Figure 34) :

L'unité de l'Estérel correspond au massif volcanique d'âge Permien qui s'étend sur une longueur de 15 km et une largeur de 10 km. Le quart SE est composé de formations détritiques (grès, conglomérat) appartenant à la dépression permienne alors que le reste du massif présente les formations rhyolitiques ("Estérellites") dont la composition chimique correspond à celle d'un granite. Le grain structural dominant est marqué par des accidents E-O et dans une moindre proportion N-S. La longueur du linéaire côtier est de 50 km et est composé par des falaises qui atteignent généralement 50 m de hauteur. Seule l'extrémité Est de l'unité présente des falaises plus élevées (~100 m) au niveau des formations détritiques qui sont affectées par de nombreuses *tafoni* (Marçot et Mathon, 2014). A noter que la côte est caractérisée par un **découpage très dentelé**, probablement associé à un fort contrôle des discontinuités (failles/fractures).

(6) Unité de Nice (Figure 34) :

Enfin, l'unité de Nice correspond au massif des *Préalpes de Nice* qui s'étend sur 20 km de longueur et 8 km de largeur. Le massif est constitué par un vaste domaine de plis et d'écaillés chevauchants reprenant les formations mésozoïques (Jurassique et Crétacé). Le front de mer contient des anticlinaux (*Cap Ferrat* et *Cap de Roquebrune*) qui seraient déconnectés des chevauchements internes par des failles dites "aveugles" (Sonnette, 2012). Les chevauchements internes présentent une tendance NO-SE alors que les zones de décollement sont plutôt orientées NE-SO. La côte est principalement constituée de falaises sur un linéaire de 50 km (portion Nice-Menton pouvant dépasser 150 m de hauteur). Elles découpent les formations carbonatées (Jurassique inférieur et moyen) et traversent les formations volcaniques calco-alcalines (scorie et tuf andésitique du *Cap d'Ail*) mises en place à l'Oligo-Miocène lors de la collision Alpine (Ivaldi et al., 2003).

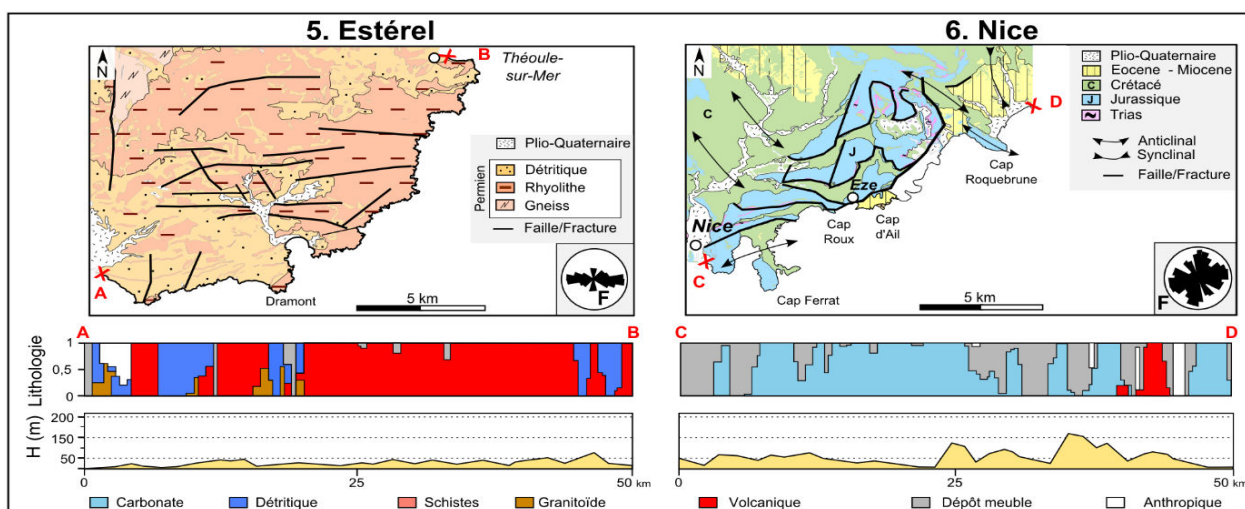


Figure 34. Contexte litho-structural des unités de l'Estérel (5) et de Nice (6).

2. 3. Conditions générales des forçages (précipitations, tempêtes, séismes).

Sous l'influence des variations climatiques (passées et actuelles), l'intensité et la fréquence des forçages naturels varient au cours du temps. Ainsi les falaises des différentes unités litho-structurales sont soumises à la fois aux phénomènes *continus*, *saisonniers*, *chroniques* et *catastrophiques*⁵⁵ qu'il convient d'intégrer dans le but d'appréhender les processus d'érosion. Dans cette section les contextes météo-climatiques qui conditionnent la région PACA sont définis au travers des forçages *subaériens* (précipitations *cf. 2.3.1*) et *marins* (tempêtes et variations du niveau marin *cf. 2.3.2*). Ils sont décrits au travers de quatre fenêtres temporelles : l'expression des phénomènes continus et saisonniers est présentée à l'échelle (1) **annuelle**, alors que celle des phénomènes chroniques et catastrophiques est décrite aux échelles (2) **séculaires**, (3) **millénaires** et (4) **quaternaires**. Par ailleurs compte tenu du caractère sismique de la région, le contexte sismo-tectonique est abordé puisqu'il pourrait déstabiliser les falaises (*cf. 2.3.3*).

2. 3. 1. Contexte subaérien (précipitation).

Le rôle des précipitations dans le processus de l'érosion et du déclenchement des instabilités des falaises est aujourd'hui bien connu (ex. Hampton et Grigs, 2004 ; Costa, 2004 ; Duperré et al., 2004 ; Young et Ashford, 2006 ; Collins et Sitar, 2008 ; Young et al., 2009 ; Kuhn et Prüfer, 2014). L'action principale des pluies sur la déstabilisation des falaises résulte par son principe déclenchant des effondrements gravitaires lors des forts apports hydriques (augmentation de la pression interstitielle de la roche) ainsi que par l'altération au niveau des fractures et la dissolution des ponts rocheux. Compte tenu de la présence d'un relief marqué le long du littoral PACA (massifs côtiers et chaîne Alpine), la pluviométrie est inégalement répartie selon un **gradient Ouest-Est** (Figure 35-a) sous l'action à l'Ouest des *vents dominants* (ex. du *Mistral*) qui assèchent l'atmosphère et à l'Est des *effets de foehn*⁵⁶ qui concentrent plus de précipitations au niveau des Alpes (Panini et Amandier, 2005). Ainsi les précipitations maximales affectent préférentiellement le secteur de Nice (valeur moyenne comprise entre 800 et 1200 mm.an⁻¹) alors que le secteur de la Nerthe subit les précipitations qui comptent parmi

⁵⁵ Les terminologies "**continus**", "**saisonniers**", "**chroniques**" et "**catastrophiques**" sont empruntées aux concepts géomorphologiques proposés par Tricart (1965) dans son ouvrage "Principes et Méthodes de la Géomorphologie".

⁵⁶ L'effet de foehn (ou föhn) est un phénomène météorologique engendré lors de la rencontre d'une circulation atmosphérique avec un relief marqué. L'air localisé sur le versant ascendant subit un refroidissement adiabatique sec à l'origine d'une augmentation de l'humidité jusqu'à condensation (formation de nuages suivi de précipitations).

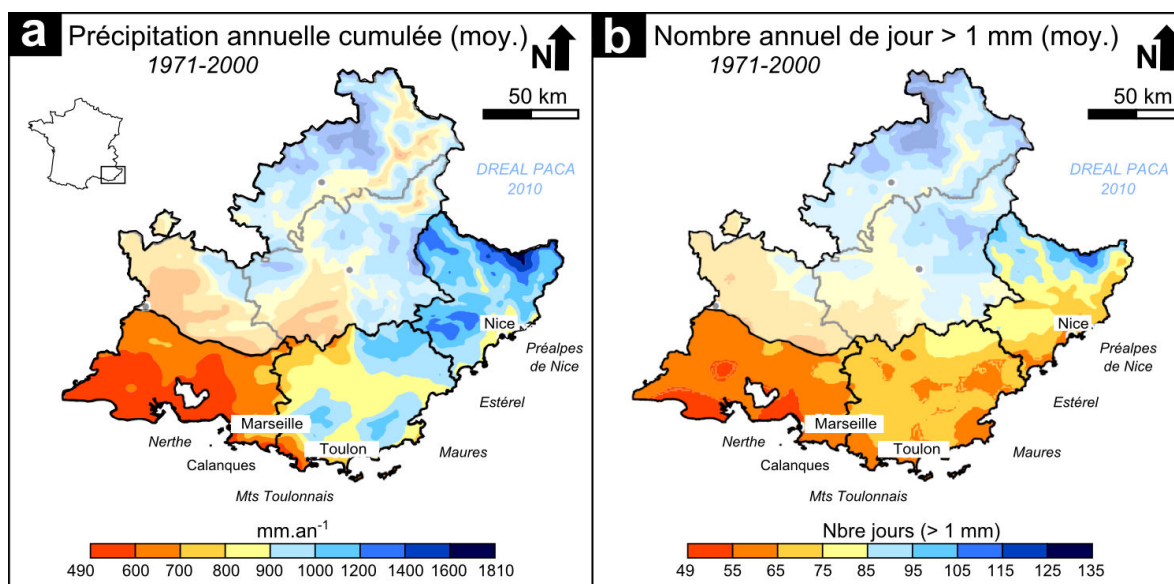


Figure 35. Répartition spatiale des précipitations sur la région PACA. a- Carte des précipitations annuelles cumulées (moyenne entre 1971-2000). b- Carte du nombre de jour contenant des pluies supérieures à 1 mm (moyenne entre 1971-2000).

les plus faibles du territoire métropolitain (moyennes comprises entre 490 et 600 mm.an⁻¹, [Météo France, 2010](#)). Bien que ces dernières valeurs soient relativement faibles, c'est la répartition inégale des pluies au cours de l'année qui caractérise le **régime méditerranéen**.

En effet sur l'ensemble du littoral, les épisodes de pluies sont concentrés en seulement 49-75 jours (*Figure 35-b*), soit l'équivalent au maximum de 2,5 mois de pluie par an qui déversent entre 490 et 1200 mm d'eau. Ceci souligne des phénomènes saisonniers plutôt **extrêmes**. A titre de comparaison les 800 mm.an⁻¹ des précipitations cumulées *en Haute Normandie* (ville de Dieppe subissant environ 130 jours de pluie) sont répartis de manière plus homogène tout au long de l'année (variant entre 51 et 87 mm par mois, [Météo France, 2010](#)).

Le climat méditerranéen s'est progressivement amorcé au cours de l'Holocène depuis près de 10 ka ([Jalut et al., 1997](#) ; [Cacho et al., 2001](#) ; [Sbaffi et al., 2001](#) ; [Rohling et al., 2002](#)), notamment avec la mise en place d'une saisonnalité contrastée des précipitations vers 4,5-4,2 ka et des sécheresses estivales depuis 3,3-1 ka ([Jalut et al., 1997](#) ; [Jalut et al., 2009](#)). Malgré cette tendance établie depuis plusieurs millénaires, la pluviométrie régionale varie d'une année à l'autre (*principe même du climat*). Il convient donc de découpler les occurrences des précipitations selon les **trois échelles temporelles** (*Figure 36*) : *annuelle* (saisonnalité), *séculaire* (pluies historiques) et *millénaire* (grands épisodes des précipitations catastrophiques de l'Holocène). Bien que les précipitations soient inégalement réparties sur le littoral (gradient O-E), le manque d'informations sur l'ensemble du territoire nous contraint à l'utilisation de

données locales. Cette limite nous amène à considérer le régime des forçages d'un point de vue global (basé sur des ordres de grandeur) en supposant que les tendances dominent l'ensemble de la côte régionale.

Au-delà de l'Holocène (vers 11 ka), il est difficile d'établir quelles sont les tendances pluviométriques du Quaternaire, à l'exception de les corréler aux changements climatiques globaux. Dans ce cas nous faisons référence aux courbes des variations eustatiques globales du Quaternaire (présentées ci-dessous dans le contexte marin, *cf.* 2.3.2).

(1) Echelle annuelle (saisonnalité des précipitations) :

Les précipitations **annuelles** (12 mois) sont majoritairement concentrées au cours de l'automne qui connaît le plus souvent des pluies diluviennes⁵⁷ (Lionello et al., 2006). Ce régime méditerranéen pouvant fortement impacter les falaises est mis en évidence dans la *Figure 36-a* qui représente les précipitations mensuelles moyennées sur un intervalle de 90 ans (1923-2013). Elles ont été mesurées sur la station météorologique de Marseille-Marignane.

(2) Echelle séculaire (pluies diluviennes) :

A l'**échelle séculaire** (90 ans, *Figure 36-b*), les données de pluviométries annuelles (station de Marseille-Marignane, 1923-2013) mettent en évidence **sept années** qui s'écartent fortement de la valeur médiane estimée aux alentours de 540 mm.an⁻¹ (quantile 95% \geq 800 mm, ex. 1941, 1951, 1972, 1976, 2002, 2008, 2009). C'est notamment durant une de ces périodes (2008⁵⁸) que s'est produit l'effondrement de 500 m³ de la falaise de Carry-le-Rouet dans le massif de la Nerthe (*Figure 32*). Quant aux fréquences des pluies diluviennes elles sont pour la période 1958-2013 de (*Figure 36-c*) :

- **4 événements** par an pour les épisodes supérieurs à 190 mm avec pour les années records plus de **7 événements** (ex. 1964, 1976, 1977, 1979, 1988, 1994, 1995, 1996, 1997, 1999) voir au maximum **10** en 2003 ;
- **24** par an pour les épisodes compris entre 100 et 150 mm (Météo France, 2010).

Ces pluies **diluviennes** sont donc assez fréquentes dans la région et constituent des éléments potentiellement majeurs sur le déclenchement des instabilités de falaise. Par exemple pour les cas les plus paroxystiques comme en 2010 (ex. crue catastrophique de l'Argens), l'équivalent

⁵⁷ Précipitations supérieures à 200 mm produites en seulement 24 h.

⁵⁸ Deuxième année record avec 991,9 mm (2008).

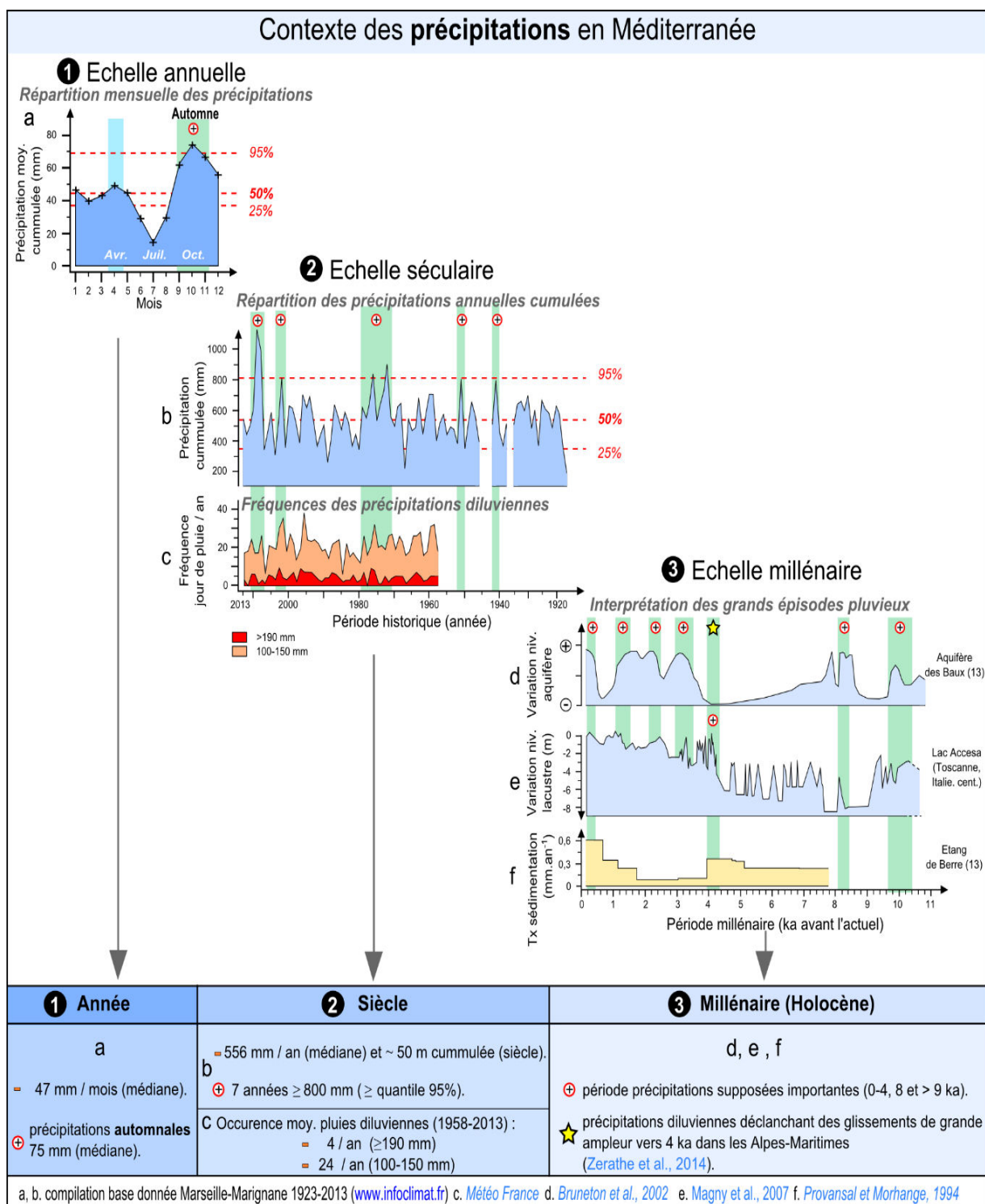


Figure 36. Comportement multi-temporel des précipitations en PACA. a- Répartition mensuelle des précipitations moyennées entre 1923-2003 (échelle annuelle). b- Répartition des précipitations annuelles entre 1923-2003 (échelle séculaire). c- Fréquence des précipitations diluviennes entre 1958-2013 (échelle séculaire). d- Variation du niveau d'eau de l'aquifère des Baux dans les Bouches-du-Rhône (échelle millénaire). e- Variation du niveau d'eau du lac d'Accesa en Toscane (échelle millénaire). f- Taux de sédimentation de l'Etang-de-Berre dans les Bouches-du-Rhône (échelle millénaire).

de près de la moitié des pluies annuelles de la région s'est déversée en seulement 24 h (soit 461 mm).

Ce caractère à la fois **sporadique** et **extrême** fait donc partie intégrante de la composante climatique méditerranéenne à l'échelle séculaire. Les données régionales actuelles ne mettent pas en évidence de tendances à la hausse des précipitations. En revanche sur l'ensemble du bassin Occidental méditerranéen, les tendances sont plus contrastées, avec de légères hausses en Italie et en Espagne (ex. [Alpert et al., 2002](#)) alors que pour le Maghreb elles ne semblent pas évoluer de façon significative (ex. [Tramblay et al., 2013](#) ; [Taibi et al., 2014](#)). La difficulté de déterminer une éventuelle évolution des précipitations est liée au fait que la région est sous l'influence de la combinaison de plusieurs courants atmosphériques comme par exemple le NAO⁵⁹, ([Lopez et al., 2010](#) ; [Brandimarte et al., 2011](#)) l'ENSO⁶⁰, ([Rodo et al., 1997](#) ; [Knippertz et al., 2003](#)) ou le WeMO⁶¹ ([Martin-Vide et Lopez-Bustins, 2006](#)).

(3) Echelle millénaire (période globale des pluies holocènes catastrophiques)

A l'échelle **millénaire** (0-11 ka), les grandes périodes de précipitation sont interprétées à partir de la combinaison des données géomorphologiques (sédimentation, niveaux aquifères ou lacustres) et palynologiques, à la fois régionales⁶² (ex. [Vernet, 1986](#) ; [Laval et al., 1991](#) ; [Provansal et Morhange, 1994](#) ; [Bruneton et al., 2002](#)), avoisinantes en Italie centrale⁶³ (ex. [Magny et al., 2007](#)) et à l'échelle du bassin Occidental méditerranéen⁶⁴ (ex. [Jalut et al., 1997](#) ; [Jalut et al., 1999](#)). Il est important de préciser que les indices paléo-climatiques reflètent seulement des aspects globaux et partiels sans pouvoir réellement distinguer les périodes de *crises climatiques* des *tendances générales*. Par ailleurs les activités agricoles depuis le *Néolithique* perturbent fortement l'interprétation des signaux paléo-climatiques (*bruit anthropique*⁶⁵).

Trois grands épisodes caractérisent le contexte des forçages pluvieux (*Figure 36-d, e, f*) :

- Le début de l'Holocène (8-10 ka) est marqué par d'importantes fluctuations hydrologiques pluri-centennales installées dans un climat plus chaud et moins

⁵⁹ NAO ("North Atlantic Oscillation") désignant les oscillations du système climatique du Nord de l'Océan Atlantique avec une cyclicité d'environ 20-25 ans.

⁶⁰ ENSO ("El Niño-Southern Oscillation") désignant les oscillations du système climatique associé au phénomène El Niño avec une cyclicité allant du quasi-biennal au décennal.

⁶¹ WeMO ("West Mediterranean Oscillation") désignant les oscillations du système climatique propre au bassin occidental de la Méditerranée avec une cyclicité inférieure à 20 ans.

⁶² Sites étudiés en Basse Provence (ex. Maures, Hyères, Sainte-Baume, Sainte-Victoire, Alpilles, Marais-des-Baux, Etang-de-Berre).

⁶³ Site étudié au niveau du lac d'Accesa en Toscane.

⁶⁴ Sites étudiés depuis le Sud de l'Espagne (Padul) jusque dans les Bouches du Rhône (Etang-de-Berre).

⁶⁵ Comme par exemple l'assèchement des marais ou l'érosion des sols liée au défrichement.

contrasté qu'à l'actuel. Le régime des précipitations est relativement **faible** et plutôt réparti tout au long de l'année (Bruneton et al., 2002),

- Puis durant la seconde partie holocène (4-8 ka), la baisse progressive des plans d'eau caractérise une **diminution** conséquente des flux hydriques dont la répartition annuelle semble toujours régulière d'après les taux de sédimentation (Vernet, 1986 ; Bruneton, 1999 ; Jorda, 2000 ; Bruneton et al., 2002),
- Enfin la dernière partie (4-0 ka) présente une rupture avec les anciens systèmes climatiques. La nette remontée des plans d'eau traduit l'installation du climat méditerranéen (Provansal et Morhange., 1994 ; Jalut et al., 1997 ; Bruneton et al., 2002). Cette dernière période jusqu'à l'actuel est affectée par de nombreuses crises érosives des sols associées à l'**agressivité** et à la forte **irrégularité** des précipitations (Provansal et Morhange., 1994 ; Bruneton et al., 2002).

Ces dernières crises pluviométriques auraient déclenché de nombreux glissements continentaux de grandes ampleurs, comme ceux situés dans la région de Grasse (Alpes-Maritimes) (Zerathe et al., 2014) et les Alpes (ex. Panizza, 1996 ; Lateltin et al., 1997 ; Bertolini et al., 2004 ; Prager et al., 2008 ; Borgatti et Soldati, 2010). Le rôle des forçages catastrophiques de type “*pulse*” sur la déstabilisation des falaises doit donc aussi être considéré sur le long terme.

2. 3. 2. Contexte marin (*tempête et variation eustatique*).

L'action des forçages marins dans le processus d'érosion et le déclenchement des instabilités des falaises est aussi assez bien connue (ex. Robinson, 1977 ; Nishi et Kraus, 1996 ; Brossard et Duperret, 2004 ; Hénaff et al., 2002 ; Walkden et Hall, 2005 ; Korgure et al., 2006 ; Erikson et al., 2007). Le principal processus de l'érosion marine est l'impact des vagues qui agissent sur les pieds de falaise par abrasion et arrachement des blocs (formation des sous-cavages). L'établissement du contexte marin a pour objectif de définir le régime des **tempêtes marines** et les **variations du niveau marin** en Méditerranée.

2. 3. 2. a. Tempêtes marines.

Le forçage marin de la côte PACA est principalement associé à l'**action des vagues de tempête** qui peuvent occasionner des surcotes⁶⁶ supérieures à 1 m NGF (ex. Sogreah, 1984 ; Sabatier et al., 2009). En effet compte tenu de la position de la Méditerranée aux latitudes 30-

⁶⁶ Hausse exceptionnelle des eaux par rapport au niveau de base (référence 0 m NGF).

44° ainsi que de la configuration quasi “fermée” du bassin⁶⁷, la mer est caractérisée par un faible régime microtidal oscillant seulement entre +0,40 m et -0,30 m NGF (SHOM, *annuaire des marées 2008*), et un courant marin annuel orienté E-O trop faible⁶⁸ pour engendrer une érosion du littoral (Blanc, 1975 ; Brunnel et al., 2012 ; Gervais, 2012). Les vagues de tempêtes sont donc principalement contrôlées par l'action des **vents dominants**.

L'établissement sur le bassin méditerranéen de systèmes dépressionnaires traversant l'Europe (proche Atlantique, Afrique du Nord, Balkans et Moyen-Orient) génère des cyclogénèses locales favorables aux vents régionaux⁶⁹ (ex. Trigo et al., 2000 ; Nissen et al., 2010). Quant aux reliefs côtiers (cap ou détroit) et continentaux (montagne ou vallée), ils imposent une déviation du vent le long des côtes et amplifient les vitesses par effet “venturi”. Les vents peuvent alors prendre un caractère intense (rafale dépassant 130 km.h⁻¹) qui se renforce au niveau de la côte durant les hivers (Millot, 1990). La région PACA est principalement affectée par trois régimes de vents dont l'impact est inégalement réparti selon l'exposition de la côte (*Figure 37-a*) :

- le **Mistral** et la **Tramontane** prédominent la partie Ouest de la région (Nerthe et Calanques). Le **Mistral** est le vent le plus puissant de secteur N à NO canalisé dans la vallée du Rhône (22 km.h⁻¹ en moyenne et 130 km.h⁻¹ en rafale), alors que la **Tramontane** de secteur O à NO est déviée par les Pyrénées. Ces deux vents peuvent se combiner au niveau de la côte et constituent 35 à 50% du régime annuel ;
- le **Levant** domine plutôt la partie Est de la région (environs de Nice) avec un vent de secteur E à SE (21 km.h⁻¹ en moyenne et 83 km.s⁻¹ en rafale). Sa fréquence est de l'ordre de 5 à 20 % du régime annuel ;
- le **Sirocco** balaye sans prédominance particulière l'ensemble de la région avec un vent très violent en provenance du Sud (Sahara). Sa fréquence est de 10 à 20% du régime annuel.

Quant à la partie centrale de la région (Toulon, Maures et Estérel), elle subit les deux régimes opposés (N à NO et E à SE) qui s'infléchissent en suivant l'orientation de la côte (Brunnel 2012).

⁶⁷ Le bassin méditerranéen est encerclé par des plateaux continentaux étroits avec une seule ouverture sur l'Atlantique située au niveau du détroit de Gibraltar.

⁶⁸ La vitesse moyenne du courant Ligure (direction E-O) est de seulement 0,2 m.s⁻¹.

⁶⁹ Principalement associés aux conditions contrastées entre les régions tempérées du Nord et les régions désertiques du Sud.

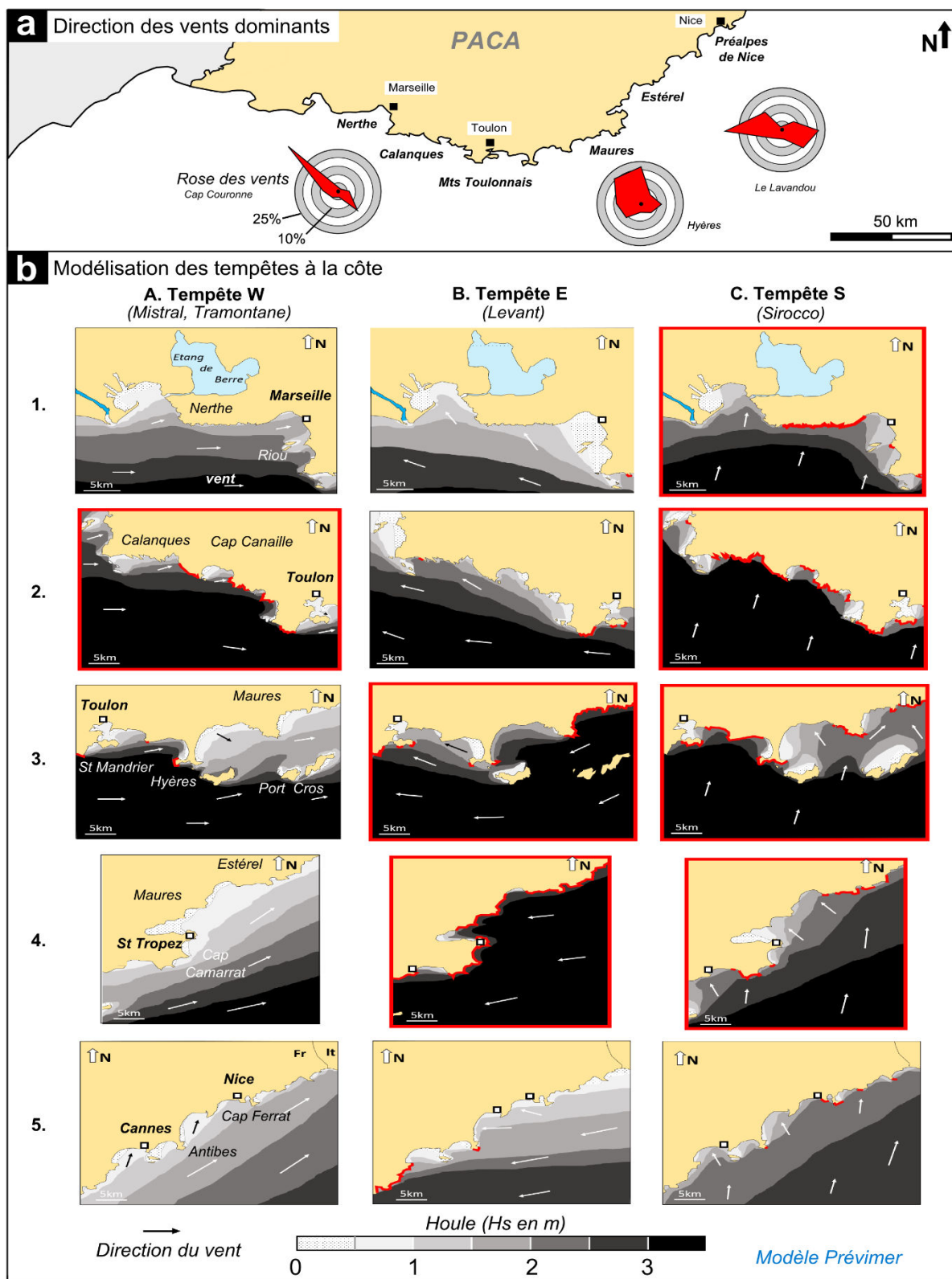


Figure 37. Conditions générales des vents et des tempêtes à l'échelle régionale. a- Rose des vents de la direction et fréquence des vents régionaux (d'après Météo France dans Brunel, 2012). b- Modélisation de l'agitation des vagues sur la côte lors des épisodes de tempêtes contenant une houle au large supérieure à 2,5 m de Hs (modèle Prévimer des situations de tempêtes A. Mistral et Tramontane du 26/12/2013, B. Levant du 18/11/2013 et C. Sirocco du 25/12/2013).

En période calme la hauteur significative moyenne de la houle (H_s) dépasse rarement 1 m. Elle est donc bien inférieure à une houle résiduelle atlantique qui peut être au minimum de 2 m (ex. Augris, et al., 2004 ; Queffeuilou et Bentamy, 2007). Cependant ce caractère **continu** laisse place à de violentes tempêtes lorsque les rafales de vent dépassent la vitesse de 90 km.h⁻¹ (ex. Tabeaud, 1995). L'état de la mer au large présente des déferlements en rouleaux intenses et brutaux, et une houle en très grosse lame caractéristique des mers *fortes* (H_s de 2,4 à 4m) voire *très fortes* (H_s de 4 à 6m). Dans certains cas plus exceptionnels, la Méditerranée peut prendre une envergure de type océanique ($H_s > 6m$), comme lors de la tempête de janvier 1994 avec une H_s de **7 m** mesurée au large de Marseille. Toutefois les périodes significatives (T_s) dépassent rarement 10 secondes en raison du faible *fetch*⁷⁰ du bassin (ex. Bowman et Goldsmith, 1983 ; Mendoza et Jimenez, 2006 ; Ciavola et al., 2007 ; Gervais, 2012). A titre de comparaison, le record de la plus forte houle mesurée *in-situ* est détenu par l'océan Atlantique avec une H_s de 17,2 m pour une T_s de 25 secondes (SO de l'Irlande, en 2007). La hauteur de la plus haute vague associée à cette houle a été estimée à 36 m, soit un immeuble de 12 étages (MET Eiran, 2007 ; Hanafin et al., 2012).

Compte tenu de la variabilité des vents et du faible *fetch*, les houles de tempête sont très inconstantes et affectent préférentiellement une seule façade littorale à la fois (ex. Gervais 2012). Or les mesures de houle au large ne permettent pas d'appréhender précisément le climat d'agitation au niveau de la côte qui peut parfois déferler avec des vagues de plus de 6 m (*Figure 38*). En effet la morphologie découpée du littoral PACA perturbe localement le régime des houles (ex. baies, caps, îles, bathymétrie et orientation générale). Pour ces raisons l'utilisation des modèles hydrodynamiques permet d'approcher les conditions d'agitations au niveau de la côte. La *Figure 37-b* présente des modélisations de hauteurs de houle engendrées sur la région lors des trois principaux régimes de tempête (Ouest pour le *Mistral* et la *Tramontane*, Est pour le *Levant* et Sud pour le *Sirocco*). Les impacts sur la côte sont définis à partir du modèle *PREVIMER*⁷¹ pour des conditions de houles au large comprises entre 2,5 et 3 m de H_s :

- Indépendamment du régime de tempête, moins de 40% du linéaire côtier (soit moins de 240 km) est affecté par des vagues supérieures ou égales à 2 m de H_s (en rouge),

⁷⁰ Le *fetch* défini la surface du plan d'eau sous l'emprise du vent pouvant générer une houle.

⁷¹ *PREVIMER* (Observatoire et prévision côtière) est un outil expérimental de modélisation de l'état de mer (résolution 200 x 200 m) en partenariat entre le Service Hydrographique de la Marine, Météo France, l'Institut de Recherche pour le Développement, l'Institut Universitaire Européen de la Mer et le Technopôle Brest Iroise.



Figure 38. Déferlement sur la côte azurée d'une vague de plus de 6 m de hauteur au niveau de Cannes (Cannes, 06, coup de mer du 08/11/2011). a, b, c, d- Différentes étapes⁷² chronologiques du déferlement de la vague.



Figure 39. Episode de surcote sur la Promenade des Anglais à Nice⁷³ (coup de mer du 04/05/2010).

notamment au niveau des caps rocheux (ex. Canaille, Sicié, St Mandrier, Camarat, Antibes, Cap-Ferrat). Par contre les îles assurent une protection en atténuant l'agitation à seulement 0,5 m de H_s (ex. Riou, Hyères, Port-Cros, Levant, Sainte-Marguerite) ;

- L'impact engendré sur les façades littorales dépend en grandes partie de l'orientation de la côte par rapport à la houle. 28% du linéaire (soit ~168 km) est affecté par les

⁷² Image extraite de la vidéo (MYTF1News) : <http://videos.tf1.fr/infos/2011/houle-en-mediterranee-les-images-impressionnantes-d-un-internaute-6814256.html>.

⁷³ Image extraite de la vidéo (YouTube) : <https://www.youtube.com/watch?v=mFRFd8N7OCM> (auteur Marzin Zana).

tempêtes de Sirocco sur l'ensemble régional (provenant du Sud), 20% (~120 km) est affecté notamment sur les parties centrales et Est (Toulon à Menton) par les régimes du Levant (Est) à l'origine de forts épisodes de surcotes (Figure 39) et finalement 5% de la côte est affectée surtout à l'Ouest (Calanques à Toulon) par les régimes du Mistral/Tramontane (Ouest).

Dans l'objectif d'appréhender le comportement des falaises face aux forçages marins, nous proposons de caractériser l'intensité et la fréquence des tempêtes selon les **trois échelles temporelles** (Figure 40) : *annuelle* (saisonnalité du régime de la houle), *séculaire* (tempêtes historiques) et *millénaire* (grands épisodes des tempêtes catastrophiques holocènes). Bien que l'impact des tempêtes soit inégalement réparti sur le littoral, le manque de mesures continues est un problème récurrent (ex. [Webtser et al., 2005](#) ; [Emanuel, 2006](#) ; [Landsea et al., 2006](#)) qui nous contraint à utiliser des données locales. Ainsi comme pour les précipitations, le forçage marin est interprété d'un point de vue global en supposant une expression générale établie sur l'ensemble régional.

(1) Echelle annuelle (saisonnalité de la houle et des tempêtes) :

A l'**échelle annuelle** (12 mois), la période des plus fortes houles se concentre pendant l'hiver (quantile 95% ≥ 2 m de H_s) avec des vagues sur la côte comprises entre 0,5 m et plus de 2 m de hauteur (ex. [Millot, 1990](#) ; [Ciavola et al., 2007](#) ; [Sabatier et al., 2009](#) ; PREVIMER). Le régime des plus fortes houles couvre moins de 20 jours par an avec seulement 1% des houles au large avoisinant 4 m de H_s . Ce régime saisonnier est mis en évidence dans la Figure 40-a qui représente la distribution journalière des houles annuelles situées au large de Marseille (bouée du Planier 2013, [CANDHIS](#)).

La Méditerranée apparaît donc comme une mer calme ([Guizen, 2009](#)) par rapport à la Manche ou l'océan Atlantique. Toutefois elle est occasionnellement perturbée au cours des hivers, qui peuvent présenter quelques épisodes plus puissants à l'échelle historique, notamment lors des coups de vents SO à SE⁷⁴ (ex. [Sabatier et al., 2009](#)).

(2) Echelle séculaire (tempêtes historiques) :

A l'**échelle séculaire** (Figure 40-b, c), les épisodes de tempêtes sont interprétés à partir des surcotes mesurées en Camargue (1905-2003 soit 98 ans, ex. [Suanez et al., 1997](#) ;

⁷⁴ Communément appelés dans la région "coup de Largade" venant surtout du Golfe du Lyon.

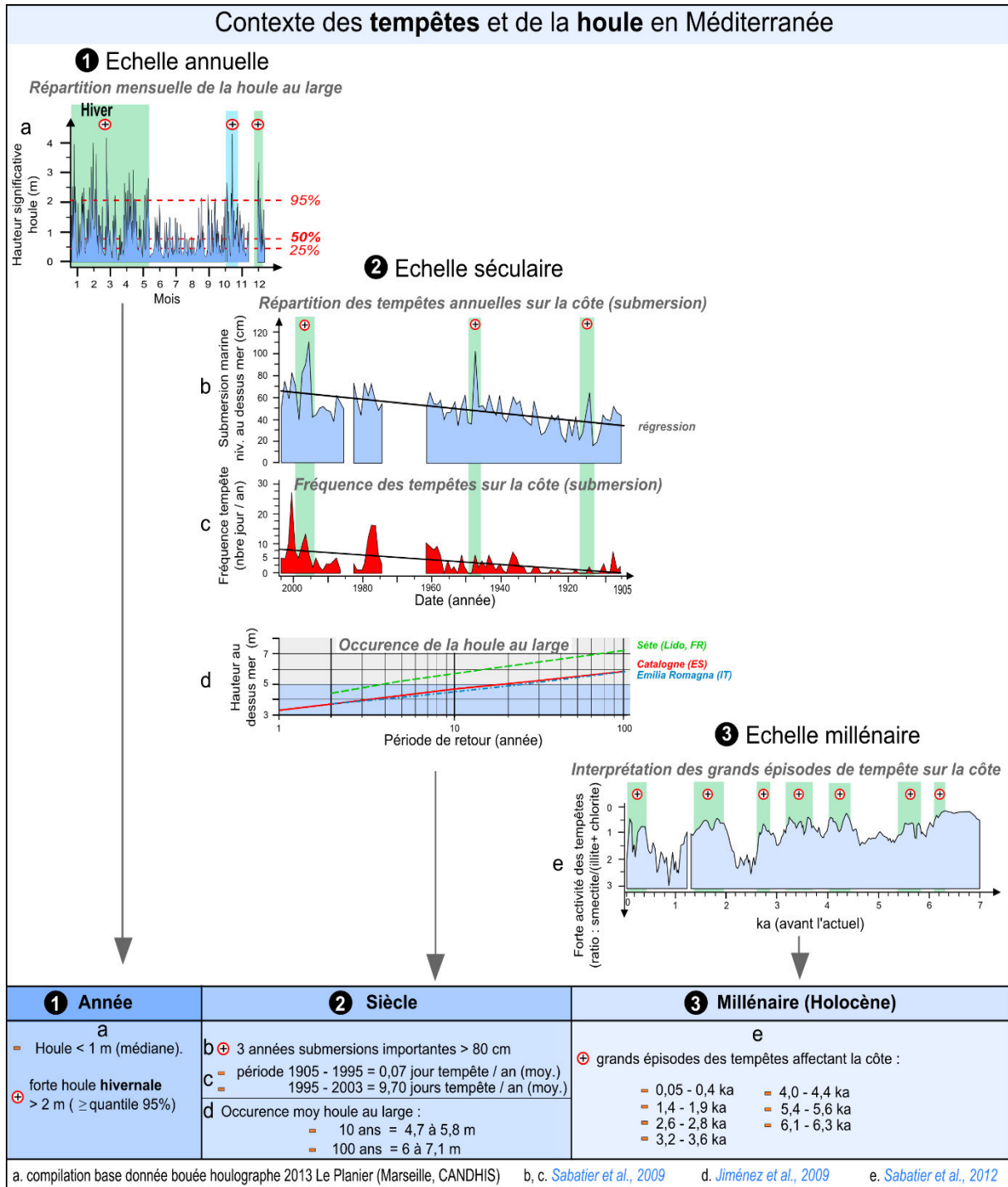


Figure 40. Comportement multi-temporel des tempêtes sur la côte et de la houle au large en Méditerranée Occidentale. a- Répartition mensuelle de la houle au large de Marseille (échelle annuelle). b- Répartition des tempêtes annuelles occasionnant des surcotes en Camargue sur la période 1905-2003 (échelle séculaire). c- Fréquence des tempêtes à l'origine des surcotes en Camargue sur la période 1905-2003 (échelle séculaire). d- Période de retour de la hauteur des houles au large de la Méditerranée Occidentale, portion Septentrionale (échelle séculaire). e- Variation du ratio [smectite/ (illite + chlorite)] contenu dans les sédiments du lagon de Pierre Blanche (Golfe-du-Lyon) permettant d'identifier les grands épisodes de tempêtes (échelle millénaire).

Brunel et Sabatier, 2009 ; Sabatier et al., 2012). Durant le XX^e siècle, on peut constater une légère augmentation de l'intensité des tempêtes (représentée par une hausse des surcotes de 3 mm.an⁻¹) qui s'accompagne aussi par des fréquences plus importantes : entre 1905-1962 on compte moins de 10 surcotes supérieures à 0,4 m alors qu'entre 1974-2003 les fréquences sont comprises au maximum entre 12 et 25 épisodes. Seulement trois grands événements de tempêtes historiques ont marqué le siècle : 1915, 1947, 1994 (Sabatier et al., 2009).

Ces données sont en accord avec le calcul des périodes de retours des houles situées au large de la Méditerranée et en Adriatique (Jiménez et al., 2009 ; Gervais, 2012). L'occurrence des tempêtes est (Figure 40-d) :

- **annuelle** pour des houles de 3 m de H_s (vagues déferlant sur la côte inférieures ou égales à 2 m) ;
- **décennale** pour des houles comprises entre 4 et 6 m (vague de plus de 2 m sur la côte) ;
- **centennale** pour des houles supérieures à 6 m.

Ainsi les tempêtes ayant potentiellement impactées les pieds de falaise au cours du siècle sont composées de 100 épisodes avec des vagues inférieures ou égales à 2 m (régime saisonnier) et de 11 épisodes de vagues supérieures à 2 m (régime plus intense).

(3) Echelle millénaire (période globale des tempêtes catastrophiques Holocènes) :

A l'échelle millénaire (0-7 ka), les épisodes de tempêtes sont communément interprétés à partir de la nature des sédiments établis sur des plages ou des lagons (ex. Collins et al., 1999 ; Donnelly, 2005 ; Frappier et al., 2007 ; Sabatier et al., 2008 ; Woodruff et al., 2009). Pour cette raison les paléo-tempêtes méditerranéennes ont été déterminées à partir de la teneur minéralogique (ratio *smectite* / [*illite* + *chlorite*])⁷⁵ contenue dans les dépôts du lagon de Pierre-Blanche (Golfe-du-Lyon) et datées au ¹⁴C (Sabatier et al., 2012). A l'exception des 500 dernières années, les marqueurs sédimentaires reflètent uniquement des périodes globales de forçages extrêmes, sans pouvoir individualiser chacune des tempêtes.

La Figure 40-e met en évidence **sept grands épisodes** de surcotes ayant affectés la région depuis que la dernière transgression marine avoisine le niveau actuel (~ 5-6 ka). Ces épisodes seraient de nature extrême puisqu'ils auraient engendré une érosion très intense sur les plages (périodes de 6,3-6,4 ; 5,6-5,4 ; 4,4-4 ; 3,6-3,2 ; 2,8-2,6 ; 1,9-1,4 et 0,4-0,05 ka BP). D'ailleurs Vella et al. (2011) a notamment daté au ¹⁴C des méga-blocs de plus 33 tonnes projetés

⁷⁵ Les faibles valeurs du ratio (proche de 0) sont associées à un épisode de tempête.

au-dessus de 3 m d'altitude entre $0,45 \pm 0,03$ ka et $4,2 \pm 0,35$ ka BP (portion Ouest du massif de la Nerhte). Enfin nous relevons qu'au cours de la dernière période (0.4-0.05 ka) trois tempêtes peuvent être clairement individualisées : en 1742, 1848 et 1893 (Sabatier et al., 2008).

Ces épisodes de tempêtes plus catastrophiques aux échelles millénaires seraient engendrés lors d'importants contrastes thermiques entre la Méditerranée et l'Atlantique (Raible et al., 2007 ; Sabatier et al., 2012). Ainsi les périodes d'aridification en Méditerranée (ex. Jalut et al., 2000) et de refroidissement en Atlantique (ex. Bond et al., 2001) auraient pu favoriser l'établissement de vents plus fréquents et plus intenses sur la région (Goy et al., 2003 ; Zazo et al., 2008). Compte tenu de leur forte intensité, il est possible de supposer que l'impact des vagues devait être tout aussi conséquent sur les pieds de falaise. La question du type de réponse de l'érosion des falaises face à ces amplifications marines doit être considérée dans un contexte d'une évolution climatique permanente.

2. 3. 2. b. Variations du niveau marin.

Les variations eustatiques déterminent la zone d'action des tempêtes sur les falaises (Adam et al., 2002 ; Trenhaile, 2002 ; Hamson et al., 2008). Afin de mieux intégrer les régimes d'oscillations du niveau marin, nous les présentons selon les **trois échelles temporelles** (Figure 41) : (1) *annuelle* (régime microtidal), (2) *séculaire* (hausse contemporaine du niveau marin) et (3) *millénaire à Quaternaire* (variations eustatiques globales).

(1) Composante annuelle à (2) séculaire (du faible régime microtidal à la hausse du niveau marin) :

A l'échelle annuelle le niveau du rivage PACA oscille faiblement autour d'une amplitude d'environ 15 cm (régime microtidal, Figure 41-a). Même lors des marées exceptionnelles de vives eaux, les niveaux extrêmes sont seulement compris entre +0,40 m et -0,30 m NGF (SHOM, annuaire des Marées, 2008).

De même à l'échelle séculaire (120 ans), les enregistrements du marégraphe de Marseille (Figure 41-b) mettent en évidence une hausse du niveau marin inférieure à 20 cm entre 1885 et 2005 (Guéry et al., 1981 ; Suanez et al., 1997 ; Brunel, 2010). Cette évolution est aussi caractérisée par la migration verticale des populations biologiques *Lithophyllum* installées à la base des falaises de La Ciotat (Morhange et al., 2001). Malgré une variabilité intra-annuelle de quelques centimètres, trois périodes intermédiaires caractérisent cette tendance à la hausse :

une augmentation de +8 cm (1885-1955), une baisse de -3 cm (1955-1975) et une nouvelle hausse de +7 cm (1975-2005). Ces comportements intermédiaires seraient associés à des oscillations cycliques modulées par des variabilités climatiques intra-séculaires (Suarez et al., 1997). Quant à la hausse globale d'environ 1 mm.an⁻¹ au cours du XX^e siècle, elle est en accord avec les mesures satellites effectuées depuis les années 1990 sur les océans du globe qui présentent une augmentation moyenne de 3,1 mm .an⁻¹ (ex. Legos/CNES, 2006 ; Nerem et al., 2006).

Cette légère élévation marine serait contrôlée par la fonte des glaces du globe et par des fluctuations météorologiques et climatiques très contrastées (annuelles à séculaires). En effet la moitié du signal de l'élévation marine serait liée aux variations des échanges entre l'Océan Atlantique et la Méditerranée (*détroit de Gibraltar*), à l'évaporation et aux précipitations (Larnicol et al., 2002). Quant à l'autre moitié elle serait associée aux effets thermiques (dilatation/contraction) entre l'atmosphère et la mer (Cazenave, 2004).

Bien que ces variations inférieures à 0,5 m (annuelles et séculaires) constituent une problématique majeure pour l'érosion des plages (ex. Jeftic et al., 1992 ; Jimenez et Sanchez-Arcilla, 1997 ; Sabatier et al., 2008 ; Brunel et Sabatier, 2009 ; Sabatier et al., 2012 ; Brunel 2012 ; Gervais, 2012), elles apparaissent trop faibles pour impacter les falaises qui possèdent des parois plutôt subverticales. Cependant la tendance à la hausse doit être considérée dans le but d'intégrer les futures conséquences des 100 prochaines années. En effet les modèles les plus pessimistes prévoient une augmentation de presque 1 m pour l'horizon 2100 (ex. Church et al., 2006, AR4 IPCC, 2007 ; GIEC, 2013), ce qui décalerait la zone d'action des vagues sur des portions de falaise qui sont aujourd'hui encore peu affectées.

(3) Composante millénaire (Holocène) à Quaternaire :

A l'échelle **millénaire/Quaternaire** (0-450 ka), les variations eustatiques sont interprétées à partir des courbes du niveau marin relatif à l'actuel (*Figure 41-c et d*).

La période millénaire est abordée à partir du **report topographique des paléo-rivages holocènes**⁷⁶ (ex. Laborel et al., 1994 ; Vella et Provansal, 2000 ; Mohrange et al., 2001 ; Lea et al., 2002 ; Waelbroeck et al., 2002 ; Sidall et al., 2003). Les variations marines **holocènes** sont dans ce cas obtenues en interpolant la position des marqueurs paléo-marins dans le temps (éro-

⁷⁶ Ce type de courbe est dénommé RSL "Relative Sea Level".

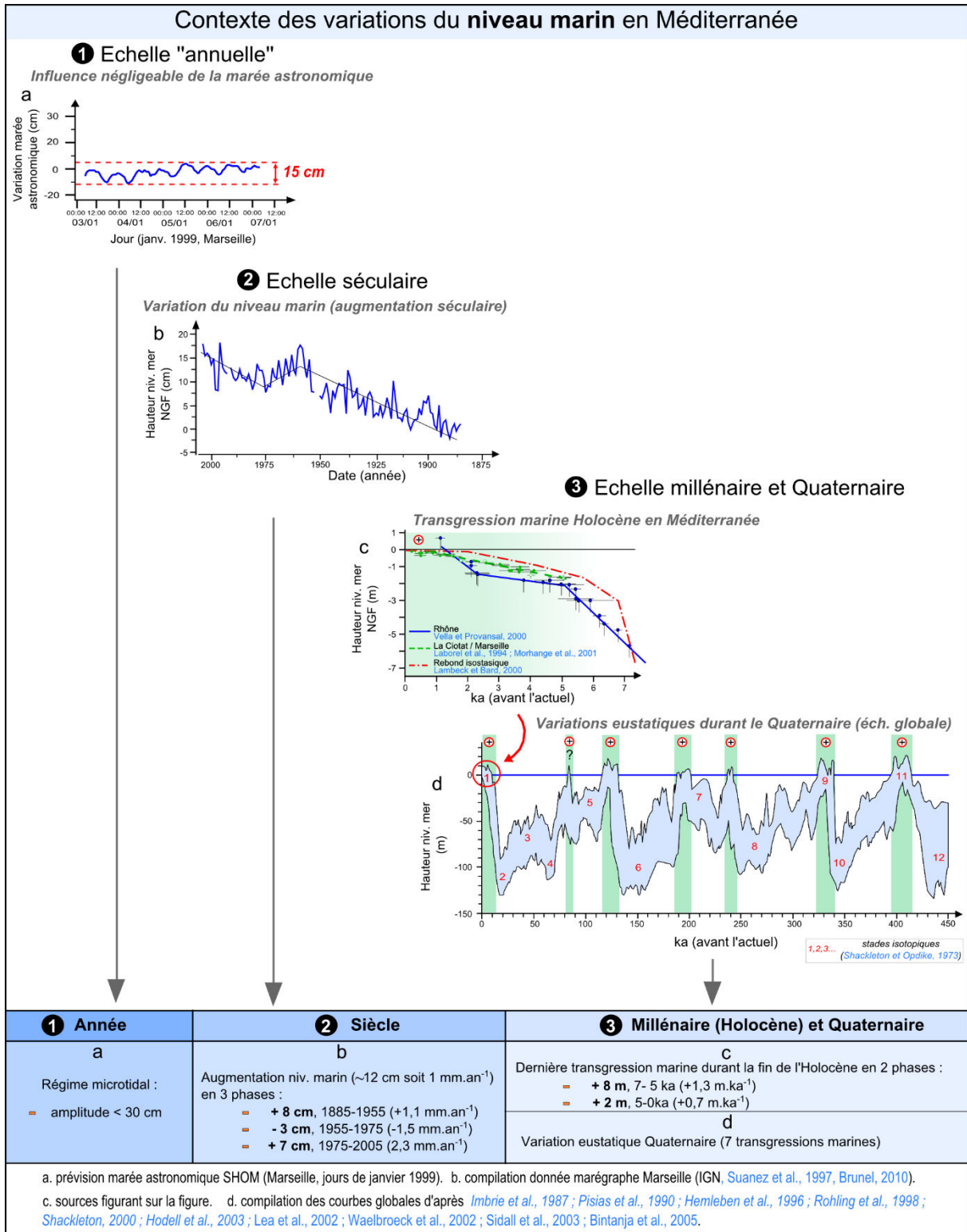


Figure 41. Comportement multi-temporel des variations du niveau marin en Méditerranée Occidentale, portion Septentrionale. a- Extrait de la variation journalière sous l'influence de la marée astronomique au niveau du port de Marseille (échelle "annuelle"). b- Hausse du niveau marin entre 1885-2005 (échelle séculaire). c- Compilation de plusieurs courbes du niveau marin traduisant la phase terminale de la dernière transgression marine Holocène (échelle millénaire). d- Enveloppe des bornes minimales et maximales des 10 courbes eustatiques globales les plus courantes ente 0-450 ka BP (échelle Quaternaire).

sion, dépôts et bio-constructions) par rapport au niveau actuel (*altitude* ou *profondeur*). La méthode est donc basée sur la connaissance au préalable des âges absolus des marqueurs (*datation absolue*) et en supposant que les mouvements tectoniques côtiers (*uplift* ou *subsidence*) soient constants sur la période étudiée (ex. Chapell et Shackleton, 1986 ; Pirazzoli, 1993, 1996 ; Lambeck et Bard, 2000). Cependant l'incertitude des variations marines augmentent au court du temps (Chapell et Shackleton, 1986 ; Pirazzoli, 1996) puisque l'érosion efface progressivement les marqueurs marins (Caputo, 2007) et que les mouvements tectoniques ne sont pas forcément constants (ex. Saillard, 2008).

Dans la région, la principale variation de l'Holocène est marquée par la dernière transgression marine du Quaternaire amorcée à la fin du Maximum Glaciaire (18 ka, niveau marin situé à -105/115 m, Pirazzoli, 1996 ; Vella, 1999 ; Morhange, 1996 ; Lambeck et Bard, 2000 ; Morhange et al., 2001) dans un contexte d'un faible soulèvement tectonique compris entre $0,02 \text{ mm.an}^{-1}$ à l'Ouest et $0,05 \text{ mm.an}^{-1}$ à l'Est (Lambeck et Bard, 2000 ; Collina-Girard, 2002 ; Dubar et al., 2008). La *Figure 41-c* présente l'évolution de la dernière transgression marine qui a affecté la côte PACA (7-0 ka) avec une incertitude sur son repositionnement⁷⁷ comprise entre 0,5 et 1 m. Pendant la première phase holocène (7-6 ka), la hausse est assez régulière avec une progression d'environ 2 mm.an^{-1} (passant de -6 à -2 m). Quant à la seconde phase, la fluctuation est plus controversée en proposant soit une hausse continue mais plus faible jusqu'à l'actuel ($\leq 0,4 \text{ mm.an}^{-1}$, Laborel et al., 1994 ; Lambeck et Bard, 2000 ; Morhange et al., 2001) ou bien une stabilisation autour de -2 m durant plusieurs millénaires (entre 5 et 2 ka) avant de subir une dernière hausse de $0,7 \text{ mm.an}^{-1}$ pour atteindre le niveau actuel vers 1 ka (Vella et Provansal, 2000).

Quant aux variations eustatiques globales des derniers 450 ka du Quaternaire, elles sont analysées à partir de la **conversion des courbes isotopiques globales** ($\delta^{18}\text{O}$) provenant des carottes glaciaires et marines⁷⁸ (ex. Imbrie et al., 1984 ; Pisias et al., 1990 ; Hemleben et al., 1996 ; Rholing et al., 1998 ; Shackleton 2000., Hodell et al., 2003). Dans ce cas c'est l'interpolation dans le temps des teneurs du $\delta^{18}\text{O}$ avec des niveaux marins connus qui est utilisée (ex. valeur actuelle associée à 0 m d'altitude ou valeur du dernier maximum glaciaire associée à -130 m de profondeur). Cependant une variation de seulement 0.1% de la teneur du $\delta^{18}\text{O}$ peut engendrer une incertitude d'environ 10 m sur le repositionnement des paléo-niveaux

⁷⁷ L'incertitude du positionnement des paléo-niveaux marins est associée à la fois à la tranche verticale des habitats écologiques (ex. coquillage, fossile) ou des marqueurs d'érosion (sous-cavage) ainsi qu'à la méthode de mesure altimétrique *in-situ* (ex. carte topographique et bathymétrique, GPS, manomètre).

⁷⁸ Ce type de courbe est dénommé RSL-dérivé.

marins (Shackleton et Opdyke, 1973 ; Chapell et Shackleton, 1986 ; Labeyrie et al., 1987 ; Shackleton, 2000 ; Lea et al., 2002 ; Jouzel et al., 2002 ; Hodell et al., 2003). Or la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ peut varier en fonction des paramètres qui ont conditionné les enregistrements isotopiques, tels que les paléo-températures de l'eau ou les différentes teneurs isotopiques entre le cœur et la partie externe des calottes glaciaires. Ces enregistrements ne permettent donc pas toujours une conversion linéaire du niveau marin (Bintanja et al., 2005). D'ailleurs certains auteurs ont estimé que les incertitudes sur la position des courbes pourraient être inférieures ou égales à ± 22 m au cours des derniers 450 ka (Rohling et al., 1998 ; Leal et al., 2002 ; Waelbroek et al., 2002 ; Sidall et al., 2005).

Pour ces raisons la *Figure 41-d* représente l'enveloppe globale des bornes minimales et maximales des dix courbes eustatiques les plus couramment utilisées dans la littérature. Malgré des tendances similaires associées aux cycles majeurs du Quaternaire (transgression et régression), les bornes extrêmes possèdent des variations significatives sur plus de 35 m (Caputo 2007). Ainsi nous ne retiendrons uniquement les tendances eustatiques majeures : soit au moins six maxima marins ayant pu contrôler les modes de formations primaires ou secondaires de la côte régionale, ainsi que la mise en place des plateformes de la Nerthe.

2. 3. 3. *Cadre sismo-tectonique.*

La relation entre sismicité et déclenchement/initiation des mouvements de versants est aujourd'hui bien établie (ex. Crozier et al., 1994 ; McCalpin et Hart, 2003 ; Jibson et al., 2006 ; Lebourg et al., 2014) et peut par conséquent affecter les falaises (ex. du séisme de Loma Prieta de 1989 en Californie, Griggs et Plant, 1998 ; Hapke et Richmond, 2002). En effet des déclenchements de grands mouvements gravitaires sont observés lors de certaines ruptures sismiques majeures (ex. $M_w > 7.5$) dans un rayon de 100 km autour de l'épicentre (ex. Keefer, 1994 ; Tibaldi et al., 1995 ; Jibson et al., 2004 et 2006). Il est donc important d'établir quel est le cadre sismo-tectonique qui caractérise la région tout en considérant ce rayon aux abords de la côte PACA. Pour rappel, la portion méridionale de la région contient des systèmes de failles tectoniques caractérisés par une activité récente au niveau des extrémités Ouest et Est (*Figure 42*).

La **portion Ouest** (environs des massifs de la Nerthe et des Calanques) est sous l'influence du système de la Faille de la Moyenne Durance (FMD). Elle est considérée comme

une rampe latérale (pendage 60° vers l'Ouest, [Benedicto et al., 1996](#) ; [Roure et Coletta, 1996](#) ; [Cushing et al., 2008](#)) qui présente un jeu décrochant sénestre à composante inverse ([Baroux et al., 2001](#) ; [Cushing et Bellier, 2003](#)). Près de dix segments d'une longueur de 10 km composent la FMD ([Cushing et Bellier, 2003](#) ; [Cushing, 2008](#)) qui est relayée au Sud par la Faille d'Aix-en-Provence (FA) jusqu'à la Nerthe sur un linéaire de 90 km ([Guignard et al., 2005](#)). L'activité sismique est mise en évidence depuis le Quaternaire récent jusqu'à l'actuel. Par exemple entre 26 et 9 ka un paléo-séisme de magnitude 6,5 se serait produit au niveau de Valveranne ([Sévrier et al., 1997](#)) et durant les 500 ans dernières années on compte au moins 11 séismes historiques réguliers (ex. 1509, 1708, 1812, 1913...) caractérisés par une sismicité modérée avec une intensité MSK supérieure ou égale à VI (dommages importants sur les bâtiments). Le dernier séisme le plus puissant est celui de Lambesc (1909) avec une intensité MSK de IX-X (magnitude équivalent à 6,2). Quant à l'activité actuelle (post 1962), elle présente une microsismicité inférieure ou égale à une magnitude de 4,5 (ex. [Volant et al., 2000](#) ; [Cushing et al., 2008](#)). La déformation active semble se transférer faiblement vers le Sud (en direction de la côte) via la FA avec des vitesses de l'ordre de 0,01 à 0,1 mm.an⁻¹ ([Baroux, 2000](#) ; [Siame et al., 2004](#) ; [Guignard et al., 2005](#) ; [Cushing et al., 2008](#)).

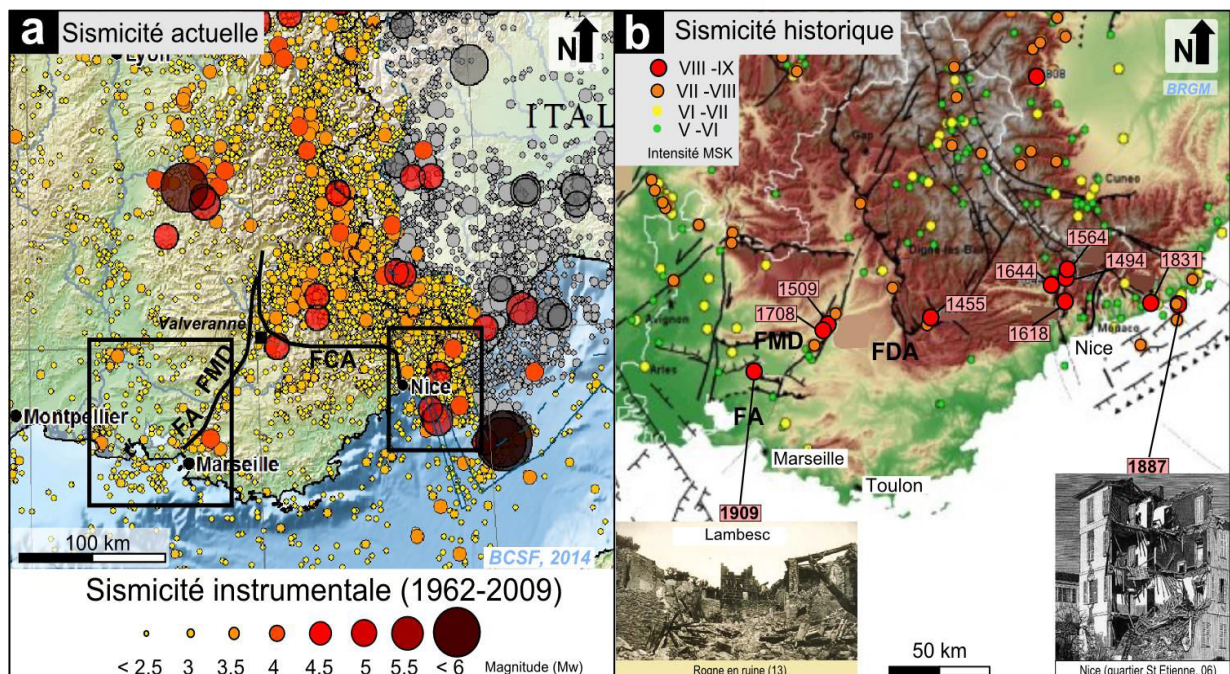


Figure 42. Contexte sismo-tectonique en région PACA. a- Répartition spatiale de l'activité sismique mesurée entre 1962-2009 (échelle en magnitude, modifié de [BSCF, 2014](#)). b- Répartition spatiale de l'activité sismique historique mettant évidence des séismes entre 1455 et 1909 (échelle en intensité MSK, modifié de [BRGM](#)).

Quant à la **portion Est** (massif Subalpin de Nice), elle est contrôlée par le système de failles appartenant au Front de Chevauchement Alpin (FCA). Il est composé par une succession de jeux décrochants et inverses sur environ huit segments de failles d'une longueur comprise entre 10 et 70 km (à proximité du bord de mer). Le système présente une activité récente depuis le Plio-Quaternaire jusqu'à l'actuel. Par exemple la faille dextre de St-Blaise/Aspremont présente une activité quaternaire ayant recoupée les conglomérats plio-quaternaires du Var (Campredon, 1977). Durant la période historique, le secteur a connu de nombreux séismes réguliers avec une intensité MSK supérieure ou égale à VII (ex. 1494, 1618, 1831, 1854, 1887, 1896...). Le dernier séisme historique le plus puissant est celui de Ligurie (1887) située à 20 km au large de la côte niçoise sur la faille inverse Nord Ligure (Larroque et al., 2009 et 2012) avec une intensité MSK VIII-IX et une magnitude 6,3 à 7,5 (Larroque et al., 2012). Quant aux activités plus récentes, on dénote plusieurs centaines de micro-séismes produits au cours des années 2000 (ex. Larroque et al., 2009), sans compter les différentes crises micro-sismiques de la faille sénestre de Blausasc (10 km au Nord du Cap d'Ail) caractérisée par des magnitudes inférieures à 4 (Courboulex et al., 2003 et 2007). La déformation active demeure toutefois assez faible avec un raccourcissement inférieur à 0,5 mm.an⁻¹ (Ferhat et al., 1998 ; Larroque et al., 2009).

L'ensemble de ces déformations régionales (secteur Ouest et Est) serait donc compatible avec une dynamique actuelle de convergence N-S (Courboulex, et al., 2007 ; Sanchez et al., 2010 ; Bauve et al., 2012) résultant de l'évolution tectonique régionale depuis le Miocène (cf. 2.2). Étant donné de la longueur des segments potentiellement activables (10-40 km) et des champs régionaux de contraintes (ex. Calais et al., 2000), des séismes de magnitude 6 peuvent être envisageables, mais avec une faible probabilité (Béthoux et al., 2008 ; Courboulex et al., 2007 ; Larroque et al., 2011). De même l'occurrence de forts séismes contenant une magnitude supérieure à 7 serait peu probable compte tenu de la faible épaisseur sismogénique (ex. de la région de Nice, Larroque et al., 2009).

Pour ces raisons l'aléa sismique régional est considéré comme étant faible à moyen (Figure 43-a) : avec un aléa modéré au niveau du massif de la Nerthe lié à l'activité de la FMD (ex. Thouvenot et al., 1990 ; Sébrier et al., 1997 ; Baroux et al., 2003 ; Chardon et Bellier, 2003 ; Cushing et al., 2008) et moyen au niveau des Préalpes de Nice sous le contrôle du FCA (ex. Béthoux, 1992 ; Baroux et al., 2001 ; Larroque et al., 2001, 2009). Le cadre sismique régional passé (Quaternaire, Holocène et historique) n'aurait donc pas permis le déclenchement d'importants effondrements gravitaires au niveau des falaises ($M_w < 7,5$).

Toutefois l'activité sismique pourrait contribuer à fragiliser les milieux rocheux et est surtout susceptible de générer des tsunamis locaux pouvant affecter les falaises (Terrier, 2007). Par exemple la source en mer du séisme de Ligurie en 1887 (moins de 100 km de la ville de Nice) a été modélisée afin de reconstituer le petit tsunami qui a déferlé sur la côte italienne. La hauteur de la vague serait d'environ 2 m au niveau de San-Remo (Figure 43-b). A noter qu'un séisme externe au contexte régional, situé par exemple au large de l'Algérie, pourrait engendrer un tsunami dont la vague dépasserait les 4 m de hauteur sur l'ensemble de la région PACA (Figure 43-c).

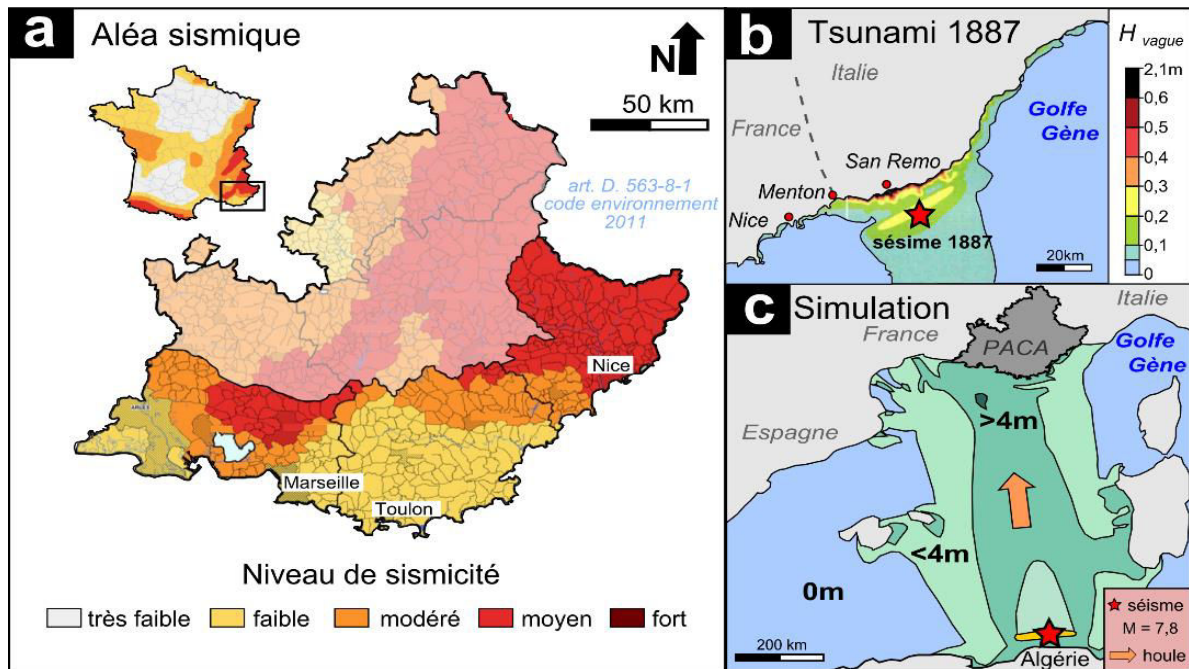


Figure 43. Aléa sismique de la région PACA, focus sur la côte. a- Carte de l'aléa sismique régional. b- Simulation de la hauteur du tsunami engendré lors du séisme Ligurie de 1887 (modifié de Terrier, 2007). c- Simulation d'un tsunami déferlant sur la côte PACA engendré par un séisme potentiel d'une magnitude 7,8 localisé au large de l'Algérie (modifié de Terrier, 2007).

2. 4. Synthèse du cadre général : contextes géologiques et conditions des forçages météo-marins et sismiques.

Avec un linéaire côtier avoisinant 700 km de longueur, la région PACA est composée à 70% de côtes rocheuses et est affectée à 35% par un aléa instabilité de falaise fort à moyen. La problématique de ce travail de thèse vise à caractériser précisément la dynamique de l'érosion des falaises qui conditionne cet aléa régional.

Compte tenu d'une grande **diversité géo-structurale** (Figure 30), la région PACA constitue un cadre très favorable à l'étude de l'érosion des falaises. En effet les contrastes autant lithologiques⁷⁹ que structuraux⁸⁰ offrent la possibilité de tester plusieurs modes d'évolution de la morphologie côtière. L'enjeu principal est donc de déterminer si et comment le cadre litho-structural participe au façonnement de l'érosion (ex. mode d'érosion, taux d'érosion, morphométrie de la côte). Pour cette raison le territoire doit être structuré sur la base de **six unités litho-structurales** (la Nerthe, les Calanques, Toulon, les Maures, l'Estérel et Nice). Cette segmentation permettra de comparer les unités les unes par rapport aux autres lors des analyses régionales et d'étudier une seule unité pour des approches plus locales (par exemple depuis les falaises de la commune de Carry-le-Rouet jusqu'aux plateformes d'érosion marine de l'unité de la Nerthe). A noter que même si le cadre sismique régional passé n'aurait pas permis le déclenchement d'importants effondrements gravitaires (depuis l'échelle historique jusqu'au Quaternaire), le niveau de sismicité considéré de faible à moyen pourrait fragiliser les milieux rocheux et est surtout susceptible de générer des tsunamis locaux.

Quant aux principaux forçages météo-marins mis en évidence dans ce travail, ils correspondent aux **précipitations**, aux **tempêtes marines** et aux **variations eustatiques**. Même si les forçages s'expriment selon un continuum temporel, leur intensité varie sous l'influence des phénomènes climatiques. Pour cette raison nous les considérons selon quatre échelles temporelles (Figure 44) :

⁷⁹ Tels que les formations sédimentaires marines, métamorphiques, plutoniques et volcaniques.

⁸⁰ Combinaison d'accidents inverses (E-W), décrochant (NE à NNE) et de failles normales (N-S).

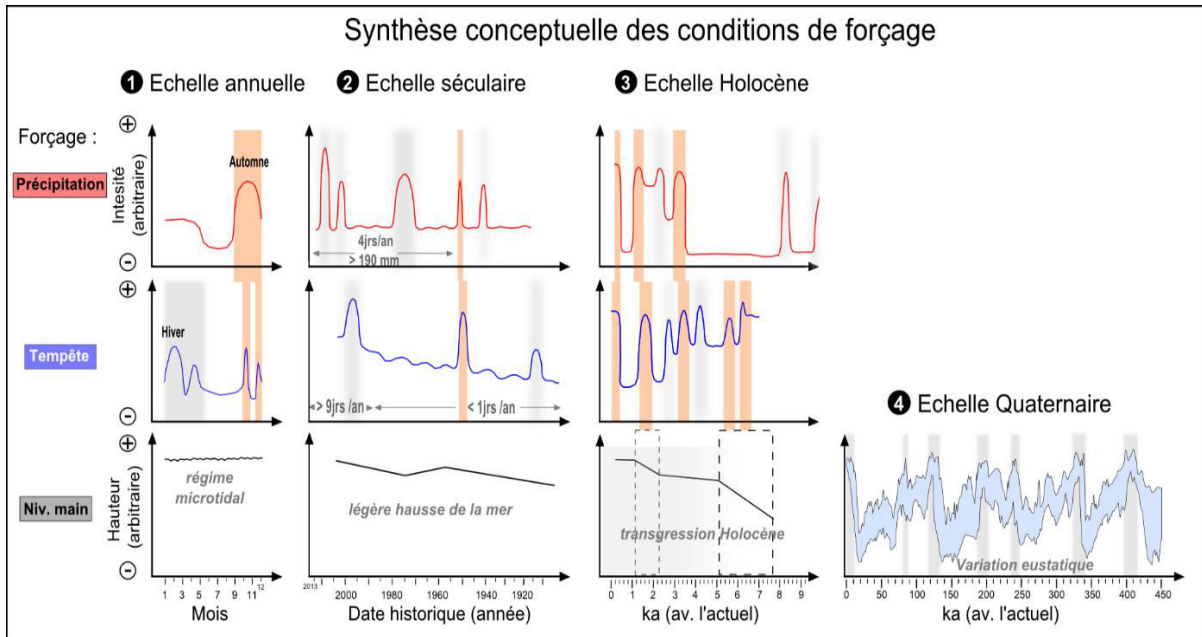


Figure 44. Synthèse conceptuelle des forçages climatiques sollicitant les falaises de la région PACA.

(1) Echelle annuelle :

Le régime annuel méditerranéen est caractérisé par des précipitations diluviennes en **automne** et des tempêtes marines engendrées dans un environnement microtidal en **hiver**. L'impact des précipitations et des tempêtes sur l'érosion devrait donc pouvoir se distinguer en planifiant des observations pendant ces saisons.

(2) Echelle séculaire :

Les forçages historiques ayant sollicités les falaises à l'échelle du XX^e siècle sont de moins de **10 épisodes** de précipitations intenses (supérieures à 800 mm) et de **11 épisodes** de tempêtes engendrant des vagues supérieures à 2 m sur 40 % de la côte. Seulement trois tempêtes "extrêmes" se sont produites au cours du siècle (ex. 1742, 1848 et 1893), ce qui souligne d'une action marine plus faible que celle des milieux océaniques. L'échelle séculaire comprend donc l'expression des forçages annuels dont l'intensité est modulée par des épisodes **sporadiques** plus importants. L'action cumulée de ces épisodes pourrait déterminer les tendances évolutives de l'érosion à plus long terme.

(3) Echelle millénaire (Holocène) :

Le début de l'Holocène (11-8 ka) est principalement marqué par des précipitations à l'origine d'une incision fluviale d'origine continentale (associée à un faible niveau de base). En revanche vers 4-7 ka l'arrivée de la mer à proximité du niveau actuel a permis le déferlement

des **premières tempêtes** marines sur la côte actuelle. Depuis cette période le niveau de la Méditerranée n'a cessé d'augmenter dans un contexte de reprise des précipitations entrecoupées par des crises plus intenses à l'origine de certains glissements continentaux de grandes ampleurs (entre 0 et 4 ka). Cette dernière phase de l'Holocène apparaît comme une **période clé** sur la compréhension de l'érosion littorale. Au regard de l'ordre de grandeur de l'Holocène ces phénomènes peuvent être considérés comme **catastrophiques** et auraient pu favoriser une accélération du recul des falaises mettant en place les plateformes.

(4) Echelle Quaternaire :

Durant les derniers 450 ka du Quaternaire, nous comptabilisons **6 grands cycles eustatiques**. Les régressions marines pourraient mettre en place les marqueurs caractéristiques des côtes issues d'une *formation primaire* sur une période cumulée d'environ 400 ka (baisse du niveau de base), alors que les transgressions marines remanieraient ces derniers à l'origine d'une *formation secondaire* sur une période cumulée de moins de 50 ka. L'étude de l'érosion durant cette période permettra de tester si l'intensité de l'action marine propre aux régimes microtidaux méditerranéens est suffisante pour générer une côte secondaire.

3. Conclusion et élaboration de la stratégie d'étude des côtes rocheuses PACA.

Comme nous l'avons souligné dans la première partie de ce chapitre (*cf. 1*) l'érosion des systèmes côtiers est le résultat du rapport de force entre les sollicitations météo-marines et la résistance mécanique des milieux rocheux. Au regard des *variations météo-climatiques*, l'intensité et la fréquence des forçages d'érosion varie dans le temps depuis l'échelle annuelle jusqu'au Quaternaire. Le recul des falaises à l'origine des plateformes marines n'est donc pas forcément continu dans le temps : la magnitude et les temps de récurrence constituent les **principales inconnues**. De même, les paramètres litho-structuraux apparaissent comme déterminant dans le façonnement des côtes depuis le simple découpage d'un bloc jusqu'à la morphologie générale.

La compréhension des processus d'érosion nécessite donc de considérer la dynamique érosive dans sa globalité, c'est à dire selon sa composante **temporelle** (de l'année jusqu'au Quaternaire) et **spatiale** (du bloc érodé à la morphologie régionale). Pour cette raison notre travail s'articule autour de deux questions principales :

- ➔ **quelle est l'ampleur relative des occurrences de l'érosion en fonction de la variabilité temporelle des forçages ?**

- ➔ **quelle est la part de contrôle du cadre géologique dans le façonnement de la côte ?**

Or les réponses à ces questions dépendent inévitablement du contexte "géo-climatique" de la côte étudiée. Dans notre cas la région Provence-Alpes-Côte d'Azur offre un territoire favorable autant par sa diversité litho-structurale (Figure 45-a) que par le fait que sa dynamique multi-temporelle n'est pas aussi bien contrainte que les environnements macrotidaux⁸¹ (*cf. 2*). C'est donc la **contribution des forçages méditerranéens** qui constitue l'axe majeur de la compréhension des modelés côtiers (Figure 45-b). On peut se demander si le comportement de l'érosion est similaire ou différent des environnements macrotidaux.

⁸¹ Comme par exemple les côtes de la Manche ou du Pacifique.

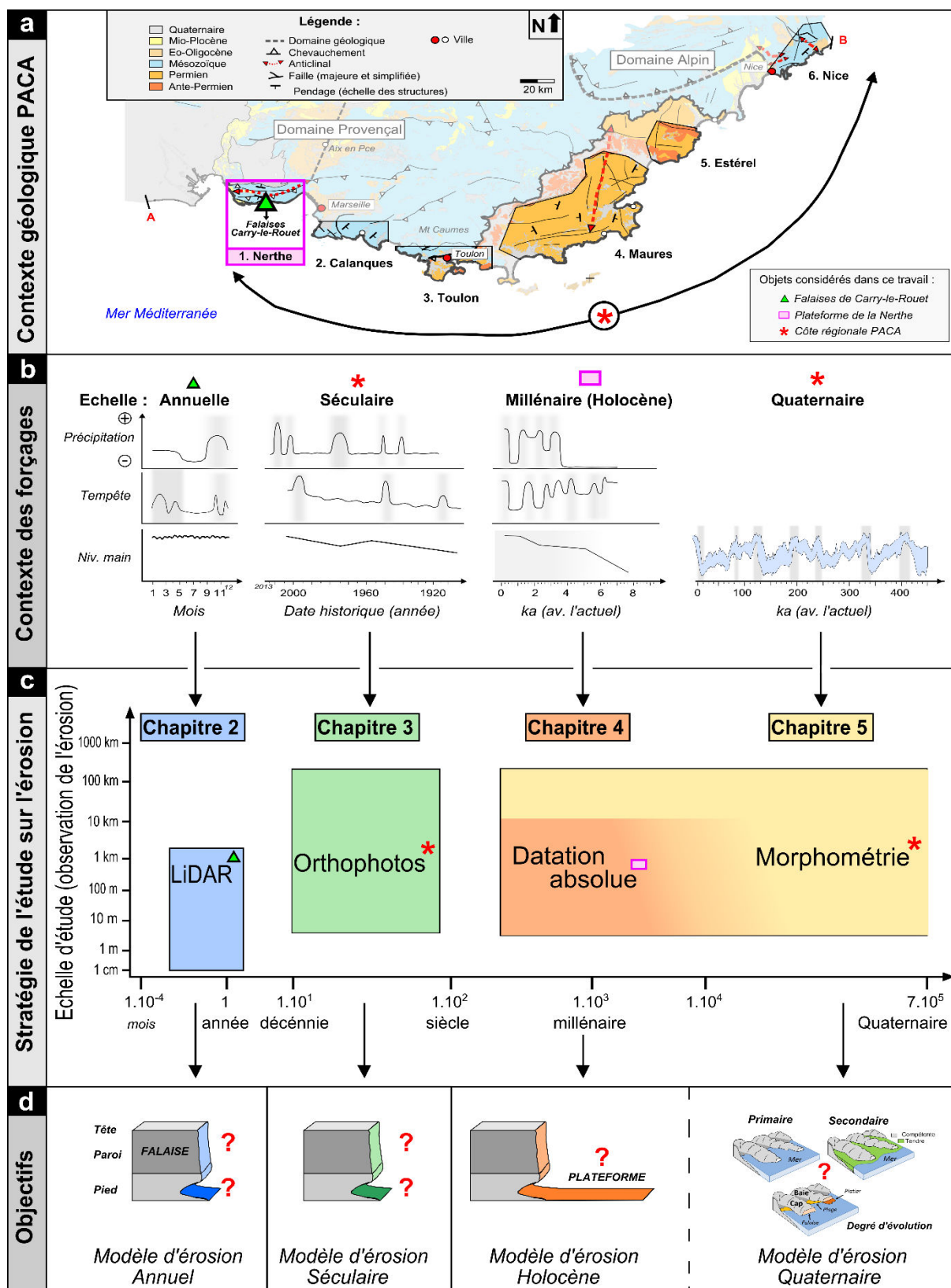


Figure 45. Planification de la stratégie d'étude permettant de caractériser différents modes d'érosion en fonction de l'expression temporelle des forçages méditerranéens. a- Synthèse du contexte de l'étude. b- Synthèse de l'expression des forçages méditerranéens (depuis l'année jusqu'au Quaternaire). c- Echelles spatio-temporelles abordées dans la thèse au travers des différentes méthodes d'études (LiDAR, Orthophotos, Datation et Morphométrie). d- Objectifs visant à proposer différents modèles d'érosion.

L'articulation de ce travail devra permettre de caractériser les **modes d'érosion** associés à la nature *continue*, *chronique* ou *catastrophique*⁸² des forçages **méditerranéens** (Figure 45-d). Pour cela nous proposons de tester l'apport de la combinaison de plusieurs méthodes sur la mesure multi-temporelle de l'érosion. Cette approche exploratoire permettra de focaliser les observations aux échelles *annuelles*, *séculaires*, *millénaires* et *quaternaires* (Figure 45-c).

(1) **Echelle annuelle** (cf. *Chapitre 2*) :

L'objectif de ce premier maillon temporel sera de déterminer si les forçages annuels sont suffisamment intenses pour éroder les falaises. Pour cela, nous proposons de quantifier les volumes et la morphologie de l'érosion des **falaises de Carry-le-Rouet** (Figure 45 ▲) à partir de plusieurs levés **LiDAR**. Cette étude se déroulera sur une période de 17 mois et permettra de caractériser l'action potentielle des précipitations automnales et des tempêtes hivernales. Les observations seront effectuées avec une résolution centimétrique sur plus 3,5 km de linéaire côtier.

(2) **Echelle séculaire** (cf. *Chapitre 3*) :

Bien que les forçages météo-marins agissent périodiquement selon les saisons, leur intensité varie au cours du siècle (une dizaine d'épisodes de tempêtes et de précipitations intenses). Dans ce cas la problématique de l'érosion devra être abordée selon la nature chronique des effondrements.

Pour cette raison, la tendance du recul des **falaises régionales** sera déterminée à partir de la comparaison de plusieurs **orthophotographies** aériennes et diachroniques à l'échelle du siècle. Cette étude sera établie sur une fenêtre temporelle d'environ 90 ans et permettra une appréciation de l'érosion avec une résolution métrique sur l'ensemble régional (ex. au travers des six unités litho-structurales Figure 45 *).

(3) **Echelle millénaire à Quaternaire** (cf. *Chapitre 4*) :

Au regard des variations climatiques de l'Holocène, certains événements exceptionnels pourraient influencer la dynamique de l'érosion de manière plus catastrophique. Par exemple la dernière transgression de la mer aurait pu initier les systèmes "*plateformefalaise*", tout comme les crises de précipitations plus extrêmes (période 0-4 ka) auraient pu engendrer une accélération du recul des falaises. L'objectif sera donc de déterminer si les plateformes

⁸² Pour rappel, les terminologies "**continus**", "**chroniques**" et "**catastrophiques**" sont empruntées aux concepts géomorphologiques proposés par Tricart (1965) dans son ouvrage "*Principes et Méthodes de la Géomorphologie*".

régionales sont contemporaines ou héritées des anciens cycles eustatiques et quel est l'impact de ces épisodes catastrophiques sur la progression des plateformes (développement constant ou selon plusieurs “*pulses*” ?)

Dans ce cas nous proposons d'étudier les modes de mise en place des **plateformes du massif de la Nerthe** (Figure 45 □) au travers d'une campagne de **datations absolues** des surfaces d'érosion (méthode des cosmo nucléides ^{36}Cl). Cette étude permettra de considérer les temps pluri-millénaires propres à l'Holocène avec une résolution décimétrique sur une distance kilométrique.

(4) **Echelle Quaternaire** (*cf. Chapitre 5*) :

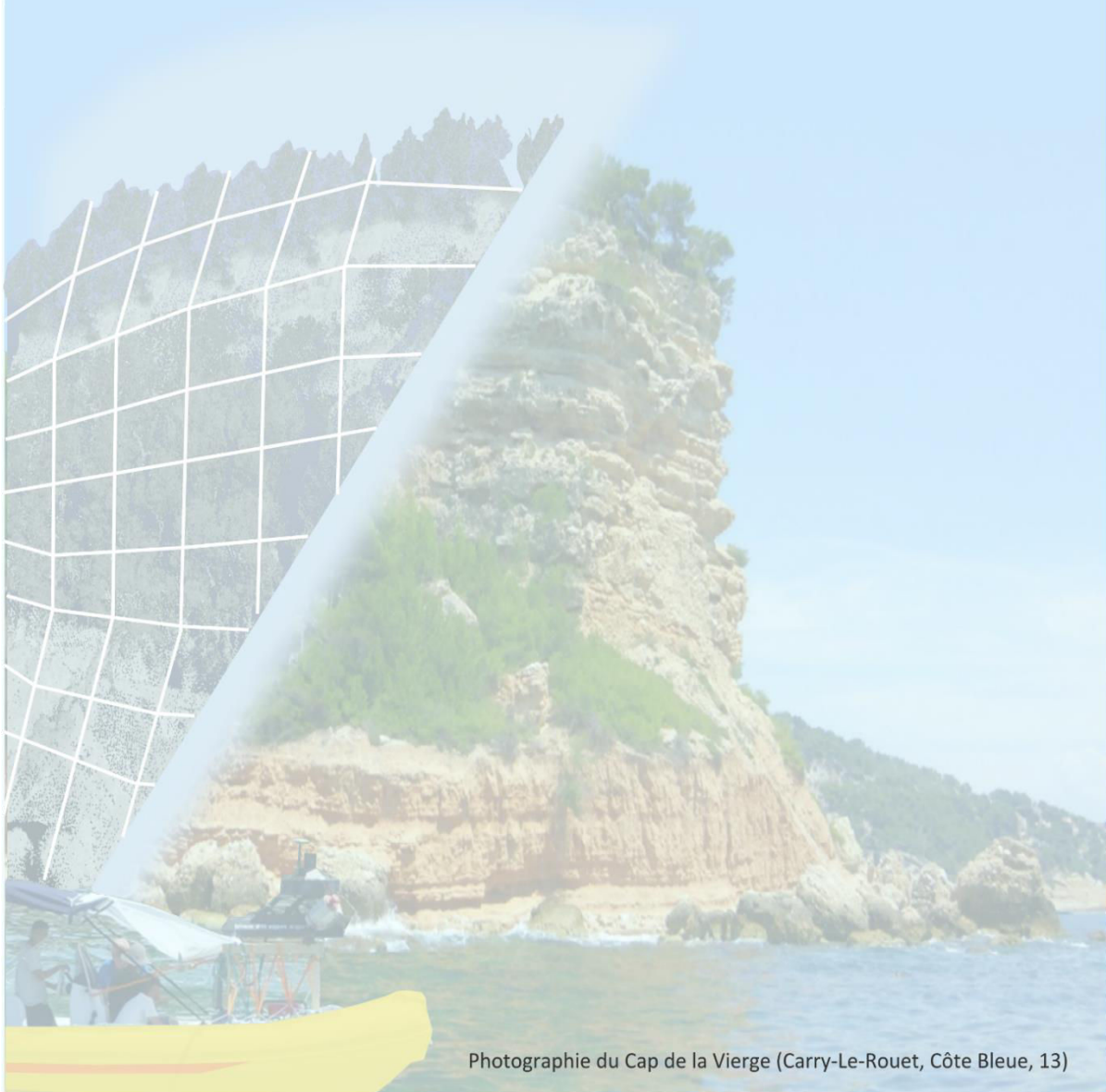
Cette dernière échelle temporelle vise à intégrer l'influence des variations eustatiques sur la morphologie générale du littoral (période minimum de 450 ka). En effet les périodes de régression favoriseraient une érosion continentale propre aux formations primaires. L'objectif sera donc de déterminer si l'action marine est suffisamment intense pour développer une côte selon le modèle des formations secondaires (pendant les maxima marins).

Cette étude sera effectuée à partir d'une analyse **morphométrique** du **trait de côte régional** avec une résolution décimétrique sur l'ensemble des six unités litho-structurales (Figure 45 *).

Chapitre 2

Erosion à l'échelle annuelle

Apport et méthode des levés LiDAR embarqués sur bateau
à la compréhension de l'érosion des falaises (Carry-le-Rouet)



Photographie du Cap de la Vierge (Carry-Le-Rouet, Côte Bleue, 13)

Chapitre 2 : Erosion à l'échelle annuelle : apport et méthode des levés LiDAR embarqués sur bateau à la compréhension de l'érosion des falaises (Carry-Le-Rouet).

1. Introduction, stratégie et problématique	98
2. Méthode de détection de l'érosion par LiDAR embarqué.....	103
2.1. Notions fondamentales de la détection de l'érosion par LiDAR : des limites des levés terrestres à l'application des levés mobiles sur bateau.....	104
2.1.1. Généralité des levés LiDAR, exemple et limite du scanner laser terrestre	105
2.1.2. Principe des acquisitions LiDAR par bateau	108
2.2. Définition de la qualité d'un nuage de points.....	112
2.3. Etapes du prétraitement des données à partir de la méthode du déroulé	115
2.3.1. Concept général de la méthode du déroulé appliquée aux nuages de points	115
2.3.2. Classification des nuages de point	118
2.3.3. Traitement des problèmes de complétude	121
2.4. Méthode de détection de l'érosion : du calcul des distances "nuage-nuage" au Modèle Numérique des Surfaces d'érosion	123
2.5. Implication de la méthode sur la stratégie d'étude	126
3. Article 1 : Mapping coastal erosion of a Mediterranean cliff with a boat-borne laser scanner: performance, processing and cliff collapse hazard.	127
3.1. INTRODUCTION.....	130
3.2. TEST SITE AND STUDY SETTING.....	132
3.3. DATA SETS	133
3.3.1. Description of mobile mapping system	134
3.3.2. Point clouds and registration.....	134
3.3.3. Ortho-photography	134
3.4. DATA PRE-PROCESSING: QUALITY ASSESSMENT.....	136
3.4.1. Point precision for single survey.....	136
3.4.2. Repeatability	137
3.4.3. Threshold distance to detect erosion.....	138
3.4.4. Inter-point spacing estimation	138
3.5. LiDAR DATA PROCESSING.....	141
3.5.1. 3D to 2.5D projection method.....	141
3.5.2. Point clouds comparison method	144
3.5.3. Points-cloud segmentation and visibility solution.....	144
3.5.4. Threshold volume and erosion estimation	146
3.6. RESULTS.....	147
3.6.1. Quality assessment.....	147
3.6.2. Erosion estimation between epoch 1 and 3	148
3.7. DISCUSSION	149
3.8. CONCLUSION	153
4. Discussion et conclusion du Chapitre 2	156

1. Introduction, stratégie et problématique.

La dynamique de l'érosion des falaises est une variable qui évolue spatialement à toutes les échelles de temps. Elle est principalement contrôlée par l'action des forçages météorologiques qui agissent selon un pas temporel très court : de l'ordre de quelques secondes à l'année (ex. génération de houles ou de précipitations). Malgré cette faible durée, les forçages marins et subaériens sont, en théorie, suffisamment actifs pour dégrader et éroder les falaises. Les actions sur cette période s'accumulent au cours du temps et déterminent les tendances évolutives à plus long terme (*séculaire à millénaire*). La première approche consiste à étudier l'érosion des falaises pour la **période annuelle**, c'est-à-dire selon le premier maillon temporel de l'érosion.

Pour rappel la réponse de l'érosion est caractéristique de la géométrie des falaises, des lithologies, de leur répartition spatiale ainsi que du contexte des forçages (*principe de singularité*). En revanche les lois du comportement gravitaire sont similaires (*principe d'universalité*). Ce sont donc principalement les contextes locaux qui engendrent des comportements différents (*hétérogénéités du milieu et conditions météorologiques*) : différents modes d'érosion peuvent s'exprimer soit par création de sous-cavages ou bien par déclenchement de mouvements gravitaires.

Ainsi, les phénomènes érosifs doivent être observés *in-situ*. Cependant l'observation est souvent très restreinte puisque la vision d'ensemble est limitée par l'inaccessibilité des falaises. A défaut, les événements de l'érosion sont essentiellement mis en évidence lorsqu'ils affectent les activités humaines. Compte tenu de l'impact socio-économique considérable pour les collectivités territoriales, l'étude de l'érosion à court terme doit aussi aboutir vers une autre finalité, celle de l'apport d'éléments de réflexion concernant la gestion et la prévention des risques côtiers.

Dans ce chapitre nous abordons l'érosion des falaises de la commune de Carry-le-Rouet située sur la Côte-Bleue (versant méridional du Massif de la Nerthe localisé dans les Bouches du Rhône, Figure 46). Le choix de ce site s'est justifié par son aléa gravitaire élevé parmi différents sites pilotes de la région PACA (Marçot et Azibi, 2008). L'aléa majeur qui affecte la

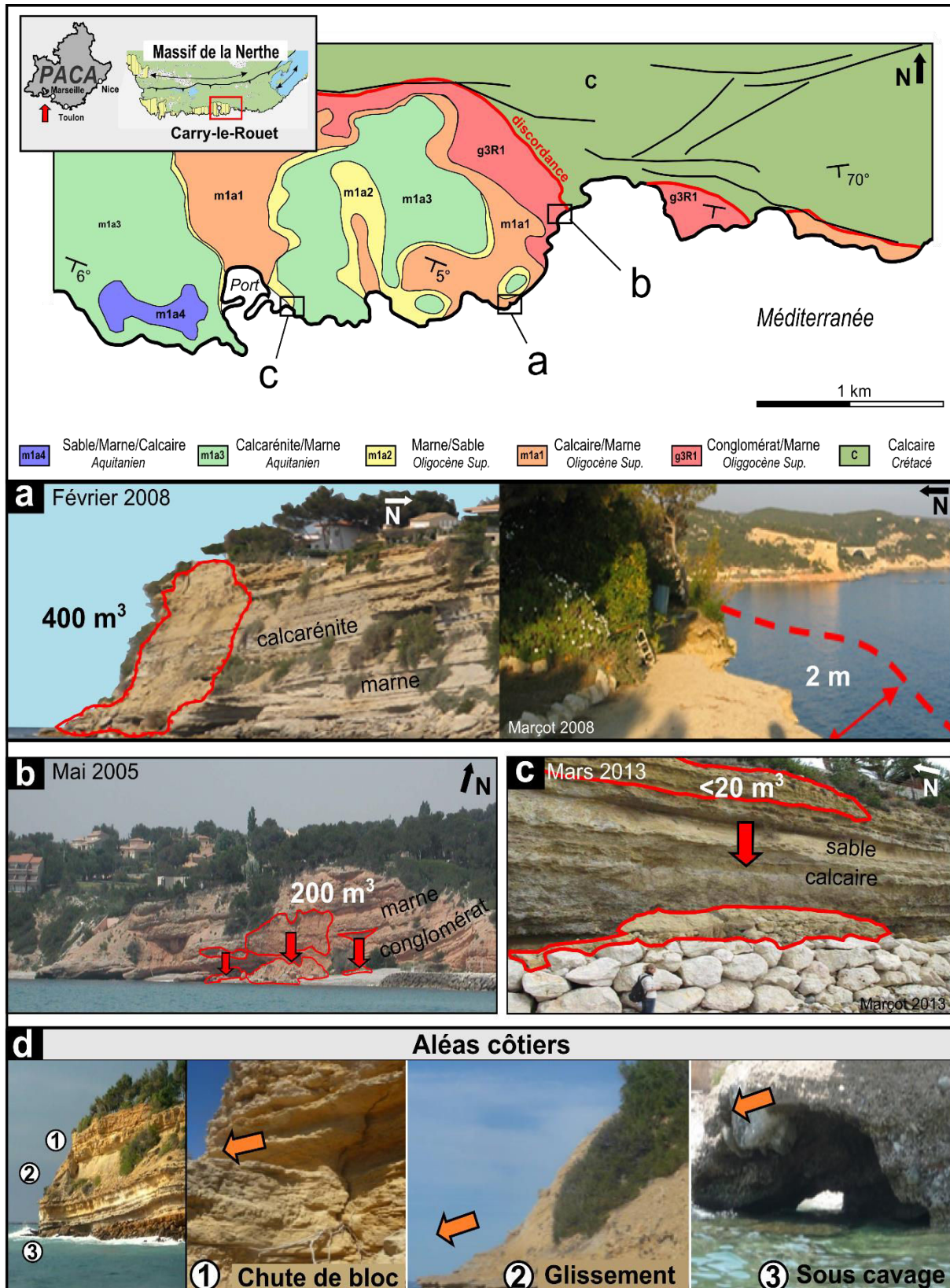


Figure 46. Contexte général et aléa gravitaire des falaises de Carry-le-Rouet (Bouches du Rhône, PACA). a- Effondrement de 2008 situé à 5 m d'une habitation, vue de face et de dessus (N. Marçot - BRGM). b- Chute de bloc de 2005 (N. Marçot - BRGM). c- Effondrement de 2013, les tâches blanches situées sur la paroi correspondent à des encrustements de sel. d- Illustration de l'aléa gravitaire des falaises étudiées.

commune est caractéristique des milieux côtiers, il correspond aux *chutes de bloc*, aux *glissements de terrain* et à la formation de *sous-cavages*. Plusieurs événements de chute de blocs situés à proximités des zones d'habitation ont déjà affecté les formations carbonatées, conglomératiques, sableuses et marneuses (ex. 400, 200 et 20 m³ de volume, Figure 46). L'intérêt de ce travail est donc de déterminer si ces événements ponctuels sont représentatifs de l'évolution des falaises à l'échelle annuelle.

Cette analyse permettra de (1) quantifier les **premiers taux d'érosion**, et de (2) déterminer quel est l'impact des forçages annuels dominants pour un régime spécifiquement **microtidal méditerranéen** (contenant des houles moins importantes en intensité et fréquence que les milieux océaniques, mais avec des épisodes pluvieux plus intenses). De plus la caractérisation de l'ampleur et de la géométrie des effondrements en fonction du contexte litho-structural local permettra d'affiner la vision évolutive à plus long terme.

Une des principales mesures permettant l'observation et la compréhension de l'érosion repose sur la surveillance au moyen d'outils détectant les morphologies, les volumes et les processus en cours. Parmi ces outils, la **téledétection** par **LiDAR** ("*Light detection and ranging*") est une méthode qui restitue selon une précision centimétrique la géométrie de la surface d'une falaise au travers de *modèles numériques tridimensionnels*. La mesure s'effectue par *télémétrie* en calculant la distance parcourue par un *faisceau laser* entre l'appareil et la surface. Plusieurs mesures séparées dans le temps permettent donc de révéler les différents états successifs de l'érosion. L'application la plus importante qui en découle est la détection des *changements géométriques tridimensionnels*. Le champ d'investigation originel du LiDAR est très diversifié, depuis des applications industrielles (surveillance des centrales nucléaires, plateformes pétrolières) jusqu'au domaine spatial. Ce dernier exemple est hors norme puisqu'il a permis de caractériser depuis l'espace la déformation de la navette *Discovery* (Samson et al., 2001).

Depuis l'apparition d'appareils portables et déployables sur le terrain, les applications ont pu s'orienter vers le domaine des géosciences en évaluant par exemple les aléas gravitaires continentaux grâce à l'établissement d'une cartographie fine des chutes de blocs ou des glissements (ex. Hunter et al, 2003 ; Kemeny et Post, 2003; Rowlands et al, 2003 ; Bitelli et al, 2004 ; Feng et Roshoff, 2004 ; Rosser et al, 2005; Abellán et al, 2006 ; Teza et al, 2007; Dunning et al, 2009). A la suite de ces travaux expérimentaux, la méthode a été appliquée plus particulièrement aux problématiques de l'érosion des falaises (ex. Lim et al., 2005 ; Dewez et al., 2007 ; Collins et Sitar, 2008 ; Lim et al., 2010 ; Young et al., 2010 ; Olsen et al., 2011 ;

Dewez et al., 2013 ; Letortu, 2013 ; Kuhn et Prüfer, 2014). Des modèles numériques de terrain (MNT) ont permis de suivre **spatialement l'érosion** et de la **quantifier** au cours du temps (Rosser et al., 2005 ; Young et Ashford, 2006, 2007; Young et al, 2009 ; Dewez et al., 2013).

L'utilisation des LiDAR terrestres (ou TLS, "Terrestrial Laser Scanning") est d'ailleurs particulièrement adaptée aux falaises abruptes. Mais son application reste toutefois limitée par la distance de mesure qui sépare la mer de la falaise, notamment en milieu microtidal (espacement souvent très confiné compte tenu d'un faible marnage). Ainsi l'acquisition depuis un bateau a permis de s'affranchir de ces configurations limitantes en garantissant des distances de portées favorables aux mesures (ex. Michoud et al., 2014).

Cette mesure LiDAR par bateau est une nouvelle approche qui est encore à son stade expérimental. Elle est utilisée dans ce chapitre pour observer le comportement des falaises de Carry-le-Rouet. Trois acquisitions⁸³ ont permis de numériser les falaises le long d'un linéaire côtier d'environ **3,5 km** : en *Février 2011*, *Novembre 2011* et *Juillet 2012*. Ces levés encadrent donc une fenêtre temporelle de **17 mois**. Le système employé est constitué en un seul bloc solidaire combinant à la fois un *scanner laser*, une paires d'antennes *GNSS* ("Global Navigation Satellite System"), une *centrale inertielle* et une *caméra* photographiant les falaises (Figure 47). Les mesures ont été effectuées en sous-traitance par ATM3D et FugroGEOID.

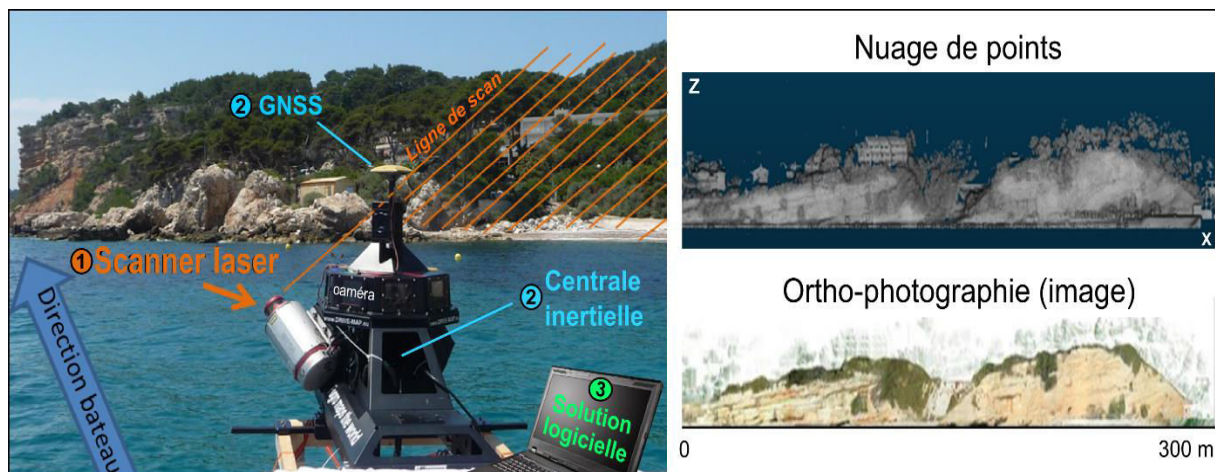


Figure 47. Illustration de la mesure LiDAR depuis un bateau sur les falaises de Carry-le-Rouet. Dispositif (Scanner laser, GNSS, Centrale inertielle) géré par des solutions logicielles. Les produits livrés sont sous le format d'un nuage de points brut accompagné d'une orthophotographie panoramique de la falaise (pour Février 2011).

⁸³ Les acquisitions LiDAR ont été co-financées par la région PACA et la DREAL-PACA (Service risques Majeurs), qui sont venus compléter le financement de la thèse par la Région (Service des bourses doctorales).

Compte tenu de l'innovation des acquisitions en condition mobile et non statique (ex. du TLS), le premier travail, qui est le plus long, consistera à traiter les données livrées dans leur format brut afin d'éliminer la majorité des **bruits** susceptibles d'influencer la mesure de l'érosion. De manière générale les outils de traitements sont classiquement adaptés à une configuration linéaire des falaises. Or dans notre cas les successions de caps et de baies (Figure 46) ne permettent pas l'utilisation de ces outils. En conséquence de cause nous devons développer une méthodologie permettant de simplifier une configuration complexe "réellement 3D" vers une configuration "linéaire 2,5D" afin de traiter les bruits. Étant donné de l'originalité de l'approche, la caractérisation de la qualité des données doit être abordée avec précision.

Afin de contextualiser l'érosion observée au regard des hydrométéores, des mesures de précipitation *in-situ* ont été effectuées à partir d'une station météorologique (DAVIS). Elles seront couplées avec des données houlographiques provenant de la bouée du *Planier* (située à 13 km du site étudié). Ces dernières ont été fournies par le *Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ (CANDHIS)*.

La première partie de ce chapitre (*cf. 2*) abordera les notions *théoriques* et *techniques* des levés LiDAR, ainsi que toutes les étapes de traitements et solutions méthodologiques permettant de générer un catalogue d'érosion.

La deuxième partie (*cf. 3*) présentera l'application des *traitements méthodologiques* sur les levés, ainsi que l'*étude de l'érosion* qui en découle au travers de la quantification de taux d'érosion et de profils d'érosion synthétiques.

Enfin, la dernière partie (*cf. 4*) présentera une *synthèse de l'érosion annuelle* observée. Une discussion concernant le traitement des données, ainsi que la géométrie de l'érosion et les processus en cause sera proposée. De plus un premier *modèle d'évolution à l'échelle annuelle* sera élaboré afin de caractériser l'érosion propre aux environnements microtidaux.

2. Méthode de détection de l'érosion par LiDAR embarqué.

Le principe de la détection par *téléométrie* consiste à caractériser des **changements topographiques** survenus sur une scène 3D, sous les formes de *disparitions* ou d'*apparitions* de surface (Figure 48). L'interprétation s'effectue selon les connaissances à *priori* de la scène ou des objets étudiés (nature, fréquence du changement, ex. Girardeau-Montaut, 2006). Dans le cadre de l'érosion, la chute d'un bloc apparaîtra comme la succession de deux phénomènes : la **disparition** de l'aplomb rocheux depuis sa position initiale et l'**apparition** en pied de falaise d'une zone d'éboulis (Figure 48-a et b). Mais si les éboulis sont évacués par la mer avant la deuxième observation, seule une disparition sera détectée (Figure 48-c). Ce cas de figure est fréquent lors d'une faible action de l'érosion et/ou d'une dynamique importante des vagues. A l'inverse pour des objets présents uniquement à partir de la deuxième observation, seule une apparition sera détectée (ex. la construction d'un bâtiment sur une falaise, Figure 48-d).

L'objectif de la détection est donc de **cartographier** et de **quantifier** l'érosion à partir de la comparaison de deux levés topographiques successifs (Figure 48-e). Ces levés sont obtenus à partir de la mesure depuis un capteur de distance sur plusieurs points répartis à la surface d'un relief (*principe de téléométrie*). Ils sont effectués à partir de la méthode *LiDAR* qui a été utilisée pour la première fois en 1962 pour mesurer une seule distance (celle qui sépare la Terre de la Lune, Smullin et Fiocco, 1962). Aujourd'hui cette technologie permet la mesure de plusieurs millions de distances répartis sur une surface (ex. $\sim 9.10^6$ mesures répartis sur une surface équivalente à un terrain de football). Les falaises sont majoritairement mesurées à partir des LiDAR terrestres et plus récemment par bateau. Les étapes de traitement visant à filtrer les millions, voir milliards de données sont cruciales afin de détecter convenablement l'évolution des falaises, c'est-à-dire l'érosion dans notre cas.

Dans cette partie nous abordons les concepts théoriques propres aux mesures LiDAR ainsi que le traitement nécessaire à la construction d'une carte d'érosion. Nous présentons en premier lieu les *principes fondamentaux* relatifs aux acquisitions terrestres et depuis un bateau (*cf. 2.1*). Puis en second lieu, nous définissons le concept de la *qualité* des données ainsi que les méthodes pour les quantifier (*cf. 2.2*). Ensuite nous énumérons les limites et solutions méthodologiques visant à *traiter le bruit* des données (*cf. 2.3*) avant d'effectuer une *comparaison* permettant la détection et la mesure de l'érosion (*cf. 2.4*). Finalement une synthèse est proposée au sujet des *implications* de la méthode de mesure sur bateau dans l'objectif de

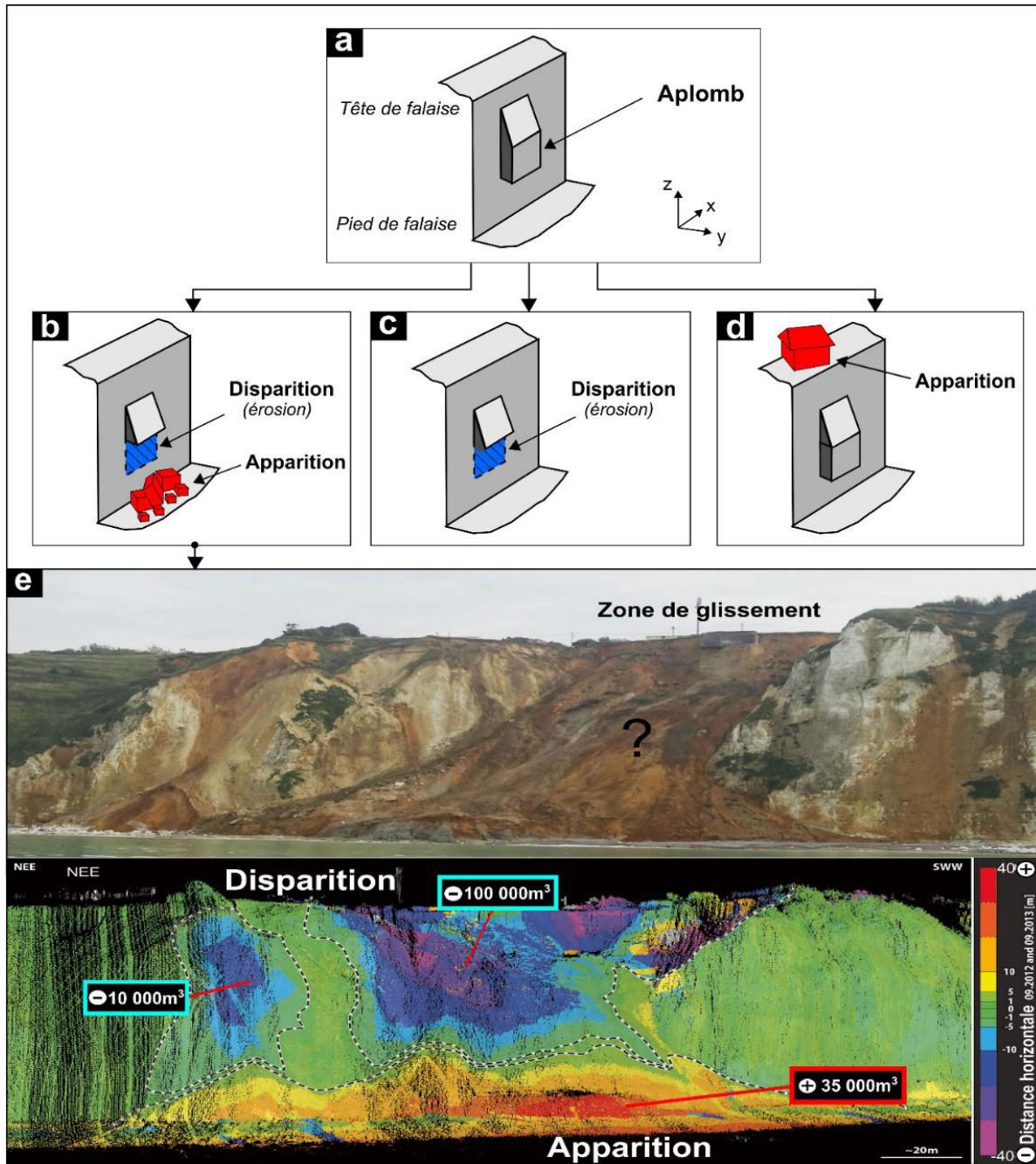


Figure 48. Principe général de la télédétection à partir de la détermination des changements de la surface topographique (exemple d'une falaise). a- Etat initiale d'une falaise contenant un aplomb rocheux (première observation). b- Détection d'un éboulement caractérisé par une disparition de l'aplomb (érosion, en bleu) et la présence d'une zone d'éboulis en pied de falaise (accumulation en rouge). c- Détection uniquement de l'érosion de l'aplomb sans présence d'éboulis en pied. d- Détection d'une modification de la scène ne concernant pas de l'érosion (apparition d'une construction, en rouge). e- Exemple de l'étude de l'érosion des falaises caractérisant la dynamique du glissement côtier de Dieppe (Haute Normandie, mesure par LiDAR embarqué sur bateau, Michoud et al., 2014).

traiter les acquisitions des falaises de Carry-le-Rouet (cf. 2.5).

2.1. Notions fondamentales de la détection de l'érosion par LiDAR : des limites des levés terrestres à l'application des levés mobiles sur bateau.

2.1.1. Généralité des levés LiDAR, exemple et limite du scanner laser terrestre.

Afin de détecter l'évolution 3D des falaises, deux levés LiDAR sont effectués à deux époques. Ils sont réalisés à partir d'un *scanner* qui utilise la lumière *LASER*⁸⁴ comme support d'information. Cette technologie permet la saisie automatique de points en *3-Dimensions* sans contact de la surface avec une quantité de mesure élevée (>10⁶ points). Elles sont effectuées depuis le sol pour les falaises abruptes (*LiDAR terrestre*) ou depuis un avion pour les zones côtières étendues (*LiDAR aéroporté*). Les acquisitions depuis le sol permettent une meilleure description des parois verticales par rapport aux vues aériennes (Baltsavias, 1999 ; Ingensand 2006 ; Young et al., 2010 ; Young et al., 2013; Earlie et al., 2014). Cette distinction est due à de plus faibles angles de vision incidents entre la falaise et le point de vue terrestre par rapport aux acquisitions aériennes.

Les mesures sont généralement réalisées au moyen d'un TLS ("*Terrestrial Laser Scanner*"), qui une fois positionné face à la falaise calcule des distances euclidiennes grâce à l'émission de faisceaux laser. Parmi les différentes méthodes de mesure⁸⁵, la méthode la plus employée est celle du *temps de vol* ("*time of flight*") appelée aussi *scanner à impulsion* (Lim et al., 2005 ; Vosselman et Maas, 2010 ; Abellán et al., 2014). Le principe de la mesure des distances (*d*) repose sur le temps mis pour une impulsion laser à effectuer un aller-retour (Figure 49) :

- (1) Un chronomètre est enclenché lors de l'émission d'une impulsion laser (centaines de watts) et de courte durée (nanoseconde) ;
- (2) A la rencontre de la surface à mesurer (*point d'impact laser*) l'énergie de l'impulsion est en partie rétrodiffusée ;
- (3) Enfin au retour du signal le chronomètre est arrêté. Le temps entre l'émission et la réception est alors enregistré (Δt).

⁸⁴ *LASER* est l'acronyme anglophone de "Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation". C'est une source de lumière monochromatique, directionnelle et cohérente qui utilise une bande spectrale très réduite (généralement de 532 à 1535 nm pour les scanner à impulsion, Landes et Grussenmeyer, 2011)

⁸⁵ Les deux autres méthodes de télémétrie sont plus précises mais adaptées à de plus faibles portées. Il s'agit de la "Différence de phase" et de la "Triangulation". La première calcule la distance entre l'appareil et la surface à partir de la mesure du déphasage entre le signal émis et le signal reçu. Alors que la deuxième utilise la triangulation à partir d'un dispositif segmenté : la source et l'émetteur sont séparés d'une distance connue de telle façon qu'ils créent un triangle avec le point mesurés.

La distance (d) est calculée à partir du temps du parcours laser (Δt) et de la vitesse de la lumière (c) selon l'Equation 6 :

$$d = c.(\Delta t/2) \quad (6)$$

Avec d la distance séparant le point mesuré de la falaise et le scanner, c la vitesse de la lumière et Δt le temps aller-retour parcouru par le faisceau laser.

A noter que l'intensité (I) du signal reçu est plus faible que celle du signal émis (Figure 49-b). Elle correspond à la quantité de lumière reçue après réflexion du rayon incident sur la surface mesurée. Cette valeur d'intensité n'est pas forcément étalonnée de la même manière d'un instrument à un autre (comprise entre 0 et 255 ou 0 et 1). Elle dépend aussi de la nature de l'objet, de l'angle incident, de la divergence du faisceau et de la longueur d'onde initiale (Lichti et al., 2005 ; Franceschi et al., 2009 ; Nield et al., 2011). Nous limiterons donc son utilisation à une appréciation visuelle.

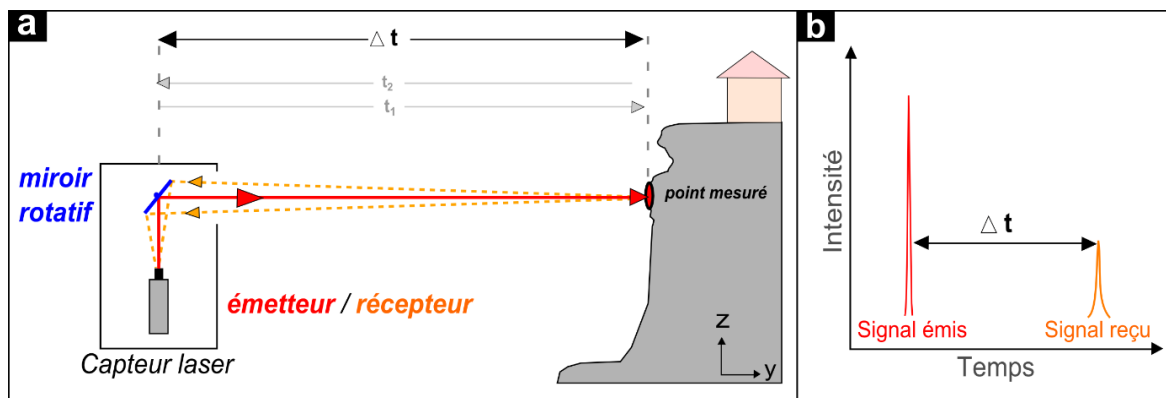


Figure 49. Principe de la mesure à partir d'un scanner laser à impulsion (temps de vol). a- Trajet du faisceau laser mesurant une partie de la falaise depuis le capteur jusqu'au récepteur. b- Mesure de l'intensité émise et reçue après avoir été réfléchi par la paroi rocheuse.

Afin de visionner la totalité de la scène, un *miroir rotatif multi-directionnel* dévie progressivement la source lumineuse selon un pas angulaire (*balayage laser*). La rapidité de la mesure permet d'enregistrer plusieurs millions de points par minute. Pour chaque mesure, les angles horizontaux (φ) et verticaux (Θ) du miroir par rapport à l'appareil sont enregistrés. Les **coordonnées cartésiennes** X, Y et Z (Equation 7) sont obtenues à partir des coordonnées sphériques (d , φ , Θ) définies dans le repère ayant pour origine le scanner (*projection locale*) :

$$\begin{aligned} X_i &= d_i \cdot \cos\theta_i \cdot \cos \varphi \\ Y_i &= d_i \cdot \cos\theta_i \cdot \sin \varphi \\ Z_i &= d_i \cdot \sin\theta_i \end{aligned} \quad (7)$$

Avec i le point mesuré, d la distance mesuré, φ et θ les angles horizontaux et verticaux, respectivement.

Au final l'ensemble des coordonnées constituent un *nuage de points* ("point-cloud") d'une scène numérisée (Figure 50). A noter qu'une seule acquisition depuis un point fixe engendre des *ombres laser* (ou *ombre portée*) à l'origine d'une description partielle⁸⁶ de la scène et restreint l'étendue de la surface mesurée (< 1 km). Une consolidation est souvent effectuée à partir d'acquisitions complémentaires réparties selon différents points de vue (principe de densification du nuage). Pour une même époque, ces multi-acquisitions doivent être assemblées dans un seul nuage. La méthode ICP (*Iterative Closet Point*) à partir de l'algorithme de Besl et Mc Kay (1992) est la plus fréquemment employée. Elle consiste à minimiser la distance entre deux nuages, par itérations successives. Un nuage est donc choisi comme référent (généralement le plus dense). Dans le cas où les points homologues n'existent pas, l'algorithme remplace le point homologue par le point le plus proche. Cependant après le recalage⁸⁷ des données, des erreurs de positionnement peuvent apparaître. Elles sont en général corrigées grâce à des mesures plus précises (ex. tachéométrie combinée avec des cibles) permettant de les réduire à un ordre millimétrique ou centimétrique (Olsen et al., 2009 ; Pesci et al., 2011).

Mais la principale contrainte est que le TLS doit être déployé depuis une certaine distance de *portée* par rapport aux falaises (*portée minimum*). Cette distance dépend de la hauteur des falaises à scanner puisqu'on souhaite mesurer à la fois le pied et la tête de falaise. Pour une hauteur de 20-30 m, la portée classiquement utilisée est d'une centaine de mètres⁸⁸ (ex. Lim et al., 2005 ; Dewez et al., 2013). Ainsi le TLS ne peut pas être déployé pour toutes les configurations côtières. Son utilisation est réservée aux environnements macrotidaux durant les marées basses (ex. Rosser et al, 2005 ; Lim et al., 2005 ; Dewez et al., 2007 ; Collins et Sitar, 2008 ; Lim et al., 2010 ; Kuhn et Prüfer, 2014). En effet, pour les configurations microtidales, la mesure n'est pas toujours possible à cause d'une distance de portée, entre le bord de mer et la falaise, souvent trop faible et fixe. Seule une acquisition depuis la mer permet d'acquérir un maximum d'informations en limitant les contraintes terrestres.

⁸⁶Les ombres laser sont dues à des masques (rocher situé en avant) qui empêchent d'effectuer des mesures sur les surfaces d'intérêt.

⁸⁷ Le recalage est effectué à partir de la mesure de la position géographique de chacune des acquisitions (par GNSS) et est renforcé par des mesures sur des cibles réparties sur la falaise (ex. théodolite). L'ensemble des multi-acquisitions est reprojété dans un même système et recalé à partir d'algorithme tel que l'ICP de Besl et McKay (1992).

⁸⁸ En fonction des propriétés instrumentales. L'exemple donné correspond aux marques commerciales de type Optech, Riegl ou Mensi.

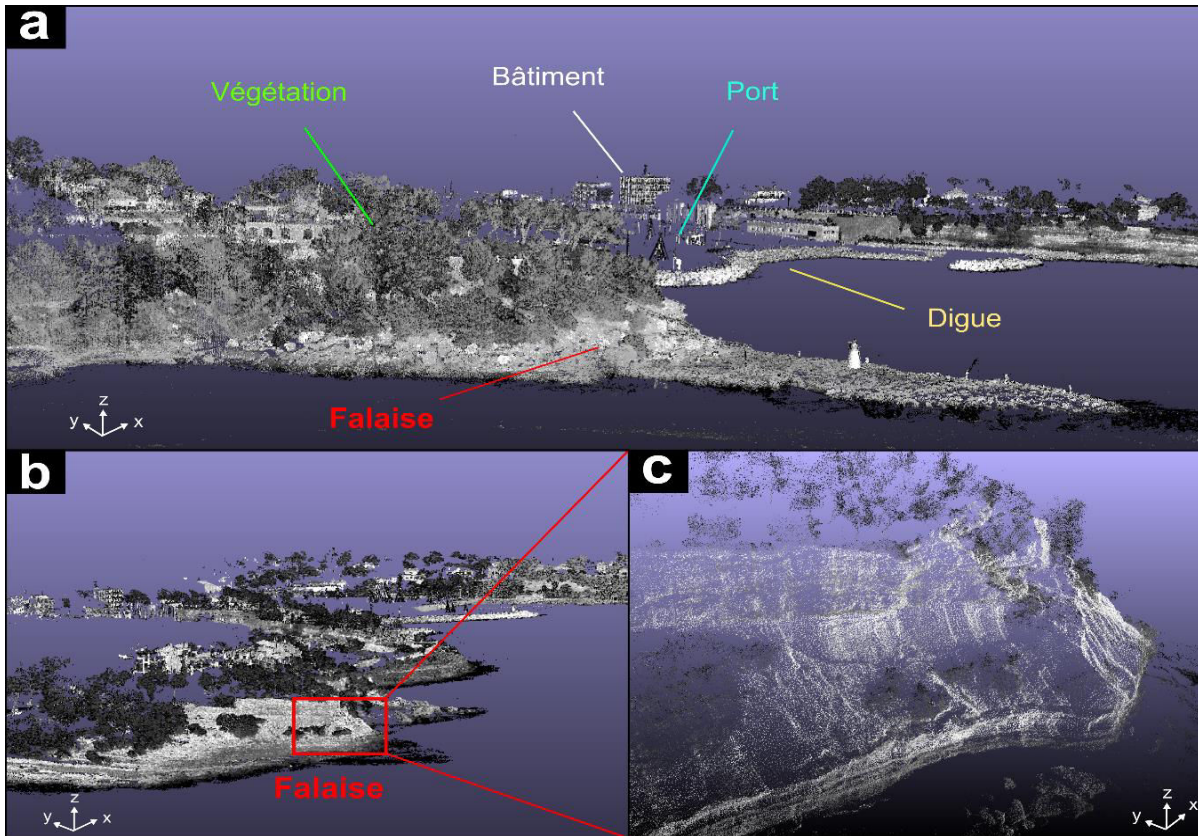


Figure 50. Exemple d'un nuage de points représentant une scène côtière (nuage issu depuis une mesure par bateau, Juillet 2012, port de Carry-le-Rouet, 13, représentation depuis le logiciel [CloudCompare](#)). a- Illustration d'un nuage de points (X, Y, Z, variation de l'intensité I en niveau de gris). Aucune information concernant la nature n'est disponible, à l'exception d'une interprétation a priori de la scène. b- Focus sur une partie de falaise sinueuse montrant en c- la texture d'un nuage composé de plusieurs milliers de points.

2.1.2. Principe des acquisitions LiDAR par bateau.

Compte tenu des limites propres aux systèmes classiques (*LiDAR terrestres* ou *aéroportés*), les acquisitions à partir d'un dispositif terrestre **mobile** sont apparues comme un compromis pour la numérisation des scènes verticales et étendues (> 1 km) (Ellum et El-Sheimy, 2002; Barber et al., 2008; Jaakkola et al., 2008 ; Kukko et al., 2012; Glennie et al., 2013). Ce système consiste en la mesure depuis une plateforme en mouvement. L'exemple le plus connue est la voiture *Google* qui a enregistré les images de "Street-View" dans *Google Maps*. Son équivalent en lasergrammétrie mobile est le système "Stéréopolis II" développé par le laboratoire *MATIS* de l'*IGN*⁸⁹. Ces dispositifs ont aussi été expérimentés sur bateau afin de caractériser les environnements fluviaux (Alho et al., 2009; Vaaja et al., 2011, 2013) avant d'être utilisés sur le littoral Normand (Michoud et al., 2014). Cette dernière application a permis

⁸⁹Méthodes d'Analyses pour le Traitement d'Image et de la Stéréorestitution (*MATIS*) est un laboratoire de recherche de l'Institut national de l'information géographique et forestière (*IGN*).

d'étudier l'érosion des falaises de craie en restituant des objets de tailles inférieures à 0,5 m² depuis une distance de 100 à 300 m. Pour ces raisons le dispositif mobile monté sur bateau est une solution appropriée aux falaises situées dans des environnements microtidaux (Figure 47 et Figure 51). Nous l'avons donc adopté pour la mesure de l'érosion des falaises de Carry-le-Rouet. Les conditions favorables de la Méditerranée ont permis des mesures pour des états de mer *calme à belle* ($H_s < 0,5$ m). Trois acquisitions ont été effectuées en sous-traitance : *Epoque 1* (Février 2011, par *ATM3D*), *Epoque 2* et *3* (Novembre 2011 et Juillet 2012 par *FUGRO-GEOIDE*).

Le LiDAR mobile sur bateau contient trois composantes solidaires fixées sur une plateforme combinant : l'**acquisition**, la **géolocalisation** et la **synchronisation**.

(1) La composante d'**acquisition** est un scanner laser pouvant être couplé à une caméra. Le principe de la mesure est basé sur le *temps de vol* (similaire au TLS) avec un mode d'acquisition **à la volée** ("on-the-fly") qui mesure les distances durant un déplacement (Vosselman et Maas, 2010). Le dispositif *à la volée* fonctionne à partir d'un *miroir rotatif unidirectionnel* qui oriente le faisceau laser selon un plan *profilométrique*⁹⁰ (Figure 47 et Figure 51-c). De ce fait la mesure est ramenée à une configuration 2D, alors que la translation est assurée par la mobilité du bateau. Il en résulte des enregistrements en *lignes de scan* obliques sur la paroi (*lignes* mesurant les points de la surface). L'avantage du système est l'adaptabilité des mesures en fonction de la vitesse du déplacement (ex. Michoud et al., 2014).

(2) Or compte tenu du déplacement, la précision des points mesurés est directement liée à l'exactitude du repositionnement dans l'espace du bateau. Le système de **géolocalisation** calcule donc en temps réel la position "exacte" et l'orientation du scanner (Figure 51-a) à partir d'une *paire d'antennes GNSS* et d'une *centrale inertielle* (Schwarz et al., 1993). La localisation par GNSS consiste à positionner le bateau par rapport à une base située à terre. La communication s'effectue simultanément avec un minimum de cinq satellites (Yen et al., 2010). Quant à la centrale inertielle, elle détermine le mouvement de la plateforme sous l'action des vagues à partir des *angles d'attitude* (roulis, tangage et lacet, Figure 51-b) et des accélérations au cours du temps.

⁹⁰ C'est-à-dire que la mesure s'effectue selon une seule direction, et produit des acquisitions selon plusieurs profils.

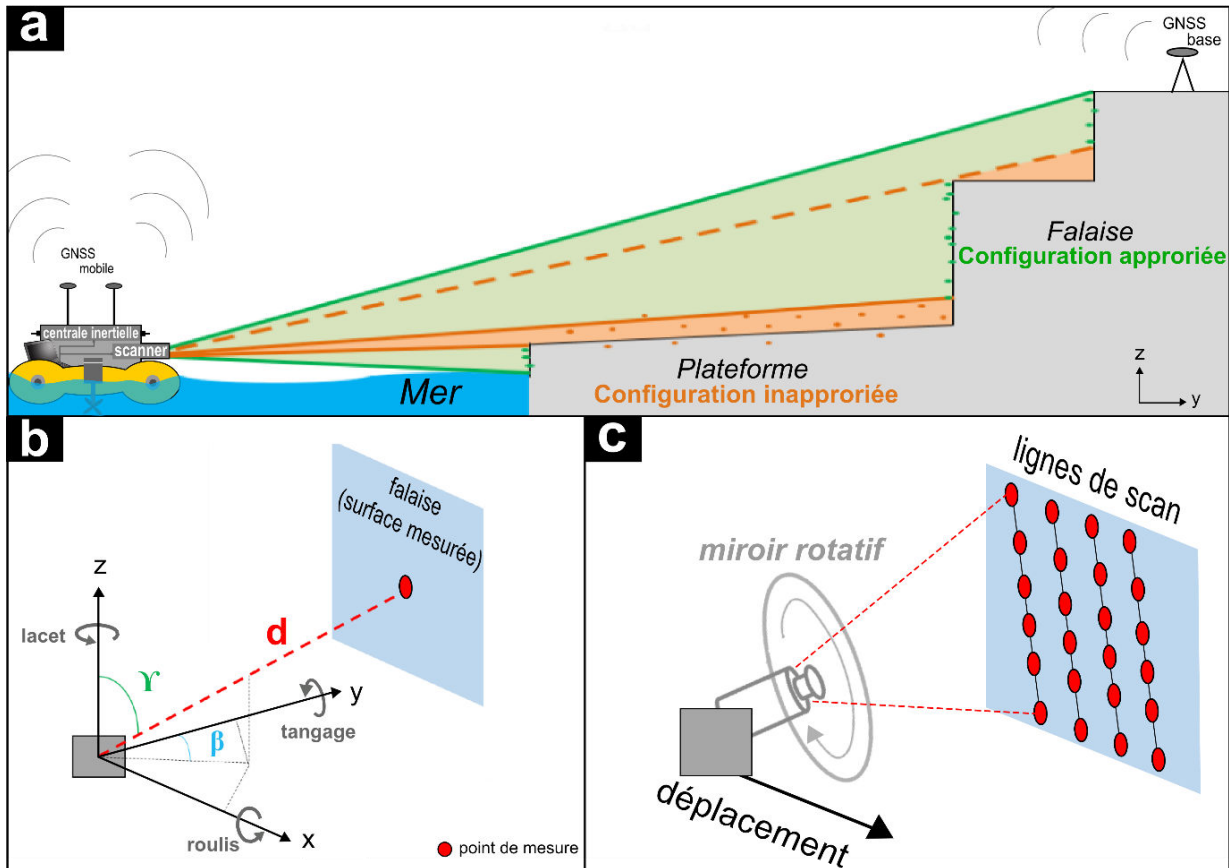


Figure 51. Principe du dispositif et de la mesure du LiDAR embarqué sur bateau. a- Configuration de la mesure depuis le bateau jusqu'à la falaise (système combinant un scanner laser, une centrale inertielle et un GNSS mobile couplé à une base GNSS). La configuration est parfaitement adaptée pour des mesures de parois de falaise (vertical). b- Illustration de l'influence de l'attitude du bateau sur la mesure (roulis, tangage et lacet). c- Principe du miroir permettant des mesures laser en lignes de scan (obliques) tout en étant en mouvement.

Ces mesures sont effectuées avec trois gyroscopes et trois accéléromètres (tous disposés orthogonalement).

(3) Afin de calculer les coordonnées cartésiennes des points mesurés, il faut les associer à la configuration exacte du scanner. Pour cela les mesures (1 et 2) sont **synchronisées** à partir de l'horloge GNSS. Cette étape est contrôlée automatiquement par des solutions logicielles qui gèrent les mesures, les flux d'information et le stockage des données. Elles sont élaborées à partir d'algorithmes développés par les constructeurs. Aucune information les concernant n'est divulguée aux utilisateurs.

En théorie la trajectoire du bateau suit le linéaire des falaises pour réaliser la mesure. Cependant la distance de portée peut être limitée par la bathymétrie (ex. hauts fonds) et les caractéristiques

techniques du scanner. Dans notre cas la distance a été optimisée entre 50 et 300 m (gamme acceptable pour les appareils utilisés, type *Riegl VQ 250*).

Les acquisitions à partir du dispositif *profilométrique* ont une influence sur la densité des points mesurés. Sous l'action de l'accélération des vagues, le capteur n'échantillonne plus les surfaces de manière homogène (*Michoud et al., 2014*) (Figure 52-a). De plus sa configuration ne permet pas de diminuer les ombres laser (Figure 52-b). Pour densifier la mesure deux acquisitions (aller/retour) sont effectuées. A l'aller le scanner laser est orienté à 45° par rapport à l'horizontale, puis au retour le système est tourné de 90°. L'ombre laser étant différente en fonction des passages, la combinaison des deux configurations permet donc de réduire son étendue. Le recalage des deux acquisitions en un seul nuage de points est effectué à partir d'algorithme ICP de Besl et McKay (*1992*), ainsi que par des cibles positionnées sur le terrain (mesurées par tachéométrie).

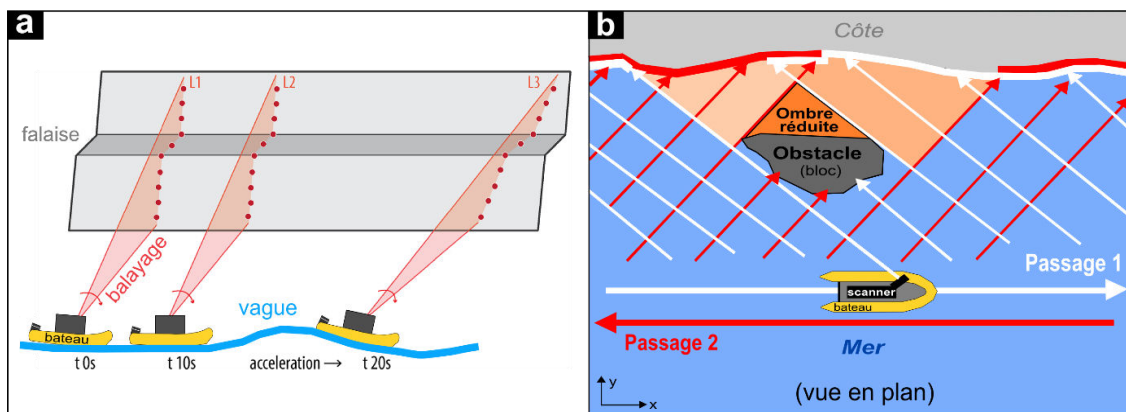


Figure 52. Influence de l'action des vagues et de l'orientation du scanner impactant les mesures (densité et ombre portée). a- Illustration de l'influence des vagues sur la densité des enregistrements (d'après *Michoud et al., 2014*). b- Réduction d'une ombre portée à partir d'une multi-acquisition (aller/retour). La vitesse du déplacement du bateau est de 3 à 6 nd.

Au final, les nuages sont livrés par le prestataire sous la forme d'un tableau⁹¹ contenant les coordonnées géographiques en *Lambert 93* et les valeurs d'intensité (soit plus de 73.10^6 points). Pour une même époque, les multi-acquisitions (aller/retour) ont été fusionnées et ne peuvent plus être séparées. Aucune information complémentaire concernant la trajectoire du bateau et les points 3D mesurés en temps réel n'est disponibles. Or les **erreurs d'incertitudes** sur la position de chacun des points peuvent dépendre du système de géolocalisation et des solutions logicielles. La quantification de ces erreurs est donc cruciale afin de détecter

⁹¹Les fichiers numériques des nuages de points se présentent sous le format *.las* ou *.txt*.

correctement l'érosion à défaut de pouvoir les corriger. Nous procéderons par la suite, à sa quantification (*cf.* 2.2). Cependant, le fait de ne pas connaître les positions des différents points de vue est un nouveau **problème méthodologique**. En effet les traitements classiques (*complétude* par exemple, voir ci-dessous) sont essentiellement basés sur leur connaissance. Des solutions alternatives ont dû être développées (*cf.* 2.3).

2.2. Définition de la qualité d'un nuage de points.

Dès réception des nuages de points la première question concerne la qualité des données du fait des nombreuses sources d'erreurs⁹² (Staiger 2005), notamment en condition mobile. Leur détermination est primordiale afin d'interpréter l'érosion détectée. Bien que certaines soient préalablement corrigées par le prestataire, une grande partie est conservée après livraison (liée aux solutions logicielles). La qualité est décrite selon trois notions : la *densité*, la *précision*, et l'*exactitude* des nuages de points :

(1) La **densité** définit le nombre de points acquis par unité de surface. Elle est conditionnée par le *balayage* laser (pas angulaire du miroir), la *distance* falaise/scanner et surtout la *vitesse* de déplacement (phase d'accélération, Figure 52-a). Elle détermine donc le niveau de détail visible sur le nuage : plus la densité est élevée, plus la description est fidèle et plus l'espacement entre les points du nuage est faible (*distance inter-points*).

(2) La **précision** du positionnement des coordonnées (X, Y, Z) dépend du bruit de la mesure. Ce dernier affecte le nuage de points en lui donnant une certaine épaisseur par rapport au plan moyen de la surface (Figure 53-1).

(3) Enfin la **répétabilité** de la mesure (ou *exactitude*) définit la capacité à restituer une même scène numérisée plusieurs fois (Vim, 1993 ; Nist, 2005). Elle décrit d'une part l'erreur du positionnement des nuages fusionnés ("*mis-registration*") pour une multi-acquisition (*aller/retour*) et d'autre part elle décrit l'écart entre les nuages de points acquis pendant des époques différentes ("*registration*") (Figure 53-c.1).

⁹²**Paramètres internes associés à l'appareil de mesure** tels que la mesure de la distance et de l'angle, la divergence du faisceau laser, la synchronisation du détecteur, la dérive gyroscopique. **Paramètres externes associés à l'environnement** entre le scan et l'objet tels que la réfraction et turbulences de l'air ; la réflectivité liée à la nature et à la rugosité de l'objet ; la configuration de la mesure définissant la distance par rapport à l'objet ; l'orientation de l'objet par rapport à la ligne du faisceau laser, et les algorithmes utilisés par les solutions logicielles.

L'**estimation de la densité** d'un nuage est obtenue à partir des distances inter-points d'une surface de superficie connue. Pour cela, cinq murs visibles sur les différentes époques sont extraits à partir du logiciel [CloudCompare](#)⁹³ (Figure 53). Seules les parties centrales sont conservées du fait que les arrêtes des surfaces numérisées sont moins bien scannées (configuration défavorable par rapport à la position du scanner). Les surfaces sont analysées à partir du calcul des **distances euclidiennes** des points *au plus proche voisin* ("closet distance"). Le calcul consiste à compter le nombre de voisins dans des sphères de rayon R centrées sur les points en question. Parmi les différentes méthodes (*triangulation 2D*, *tétraédrisation 3D*) nous avons utilisé la méthode de l'*octree* (Girardeau-Montaut, 2005) à partir du logiciel [CloudCompare](#). Cette méthode calcule les distances en un temps très rapide et moins hasardeux⁹⁴. Les distances inter-points sont alors analysées à partir des fréquences cumulées. Finalement le critère de la médiane est retenu puisqu'il minimise l'influence des *outliers* (Höhle et Höhle, 2009, Michoud et al., 2014).

Quant à la **détermination** de la **précision** et de l'**exactitude**, elle est généralement obtenue à partir de modèles précis indépendamment du système mobile. Par exemple des modèles générés par TLS peuvent être comparés aux nuages de points mobiles (ex. Michoud et al., 2014). Cette opération fait l'hypothèse que les acquisitions TLS sont stables et précises. Mais l'impossibilité d'utiliser des mesures TLS pose dans notre cas un véritable **problème méthodologique**. En l'absence de données de références externes, la qualité des nuages peut être évaluée par leur capacité à représenter fidèlement un objet de **géométrie connue** (modèle de *cohérence interne*). Pour cela les murs constituent des objets types compte tenu de leur caractère planaire. Leur plan moyen est modélisé par une *régression orthogonale* des points sur les trois coordonnées X, Y, Z (appelé aussi *Analyse en Composante Principale*, ACP). Cette solution statistique permet de minimiser la plus petite distance des écarts des coordonnées au plan des murs par la *moindre des carrés*. Elle est préférable à la *régression linéaire* qui aurait supposé la connaissance sans erreur des coordonnées X et Z pour inférer la coordonnée Y. L'ACP calculée sur les points d'un mur donne : (1) une première composante principale alignée le long du mur (X) ; (2) une deuxième selon la hauteur (Z) ; (3) et une troisième selon l'épaisseur (Y). Cette dernière composante décrit particulièrement l'**écart des points au plan modélisé**.

⁹³ Logiciel disponible sur <http://www.danielgm.net/cc/>

⁹⁴La méthode de l'*octree* est basée sur une subdivision de cellule volumique (élémentaire) du nuage de points en plusieurs degrés. Pour plus de détails sur la méthode ainsi que sur la notion de "distance au plus proche voisin" consulter la notice [CloudCompare](#) ainsi que la thèse de Girardeau-Montaut (2006).

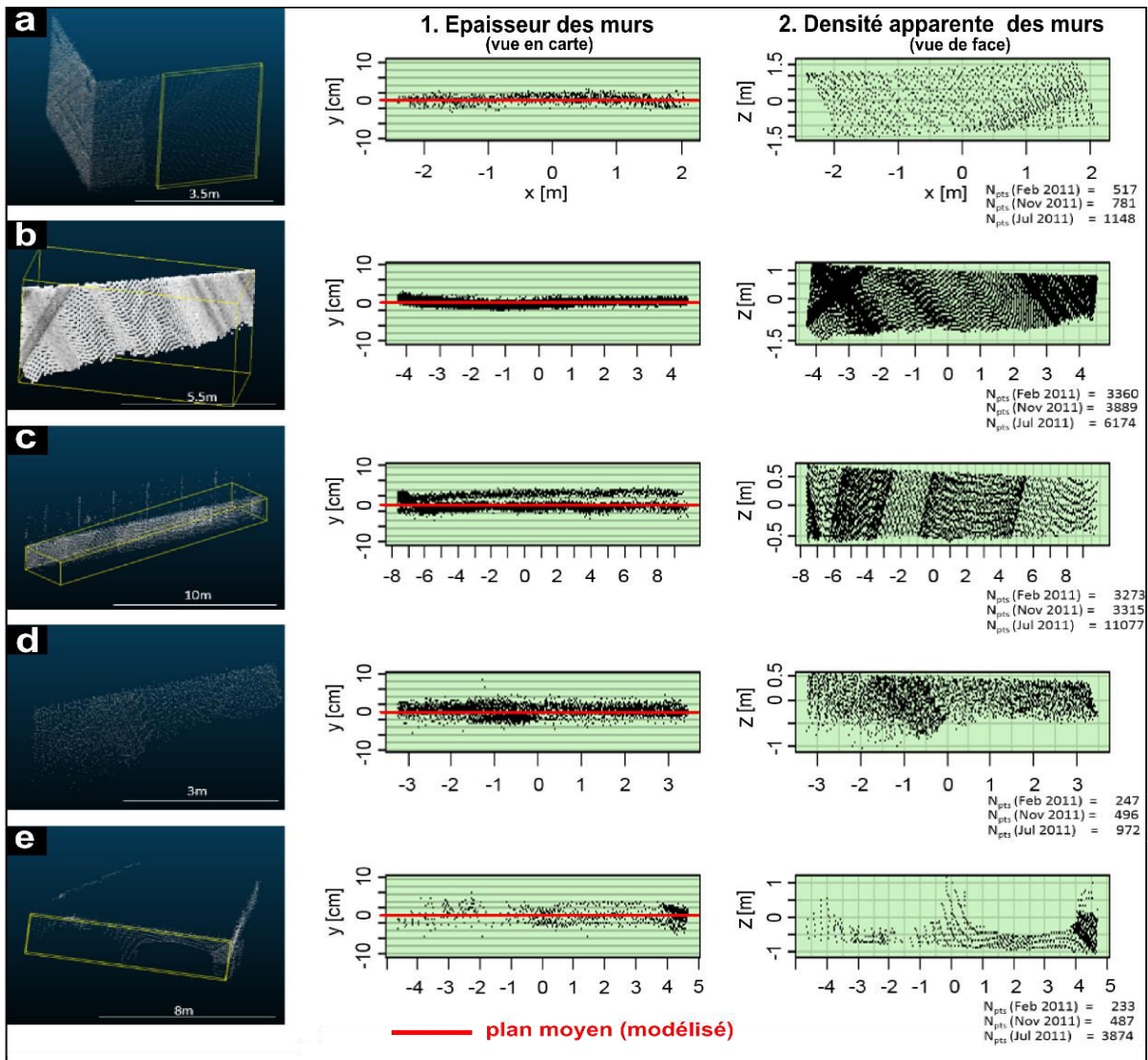


Figure 53. Représentation des cinq murs extraits pour l'analyse de la qualité des trois nuages de points acquis depuis le bateau (vue générale en 3D, en carte et en plan, à noter l'exagération de l'axe des y).

La **précision** est alors estimée à partir des distributions des écarts au plan (Figure 53). Le critère utilisé est un écart type en distance absolue (Monserrat et Crosseto, 2008) tel que le centile 95%, (soit 2-sigma, Michoud et al., 2014). Or dans un contexte où l'érosion est supposée faible⁹⁵ et face au volume important des données (73.10⁶ pts dans ce travail) le choix d'un critère plus robuste comme le centile 99,9% est préférable (ex. Höhle et Höhle, 2009 ; Dewez et al., 2013).

Enfin pour la **répétabilité**, l'écart des plans modélisés entre les deux époques permet d'estimer l'erreur de positionnement (plan d'un mur d'une époque re-projeté dans le système

⁹⁵ L'hypothèse d'une faible érosion a été déterminée qualitativement à partir de l'inspection des données après livraison. Les différences calculées lors de la phase exploratoire des données mettaient en évidence une prédominance du bruit.

d'une autre époque d'acquisition). C'est le critère de la médiane qui est utilisé (ex. Michoud et al., 2014).

L'ensemble des résultats sont présentés dans la **partie 3**. Pour des informations complémentaires concernant la qualité des données intra-nuage se référer à l'Annexe 2.

2.3. Etapes du prétraitement des données à partir de la méthode du déroulé.

Le prétraitement des données LiDAR est un autre problème récurrent dans le domaine de la télédétection. Il constitue une part prédominante du travail effectué sur les nuages de points (environ 90%) et est consommateur en mémoire puisque le nombre important de points dépasse souvent le million voir le milliard⁹⁶. Son objectif est de filtrer les nuages de points afin de focaliser l'étude sur une **entité particulière**⁹⁷ (traitement par *classification*) et **comparable** à plusieurs époques (traitement de la *complétude*). Le traitement est en pratique appliqué pour une configuration linéaire à semi-linéaire (ex. Lim et al., 2005; Dewez et al., 2007 ; Collins and Sitar, 2008 ; Abellán et al., 2010 ; Lim et al., 2010 ; Young et al., 2010 ; Stock et al., 2011 ; Dewez et al., 2013 ; Kuhn and Prüfer, 2014; Michoud et al., 2014). Celle-ci est préférée pour sa "simplicité" permettant de considérer les acquisitions sous des aspects 2,5D (Figure 54-a). Le traitement est alors appliqué à partir d'interface géographique⁹⁸ ou de gestion des données 2,5D⁹⁹. Pour cette raison les configurations sinueuses (cas de "vrai 3D") sont couramment délaissées face aux limites méthodologiques (Figure 54-b). Dans cette section nous présentons une alternative permettant de simplifier une configuration de falaises 3D en 2,5D à partir de la méthode du *déroulé* (cf. 2.3.1). Elle est dans ce cas le point clé permettant pour la suite d'aborder les questions de *classification* (cf. 2.3.2) et de *complétude* (cf. 2.3.3).

2.3.1. Concept général de la méthode du déroulé appliquée aux nuages de points.

La méthode du *déroulé* permet de simplifier la visualisation des nuages depuis une configuration 3D vers une configuration 2,5D. La forme sinueuse composée par les successions de caps et de baies est transformée en une forme linéaire (Figure 54-c). Cette transformation géométrique peut être rapprochée à l'application d'une tension sur une corde ondulée.

⁹⁶Les étapes intermédiaires amènent à manipuler plusieurs milliards de points.

⁹⁷Dans notre cas les falaises.

⁹⁸A partir de Système d'Information Géographique (SIG.)

⁹⁹A partir des outils pouvant gérer des milliards de points LiDAR tels que [LAsTools](http://www.cs.unc.edu/~isenburg/lastools/) (Isenburg, 2013) : <http://www.cs.unc.edu/~isenburg/lastools/>

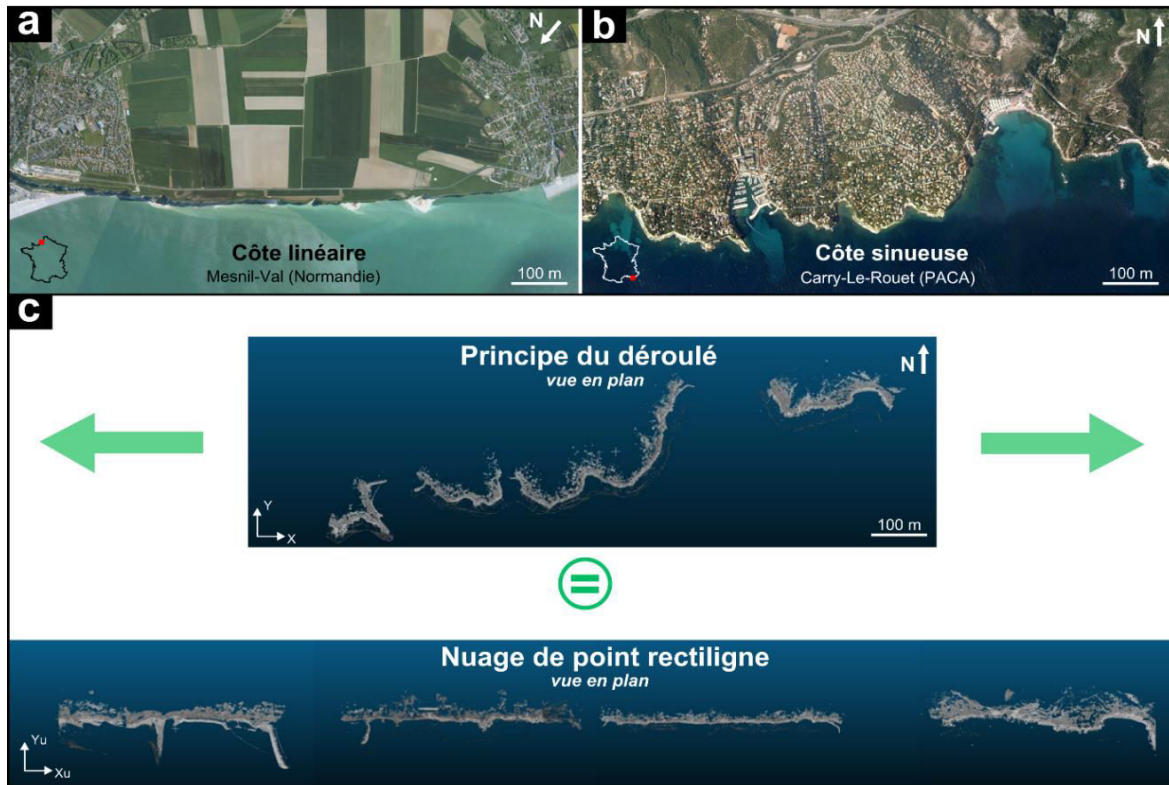


Figure 54. Principe général de la méthode du ‘déroulé’ appliquée sur un nuage de points sinueux. a- Configuration simple propice aux mesures LiDAR (vue aérienne). b- Configuration sinueuse de la côte non propice aux mesures LiDAR (vue aérienne du secteur étudié). c- Application du déroulé sur un nuage de point sinueux (nuage de Carry-le-Rouet, 13).

En pratique le nuage à dérouler est segmenté en plusieurs sections définies selon les contours du trait de côte. Ce dernier est préalablement dessiné par des sections linéaires (forme rectiligne de la côte) et curvilignes (extrémité des caps et baies).

Les transformations associées au type de section sont donc appliquées : les points appartenant aux sections linéaires subissent une rotation, alors que ceux appartenant aux sections curvilignes sont déroulés. Au final les points du nuage sont alignés les uns après les autres autour d'un axe rectilignes (Figure 54-c) : seules les coordonnées X et Y sont projetées le long de l'axe, alors que les coordonnées Z sont conservées. Les calculs sont basés sur les valeurs angulaires à partir des *Nombres Complexes* et sont détaillés dans la *partie 3.4*.

L'avantage des nuages de points déroulés est qu'ils sont directement superposables sur les orthophotographies panoramiques (Figure 55). Leur interprétation peut être ainsi faite par comparaison : les parties rocheuses et la végétation sont alors facilement identifiables.

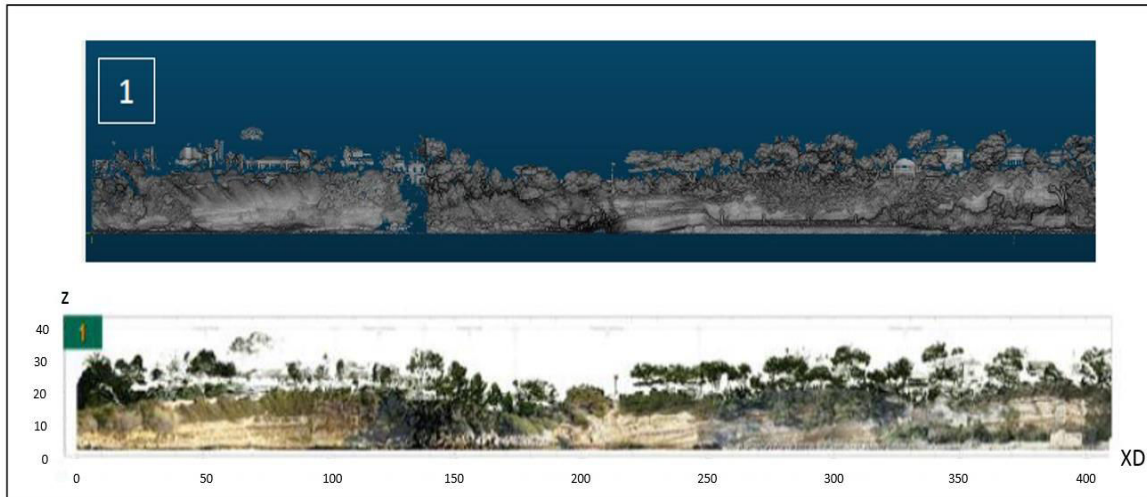


Figure 55. Illustration d'une portion du nuage de point déroulé et superposable sur les orthophotos panoramiques (échelle métrique).

A noter qu'un nuage de point a été déroulé par le prestataire (*FugroGEOIDE*). Nous l'avons comparé avec le même nuage déroulé à partir de notre méthode. La comparaison est effectuée à partir du calcul des distances *au plus proche voisin*. Le résultat indique une différence moyenne aux alentours de 0,4 mm (Figure 56). Elle est considérée comme négligeable en comparaison des erreurs pouvant provenir du système mobile.

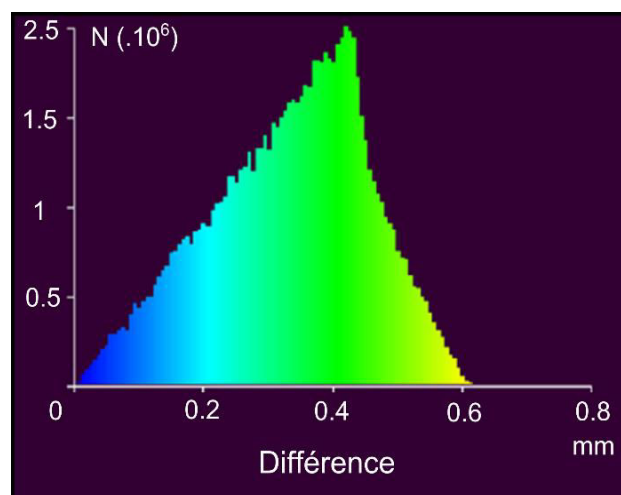


Figure 56. Comparaison des différences d'un nuage de point déroulé par la méthode des complexes avec celui déroulé par Fugro GEOID (calcul des distances au plus proche voisin entre les deux nuages).

2.3.2. Classification des nuages de point.

Par défaut un nuage de point ne contient pas d'information sur la nature des entités mesurées (seulement les coordonnées X , Y , Z et la valeur d'intensité I). Ces entités peuvent être une falaise, de la végétation, des bâtiments, ou même la mer (Figure 57). La comparaison de cette scène dans le temps révélera uniquement un changement global de toutes ces entités confondues (détection sans distinction de la nature des entités). L'objectif étant l'étude de l'érosion, seule la partie rocheuse du nuage doit être distinguée des autres entités (Lim et Suter, 2009 ; Brodu et Lague 2012). Le processus de **classification** des données LiDAR permet justement cette distinction en organisant les points cotés en classes spécifiques (falaise, végétation, bâtiment...). Ces classes sont généralement définies par des codes numériques selon la norme standard LAS 1.4 (Tableau 1).

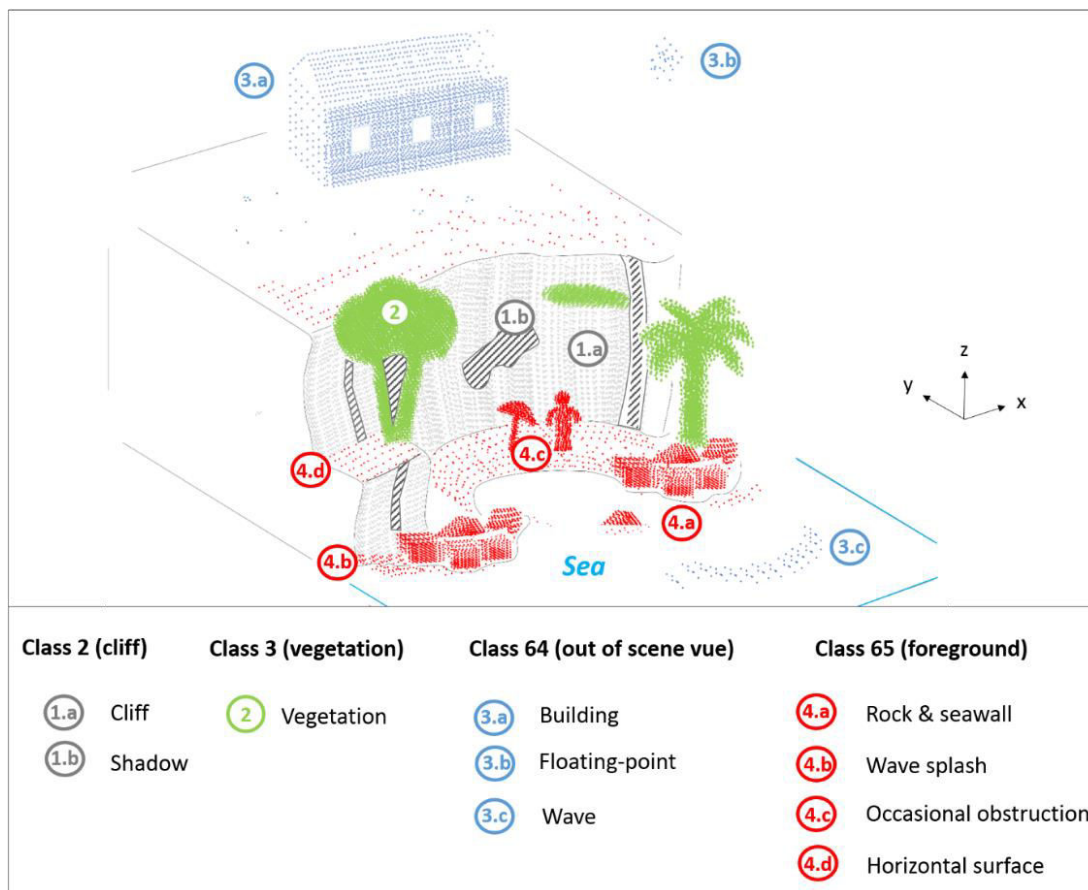


Figure 57. Illustration d'un nuage de point décrivant une scène côtière. Par défaut les points ne contiennent aucune information concernant la nature des entités représentées. La classification s'effectue à partir d'une interprétation. Elle peut être simplifiée en quatre grandes familles (falaise, végétation, hors champs de vue de la scène, entité située au premier plan de la scène). Les codes présentés proviennent de la norme de classification LiDAR LAS 1.4 (cf. Tableau 1, ci-dessous).

Les solutions de classification automatique sont couramment employées pour les mesures aériennes (sur la base de l'intensité laser I ou des composantes RGB^{100}). Mais elles ne sont pas toujours appropriées pour les mesures depuis un point de vue terrestre. En effet, l'intensité réfléchie et la signature spectrale de la composante RGB varient selon l'orientation de la falaise (Lichti et al., 2005 ; Pesci et Teza, 2008 ; Franceschi et al., 2009 ; Kaasalainen et al., 2011 ; Nield ; et al., 2011). Pour ces raisons les nuages de points sont essentiellement classifiés à partir d'un SIG (configuration 2,5D).

Avant d'effectuer la classification, les entités à traiter sont préalablement définies à partir d'une simplification de la norme standard LAS 1.4 (Figure 57 et Tableau 1). A l'exception des falaises (*classe 2*, entité à isoler pour l'étude de l'érosion), les différents types de végétation sont confondus dans une même entité (*classe 3*), et deux nouvelles classes sont créées : les points se situant à l'extérieur de la scène (*classe 64*) et ceux situés au premier plan des falaises (*classe 65*). Cette dernière classe contient les objets qui ne sont pas visibles sur l'orthophotographie (certains blocs rocheux, éclaboussure des vagues...). Ils sont susceptibles d'influencer la détection de l'érosion des falaises et seront traités avec la complétude des nuages (ci-dessous *partie 2.3.3*).

Tableau 1. Classification de la nature des entités d'un nuage de point d'après la norme LAS 1.4 (American Society for Photogrammetry & Remote Sensing). Les deux dernières colonnes correspondent à une simplification des classes utilisées dans ce travail.

ASPRS Standard LIDAR POINT Classes (LAS 1.4 version)		LIDAR POINT Classes in this work	
Classification Value	Meaning	Classification Value	Meaning
0	Created, never classified		
1	Unclassified		
2	Ground	2	Cliff
3	Low Vegetation	3	Vegetation (undistinguishable)
4	Medium Vegetation		
5	High Vegetation		
6	Building		
7	Low Point ("low noise")		
8	High Point (typically "high noise"). Note that this value was previously used for Model Key Points. Bit 1 of the Classification Flag must now be used to indicate Model Key Points. This allows the model key point class to be preserved.		
9	Water		
10	Rail		
11	Road Surface		
12	Bridge Deck		
13	Wire - Guard		
14	Wire - Conductor (Phase)		
15	Transmission Tower		
16	Wire-structure Connector (e.g. Insulator)		
17	Reserved		
18-63	Reserved		
64-255	User definable – The specific use of these classes should be encoded in the Classification lookup VLR.	64	Out of scene vue
		65	Foreground

¹⁰⁰RGB pour les composantes des couleurs rouges ("Red"), vertes ("Green") et bleus ("Blue").

Une fois les classes définies, les entités correspondantes sont vectorisées sur l'orthophotographie à partir d'un SIG. Deux types de polygones sont ainsi créés : ceux correspondant à la végétation et ceux correspondant à la zone extérieure de l'étude. Le reste de la scène correspond par déduction à la falaise. La superposition des polygones sur le nuage déroulé permet d'attribuer les points aux classes *falaise*, *végétation* et *hors champs de vue* (classe 2, 3 et 64, respectivement). Cette opération est effectuée à partir du logiciel *LAStools* (Isenburg, 2013) qui traite rapidement des milliards de points LiDAR (contrairement aux limites de certains SIG). L'application de la méthode est présentée dans la *partie 3.4*, ainsi que les différentes étapes techniques sont développées dans l'*Annexe 3*.

A noter qu'une méthode alternative permet la classification automatique des nuages 3D à partir d'une analyse *dimensionnelle multi-échelle* (algorithme *CANUPO*¹⁰¹ de Brodu et Lague, 2012). Elle permet la classification de la roche par rapport à la végétation par exemple (Figure 58-a). La reconnaissance des objets s'effectue à partir de la signature géométrique des points associés. Une scène composée de blocs rocheux et de végétation est caractérisée à petite échelle par une végétation selon un aspect 1D ou 2D (tiges et feuilles) et des blocs rocheux 3D. Alors qu'à plus grande échelle, la végétation apparaît en 3D et les blocs sont plutôt 2D. Cette signature propre aux objets permet de classer les points en fonction des objets initialement prédéfinis (connaissance *à priori*).

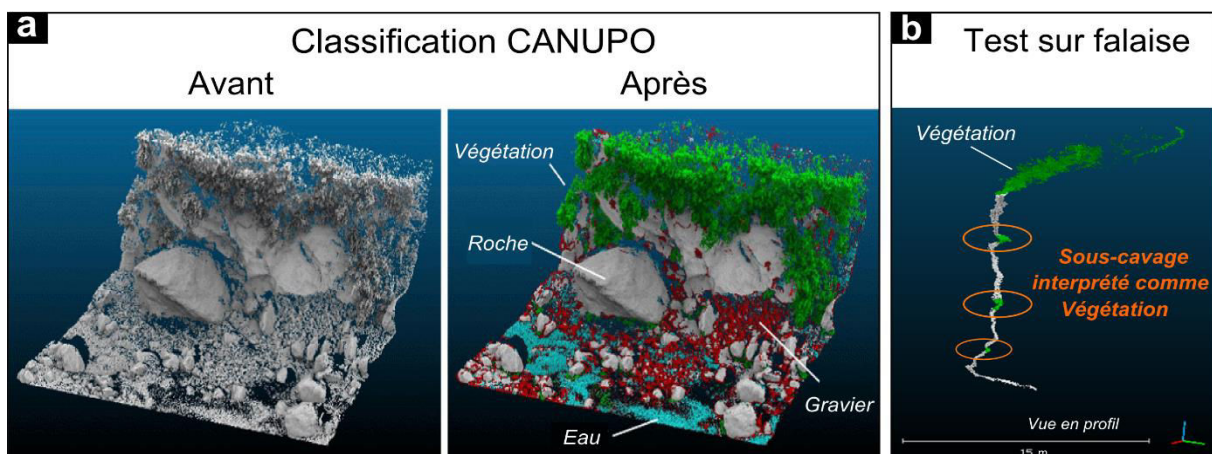


Figure 58. Principe de la classification automatique d'un nuage de point à partir de l'algorithme CANUPO. a- Exemple de la classification le long d'une berge de rivière (d'après Brodu et Lague, 2012). b- Test appliqué sur une falaise de notre étude. La vue en coupe montre une erreur de classification pour les parties correspondantes à des sous-cavages.

¹⁰¹ Disponible sur <http://nicolas.brodu.net/fr/recherche/canupo/index.html>

Nous avons testé initialement cette méthode sur le premier nuage de point (Epoque 1, acquis en Février 2011). Les résultats n'avaient pas été concluants sur les parois des falaises. Les sous-cavages étaient identifiés comme de la végétation (Figure 58-b). Cette erreur de classification est probablement due (1) à la faible qualité du nuage de point et (2) à un problème de définition de la signature de l'entité *falaise*. La version utilisée en 2012 était complexe d'utilisation, sans compter notre manque d'expérience à ce moment. Mais une nouvelle version avec une interface simplifiée est récemment apparue sur le logiciel *CloudCompare* (plugin *CANUPO*, 2014). Son utilisation pourrait permettre de tester à nouveau la méthode de Brodu et Lague (2012) à partir des nuages dont la classification est déjà connue.

2.3.3. Traitement des problèmes de complétude.

Les surfaces d'une scène scannée entre deux périodes d'observation ne sont pas mesurées de manière identique. Elles sont souvent décrites partiellement à cause des variations de densité (*ombre laser* et des espacements en *lignes de scan*, Figure 57). Or la comparaison entre deux acquisitions révèle pour ces zones cachées des différences aberrantes (problème de *complétude*). En effet si l'on compare une surface "pleine" avec une surface contenant un "vide", les points de la première surface sont associés avec les points situés autour du "vide" (points les plus proches) sans avoir un réel rapport. Ce qui revient à "comparer l'incomparable" (Girardeau-Montaut, 2006).

Le traitement des zones d'ombres est généralement basé sur le calcul d'une **carte de profondeur** ("*depth-map*", Murakami et al., 1999 ; Vögtle et Steinle 2004 ; Vosselman et al., 2004 ; Girardeau-Montaut et al., 2005). Ce raster 2,5D permet de distinguer les objets situés sur les différents plans de la scène à partir du point de vue du scanner. Il permet donc de valider les détections observées. Si lors d'une deuxième acquisition l'objet situé sur la partie centrale disparaît (la personne assise au premier plan sort de la pièce, Figure 59), la zone d'ombre portée au troisième plan ne sera plus détectée comme un changement. Cependant la création de telles cartes nécessite la connaissance des différents points de vue ayant générés les nuages de points (Girardeau-Montaut., 2006), c'est à dire la trajectoire du bateau. Ne possédant pas cette information, une solution alternative doit être développée à partir de la superposition des nuages **déroulés**.

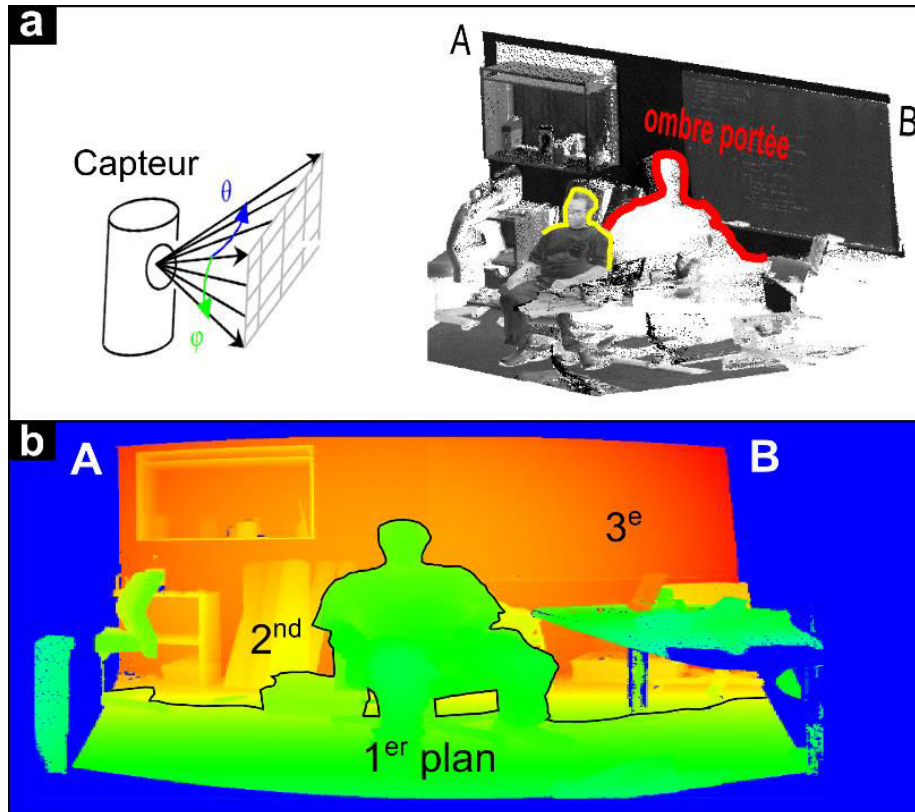


Figure 59. Principe de la construction d'une carte de profondeur permettant de filtrer les ombres laser. a- L'individu assis au milieu de la scène engendre une ombre portée sur le mur arrière qui n'est pas détectée par le capteur. b- La carte de profondeur permet de représenter dans le référentiel du scanner les différents plans composant la scène et par conséquent de filtrer les ombres (modifié de la notice *CloudCompare*, Girardeau-Montaut, 2011).

Pour chacune des acquisitions, des **cartes de présence** sont alors superposées les unes sur les autres afin de détecter les zones d'ombre contenu par l'entité *falaise* (classe 2). Néanmoins leur utilisation est limitée dans certains cas particuliers (c'est pour cette raison que des cartes de profondeur sont préconisées). Par exemple, l'apparition d'un objet n'engendrant pas d'ombre portée sur la falaise constitue un bruit sur la détection de l'érosion (*résidu* du traitement). Cet exemple est illustré sur la Figure 60 avec l'apparition d'un plaisancier avec son parasol devant une falaise de notre secteur d'étude. Ces cas très fréquents sont traités manuellement sur le logiciel *CloudCompare*. La construction des cartes de présence est détaillée et appliquée dans la *partie 3.4*. Les différentes étapes techniques du traitement manuel des résidus sont développées dans l'*Annexe 3*.

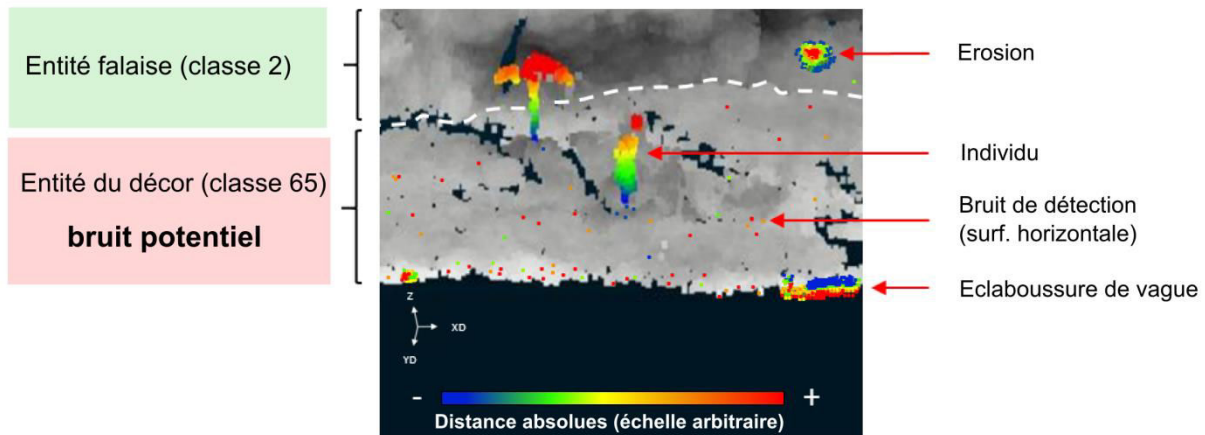


Figure 60. Illustration de la présence de résidus situés au premier plan des falaises. Les formes détectées correspondent à l'apparition d'un plaisancier, d'un parasol et de l'éclaboussure des vagues, tous non présent lors de la première mesure. Ces formes d'apparition sont filtrées manuellement.

2.4. Méthode de détection de l'érosion : du calcul des distances “nuage-nuage” au Modèle Numérique des Surfaces d'érosion.

L'objectif premier de la comparaison des acquisitions LiDAR est le suivi de l'évolution des falaises au cours du temps, et par conséquent la caractérisation de l'érosion au travers des changements géométriques qu'elle engendre (disparition/apparition d'une partie de la surface). Bien que la majorité du travail concerne la préparation des données, la finalité n'en reste pas moins la comparaison des nuages de points représentant la scène côtière. Connaissant à présent les différentes *entités* qui composent les nuages de points ainsi que leurs parties *comparables* (cf. 2.3), la détection de l'érosion peut enfin être abordée. A noter que celle-ci doit être effectuée sur des **nuages complets** (non filtrés) afin d'éviter tout phénomène d'**effet de bords**. Seulement après comparaison, la partie falaise peut être extraite des autres entités (ex. végétation) dans le but de modéliser une surface d'érosion (Figure 61).

La méthode la plus classique de comparaison consiste à calculer les distances séparant un nuage de points avec la *surface modélisée* de l'autre nuage. Dans ce cas le nuage modélisé est *maillé* (“*mesh*”) et est considéré comme référent (ex. [Kuhn and Prüfer, 2014](#)). Cette approche est particulièrement appropriée pour des surfaces relativement simples pouvant être ramenées à une configuration 2,5D (ex. [Kazhdan et al., 2006](#)). Cependant le processus de modélisation pour des surfaces plus rugueuses est limité du fait que le maillage a des difficultés à épouser tous les détails. Il en résulte des descriptions peu fidèles des formes 3D à cause d'une

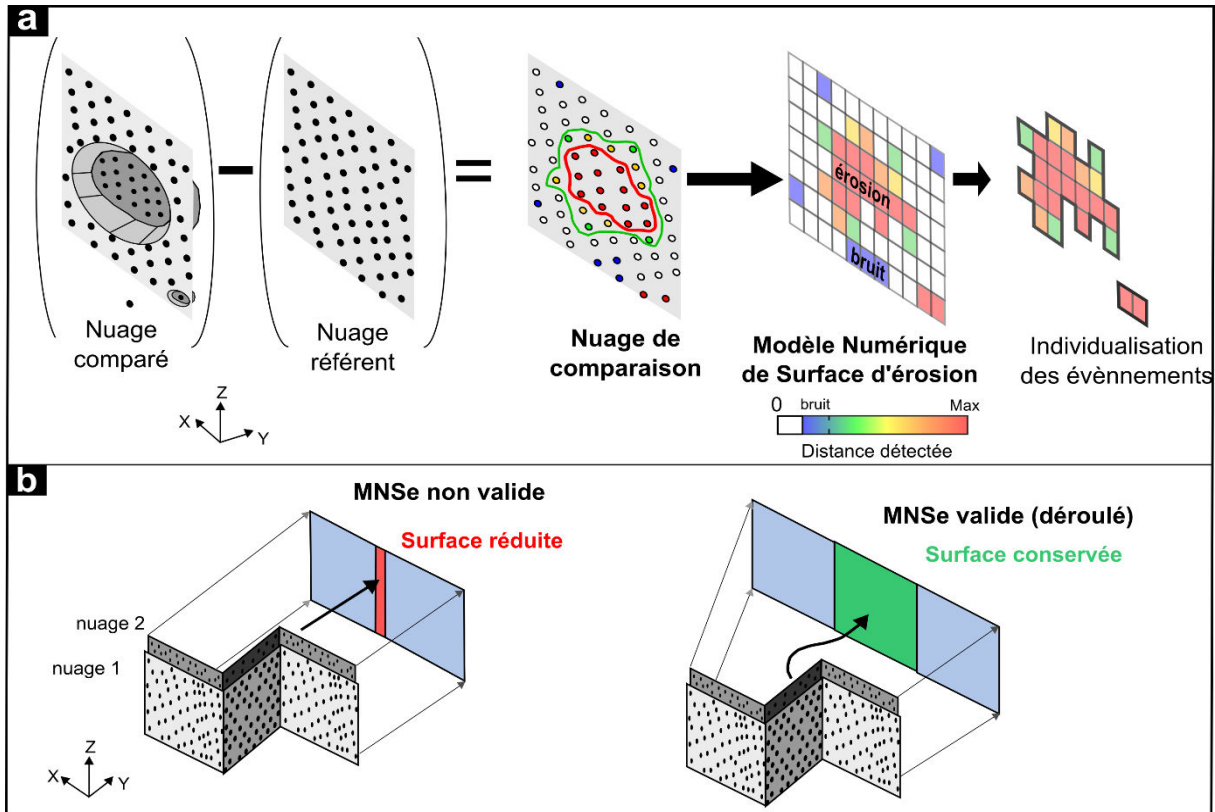


Figure 61. Principe théorique de la détection de l'érosion par comparaison à partir de la méthode "nuage-nuage". a- Illustration de la chaîne de détection de l'érosion depuis le calcul des distances de deux nuages de points jusqu'à l'élaboration d'un Modèle Numérique de Surface d'érosion (MNSe) permettant la constitution d'un catalogue d'événements. b- Condition de validité pour la génération d'un MNSe, une configuration complexe ne permet pas l'utilisation d'un MNSe du fait de la réduction importante d'une partie de la surface étudiée. Seul l'emploi d'un nuage de points déroulé permet son utilisation.

interpolation de moindre qualité (exemple de la méthode par *triangulation*¹⁰²), sans compter les temps de calcul très longs (pour plus de détails se référer aux travaux de Cignoni et Rocchini, 1998 ; Monserrat et Crossetto, 2008, Olsen et al., 2010).

Pour ces raisons la méthode la plus couramment utilisée repose sur la comparaison directe entre deux nuages de points (Figure 61), c'est-à-dire sans étape de maillage (Murakami et al. 1999 ; Shih et al. 2004 ; Vögtle et Steinle 2004 ; Girardeau-Montaut 2006). Nous avons utilisé la méthode de "nuage à nuage" développée par Girardeau-Montaut et al (2005). Elle permet de traiter des nuages denses, réellement 3D, et considère bien la courbure potentielle des surfaces implicitement représentées par le nuage de point référent. Le calcul de la distance

¹⁰² La triangulation consiste à mailler un nuage de points avec des triangles ayant pour sommets les points du nuage. La surface maillée dépend directement de la densité des points.

inter-nuages est réalisé sur le logiciel *CloudCompare*. Il est basé sur la recherche de la distance au plus proche voisin des points du nuage comparé avec une projection spatiale des points du nuage référent. La modélisation locale de la surface est obtenue en interpolant les points suivant une fonction quadratique définie par rapport au plan "aux moindres carrés" (plus efficace qu'une simple triangulation, pour plus de détails se référer à [Girardeau-Montaut, 2006](#)). Les distances calculées sont données en valeur **absolues**. Elles ne sont donc pas normées. La distinction entre ablation et accumulation ne peut donc pas être faite directement. Cependant, après prospection de l'érosion détectée sur les nuages et de nombreuses observations sur le terrain, nous avons constaté que les formes d'accumulation (éboulis) étaient très rares puisqu'elles sont rapidement emportées par la mer.

A noter qu'une nouvelle méthode alternative plus efficace au mode "nuage à nuage" est apparue après notre travail sur l'interface usuelle de *CloudCompare* (plugin [M3C2](#)¹⁰³, 2014). Ce cas de figure est très courant dans le domaine des télédétections, où les technologies et algorithmes évoluent de manière rapide et permanente. Toute la difficulté du calcul des distances de points d'un nuage à un autre réside à trouver pour chaque point la direction entre les points à comparer. Dans le cas de la méthode "nuage à nuage" c'est la direction normale qui est déterminée (méthode que nous avons employé). Mais cette direction change d'un point à un autre et n'est pas toujours parfaitement normale. De plus elle varie également en fonction de l'échelle à laquelle les données sont analysées (locale pour les parties rocheuses et globale pour la falaise entière). L'algorithme *M3C2* ([Lague et al., 2013](#)) propose donc un mécanisme adaptatif pour calculer à quelle échelle la surface apparaît la plus "plate" en chaque point. Il permet aussi de normer les distances afin de distinguer les formes d'ablation des formes d'accumulation.

Afin d'analyser l'évolution des falaises, les mesures des distances sont projetées dans un Modèle Numérique de Surface d'érosion (*MNSE*). Ce modèle est acceptable car les nuages déroulés présentent une surface relativement plane (Figure 61-b) (ex. [Rosser et al., 2005](#); [Abellán et al., 2010](#); [O'Neal and Pizzuto, 2011](#) ; [Dewez et al., 2013](#)). Les valeurs de l'érosion associées aux points du nuage comparé peuvent alors être échantillonnées dans une grille (Figure 61-a). Les points contenant des distances inférieures au **seuil de détection** ne sont pas pris en compte afin de diminuer le bruit. Le seuil dépend de la qualité des données, c'est-à-dire

¹⁰³ Disponible sur http://www.cloudcompare.org/doc/wiki/index.php?title=M3C2_%28plugin%29

fonction de la *précision* et de la *registration*. La **dimension du pixel** (*résolution*) est choisie en fonction de la distance inter-point des nuages, c'est-à-dire de la *densité*.

Chaque pixel du *MNSE* correspond à une valeur médiane de l'érosion (en millimètre ou centimètre). Ce modèle de cartographie présente l'avantage de traiter l'érosion sur un SIG : un taux d'érosion peut donc être facilement calculé, ainsi que les différents événements peuvent être individualisés dans un catalogue (Figure 61-a).

2.5. Implication de la méthode sur la stratégie de l'étude.

Dans la perspective d'étudier l'érosion des falaises de Carry-le-Rouet, trois levés LiDAR ont été réalisés depuis un bateau. La période totale couvre une durée de 17 mois et permet une étude à l'échelle annuelle sur une distance 3,5 km. Le manque d'information concernant les conditions d'acquisition mobile ainsi que la configuration sinueuse de la côte, nous conduisent à appliquer un mode de traitement différent des méthodes dites classiques. Le traitement est basé sur une méthode innovante permettant de simplifier une scène complexe vers une configuration propice à la cartographie de l'érosion, ainsi qu'à la constitution d'un catalogue d'événements. Bien que la finalité de la détection à partir de la technique LiDAR est la caractérisation de l'érosion, il n'en reste pas moins que le traitement des données est une étape cruciale qui doit éliminer un maximum de bruits potentiels ainsi que de définir la résolution et la précision de l'étude à partir d'une étude sur des objets planaires (ex. murs).

L'application de ces traitements ainsi que la caractérisation des processus affectant les falaises de Carry-le-Rouet sont présentées ci-dessous sous la forme d'un article soumis dans le journal *Engineering Geology* (2015).

3. Article 1 : Mapping coastal erosion of a Mediterranean cliff with a boat-borne laser scanner: performance, processing and cliff collapse hazard.

Résumé de l'article :

L'érosion des falaises méditerranéennes de la région PACA est très peu étudiée, à l'exception des expertises techniques limitées aux questions de la gestion et de l'aménagement du territoire (essentiellement après l'occurrence d'un effondrement gravitaire). L'utilisation du laser terrestre (*TLS*) est aujourd'hui bien connue pour sa capacité à quantifier l'érosion des falaises sur des périodes d'observation annuelles. Cependant son utilisation demeure encore très restreinte compte tenu de la nécessité d'une certaine distance minimum de mesure qui sépare la falaise de l'appareil de mesure (souvent trop faible en Méditerranée).

Cette étude traite et discute de la capacité et des limites de plusieurs mesures laser obtenues depuis un bateau dans l'objectif de quantifier l'érosion des falaises situées en milieu microtidal. Pour cela trois acquisitions mobiles (Epoque 1 à 3) ont été réalisées le long des 3,5 km du linéaire côtier de la commune de Carry-le-Rouet (15 km à l'Ouest de Marseille, Bouches du Rhône). Elles permettent l'étude de l'évolution des falaises sur 17 mois d'intervalles. Compte tenu du caractère expérimental de cette approche, la détermination de la qualité des acquisitions est basée sur l'analyse de plusieurs murs numérisés en tête de falaise. Le système mobile est capable de décrire des objets avec une précision de 2,6 cm (Epoque 3) et de 3-4 cm (Epoque 1 et 2) pour un critère statistique défini à 95% (soit 2-sigma). Cependant, dans un contexte où l'érosion est supposée faible et face au volume conséquent des données (~73.10⁶ pts), le choix d'un critère plus robuste tel que le centile à 99,9% est préférable au conventionnel 2-sigma. Ainsi la précision est plutôt de 4,3 cm (Epoque 3) et de 8,8 cm (Epoque 2 et 3). Quant à la répétabilité de la mesure d'une époque à une autre (*registration*), elle est très faible, avec des valeurs comprises entre 0,1 et 0,3 cm pour une densité d'enregistrement atteignant 100 pts/m².

Les méthodes actuelles de traitements des données ne sont pas adaptées aux configurations complexes de nuage de points 3D, ce qui restreint les études TLS à des configurations relativement simples (c.à.d. 2D à 2,5D). Pour cette raison, nous décrivons une nouvelle méthode permettant de re-projeter les nuages de points de la côte sinueuse de Carry-

le-Rouet vers une représentation planimétrique continue. L'avantage de cette transformation géométrique est la possibilité d'analyser l'érosion et la morphologie d'une scène complexe 3D à partir d'outils 2,5D sur des SIG.

L'étude annuelle de l'érosion des falaises de Carry-le-Rouet indique une très faible érosion atteignant en moyenne seulement $1,1 \text{ cm.an}^{-1}$ avec un intervalle de confiance à 99,9%. L'érosion est principalement focalisée en pied de falaise, et est trois fois plus efficace sur les formations sableuses et marneuses que pour les formations composées de calcaires ou de conglomérats. En dépit de la complexité des traitements, la performance des levés LiDAR embarqués sur bateau est donc capable de déterminer des valeurs d'érosion significatives, malgré un contexte d'érosion très faible.

Article 1 soumis dans : [Engineering Geology \(2015\)](#).

Mapping coastal erosion of a Mediterranean cliff with a boat-borne laser scanner: performance, processing and cliff collapse hazard.

Jérémy Giuliano^{a,b,c,*}, Thomas J. B. Dewez^b, Thomas Lebourg^a, Vincent Godard^c, Nathalie Marçot^b, Mélody Prémaillon^b

^aUniversity of Nice Sophia Antipolis, CNRS (UMR 7329), Observatoire de la Côte d'Azur, GéoAzur, Valbonne 06560, France.

^bRisk and Prevention Direction BRGM, Orléans 45060 and PACA Territorial Direction, Marseille 13009, France.

^cAix-Marseille University, CNRS (UMR 7330), CEREGE, Aix-en-Provence 13545, France.

Abstract:

Coastal cliff collapse hazard of the Mediterranean coasts of Provence-Alpes-Côte-d'Azur (southern France) have so far received little attention. Ground-based laser scanning is now known to provide a good means to quantify collapse hazard. The micro-tidal environment, however, precludes the use of terrestrial systems as there is no exposed coastal platform to set them up. This work discusses the use of repeated boat-borne laser scanning surveys to quantify cliff erosion in such micro-tidal environments. Three sub-contracted surveys were performed over 17 months along the 3.5-km-long cliff of Carry-le-Rouet (15km west of Marseille). Using planar man-made walls distributed above the cliff head, independent accuracy assessment of the mobile system was performed. At 95% confidence level (2-sigma), the systems are capable of describing planar features with a precision of 2.6cm (epoch 3) and 3-4cm (epoch 1 and 2). The 99.9% confidence, which is much more conservative than usual 2-sigma, is 4.3cm (epoch 3) and 8.8cm (epoch 2 and 3). The accuracy is between 0.1 and 0.3cm for point cloud density reaching $\approx 100\text{pts/m}^2$. For processing, only a limited set of full 3D cloud processing tools exists today which limits contextual interpretation. Therefore, we describe a method to project the sinuous coastline point clouds onto a continuous analytical surface made of vertical planes joined by arcs of cylinders. This is to leverage the huge 2.5D GIS tool sets available for further geomorphological analyses. From this processing, we learn that the average cliff recession rate of Carry-le-Rouet, built from significant differences at 99.9% confidence level, comes to 1.1cm/year. Erosion is three times more effective in sandstone and marls layers than in

calcarenites and conglomerates and was mostly focused in the lower part of the cliff. Despite imperfections, boat-borne laser scanning system are capable of delivering meaningful erosion data even in this low erosion context.

Keywords: *mobile mapping system; boat-borne; laser scanning; system performance; cliff collapse hazard; Mediterranean-coastline.*

3.1. INTRODUCTION.

In recent years, a wide range of portable laser scanners has been developed and significant operational improvements make them a choice equipment for field measurements (Lichti et al., 2000a; Lichti et al., 2000b; Ingensand et al., 2003; Girardeau-Montaut 2005; Heritage and Hetherington, 2007). Among the main geomorphological applications, the study of gravitational processes such as rock falls or landslides (Kemeny and Post, 2003; Bitelli et al., 2004; Teza et al., 2007; Dunning et al., 2009; Dewez et al., 2007; Abellan et al., 2010; Dewez et al., 2013), and evaluation of associated geological hazards (Hunter et al., 2003; Abellán et al., 2006; Jaboyedoff et al., 2009) have strongly benefited from these methodological developments. In particular case of confined cliff face, the possibility to monitor spatio-temporal changes of complex surfaces is important for the study of erosion (Lim et al., 2005 ; Rosser et al, 2005 ; Young and Ashford, 2006 , 2007 ; Dewez et al., 2007 ; Collins and Sitar., 2008 ; Olsen et al., 2009 ; Young et al , 2009 ; Lim et al., 2010 ; Young et al., 2010 ; Dewez et al., 2013; Rohmer and Dewez, 2013; Kuhn and Prüfer, 2014), in order to map the location, dimension and epoch of occurrence of collapse events. One of the applications is to interpret the collapse magnitude in terms of erosion activity to appreciate the stage of cliff evolution. For example an increase of rock falls erosion can “pre-date” the occurrence of larger events (Rosser et al., 2007), whereas a decreasing activity may correspond to a temporal “stabilization” (Perdrazzini et al., 2010).

Terrestrial laser scanners are particularly suited for the survey of steep cliffs with high resolution and the possibility to deal complex geometries (Ingensand 2006; Young et al, 2010). Moreover this technique is best adapted to vertical terrain configurations compared to airborne laser scanners. Indeed for aerial technique, high incidence angles between vertical cliff faces and laser beam are responsible for inaccuracy and the lack of vertical measures (Baltasvias, 1999; Young et al., 2013; Earlie et al., 2014). For that reason coastal cliff studies are generally

performed with terrestrial laser scanners looking at the cliff face from the beach/platform at the foot of the cliff. This setup requires, however, installing a tripod in front of the cliff, which is not always feasible and especially not along this micro-tidal coastline. We can note also that this technique is not appropriate over kilometer-long sections which require numerous acquisitions. Indeed, all the acquisitions need to be co-registered (Michoud et al., 2014) which can propagate errors.

For these reasons, mobile laser scanning is an attractive technology that allows to scan long-section with high precision (Ellum and El-Sheimy, 2002; Barber et al., 2008; Jaakkola et al., Kukkp et al., 2012; Glennie et al., 2013). These systems have been adapted on boat configurations in order to detect topographic changes in fluvial environments (Alho et al., 2009; Vaaja et al., 2011, 2013) and more recently in coastal environments (Michoud et al., 2014). This latter application, over 30-km-long coastal cliffs in northern Europe (Normandy, France), has demonstrated its capability to map geomorphological features smaller than 0.5 m^2 ($70 \times 70\text{cm}$) and to detect rock fall volume with a precision up to 1 m^3 between two acquisitions (in 2012 and 2013). Michoud et al's (2014) system was capable of describing sea cliffs with a median inter-point spacing from 10cm to 30cm and a median repeatability precision close to 10cm. In particular, the repeatability precision was retrieved by comparing boat-borne laser data with terrestrial laser data acquired at low tide. This type of validation was not available to us because micro-tidal environments do not expose platforms to setup a terrestrial laser scanner.

Here we discuss the example of a 3.5-km-long section of cliff in Provence, along the French Mediterranean coast, near the town of Carry-le-Rouet (15km west of Marseille, Figure 62). Along this part of the coastline, potential scanning points are scarce given the micro-tidal regime. Repeated surveys were thus performed with a similar mobile boat-borne laser scanner system. In this study we address both generic issues related to the survey technique and site specific information concerning the geomorphic processes at work. First, the positional performance of the different measurement systems and their ability to be combined to produce temporal sequences of point clouds are described: (i) single survey point position; (ii) repeatability precision of the measures between the surveys; and (iii) inter-point spacing for single survey. The method employed is particularly adapted in the absence of external model (e.g without terrestrial laser reference). Second, given the sinuous plan-form morphology of the cliff 3D point clouds cannot be readily compared and brought in 2.5D GIS analysis environments for further contextual analyses. We describe a projection method based on continuous analytical surfaces made of vertical planes and arcs of cylinder. The resulting

surface is then compatible with ortho-photography projection and geological interpretation. Third, this processing workflow is applied to the case study of Carry-le-Rouet where three boat-borne surveys have captured cliff erosion between February 2011 and July 2012. Finally we discuss the boat-borne laser capacity and some first-order geomorphological findings.

3.2. TEST SITE AND STUDY SETTING.

The case study is a section of the Côte-Bleue in Provence region (France), along an East-West 3.5-km-long sea cliff near Carry-le-Rouet town (43°19N, 5°09E). This part of the coast is sinuous and composed by a succession of 5 headlands (Figure 62-a). Cliff height is comprised between 2 and 56m (relative to NGF69 datum). The cliff exposes various lithological formations from the Upper Oligocene to Lower Miocene that includes marine marly-sandy-calcareous successions with bed thickness ranging from 0.3 to 5m and occasional occurrences of lenticular conglomerates (Demory et al., 2011). The series is made of sub-horizontal to gently South-East dipping beds (2° to 10°) (Figure 62-b). The cliff profiles present both vertical and inclined faces with well-developed notches at the foot.

The rocky shore dynamic along the French Mediterranean cliffs has not been much studied and the respective contributions of marine versus continental contributions are not constrained. Furthermore, this area is not prone to spectacular and/or frequent cliff collapse events, such as those of chalk cliffs of northern Europe (e.g. Duperret et al., 2002; Costa et al. 2004; Regard et al. 2012; Dewez et al. 2013). But risk-wise the vicinity of the cliff is subjected to an increasing residential, touristic and economic pressures. On February 6 2008, a rock fall of about 500m³ occurred in the central part of our study area (yellow star in Figure 62-a), precisely in the garden of a villa, leaving less than 2 m between the cliff edge and a swimming pool.

As a consequence, cliff collapse risks have become a major concern for the local populations and authority and cliff collapse hazard quantification was desired in order to characterize the erosion setting. We also need to evaluate if this rock fall corresponds to a rare, isolated, or frequent event. We thus set out to apply the probabilistic analysis framework proposed by Dewez et al (2013) to start assessing cliff collapse hazard.

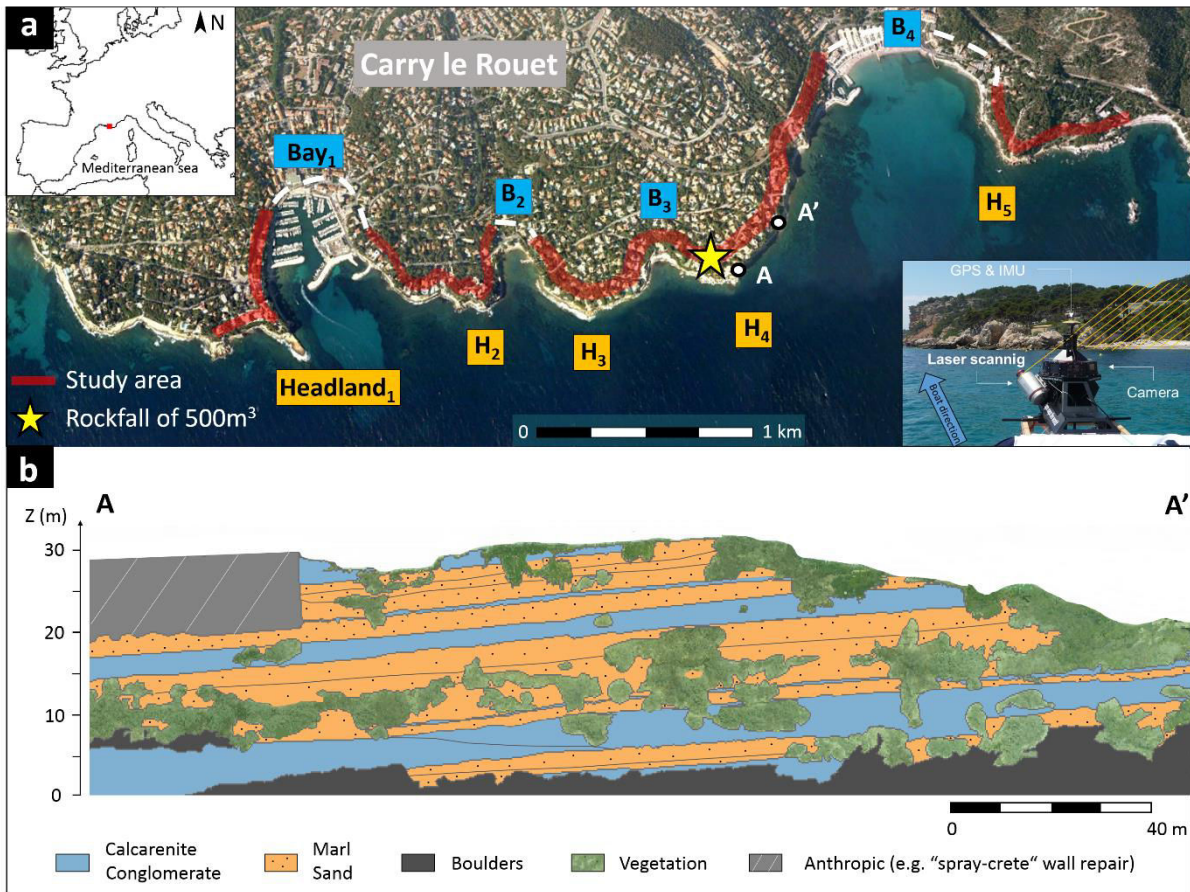


Figure 62. Study site of Carry-le-Rouet along the micro-tidal Mediterranean coastline (15km west of Marseille, southern France). a- Map view of the sinuous coastline composed of 5 headlands and 4 bays and study area; b- Front view of the section AA' and geological interpretation of the Oligo-Miocene sedimentary stack setting drawn from ortho-photography. The “spray-crete” wall repair corresponds to the northern end of a rockfall section of about 500m³ of that occurred on February 6, 2008.

3.3. DATA SETS.

The temporal cliff evolution study in Carry-le-Rouet started with a first survey on 28 February 2011 (epoch 1) with an experimental mobile boat-borne LiDAR mapping system developed by the now-defunct surveying company ATM3D. The following two other surveys, 30 November/1 December 2011 (epoch 2) and 7 July 2012 (epoch 3), were acquired by FUGRO-GEOIDE using two different setups: the Boatmap[®] system (BMS); and the Drivemap[®] system (DMS), respectively. Using different mobile mapping systems for time series measurements will become increasingly frequent in the future given the cost, specificity of the equipment, commercial market regulations and rapid technological improvements of mobile mapping equipments. So despite it not being ideal for research purposes, we describe how these different survey data sets were treated and how to assess system performance. Our work is

targeted at end-user engineers who are not survey specialists and nevertheless need to independently check the data they paid for.

3.3.1. Description of mobile mapping system.

While each of the three LiDAR mobile mapping systems implemented different hardware specifications (Table 2), the instrumental concept is similar. A rigid frame on the boat contains (Figure 62-a) a laser scanner, a pair of GNSS antenna and an Inertial Measurement Unit (IMU). Despite boat movements, LiDAR, position and angular accelerations are registered to a unique time frame which allows for computing each point's 3D Cartesian coordinates (for more details see [Michoud et al., 2014](#)). The IMU system measures the sea wave effects (yaw, pitch and roll), and is combined with GNSS in order to locate each instantaneous view point in space ([Schwarz et al., 1993](#)). A calibration procedure based on repeated scanning passes is used to determine potential offsets. The boat's trajectory is determined by differential post-processing GNSS signals relative to a near-by base station, and Kalman filtering to provide smoothed differential correction. The accuracy of the mobile boat positioning system determines the overall performance of the survey, but this information is not always provided by subcontracting companies, even if it is mandatory to determine a change detection limit. Practically, because water depth and laser scanning incidence angle were antagonist constraints, the survey was performed from a distance between 50 and 300m from the cliff.

3.3.2. Point clouds and registration.

All three point clouds were processed by FUGRO-GEOIDE in Montpellier (France) and delivered as X, Y, Z coordinates expressed in the national Lambert93 reference frame, along with raw LiDAR point intensity value. In total, the complete dataset of all three scans contains 73.2 million points (Table 2). For each individual survey, a multi-pass registration process was done using both physical targets and point cloud matching with ICP algorithm (e.g. [Besl and McKay, 1992](#)). Although locally variable, the quality of multi-pass registration could not be assessed because the point pass identifier (whether back or forth pass) was not provided, and only a single merged point cloud was delivered by the company.

3.3.3. Ortho-photography.

A series of cliff face photographs were taken in December 2012 and shot with an industrial shutter-free full frame Imperx *16 Mpix* camera fitted with a 50mm lens (Table 2). These photographs were then ortho-rectified as a 2-cm-per-pixel continuous panorama ortho-photography. They were then used for the classification of the point clouds (for example off-

Table 2. Technical specifications of the three boat mobile mapping systems (ATM3D, Boat-Map[®] and Drive-Map[®]).

BOAT MOBILE MAPPING SYSTEM			
Epoch	1 (February 2011)	2 (November 2011)	3 (July 2012)
SYSTEM	ATM3D	BOAT-MAP[®]	DRIVE-MAP[®]
Number of points	10.6*10 ⁶	18.7*10 ⁶	43.9*10 ⁶
1. Positioning sensors (GNSS & IMU)			
GNSS brand	NOVATEL	TRIMBLE	TOPCON
GNSS sampling frequency [Hz]	1	1	20
Brand (INU)	LandINS (IXSEA)	FSAS (NOVATEL)	TOPCON
INU sampling frequency [Hz]	200	200	100
Rolling/pitch precision [°]	0.005	0.008	0.02
Bend precision	0.010	0.023	0.04
2. Mapping sensors (LASER scanner)			
LASER scanner brand	LMS Z390i (RIEGL)	Illris HD ER (OPTECH)	VQ 250 (RIEGL)
Aperture angle [°]	80	40	360
Measurement rate [pts.s⁻¹]	11000	10000	300000
Distance range [m]	1-400	3-1800	1.5-200
Angular resolution [°]	0.002	0.00115	0.0018
σ angular measured [°]	0.001	0.00458	0.001
σ distance measured [mm]	4	7mm-100m	5
3. Camera			
Camera brand	-	Imperx-16M-G(IMPERX)	-
Focale length [mm]	-	35	-
Sensor length [mm]	-	36.07*24.05	-
Pixel size [Mpx]	-	4872*3248	-

cliff and vegetation points) and interpretation of the litho-stratigraphic mapping of the cliff outcrop (Figure 62-b).

3.4. DATA PRE-PROCESSING: QUALITY ASSESSMENT.

The quality assessment focused on testing the actual point cloud precision, repeatability, and effective point density. To reverse-engineer the precision and accuracy, we selected simple planar objects, man-made walls, and measured how well point clouds described them. Five walls visible in all three scans and close to the cliff edge were used for this. Derived information is therefore a good surrogate for cliff point precision, accuracy and density. The wall lengths are 4m to 16m in length and 2m to 4m in height. Point precision was characterized through residuals to their best fit planes for single campaigns (e.g. [Montserrat and Crosseto, 2008](#)) to determine point cloud precision (Figure 63-a) and between campaigns to assess repeatability distance (e.g. [Besl and McKay, 1992](#); [Michoud et al., 2014](#)) of point cloud accuracy (Figure 63-b). The sum of point precisions and repeatability error gives the shorter distance of the erosion detection, that we call the threshold distance (Figure 63-c). Finally inter-point spacing (or point density) was also computed to optimize grid pixel sizes required in a later step and check the delivery for compliance with the survey specifications (e.g. [Soudarissanane et al., 2011](#); [Argüelles-Fraga et al., 2013](#)).

To model the planar shape of the walls from XYZ Lambert93 coordinates, a Principal Component Analysis (PCA) was performed. This geometrical transform is preferred to linear regression solution because all X, Y and Z values are known with some degree of error. In this case, the principal component analysis retrieves three components, by decreasing order of variability. The first and second components are wall-coplanar coordinates; the third component is orthogonal to this best-fit plane and describes the dispersion on either sides of the plane (Figure 63). We should note that wall point cloud samples were segmented well away from the wall edges to avoid contamination by outliers. Unwanted residual distribution deviations could exist if the walls were not true planes. The walls were indeed true planes as residuals plotted versus wall-parallel coordinates did not display coherent high order polynomials trends.

3.4.1. Point precision for single survey.

For the three epochs, the point precision is determined as the 99.9% distribution quantile of the absolute deviation to the median ([Höhle and Höhle, 2009](#)) (Figure 63-a & Figure 64) This quality threshold corresponds to a much smaller proportion of points than the usual 5% of

a 2-sigma threshold (Figure 63, Table 3-1) but minimizes the proportion of meaningless differences given the sample size of the millions of points.

3.4.2. Repeatability.

Registration of the three point clouds in Lambert93 reference frame was performed by the subcontractor. To determine the potential distance biases between two epochs (Figure 63-b) we need to compare distributions of the third component from the PCA of each point cloud relative to one point cloud (i.e. PCA of the epoch 1 is used to reproject the epoch 2 in order to compare the plane distance between the epoch 1 and the epoch 2). The survey repeatability is thus obtained as the absolute difference between the medians of each epoch expressed relative to the first survey (Table 3-2).

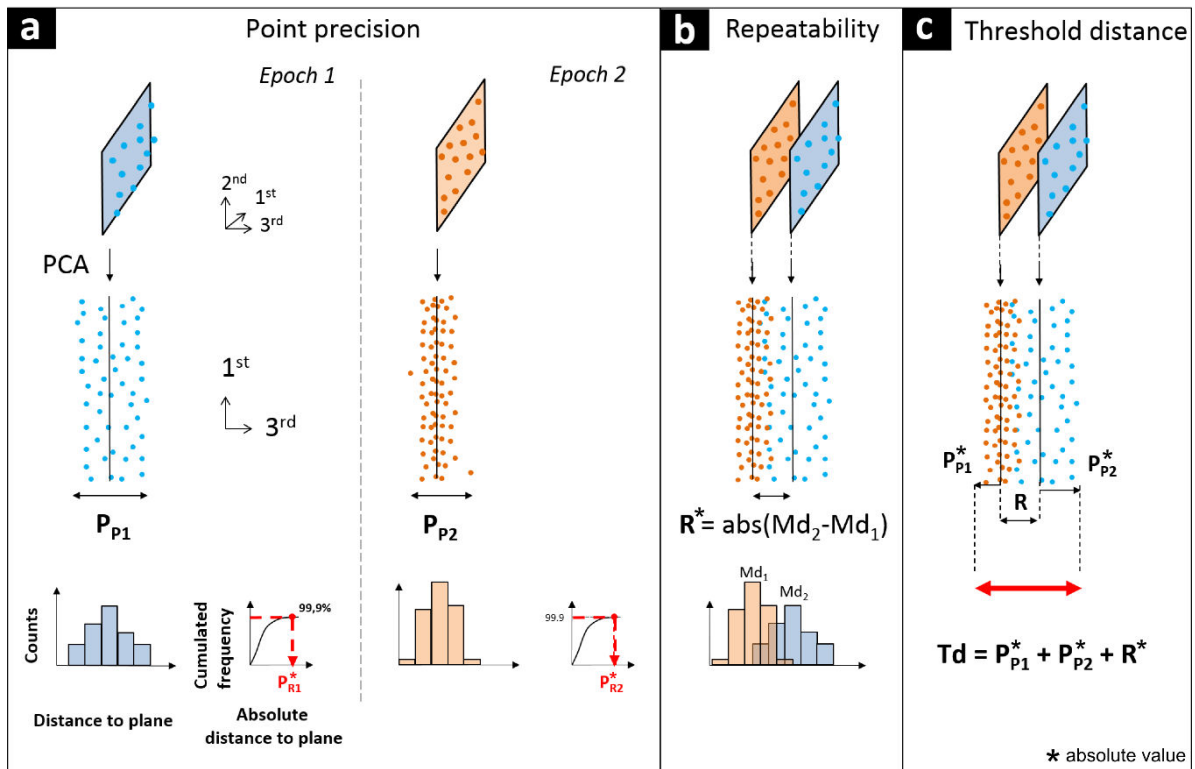


Figure 63. Quality assessment principle applied to a planar object. Point precision (P_P), repeatability distance error (R); and threshold distance (T_d) assessment through the third component (3^{rd}) of Principal Component Analysis applied to diachronic wall measurements (example for epoch 1 and 2). 3^{rd} component corresponds to distance to wall plan model. a- Point precision (P_{P1} and P_{P2}) values are obtained as the 99.9% quantile of the cumulated frequency of the absolute 3^{rd} component. b- Repeatability error (R) corresponds to absolute difference of median of the 3^{rd} component values (Md_1 and Md_2). c- Threshold distance (T_d) is the total uncertainty of the detection between two epochs.

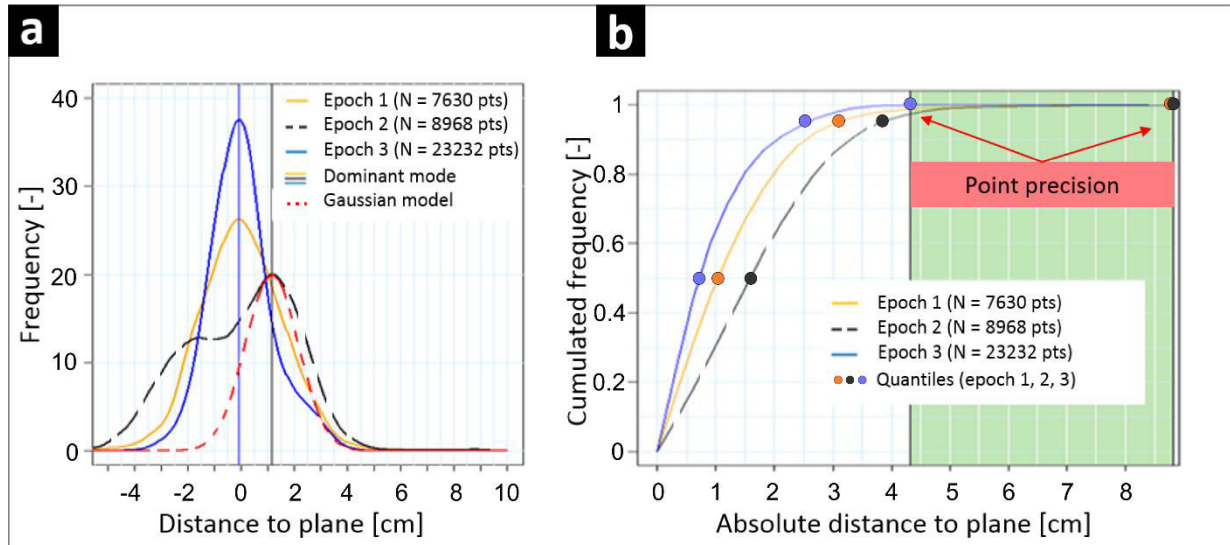


Figure 64. Point precision (P_P) assessment. a- Frequency density (bandwidth of 3mm) of PCA third component deviation to the median. Dominant modes (density curve maximum) are marked by vertical lines. The red short-dashed curve represents a Gaussian distribution centered on the dominant mode of the epoch 2. b- Cumulated frequency of absolute deviation from the median. The plain dots represent the 50%, 95% and 99.9% quantiles of each survey. Epoch 2 is more skewed to the right than epochs 1 and 3.

3.4.3. Threshold distance to detect erosion.

The remaining cliff pixels exhibit a range of distances that needs thresholding to map eroded blocks. Short distances indicate that the cliff has not changed much while larger values depict erosion more confidently. Picking the appropriate threshold is again a matter of robust statistics. The detection threshold between two point clouds depends on their accuracy, and is obtained by the sum of absolute point precisions and absolute repeatability distances (Figure 63-c, and Table 3-2).

3.4.4. Inter-point spacing estimation.

In a later pre-processing stage, the three point clouds are projected into 2.5D grids to enable interactions with ortho-photography and further explore erosion dynamics. The choice of an optimal grid pixel size is a recurrent issue in GIS. Here, we solve it by computing the nearest-neighbour Euclidean distance statistics in wall-coplanar coordinates (Figure 65). Because the inter-point spacing is obviously variable in space, a minimum representative inter-points spacing can be obtained by the median values (as Michoud et al., 2014) which minimize influences of outliers (Höhle and Höhle, 2009).

Table 3. Synthesis of point clouds quality. 1. Single epoch quality of the three epochs (statistical point precision and dominant mode); 2. Inter epoch quality of the three epochs (point precision, registration and threshold distance). * The 95 and 68.3 quantiles would be the equivalent of classical 2-sigma and 1-sigma thresholds if the distribution were truly Gaussian.

1. Single epoch quality of three point clouds : point precision [cm]				
Epoch		1 (February 2011)	2 (November 2011)	3 (July 2012)
N walls [pts]		7630	8968	23232
Quantile of	99.9	8.8	8.8	4.3
absolute	95.0 (2σ*)	3.1	3.8	2.6
distance	68.3 (1σ*)	1.4	2.2	1.1
	[cm]	1.0	1.6	0.7
Dominant mode value [cm]		0.1	1.1	0.1

2. Inter-epoch quality of three point clouds (see Figure 63)

a. Sum of point precision [cm]				+	b. Repeatability distance [cm]				=	c. Threshold distance [cm]			
	Epoch 1	Epoch 2	Epoch 3			Epoch 1	Epoch 2	Epoch 3			Epoch 1	Epoch 2	Epoch 3
Epoch 1	-	-	-		Epoch 1	-	-	-		Epoch 1	-	-	-
Epoch 2	17.6	-	-		Epoch 2	0.29	-	-		Epoch 2	17.9	-	-
Epoch 3	13.1	13.1	-		Epoch 3	0.31	0.13	-		Epoch 3	13.4	13.2	-

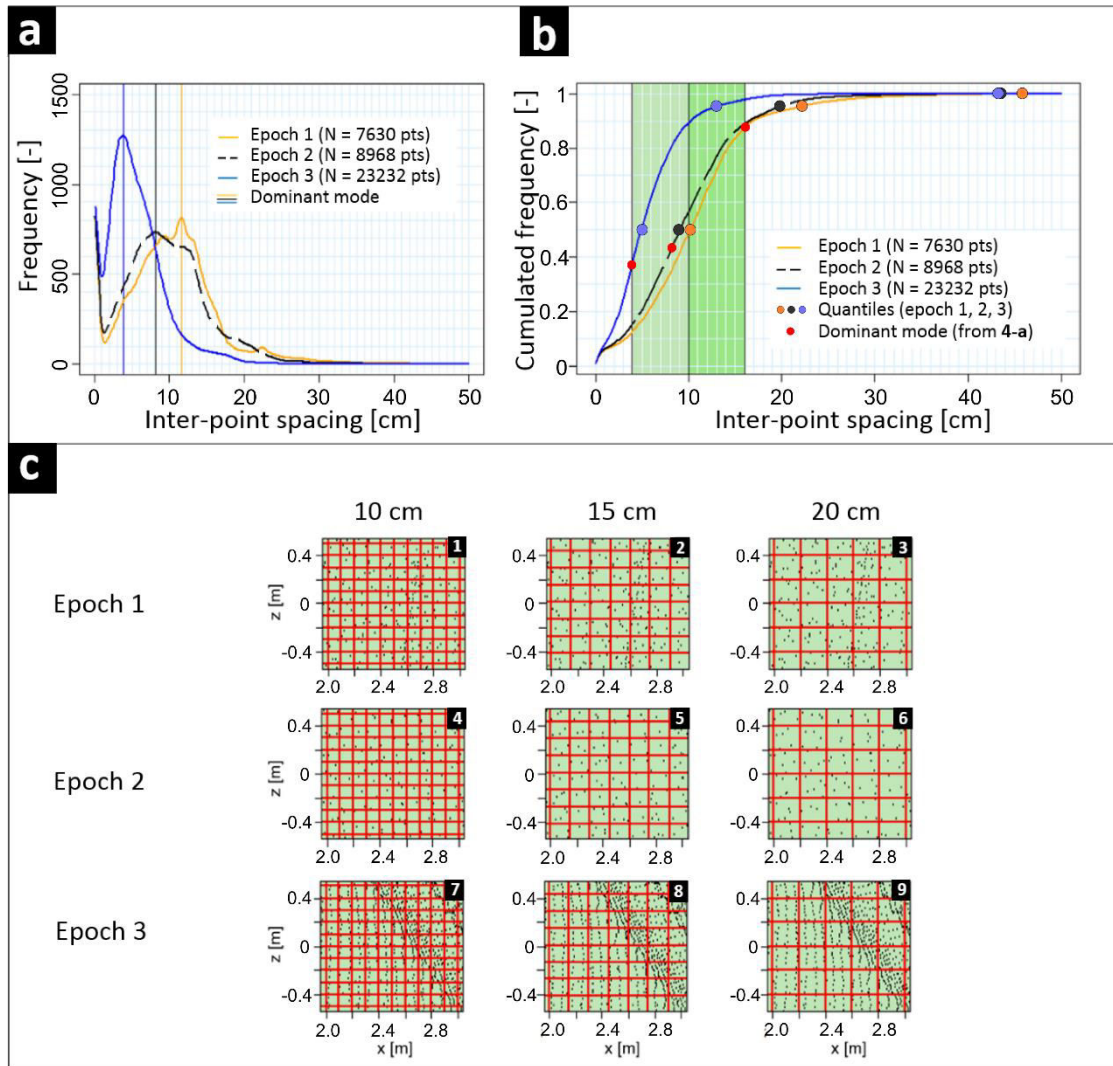


Figure 65. Inter-point assessment determined by a projection of 2.5D grids for the three epochs. a- Frequency density of inter-point Euclidian spacing in a wall-coplanar reference frame (bandwidth = 0.5mm). Dominant modes are defined by vertical lines. b- Cumulated frequency of the inter-point spacing. c- Example of different grid cell size (10, 15, 20cm) applied to point clouds from a wall extracted for the three epochs.

3.5. LiDAR DATA PROCESSING.

The scientific problems we wish to solve concern the total mass balance and discrete block erosion over the entire cliff face and the construction of a scar inventory with associated geometrical properties. In order to do so, local, point-wise erosion can be assessed with 3D cloud-to-cloud distances (e.g. Lague et al. 2013) but mass balance or scar inventories still requires computing an integrated estimate of erosion, either through meshing or gridding. And further, we would like to explain erosion with various methods readily implemented in 2.5D GIS and currently lacking in full-3D software. The data processing workflow therefore consists in a succession of 4 steps: (i) project 3D point clouds into an analytical 2.5D surface (unfolding); (ii) calculate inter-epoch distances (point clouds comparison); (iii) classify and check for point visibility to assess erosion and (iv) threshold cloud-to-cloud distances to retrieve only meaningful erosion (Figure 66).

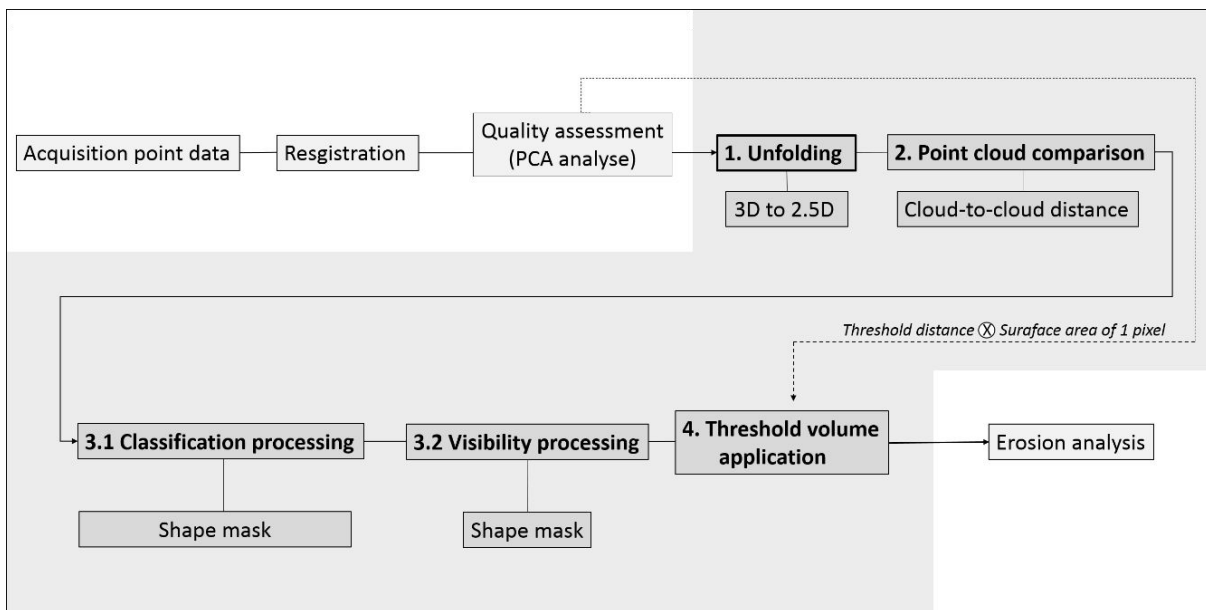


Figure 66. Flow diagram of LiDAR data processing (from data acquisition to erosion analysis). Grey polygon indicates LiDAR data processing based on unfolding method.

3.5.1. 3D to 2.5D projection method.

The first step consists in projecting 3D points into an unfolded 2.5D cliff surface. Most terrestrial laser scanning studies in rocky coast environments are performed along straight or semi straight cliffs segments (Lim et al., 2005; Dewez et al., 2007 ; Collins and Sitar, 2008 ; Abellán et al., 2010 ; Lim et al., 2010 ; Young et al., 2010 ; Stock et al., 2011 ; Dewez et al.,

2013 ; Kuhn and Prüfer, 2014; Michoud et al., 2014) and all of them admit, sometimes implicitly, that when the cliffs become truly 3D, processing is much more difficult. It is well known that planar cliff configurations close to 2D or 2.5 D allow the determination of eroded volume through DoD (Digital Elevation Model of difference, Rosser et al., 2005; Abellán et al., 2010; O'Neal and Pizzuto, 2011). But in 3D complex configurations, DoD will poorly depict strongly oblique surfaces. The coast of Carry-le-Rouet is very sinuous, with a succession of headlands and bays and needs be simplified (Figure 62-a).

To simplify the visualization and processing of 3D configuration in 2.5D, we detail a method to unfold point clouds (Figure 67). The numerical method consists in projecting XY coordinates onto a vertical surface made either of contiguous planes sections or arcs of cylinders. Elevation coordinates, Z, remain unchanged. One of two types of transformations are applied: (i) an angular rotation for planar sections (Figure 67-c1); (ii) and an angular distance calculation for cylindrical sections (Figure 67-c2).

- For each rectilinear section, unfolded coordinates (X_U , Y_U) of sub-cloud are obtained by applying a rotation of $-\alpha$ to the initial points (X , Y), which corresponds to the angle between the rectilinear section and the re-projected straight line (Figure 67-c1).
- For each circular section defined by a circle O, unfolded coordinates X_U and Y_U of sub-cloud are obtained separately (Figure 68):

1. X_U coordinate corresponds to the angular distance of the points from the initial arc section (Figure 68-a):

$$X_u = (R \cdot \gamma) \cdot US [2\pi] \quad (1)$$

with R the radius of the circle O, γ the angle between starting section and point to project, then US the unfolding sense (by convention $US = 1$ for inland section at sea, and $US = -1$ for bay section).

2. Y_U coordinate corresponds to the distance of the points from the curviline, positive or negative (Figure 68-b):

$$Y_u = (L - R) \cdot US \quad (2)$$

with L the distance between the point to unfold (X , Y) and the center of the circle O.

The same projection scheme was applied to orthorectify photographs shot in November 2011. For complementary information see the appendix A.

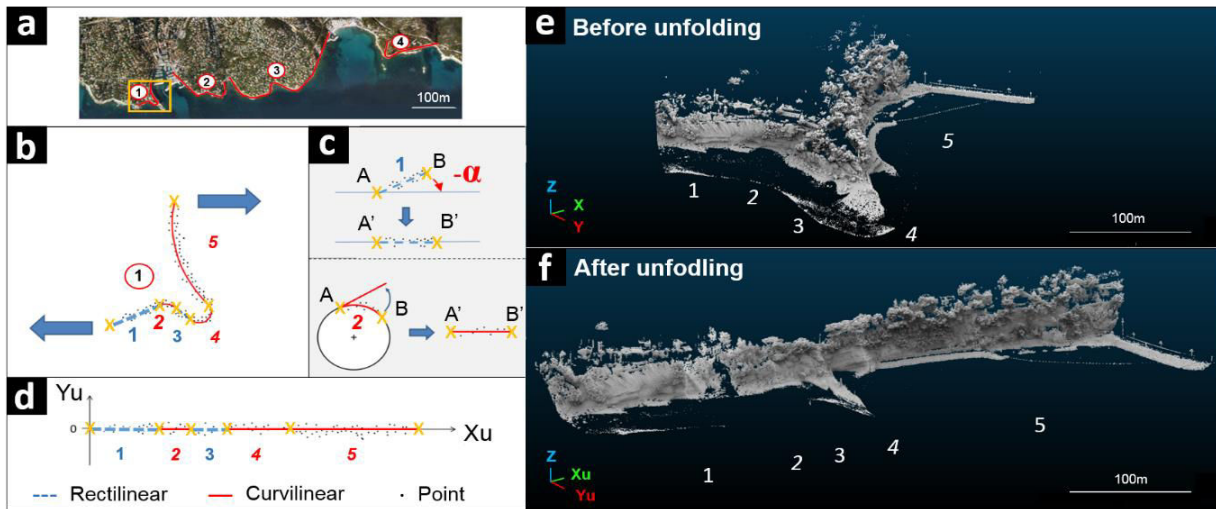


Figure 67. Projection method applied to a complex sinuous point cloud, example of area 1. a- Map view of the general trend of coastline defined through GIS. Map projection is defined in the same system as point clouds. b- Focus of sinuous area 1. General trend and point cloud are segmented into linear (dashed blue line) and curvilinear sections (solid red curve). c. Two types of transformation are applied to sub-point cloud, c.1- angular rotation for rectilinear, and c.2- angular distance calculation for curvilinear section. d. Point cloud unfolded and re-projected in unfolded coordinates along a straight line. e- & f- View of point cloud before and after unfolding.

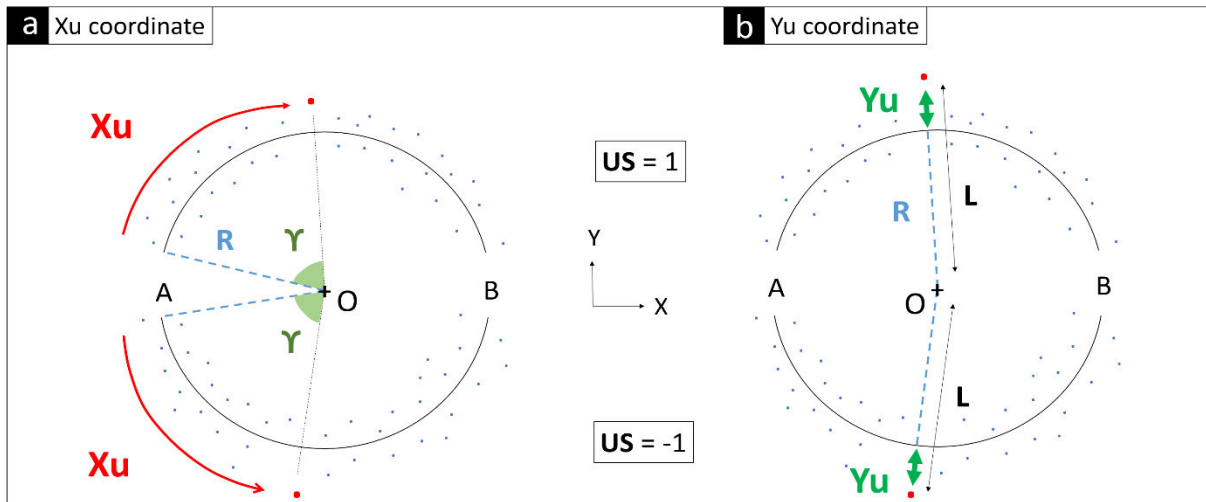


Figure 68. Unfolding method of curvilinear section defined by a circle. Unfolded coordinates X_U and Y_U of sub-clouds are obtained separately. a- X_U coordinate corresponds to the angular distance of the points from the initial arc section (A). b- Y_U coordinate corresponds to the distance of the points from the curvilinear section (AB).

3.5.2. Point clouds comparison method.

After projecting all point clouds into the 2.5D space, the second step is to quantify changes in range due to cliff erosion. Many authors have argued that cloud-to-cloud distance comparison was possible and desirable (Girardeau-Montault et al., 2005; Lague et al. 2013). Indeed, gridding or meshing prior to computing a difference is amenable to loss of information or ghost volume creation. Hence, we computed a cloud to cloud distance between projected point clouds with *Cloud-Compare* software before gridding the result.

3.5.3. Points-cloud segmentation and visibility solution.

Among all the points measured during the survey, many correspond to irrelevant features: vegetation, houses and man-made features, tourists... The third processing step consists in segmenting the point clouds into object classes.

3.5.3.1. Classification method.

Based on the American Society for Photogrammetry & Remote Sensing LAS 1.4 labelling standard, a semi-manual classification of different features was performed (Figure 69 and Figure 70). We distinguish the cliff (class identifier 2), all types of vegetation (tree, shrub and grass) which are combined into a single unit (class 3), and two newly created classes: external part of the scene (class 64) and cliff foreground (class 65). This latter class will be further processed in a second time because it is associated with visibility problems. This classification was performed manually using orthophotos in a GIS. Mapping produced continuous polygons from which the value of the class was transferred to the point clouds.

3.5.3.2. Visibility solving method (shadow effects).

Finally, because laser scanners acquire 3D data with a line-of-sight strategy, full-3D objects are likely to contain unseen faces during acquisition. To limit the extent of these shadows, the survey was performed in at least two passes. They are detrimental for our purpose as cloud-to-cloud comparisons can only compute distances between existing points, and hence may locally present large values along the edges of hidden areas, unduly joining background with foreground points. The classical filtering approach for this problem employs the calculation of the depth-maps (or visibility-maps) from a known scanner viewpoint (for more information see Murakami et al., 1999; Vögtle and Steinle., 2004; Vosselman et al., 2004;

Giradeau-Montaut et al., 2005). In our case, however, mobile scanner is constantly on the move and tagging a specific position with its corresponding viewpoint is very difficult. Additionally, the subcontractors did not provide the space/time scanner trajectory. We therefore had to develop a different approach to solve this visibility problem.

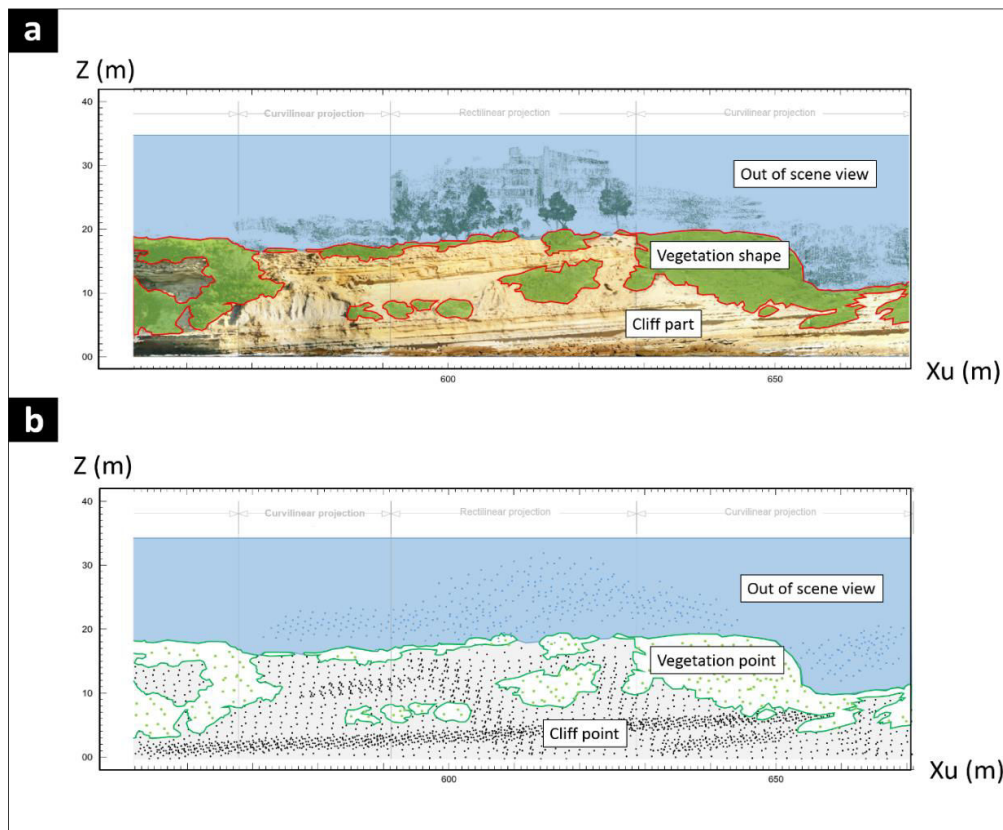


Figure 69. Semi-automatic classification by mask application to an unfolded point cloud. a- Example of a section of an ortho-photography digitalized by three polygons which correspond to “out of scene view”, “vegetation” and “cliff”. b- Mask segmentation applied by superposition of polygons on the front view (Xu, Z) of unfolded point cloud (in same projection).

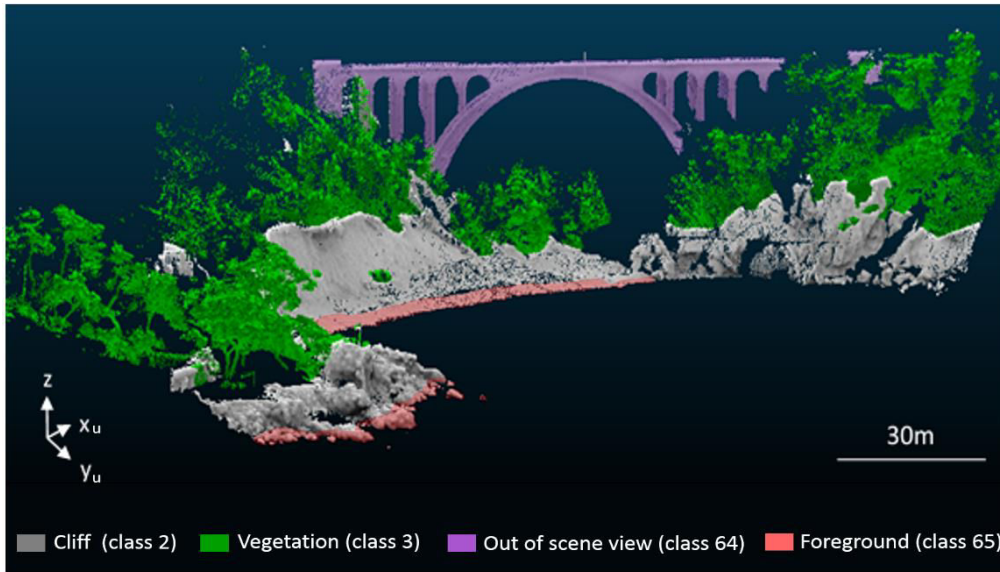


Figure 70. Point cloud processed (unfolded and classified). Example of the eastern section of epoch 3.

Shadows in the cliff plane were computed from a raster mask of point presence (Figure 71-a). Mask values of each epoch were labeled as a power of 2. So the sum of visibility masks produces a unique identifying code which determines simultaneously when and how many times points were visible (Figure 71-b). This visibility mask is then combined with the masks of classified objects (cliff, vegetation and foreground) to retain only the topographic changes of cliff portions. Processing quality depends on the choice of pixel size, and this choice is constrained by the representative inter-point spacing discussed above (*cf.* 3.4).

3.5.4. Threshold volume and erosion estimation.

Finally, the remaining cliff pixels exhibit a range of distances that needs thresholding to map eroded blocks. The minimum volume of erosion detected is thus the result of the combination between the threshold distance and the surface area of one pixel size (*cf.* 3.3 and 3.4, respectively).

In order to quantify the erosion volume and study rockfall scars properties, we need to estimate the eroded surface area. As such, surface area and volume of estimation eroded material is not possible with cloud-to-cloud comparisons. Some degree of integration is necessary. Cloud to cloud distances of unfolded point clouds are gridded into a 2.5D, 10cm x 10cm, Digital Surface Model of erosion (DSMe, Figure 72). At this stage of the process, DSMe is acceptable because unfolded points clouds are almost planar (Dewez et al., 2013). This threshold is applied to quantify the total eroded volume.

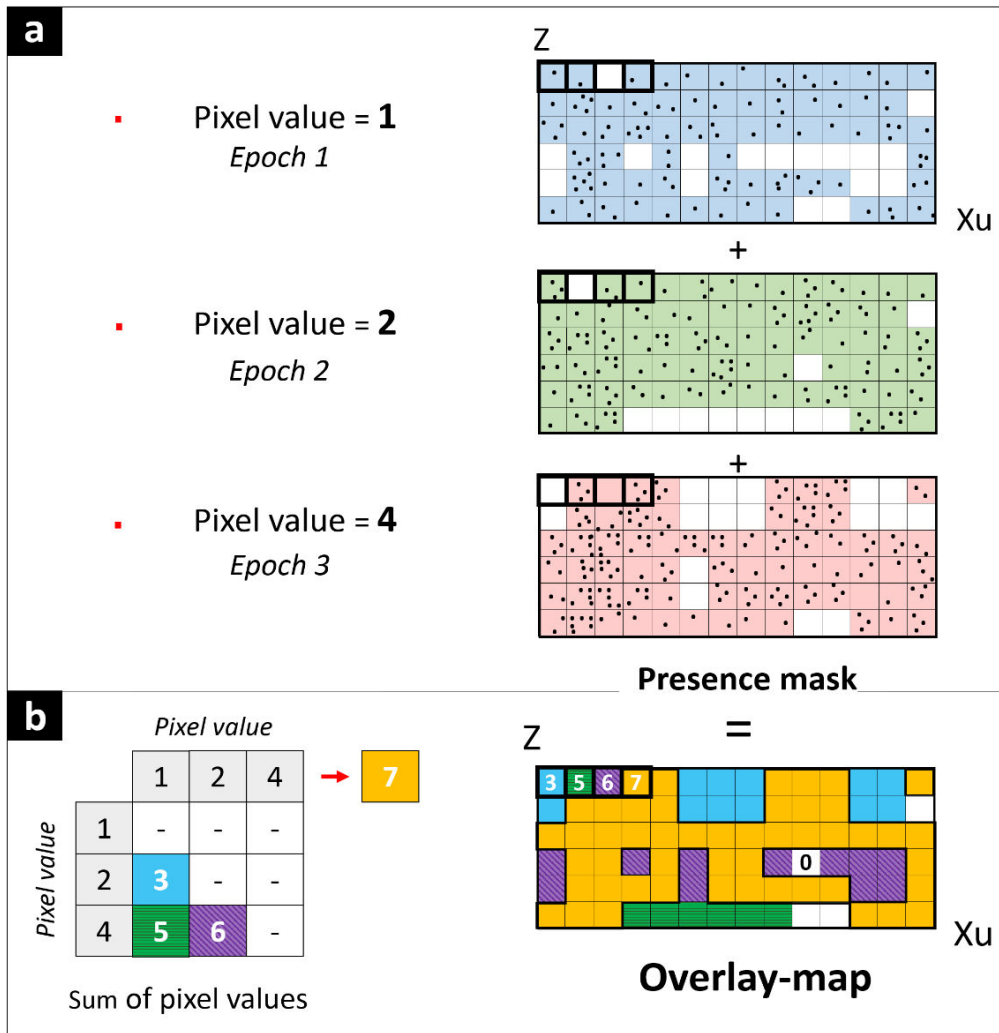


Figure 71. Overlay-map generation in two steps. a- Point presence mask creation for the three epochs. Pixel label is incremented at each epoch. b- Overlay map generated by the sum of the point presence mask. The nominal pixel value shows distinct visibility between the three epochs.

3.6. RESULTS.

3.6.1. Quality assessment.

The point precision is determined as the distribution of the absolute distance between PCA projected wall points and their median (Figure 63-a & Figure 64). Distributions of absolute distances to the median are uni-modal and centered around 0.1cm for epochs 1 and 3. Measurements do not seem biased. At epoch 2, however, the distribution is bimodal with a dominant mode centered around 1.1cm, indicating an internal multi-pass registration issue (Figure 64). Statistical results of the precision are presented in Table 3.1. Classical point measurement precisions as the 95% quantile (2-sigma) are 2.6cm (epoch 3) and between 3 and

4cm (epoch 1 and epoch 2), whereas the 99.9% quantile are 4.3cm (epoch 3) and 8.8cm (epoch 1 and epoch 2).

Looking at the absolute difference of median between each distributions of distance to wall plan (Figure 63-b & Table 3-2), the repeatability error of the three epochs comes to 1mm (between epochs 2 and 3) and presents a shift of 3mm (between epochs 1 and 2 and epochs 1 and 3).

The inter-point spacing is obviously variable in space. Its distributions turn out to be uni-modal and asymmetric for all three scans (Figure 65). They all present similar features, but the distribution mode of epoch 3 corresponds to a denser point spacing. The most frequent inter-point spacing is centered around 16cm (88% quantile), 8cm (44% quantile) and 4cm (38% quantile) for the epoch 1, 2 and 3, respectively. The 1-sigma values (68.3% quantile) are 12, 11.5 and 7.1cm which corresponds to a density of 69, 76, 178 pts/m² (epoch 1, 2 and 3). A minimum representative inter-points spacing is obtained by the median values. In this case inter-points spacing is 10, 9 and 5cm corresponding to a density of 100, 123, and 400 pts/m² (epoch 1, 2 and 3, respectively). For gridding, we therefore choose an intermediate pixel size of 10cm.

The detection threshold between two point clouds depends on their accuracy, and is obtained by the sum of point precisions and repeatability distances (Figure 63-c). In this case study detection thresholds range between 13.1 and 18.6cm (Table 3-2). To apply a consistent detection throughout, we thus pick a compromise value of 14cm as the minimum distance to consider that erosion really occurred between epoch 1 and 3.

3.6.2. Erosion estimation between epoch 1 and 3.

Erosion scars show up as scattered patches of absolute erosion values (Figure 72). The minimum volume of erosion detected is 1.4 liters (i.e. one pixel of 100cm² with an erosion detection threshold of 14cm). The total surface of cliff exposed is 30,141m² where erosion affected 1,107m² (only 3.67% of the exposed cliff). To further compute erosion scars properties, the grids were turned into polygon layers with a GIS software. 14,925 distinct patches with significant differences make up for a total volume of 323.30m³ in 17 months, precisely 492 days. In space, erosion is scattered over the cliff face (Figure 72). The largest collapses occurred at “Cap de la Vierge” (cape H₅ with a total of 150m³) and involved the basal sandy marl units (Figure 72-a). Relative to the inventory, a “substantial” collapse (4m³) also occurred just below the repairs of the largest-known erosion scar at the area near H₄ on the

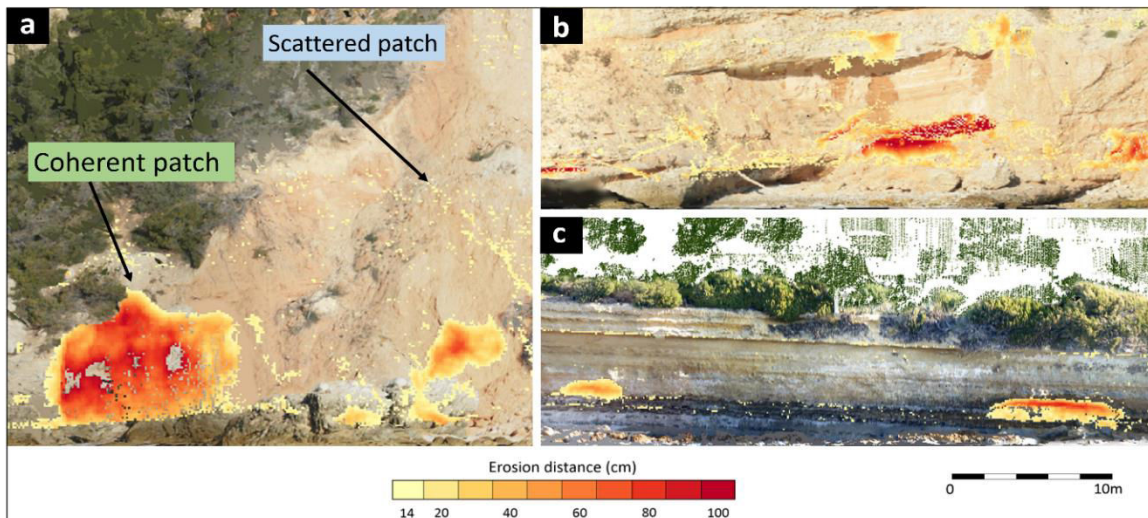


Figure 72. Examples of Digital Surface Model of erosion (DSMe) overlaid on orthophotography. Erosion scars show up as coherent and scattered patches of absolute distance values.

“Barqueroute” cliff. Apart from these large events, smaller ones are scattered over the cliff.

3.7. DISCUSSION.

Although mobile laser scanning systems have been used in various other contexts (Alho et al., 2009; Ellum and El-Sheimy, 2002; Barber et al., 2008; Jaakkola et al., Kukkp et al., 2012; Glennie et al., 2013; Vaaja et al., 2011, 2013), there is, to our knowledge, only one published study which used boat-borne mobile laser acquisition to detect coastal cliff erosion along semi-straight cliffs segments (Michoud et al., 2014). Our work completes Michoud et al.’s (2014) work for two practical and common situations: (i) in the absence of previous and external validated reference data (e.g. terrestrial laser scanning) and (ii) in a sinuous configuration with a succession of headlands and bays (Figure 62).

In the absence of validated and robust reference data, the application of a principal component analysis to model planar features visible in all scans provides quality assessment in terms of internal consistency (i.e. the ability to accurately represent an object with known geometry, e.g. López et al 2014). From this we learned that:

- Despite being rocked and rolled by sea waves, boat-borne mobile laser systems are capable of describing planar features with a point range precision of 4.3 (epoch 3) to 8.8cm (epoch 1 and 2) at the 99.9% quantile (Table 3-1) at distances of 50 to 300m. The order of magnitude of precision to be expected with these devices come between 1/1000 and 1/7500 of the distance to the cliff.

- Internal mis-registration may exist between successive passes in front of the cliff during the same survey. Here, epoch 2 was affected by a mis-registration reaching about 3cm between passes. Looking at the residuals distribution to a planar feature may help detect and quantify this defect. Obviously such co-registration error strongly limits the performance of the mapping system, in a particular context of low erosion rates. All efforts should thrive to reach the highest precision. Even though laser scanners used at epoch 2 and 3 appear to be of the same ranging precision, the instantaneous orientation solution (from combined IMU/GNSS) was at fault and was not compensated through software post-processing.
- Because a repeatability error - between 1 and 3mm - could be reached (Table 3-2), global compensation of the entire surveys are achievable with millimeter accuracy. Consequently, the threshold distances are mostly influenced by point precision values (Figure 63-c). The rather poor erosion detection thresholds, compared to terrestrial laser scanning, comprised between 13.1 and 18.6cm (Table 3-2) are affected by the poor overall precision of the epoch 1, and the internal bias of epoch 2. Nevertheless, this finding is globally in line with the performances described by Michoud et al., (2014).
- One should note that our statistical accuracy assessment criterion, the 99.9% quantile of point to point differences, suggested by Dewez et al., (2013) is more conservative than many others studies. For example, in the case where the median absolute deviation threshold is used (Michoud et al., 2014), every point contained a large deviation than the threshold. The erosion may not be always detected as such. We preferred a conservative approach in a context of low erosion.

In a sinuous coastal configuration, point clouds need to be simplified in order to treat the erosion with various methods readily implemented in 2.5D GIS such as the common DoD approach (Digital Elevation Model of difference, as Rosser et al., 2005; Abellán et al., 2010; O'Neal and Pizzuto, 2011). Therefore the key of the data processing workflow (Figure 66) is the unfolding method (Figure 67 & Figure 68). We are, of course, aware of the full-3D M3C2 algorithm developed by Lague et al. (2013), recently implemented in *Cloud Compare* (Girardeau-Montaut et al., 2005), but computing cloud-to-cloud distances is never the end of the geomorphological story. Erosion needs to be compared with other sources of information (e.g. lithological maps), manually segmented or integrated over some meshing scheme. For these operations, 2.5D GIS softwares remain standard tools for many users, and allow for example to classify point clouds with orthophotos. Although manual processing is error prone

and time consuming, early tests with the DOS version of *Canupo* (Brodu and Lague, 2012) were not conclusive to segment vegetation of epoch 1 point cloud, possibly due to the high level of noise and short vegetation. In a future work, it will be interesting to compare our classification method with the new version of *Canupo*, also recently implemented in *Cloud Compare*.

Finally, the goal of this work was to generate a rock fall scar inventory along the Mediterranean coast of France, which had received little attention for cliff retreat so far. This work was prompted by a strong societal demand. The cliff collapse risk there is high, not because of the collapse hazard, but rather for the high-value assets exposed both along the top and foot of the cliff (houses, beaches... see Figure 62-a). This work initiated a quantitative assessment of collapse hazard. With a volume of erosion detection limit of 1.4 liters (one pixel of 100cm² and a threshold erosion of 14cm), 3D dataset between epoch 1 and 3 was used to compute three first-order collapse hazard information: (i) the overall annual cliff recession rate, (ii) the cliff face erosion map, and (iii) vertical and alongshore synthetic erosion profiles:

-The observed average retreat rate equates to 1.1cm/year (total eroded volume over 17 months divided by the exposed cliff surface area), which is one order of magnitude smaller than in many coastal cliff settings discussed in the literature: macrotidal chalk cliff of the English Channel at 10-50cm/year (Costa et al., 2004; Regard et al., 2012; Dewez et al., 2013), mesotidal hard sedimentary cliffs of NE England at 1-5cm/year (Rosser et al. 2013), and mesotidal marly-limestone cliff of Atlantic coast of Portugal above 10cm/year (Marques et al., 2006). Furthermore, such centimeter-scale retreat rates are in line with changes we measured from 1920's to 2010 with vertical aerial photography over the entire coastline of Provence-Alpes-Cote d'Azur. This retreat rate is also compatible with the rare and occasional events collated in the last decade.

- The erosion scar inventory contains 14,925 distinct patches with erosion thicker than 14 cm. The total erosion affected 1,107m² of the exposed cliff (3.67%) with a low total volume (about 320m³ in 17 months) in comparison with the Normandy cliff erosion e.g. 100,000m³ in 12 months observed by Michoud et al. (2014); although this massive short-term volume is affected by a huge coastal landslide in Dieppe. To further explore the relationship between erosion and rock types, we follow a normalization method proposed by Van Westen (1997) and used in De Guidi and Scudero (2013) whereby the relative response of each lithology to erosion can be ranked and quantified. From the

observed erosion map, marls and sands are more prone to erosion (60% chances to be eroded) compared to calcarenites and conglomerates (20% each).

- Alongshore (Figure 73-a), the scar volumes and surfaces are unevenly distributed and no direct response can easily be picked out with respect to relative headland/bay morphology. This lack of fingerprint can be due to the stochastic nature of rock falls and to the short time span of our observations. We do not take this as conclusive and further work elsewhere will investigate this question. Finally, the vertical profile of erosion (Figure 73-b) shows that erosion is focused in the lower part of the cliff, between 0 and 10m elevation. The secondary erosion peak between 20 and 25m elevation is caused by a single rock fall, east of “Cap de la Vierge” (headland H₅). Visual examination of scars are compatible with Rosser et al.’s (2013) suggestion that collapses do propagate progressing from a basal notch at sea-level upward. So Carry-le-Rouet cliffs evolve according to common processes but at a rather slow pace over our 17 months survey interval.

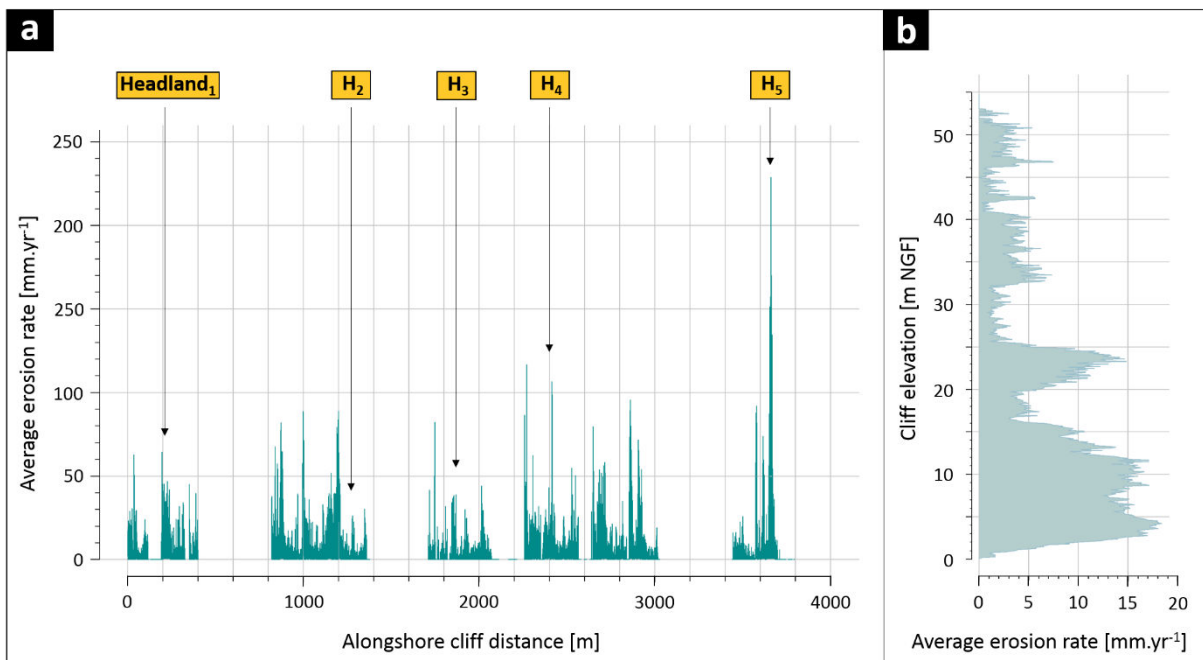


Figure 73. Average erosion rates integrated along-shore (a) and vertically (b). a. All headlands flagged from west to east. The easternmost headland, H₅ (“Cap de la Vierge”), locally focused erosion with three large events; b. The vertically integrated profile shows a basal section, up to 15m in height affected by erosion rates above 10mm/year while the upper part of the cliff only reaches 5mm/year.

3.8. CONCLUSION.

This paper describes methods to deal with 3D point clouds acquisition from a boat-borne laser scanner along sinuous cliffs. Man-made wall planes conveniently located along the top of the coastal cliff were fitted with robust planar models to empirically retrieve precision and accuracy of the surveyed point clouds. Although, full-3D change detection is now possible with recently available software, many contextual interpretations still cannot be fully performed with such software. This is why we describe a method to project sinuous coastline point clouds onto analytical surfaces made of vertical plane segments and cylinder arcs (unfolding method). Converting 3D to 2.5D leverages the rich GIS tools set for manual mapping, orthophoto interpretation and conventional geomorphological analysis.

Applied to Carry-le-Rouet over a time span of 17 months, the average recession rate comes to 1.1cm/year, when retaining only points with significant differences threshold larger than the 99.9% quantile. Such average recession rate lies at the lower end of cliff recession rates studies world-wide. Erosion was three times more effective in sand/marls than in calcarenites or conglomerates and was mostly focused in the lower part of the cliff. The model of cliff instability propagation from its base upward is also observed in Carry-le-Rouet even though further work is needed to describe it in more detail. At this short time span, cliff erosion is thus dominated by marine processes over continental processes.

Aknowledgements.

Jérémy Giuliano's PhD grant and Mélody Prémaillon's Master project were funded by Region PACA in the framework of project Valse (*Vulnérabilité et Adaption pour les Sociétés face aux Erosions de falaise côtières en région Provence Alpes Côte d'Azur*). Mobile laser scanning was funded by Region PACA and DREAL-PACA to BRGM. Thomas Dewez was partially funded by BRGM DEV-ESCARP project. The authors thank Julien Lassauque for his R programing contribution.

Appendix A. Script for unfolding point clouds(R).

Point cloud unfolding was coded in R (R Core Team, 2013) through the custom made Unfolding Point Cloud function. This function can treat quickly any cloud in XYZ ASCII format. The script requires two inputs: (i) a point cloud to process which contains the information of each sector and (ii) parameters for coastline trends (either planar or curvilinear) (Figure A-1). Angles values are obtained by the complex number method, through Complex package in R (Becker et al. 1988). The output comes in ASCII with both initial and unfolded coordinates.

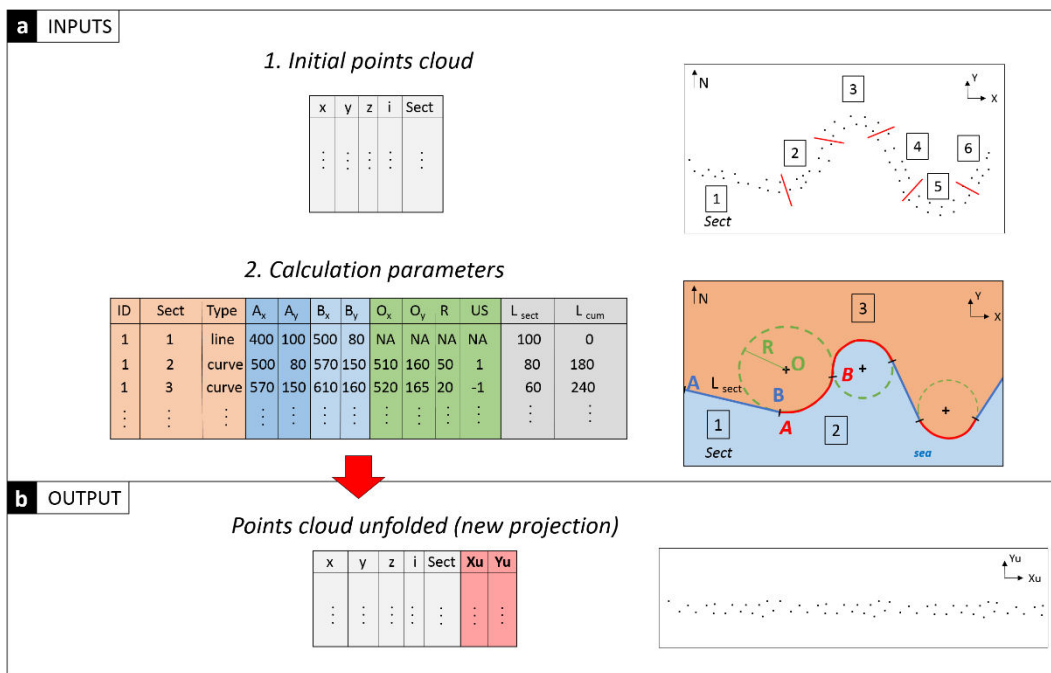


Figure A-1. Concept of unfolding point cloud (inputs and output configuration). a- Processing requires two inputs: 1 Initial point cloud containing the xyz and sector identifier (Sect) to unfold, 2 Calculation parameters for each sector, whether linear and circular transformation; b- Output is a table which contains initial xyz and new curvilinear continuous coordinates.

```
#####
##### I-UNFOLDING POINT CLOUD #####
#####
#
### A- Data input ###
# A1- Points cloud (Figure A-1.a.1)
infile.pc <- file.choose() # open initial points cloud to be unfolded
pcloud <- as.data.frame(scan(file=infile.pc, what=list(x=numeric(),y=numeric(),z=numeric()),
Rr=numeric(),G=numeric(),B=numeric(),i=numeric(), Sect=numeric()), flush=T, skip=1))
#
# A2- Parameters (Figure A-1.a.2)
infile.pm <- file.choose()# open parameters file for unfolding operations (linear and curvilinear sections)
pmark<-as.data.frame(scan(file=infile.pm,what=list(ID=0, Sect=0,Type="",Ax=0.0, Ay=0.0, Bx=0.0, By=0.0, Ox=0.0,
Oy=0.0, R=0.0, lsect=0.0, lcum=0.0, US=0.0),skip=1))
pcloud$XU<-NA # to store x unfolded
pcloud$YU<-NA # to store y unfolded
#
### B- Loop for unfolding ###
```

```

for (j in 1:length(pmark$Sect)){
# B1- Type of section
  type <- as.character(pmark$Type[j])
  #
  # B2- Selection of parameters related to the section (Figure A-1.a.2)
xA <-pmark$Ax[j]      # X coordinate of start of the section
yA <-pmark$Ay[j]      # y coordinate ...
xB <-pmark$Bx[j]      # x coordinate of end of the section
yB <-pmark$By[j]      # y coordinate ...
lcum <-pmark$lcum[j]  # lcum : cumulated length at the beginning of the section
lsect <-pmark$lsect[j] # lsect : section length
xO <-pmark$Ox[j]      # x coordinate of the center of the circle
yO <-pmark$Oy[j]      # y coordinate ...
R <-pmark$R[j]        # radius of the circle
US <- pmark$US[j]     # sense for unfolding
#
# B3- Selection of points belonging to the section
lgs <- pcloud[which(pcloud$Sect==j),]
#
# B4- Unfolding
if (type=="line"){
  lgUnf <- unfol.line(lgs, xA, yA, xB, yB, lcum)
} else if (type == "curve"){
  lgUnf <- unfol.curve(lgs, xA, yA, xO, yO, R, US, lcum)
} else {
}
#
# B5- Data storing
pcloud$XU[which(pcloud$Sect==j)] <- lgUnf$XU
pcloud$YU[which(pcloud$Sect==j)] <- lgUnf$YU
} #

### C- Data output (Figure A-1.b) ###
#
output.file <- paste(dirname(infile.pc), "/unfolded24.txt", sep="")
write.table(pcloud, output.file, row.names=F)
#
#####
##### II-FUNCTIONS #####
#####
#
unfol.line <- function(lgs, xA, yA, xB, yB, lcum){
# Translation of origin
lgUnf <- data.frame(XU=lgs$x - xA, YU=lgs$y - yA)
# Rotation
alpha <- Arg(complex(real=(xB-xA), imaginary=(yB-yA)))
rot <- matrix(c(cos(alpha), sin(alpha), -sin(alpha), cos(alpha)),ncol=2, nrow=2, byrow=T)
temp <- t(rot %*% t(cbind(lgUnf$XU, lgUnf$YU)))
# Translation back to lcum
lgUnf$XU <- temp[,1] + lcum
lgUnf$YU <- temp[,2]
return(lgUnf)
}
#
###END###
#####

```

References.

Available in the general reference list at the end of this manuscript.

4. Discussion et conclusion du Chapitre 2.

Dans ce chapitre nous avons abordé l'érosion des falaises de la commune de Carry-le-Rouet située sur la Côte-Bleue (unité du Massif de la Nerthe, 13). Le choix de ce site s'est justifié par son aléa gravitaire élevé parmi différents sites pilotes de la région PACA. Plusieurs événements de chute de blocs localisés à proximités des zones d'habitation ont affecté la commune sans que l'on puisse les relier aux forçages qui les ont engendrés. L'objectif a donc été de quantifier l'**érosion annuelle** et de déterminer quelle est la **contribution** des forçages dominants pour un environnement **microtidal méditerranéen**. Il apparaît, au terme de ce travail que la caractérisation de l'ampleur et de la géométrie des effondrements en fonction des lithologies est un élément clé pour prévoir la dynamique érosive à plus long terme.

Pour cela trois acquisitions LiDAR embarquées sur bateau ont été réalisées sur une période d'environ un an et demi dans le but de quantifier l'érosion produite le long des 3,5 km de linéaire côtier : *Scan 1* (Février 2011), *Scan 2*, (Novembre 2011), *Scan 3*, (Juillet 2012). Même si les mesures LiDAR embarquées sur bateau sont à présent capables de numériser les falaises dans des configurations géographiques très variées (linéaires à sinueuses), les méthodes de traitement du signal de l'érosion ne permettent pas de déterminer la qualité¹⁰⁴ des données dans le cas où l'on ne possède pas de modèles externes robustes et surtout elles ne sont pas appropriées pour **filtrer le bruit** qui affecte les côtes très sinueuses.

L'enjeu majeur de ce chapitre a donc été de développer des **solutions méthodologiques** permettant un traitement plus universel des nuages de points. Ces solutions consistent à quantifier la qualité des mesures LiDAR au travers d'une modélisation théorique d'objets planaires¹⁰⁵, ainsi qu'à filtrer le bruit des nuages de points représentant une scène 3D complexe grâce à une représentation planimétrique 2,5D et continue. Cette représentation simplifiée par la méthode du "déroulé" offre l'avantage d'utiliser les outils de traitements proposés sur les interfaces de SIG qui sont à privilégier compte tenu de leur simplicité d'utilisation (ex. génération de MNSe).

D'un point de vue technique, l'utilisation de systèmes laser de plus en plus performants a permis de multiplier par deux la précision des mesures qui est passée de 8,8 cm pour le *Scan 1* à 4,3 cm pour le *Scan 3* (déterminée à partir du centile 99,9%). Toutefois cette

¹⁰⁴ Pour rappel la qualité est définie dans ce travail par la précision, la répétabilité des mesures et la densité.

¹⁰⁵ Dans ce travail nous avons utilisé des murs présents sur la côte en tête de falaise, mais il est tout à fait possible de disposer par exemple au-devant la scène à numériser des grands panneaux munis de cibles.

amélioration peut être dégradée par des erreurs de co-registation interne (cas du *Scan 2*). Ces erreurs sont introduites par le système de géolocalisation (composante IMU/GNSS) et n'ont pas pu être corrigées lors des étapes de post-traitement. Compte tenu d'une très bonne répétabilité des mesures (ordre millimétrique) et ce malgré des acquisitions en mer, le seuil minimum de détection est quantifié aux alentours de 14 cm pour les trois acquisitions. Cette valeur est tout à fait en accord avec celle obtenue dans des conditions similaires sur les falaises linéaires de Normandie (Michoud et al., 2014). Combiné avec une densité de point proche de 100 pts/m², le volume minimum d'érosion détectable sur les MNSe (Modèle Numérique de Surface d'érosion) est de seulement **1,4 litre**. (14 cm x 10 cm x 10 cm).

Afin de garantir une bonne qualité pour les futures acquisitions LiDAR, nous préconisons d'être (1) vigilant sur l'exactitude du *positionnement absolu* du bateau restitué par le système GNSS afin d'anticiper tout problème de co-registation intra-nuage et d'être (2) capable de *relier en temps réel* ce positionnement avec les coordonnées xyzi enregistrées (ex. horloge GNSS). Ces informations permettront à la fois de **corriger** les erreurs de co-registation en déterminant l'ordre d'acquisition des passages aller-retour des points enregistrés et de traiter la complétude en générant plutôt des "*depth-map*" (ex. Giradeau-Montaut et al., 2005). Par ailleurs ces informations permettront de tester l'influence de la distance sur l'erreur des mesures (ex. Olsen et al., 2009). En effet les mesures effectuées sur les têtes de falaises pourraient être affectées d'une moins bonne qualité que celles provenant des pieds de falaise puisque la distance parcourue par le faisceau laser est plus grande entre le bateau et le sommet des falaises.

Quant aux traitements des données, ils constituent un des principaux problèmes du domaine de la télédétection. Ils ont pour objectif de focaliser la détection de l'érosion uniquement sur les portions de falaises comparables entre plusieurs époques. Il est donc primordial de filtrer après la comparaison des acquisitions¹⁰⁶ tous les points (1) contenant des différences inférieures au seuil de détection (ex. Dewez et al., 2013), (2) appartenant aux autres entités que les falaises (ex. Brodu et Lague 2012), ainsi que (3) ceux pouvant engendrer des phénomènes de complétudes (ex. Giradeau-Pontaut et al., 2005). La Figure 74 présente une synthèse de la contribution des différents types de bruits traités entre le *Scan 1* et le *Scan 3*. A noter que cette contribution est similaire entre le *Scan 1* et le *Scan 2*.

¹⁰⁶ La comparaison est effectuée entre deux nuages de points appartenant à deux époques différentes (ex. *Scan 1* vs. *Scan 3*) à partir de la méthode "nuage-nuage" sur **CloudCompare**. Une fois le bruit éliminé, elle a pour objectif de mesurer l'érosion.

Plus de 98% des différences détectées correspondent à du bruit, avec une forte contribution des valeurs inférieures au seuil de détection (> 68%) et une proportion notable des entités autres que les falaises (31,3%, dont plus de 26% sont constitués par la végétation). Bien que l'influence de la complétude soit relativement faible (1,2%), elle équivaut tout de même à plus de la moitié du signal de l'érosion des falaises (estimé à seulement 1,9%). Connaissant à présent la contribution exacte du bruit sur le signal de l'érosion, il sera intéressant de comparer la performance de la méthode de classification développée dans ce travail avec celle proposée par Brodu et Lague (2012) qui utilisent une classification automatique¹⁰⁷.

Cette forte contribution du bruit confirme donc la **nécessité absolue** de filtrer les données avant d'interpréter le signal de l'érosion. En effet la scène étudiée s'avère complexe en comparaison des autres travaux présentés dans la littérature qui s'orientent plutôt vers des

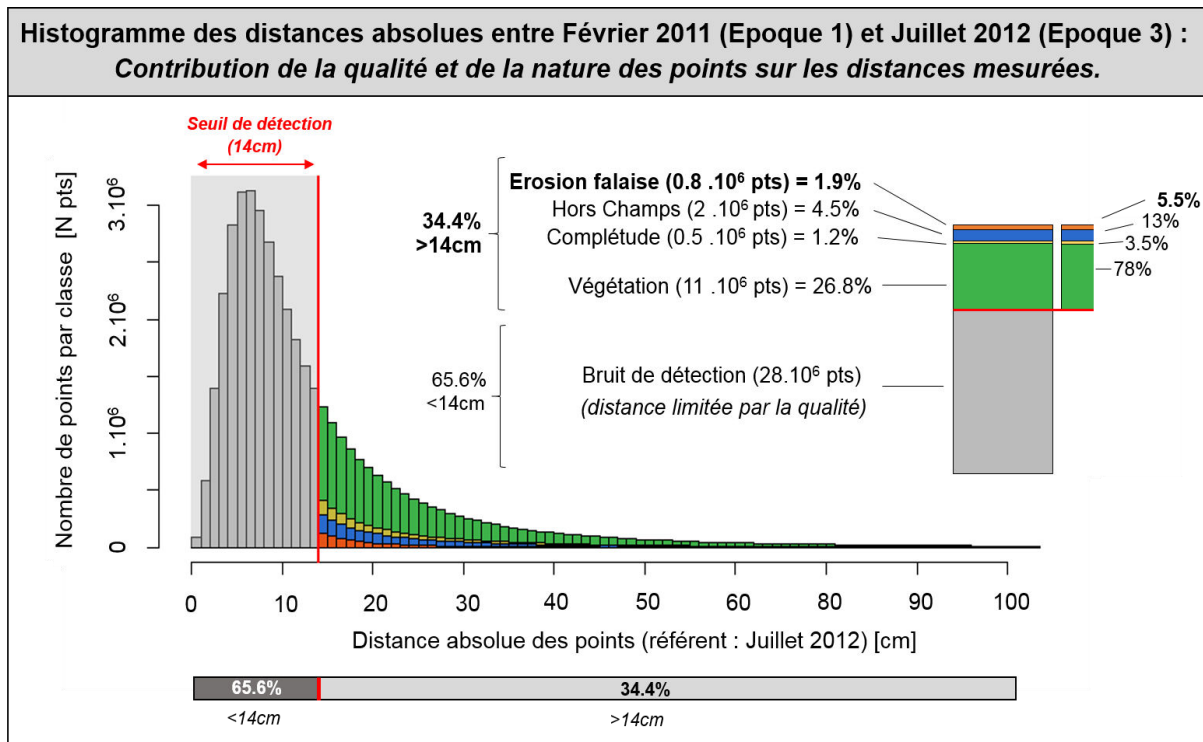


Figure 74. Contribution des différents types de bruits sur les distances mesurées entre le Scan 1 et le Scan 3. L'histogramme représente l'influence des bruits de détection, de la végétation, de la complétude et des entités hors champs qui doivent être absolument filtrés afin de ne pas les inclure dans l'analyse de l'érosion (distances calculées par la méthode "nuage-nuage" sur CloudCompare).

¹⁰⁷ Pour rappel cet outil est récemment utilisable sur l'interface CloudCompare (plugging CANUPO, 2014).

scènes plus simples afin de minimiser le bruit (ex. en sélectionnant des portions de falaise qui contiennent peu de végétation, Rosser et al., 2005 ; Dewez et al., 2007 ; Kuhn et Prüfer, 2014). Ainsi les investigations sont principalement restreintes à cause de la complexité des traitements.

Bien que nous assurons que la profondeur de l'érosion (composante Y) soit conservée dans les nuages déroulés, il est possible que ces derniers peuvent engendrer un léger biais sur le calcul des distances. Il sera donc intéressant de tester quelle est l'influence du calcul de l'érosion obtenue à partir des nuages *déroulés* (MNSe) par rapport aux nuages *non déroulés*. Par la même occasion, ce test pourra être porté sur l'efficacité des méthodes du calcul de l'érosion entre l'approche “*nuage à nuage*” que nous avons utilisé (Girardeau-Montaut et al., 2005) et celle de “*M3C2*” (Lague et al., 2013). Ainsi tel qu'Abellán et al. (2014) le propose, les prochains développements méthodologiques devront permettre d'améliorer la performance des algorithmes visant à traiter les nuages de points, mais aussi à mieux appréhender l'érosion dans son “véritable” aspect tridimensionnel (ex. détermination du contour exact des cicatrices d'érosion). Les jeux de données des falaises de Carry-le-Rouet constituent donc une base de référence propice à ces futurs développements, autant pour sa complexité tridimensionnelle que pour l'importance du bruit contenu.

D'un point de vue géologique, l'érosion produite au cours des 17 mois d'observation (*Scan 3 – Scan 1*) révèle un très faible taux du recul annuel des falaises (environ 1 cm.an⁻¹). Ce taux **centimétrique** compte parmi les plus faibles de toutes les valeurs proposées dans la littérature, comme par exemple les falaises macrotidales du Nord de l'Europe (ex. Dewez et al., 2007 ; Lim et al., 2010 ; Dewez et al., 2013 ; Letortu, 2013 ; Michoud et al., 2014) et de Californie (Young et al., 2009 et 2010) qui subissent un recul de 10-50 cm.an⁻¹.

Cette faible érosion est globalement homogène sur l'ensemble de la paroi des falaises avec une proportion légèrement plus importante au niveau de la base ($\geq 1,5$ cm.an⁻¹, 0-10 m d'altitude) et sur la partie centrale ($\leq 1,5$ cm.an⁻¹, 15-20 m d'altitude). Bien que le creusement des sous-cavages est trois fois supérieur à celui engendré par les chutes de blocs, cette observation constitue un argument en faveur de l'interprétation de Rosser et al. (2007) qui considèrent que l'érosion des falaises n'est pas uniquement le résultat d'un effondrement après création de sous-cavage. D'ailleurs l'érosion localisée au niveau de la partie centrale pourrait être l'expression de l'action des résurgences d'eau douce au travers d'une zone d'altération plus importante ou bien par une augmentation de la pression interstitielle (ex. Duperrret et al., 2002 ; Hénaff et al., 2002). Une prospection plus détaillée de l'érosion sur l'ensemble de la paroi des falaises permettra de valider cette interprétation.

Quant à la morphologie des blocs érodés, elle peut être analysée à partir du catalogue des événements gravitaires. Il est constitué d'un peu moins de 15 000 événements répartis sur moins de 4% de la surface totale d'investigation (soit $\sim 1110 \text{ m}^2$). Le volume total d'érosion est d'environ 320 m^3 et contient 99,9% de petits effondrements $\leq 1 \text{ m}^3$. Ce volume apparaît relativement faible par rapport à l'effondrement de 2008 ($\sim 400 \text{ m}^3$) qui a affecté seulement 0,6 % de la surface totale du site étudié. Quant aux 0,01% des effondrements restant, ils sont compris entre 1 et 4 m^3 avec un événement atteignant tout de même 120 m^3 . Ce dernier affecte la base des formations marneuses du cap de la Vierge (portion Est du linéaire) et semblerait être engendré par l'action des vagues bien que des traces de ravinements superficiels attestent d'un remaniement secondaire par les précipitations.

De manière générale la nature lithologique contribue fortement à l'érosion côtière (Emery et Khun, 1982 ; Sunamura, 1992 ; Nunes et al., 2009). Dans le cas de Carry-le-Rouet, l'érosion est trois fois supérieures pour les formations marno-sableuses (57,7%) que celles des formations calcarénitiques ou conglomératiques (20,8% et 21,4%, respectivement). Ce constat est bien en accord avec l'idée que les lithologies plus tendres sont plus sensibles à l'érosion que les formations plus indurées (Moore et Griggs, 2001 ; Collins et Sitar, 2008 ; Lee, 2008 ; Young et al., 2009). Toutefois une interrogation se pose concernant le comportement similaire entre les calcarénites et les conglomérats. En effet les observations de terrain révèlent que la matrice des conglomérats est principalement marno-sableuse et moins consolidée que celle des calcarénites. La sensibilité face à l'érosion n'est donc pas uniquement liée aux caractéristiques lithologiques. D'autres facteurs comme les **discontinuités** peuvent contrôler le découpage des blocs, c'est-à-dire leur forme.

La forme des blocs érodés peut être obtenue à partir de la relation *Surface-Volume* qui décrit selon une loi puissance (Equation 8) la morphologie générale des glissements de terrain (ex. Larsen et al., 2010 ; Klar et al., 2011 ; Parker et al., 2011) et des chutes de blocs (ex. Rosser et al., 2007) :

$$V = \alpha \cdot S^Y \quad (8)$$

Avec V le volume, S la surface, α le coefficient de pente et Y le paramètre puissance (équivalent à 1,4 pour les glissements et proche de 1 pour les chutes de blocs (ex. 0,98 pour Rosser et al., 2007).

La Figure 75 représente la surface des blocs en fonction du volume érodé au cours des 17 mois d'observation. A noter que pour les petites surfaces $\leq 0,4 \text{ m}^2$ la distribution apparaît discontinue

compte tenu d'un effet de seuil lié à la dimension des pixels du MNSe (10 cm x 10 cm). Afin de simplifier la compréhension, nous considérons que la surface d'érosion "S" est un carré (soit L x L) et que la profondeur "ε" correspond à l'érosion, c'est-à-dire au recul mesuré pour chacun des événements. De cette façon trois domaines de formes d'érosion peuvent être considérés (Figure 75) :

- (1) pour $\varepsilon > L$, la forme des blocs est établie selon la **profondeur** ;
- (2) pour $\varepsilon = L$, la forme est dite **cubique** ;
- (3) pour $\varepsilon < L$, l'érosion s'effectue plutôt en **plaquette** (épaisseur extrêmement fine par rapport à la surface).

Ces trois domaines sont délimités par la droite "d1" qui matérialise les formes cubiques. A noter que la droite "d2" représente la limite minimum d'observation qui est fixée par le seuil de détection (forme très fine, $\varepsilon = 14$ cm).

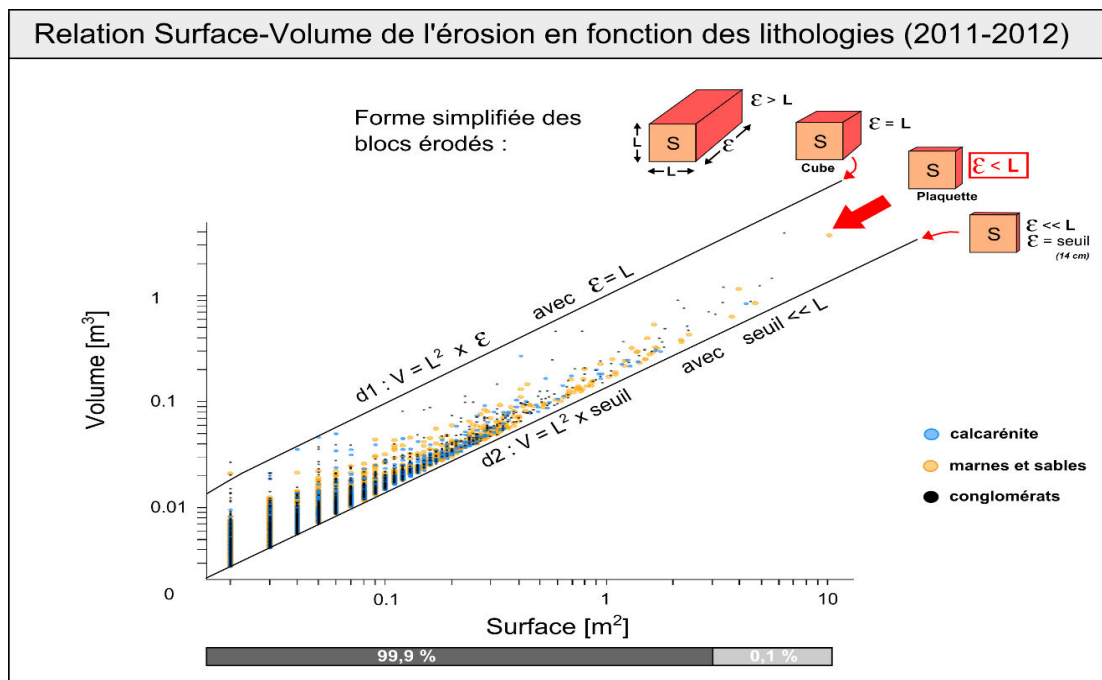


Figure 75. Relation Surface-Volume permettant de déterminer les formes simplifiées de l'érosion pour différentes natures lithologiques. S représente la surface (L x L) et ε correspond à la profondeur de l'érosion. La droite d1 matérialise le domaine des formes cubiques séparant les morphologies dites en profondeur ($\varepsilon > L$) et en plaquette ($\varepsilon < L$). Travail réalisé en collaboration avec Mélody Prémaillon (2015).

De manière générale on constate que la morphologie de l'ensemble des blocs érodés est située dans le domaine des formes dites en **plaquettes** (entre d_1 et d_2). Une régression puissance

permet de déterminer la relation *Surface-Volume* dont les valeurs “ α ” et “ γ ” de l'*Equation 8* sont égales à 0,21 et 0,98, respectivement. La valeur de l'exposant “ γ ” proche de 1 est bien caractéristique des chutes de blocs (ex. Rosser et al., 2007). Ainsi grâce à cette relation d'échelle, il est à présent possible d'estimer les volumes d'érosion à partir de la simple observation des cicatrices d'arrachement, ce qui constitue un outil pratique pour la gestion de l'aléa régional “*chute de blocs*”.

Nous interprétons que l'action globale des **discontinuités** (mesurées sur le terrain entre N90° et N130°) joue un rôle prédominant sur la morphologie des blocs érodés en plaquette (ex. Figure 46-a, b et c), et ce indépendamment de la nature lithologique. Quant aux petits événements gravitaires (par exemple $< 0,3 \text{ m}^3$), ils correspondent en grande partie à des arrachements associés aux encroûtements de sel comme on a pu en observer de nombreux sur le terrain (Figure 46-c).

En fonction de l'action des forçages météo-marins, la fréquence et la magnitude des occurrences gravitaires sont très variées. L'établissement des lois de *Magnitude-Fréquence* permet de décrire et de prédire l'occurrence d'un événement d'une certaine taille à se produire selon un temps donné (Stark et Hovius, 2001 ; Rosser et al., 2007 ; Lim et al., 2010 ; Young et al., 2011 ; Dewez et al., 2013 ; Rhomer et Dewez, 2013). Par exemple l'analyse temporelle des distributions de *Magnitude-Fréquence* a permis de révéler une certaine saisonnalité des chutes de blocs avec une forte activité en hiver pour les falaises sédimentaires du NE de l'Angleterre (Barlow et al., 2012). Toutefois la robustesse de ces modèles prédictifs dépend majoritairement du pas temporel (mensuels ou saisonniers) qui sépare les observations et de la durée totale de l'étude qui doit être établie sur plusieurs années. Compte tenu que dans notre cas nous ne possédons que deux périodes d'observations, il n'est pas possible d'établir une relation suffisamment représentative. De nouvelles acquisitions devront donc **compléter** les précédentes mesures LiDAR. A noter l'apparition depuis ces dernières années de nouveaux logiciels de traitements permettant, avec un coût largement plus faible¹⁰⁸, une alternative quasi-équivalente aux mesures lasergrammétriques grâce à la photogrammétrie numérique (ex. Luhmann et al., 2013 ; Dewez, 2014 ; Scaioni et al., 2015). Les premiers essais réalisés sur les falaises de Carry-le-Rouet se sont avérés très concluants, bien qu'ils soient encore à leurs stades expérimentaux (réalisés dans le cadre du projet VALSE).

¹⁰⁸ Les levés par méthode photogrammétrique nécessite uniquement une caméra et des logiciels de traitements comme par exemple les solutions : web (123DCatch, 2012), d'accès libres (PAM, 2011 ; VisualSFM, 2012) ou commerciales (PhotoScan).

Cependant la contribution des forçages météo-marins peut être approchée d'une manière plus globale en reliant les régimes météorologiques qui séparent les trois acquisitions avec les volumes totaux d'érosion enregistrés entre le *Scan 1 / Scan 2* et le *Scan 2 / Scan 3* (Figure 76). L'expression des forçages observés à l'échelle annuelle est en accord avec le régime météo-marin décrit dans le *Chapitre 1 (cf. 2.3.)* : soit moins de trente épisodes de précipitations diluviennes¹⁰⁹ réparties en automne (vers novembre) et au printemps (vers juin) ; et moins de vingt épisodes de tempêtes¹¹⁰ marines établies en hiver. Bien qu'entre les deux périodes d'observation les volumes d'érosion soient du même ordre de grandeur (centaine de mètre cube), on constate que le volume associé aux épisodes de précipitations est tout de même 23% plus élevé que celui qui s'est produit durant les épisodes de tempêtes (180 m³ contre 140 m³, respectivement).

Ainsi nous proposons à ce stade de la réflexion que les précipitations généreraient une érosion totale légèrement plus importante sous la forme de chutes de blocs composées de nombreux petits individus (peu volumineux) dispersés sur l'ensemble des parois, alors que l'action des tempêtes engendreraient préférentiellement une érosion totale moins importante mais caractérisée par des individus plus volumineux et concentrés au niveau des sous-cavages.

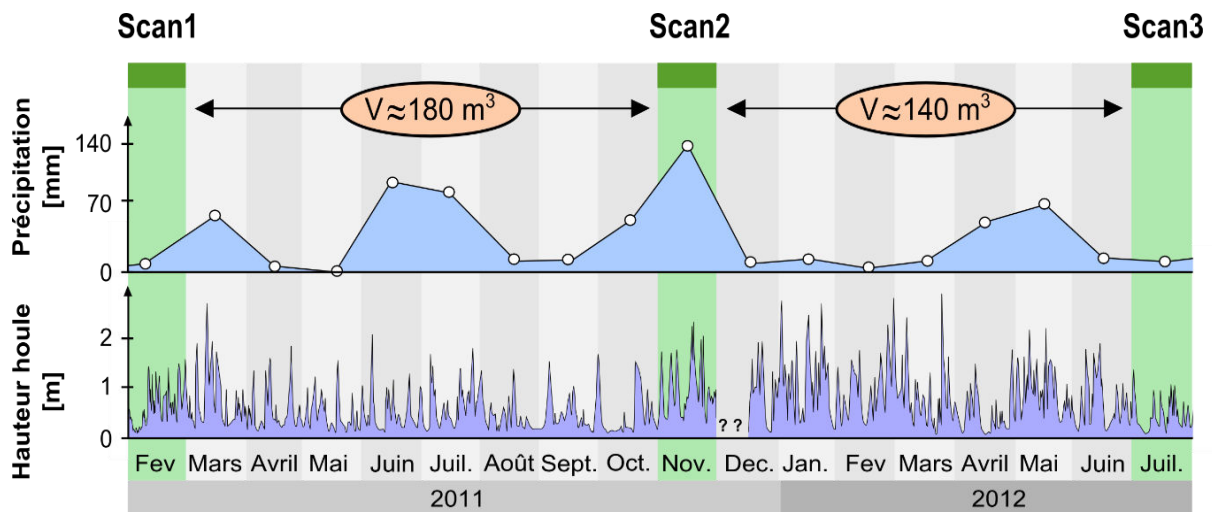


Figure 76. Comparaison des séries temporelles des forçages météo-marins avec l'érosion produite entre le *Scan 1 / Scan 2* (intervalle de 180 jours) et le *Scan 2 / Scan 3* (intervalle de 160 jours).

¹⁰⁹ Comprises entre 100 et plus de 190 mm par épisode pluvieux.

¹¹⁰ Générant des vagues sur la côte inférieures ou égales à 2 m de Hs (houle au large avoisinant les 2 m de Hs).

Finalement nous concluons, que la performance des levés LiDAR embarqués sur bateau est capable de quantifier des valeurs significatives d'érosion même pour un contexte caractérisé par une très faible activité. A partir des observations établies sur environ un an et demi, nous proposons dans la Figure 77 un premier **modèle d'érosion annuelle** propre aux falaises situées dans un environnement *microtidal méditerranéen*. Les taux d'érosion sont relativement faibles (millimétriques à centimétriques) avec une action dominante des vagues qui engendrent un **recul** des sous-cavages trois fois supérieurs à celui provoqué par les précipitations sous la forme de chutes de blocs découpés en plaquettes (Figure 77-a).

Compte tenu de la faible activité gravitaire, les falaises de Carry-le-Rouet subissent actuellement une **phase préparatoire** à l'érosion comme suggéré dans le modèle d'évolution de Rosser et al. (2007) (Figure 77-b). Ainsi les forçages saisonniers propres au régime annuel engendrent une faible érosion qui peut être assimilée à un signal de "bruit de fond", alors que la plupart des sollicitations sont redistribuées dans le milieu par une fragilisation croissante. L'intensité de l'érosion annuelle n'équivaut donc pas aux effondrements plus volumineux comme celui de 2008 (400 m³) qui semblent se produire de manière épisodique sur un pas temporel plus long.

La considération d'une plus grande fenêtre temporelle permettra d'explorer quel est le comportement des falaises pour une accumulation plus prolongée des sollicitations annuelles modulées par des intensités plus élevées (ex. tempêtes et précipitations exceptionnelles). C'est ce que nous proposons d'étudier dans le prochain chapitre en analysant l'érosion à l'échelle séculaire (*cf. Chapitre 3*).

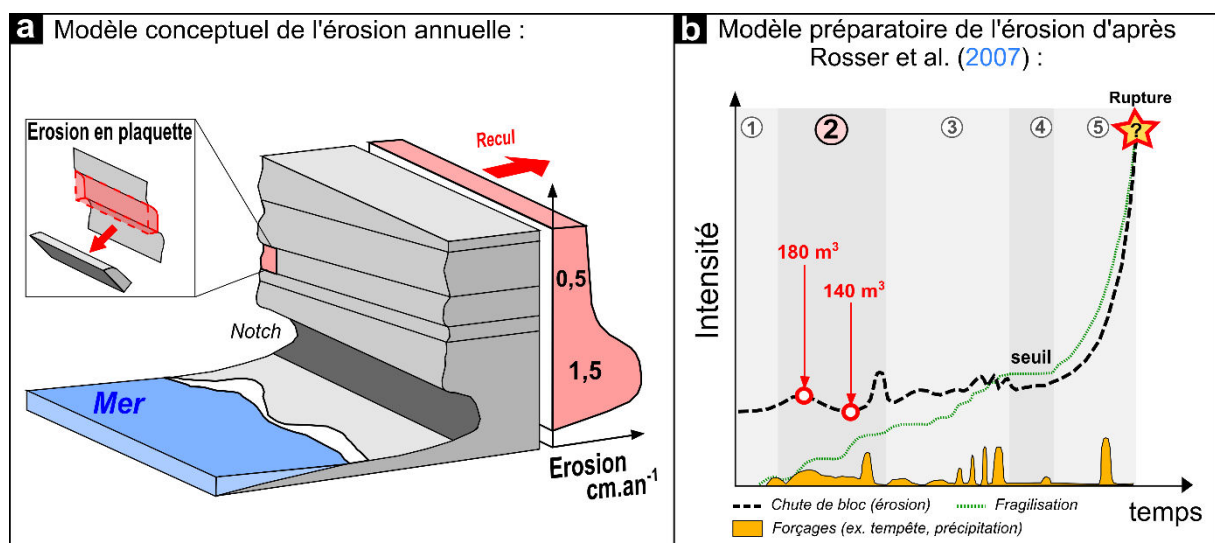


Figure 77. Modèle conceptuel de l'érosion annuelle des falaises de Carry-Le-Rouet.

Chapitre 3

Erosion à l'échelle séculaire

Apport de la comparaison des orthophotographies (1924-2011)
à la compréhension de l'érosion régionale des falaises



Chapitre 3 : Erosion à l'échelle séculaire : apport de la comparaison des orthophotographies (1922-2011) à la compréhension de l'érosion régionale des falaises.

1. Introduction, stratégie et problématique.	168
2. Méthode de comparaison des orthophotographies aériennes.	172
2.1. Notions théoriques concernant les déformations inhérentes des photographies aériennes	173
2.2. Principes et limites de l'orthorectification.....	176
2.3. Qualité et limites des orthophotos régionales (1922/1927, 1998 et 2011)	180
2.4. Méthode de détection de l'érosion à partir de l'interprétation des orthophotos.	184
2.5. Implication de la méthode sur la stratégie d'étude.	187
3. Résultat et analyse de l'érosion séculaire de la côte rocheuse PACA.	188
3.1. Présentation de quelques événements propres à l'érosion locale.	188
3.2. Analyse des taux d'érosion locaux sur l'ensemble régional.	190
3.3. Analyse des taux moyens d'érosion sur l'ensemble régional.	192
4. Discussion et conclusion du Chapitre 3.	194

1. Introduction, stratégie et problématique.

Bien que les forçages météo-marins agissent périodiquement selon les saisons, leur intensité varie d'une année à une autre sur des périodes temporelles plus longues (ex. décennales ou séculaires). C'est d'ailleurs l'accumulation de ces phases qui est susceptible d'engendrer une érosion plus intense, déterminant alors les tendances évolutives de la côte à l'échelle séculaire. La problématique de l'érosion des falaises peut donc être abordée selon la nature sporadique des effondrements. Ils se produisent et se répètent à l'échelle des durées historiques sans être suffisamment fréquents pour être forcément observés à l'échelle annuelle (ex. *Chapitre 2*). Pour ces raisons la réponse de l'érosion des falaises doit intégrer cette fois-ci la variabilité **climatique**. La seconde approche consiste à étudier l'érosion régionale produite au cours du **XX^e siècle**.

La question est donc de déterminer si les événements **chroniques** sont suffisamment importants pour affecter l'évolution globale de la côte méditerranéenne. A l'exception de certains suivis séculaires portant sur la dynamique sédimentaire des plages de poche (ex. [Sabatier et Suanez, 2003](#) ; [Brunel et Sabatier, 2007](#) ; [Brunel et Sabatier, 2009](#)), la question de la mobilité des falaises de la région PACA n'a pas encore été abordée. Cette analyse doit permettre d'une part de déterminer quelle est la contribution des forçages méditerranéens sur l'érosion des falaises en comparaison de celles associées à d'autres contextes connus dans la littérature comme les côtes de la Manche (ex. [Costa et al., 2004](#) ; [Dornbusch et al., 2008](#) ; [Brooks et Spencer, 2010](#) ; [Letrotu, 2013](#)), atlantiques au niveau du Portugal ([Marques, 2006](#)), ou bien pacifiques en Californie ([Moore et al., 1999](#) ; [Moore et Griggs, 2002](#)). D'autre part la diversité géologique à l'échelle régionale offre l'avantage de tester les tendances évolutives pour des lithologies de falaise très contrastées (*sédimentaires, métamorphiques, volcaniques*, Figure 78).

L'étude de l'érosion couvrant le siècle passé est possible grâce à la disponibilité des documents d'archives tels que les cartes anciennes ou les photographies aériennes. Bien que la première photo aérienne remonte à 1858 (obtenue à partir d'un ballon captif par Félix Nadar) les premières images réellement exploitables pour des analyses géomorphologiques datent des années 1920¹¹¹. Ces analyses permettent *“d'obtenir des informations fiables sur des objets*

¹¹¹ Elles sont directement issues de la première Guerre Mondiale après de nombreuses expérimentations par avion et même par des “pigeons photographes”.

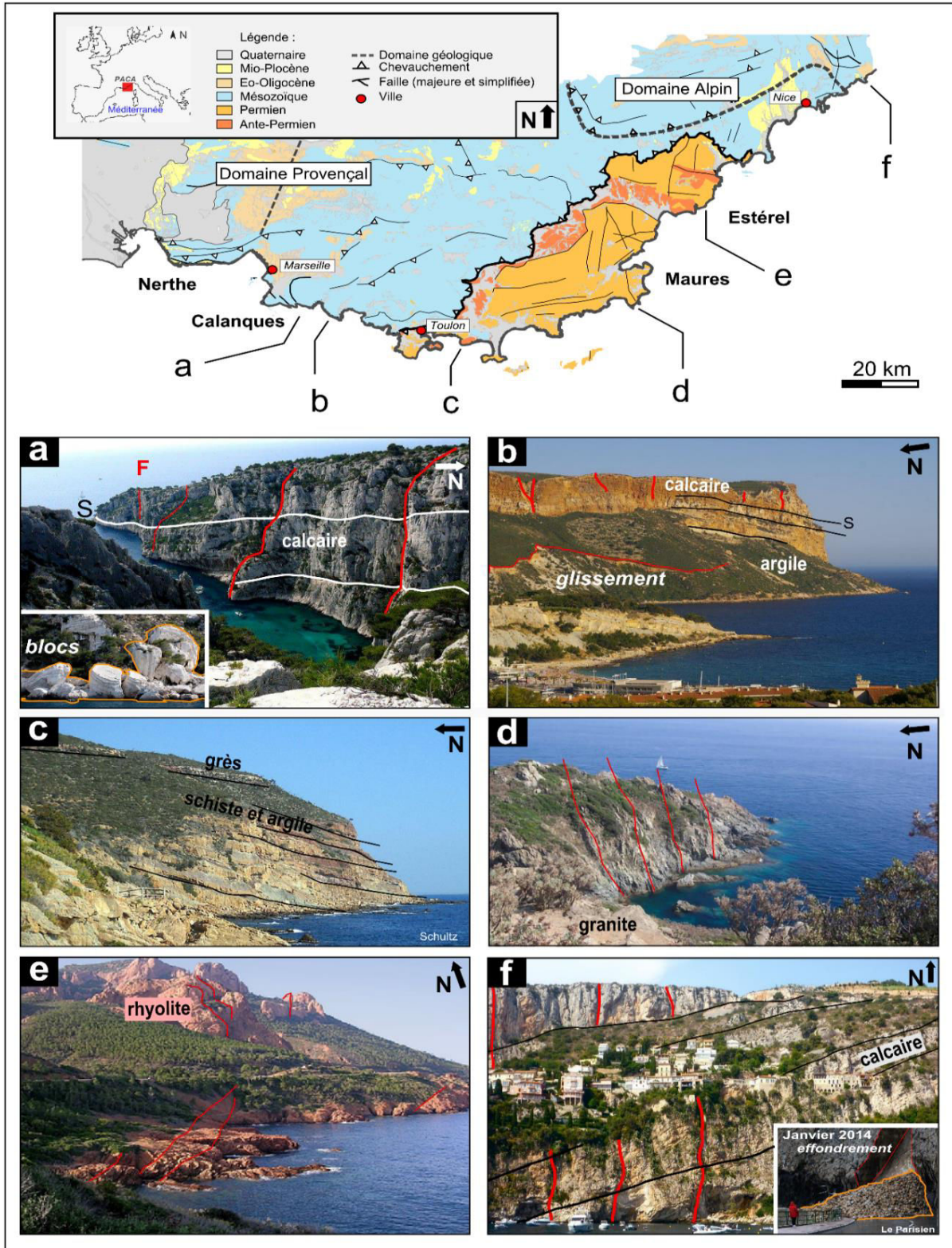


Figure 78. Contexte général des falaises régionales en PACA. a- Falaise calcaire du massif des Calanques. b- Falaise du Cap Canaille et du glissement affectant le talus. c- Falaise métamorphique du Cap Garonne. d- Falaise granitique du Cap Taillat. e- Côte basse rhyolitique de l'Estérel. f- Falaise calcaire d'Eze.

physiques [...] des mesures et d'interpréter des images photographiques'' (American Society of Photogrammetry, 1980). Ainsi la localisation successive des limites de falaise à partir des photos anciennes et plus récentes offre la possibilité de quantifier la mobilité de la côte en estimant des taux de recul moyen (ex. Moore et Griggs, 2002 ; Costa et al., 2004).

Le principal avantage de cette approche est la couverture d'un intervalle de temps suffisamment long (10 à 80 ans) avec toutefois un inconvénient concernant des incertitudes pluri-métriques sur le repositionnement des falaises (ex. Stafford, 1971 ; Dolan et al., 1980 ; Leatherman, 1983 ; Moore et al., 1999 ; Moore, 2000 ; Costa et al., 2004 ; Marques, 2006 ; Dornbusch et al., 2008 ; Brooks et Spencer, 2010). Ces erreurs sont en partie liées à des distorsions présentes sur les images aériennes (Dolan, 1980 ; Crowell et al., 1991 ; Zuzek et al., 2003 ; Costa et al., 2004 ; Marques, 2006). Leur correction passe par un processus complexe d'orthorectification qui transforme les images vers une projection cartographique commune et cohérente (Thieler et Danforth, 1994 ; Greve, 1996 ; Moore, 2000).

Dans ce chapitre nous abordons l'érosion des falaises pour une **période d'environ 87 ans** sur l'ensemble régional PACA : depuis Martigues (13) jusqu'à Menton (06). Les images utilisées correspondent à trois jeux de données : (1 et 2) les *photos aériennes de 1998 et 2011* (orthorectifiées par l'IGN¹¹²) comparées (3) aux *anciennes photos* représentant la côte durant les années **1922/1927** (acquises auprès du SHOM-IFREMER, rectifiées par la Région-PACA et mise à disposition sur le CRIGE-PACA). Cette analyse couvrant quasiment la période séculaire est notamment possible grâce à la découverte en 2003 d'importantes archives contenant plus de 10 000 photos du territoire national réalisées entre 1919 et 1958.

Concernant les images de 1922/1927, certains problèmes de projection cartographique devront être corrigés malgré un traitement effectué par l'Ifremer. Quant à la qualité des images sur l'ensemble des jeux de données, elle n'est pas complètement homogène dans l'espace. Il conviendra donc de définir les portions du littoral propice à une analyse séculaire tout en définissant les incertitudes de mesures. Afin de contextualiser l'érosion observée nous utiliserons les données de précipitation et de tempête correspondant au pas temporel étudié (*Chapitre 1, cf. partie 2-3*).

La première partie de ce chapitre (cf. 2) abordera les notions *théoriques et techniques* concernant la comparaison des photos aériennes après orthorectification, ainsi que les limites et incertitudes de la détection qui affectent les calculs de l'érosion des falaises.

¹¹² Institut National de l'Information Géographique et Forestière.

La *deuxième partie (cf. 3)* présentera l'*analyse de l'érosion* en interprétant les orthophotos aériennes sur l'ensemble régional au travers de profils longitudinaux couplés avec le contexte géologique.

Enfin, la *dernière partie (cf. 4)* établira une *synthèse de l'érosion séculaire* observée. Une discussion concernant les limites méthodologiques de l'approche, ainsi que la géométrie de l'érosion et les processus en cause sera proposée afin de construire un second *modèle d'évolution* en réponse aux forçages séculaires. Il sera par ailleurs discuté et confronté avec le modèle annuel de Carry-le-Rouet (élaboré dans le *Chapitre 2*, Figure 77).

2. Méthode de comparaison des orthophotographies aériennes.

La méthode de comparaison à partir des photographies aériennes est une approche employée et maîtrisée depuis ces trente dernières années. Elle a permis de porter un regard interprétatif sur l'évolution du littoral et des falaises. Même avec l'apparition des nouvelles technologies de télédétection, telles que les LiDAR¹¹³, l'utilisation des photos-aériennes est toujours d'actualité puisqu'elle permet d'aborder l'érosion sur l'échelle des *temps historiques*, c'est-à-dire durant le XX^e siècle (ex. Dolan, 1980 ; Cromwell et al., 1991 ; Thieler et Dancourt., 1994 ; Suanez et Simon., 1997 ; Durand, 1998, 1999 ; Moore et Griggs., 2002 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Zuzek et al., 2003 ; Costa et al., 2004 ; Dornbush et al., 2008 ; Thieler et al., 2009 ; Brooks et Spencer., 2010).

Le principe de la détection par comparaison d'images aériennes repose sur la caractérisation des *changements géométriques* survenus sur une scène observée en 2D (vue planimétrique depuis un avion). Ces changements sont principalement des **disparitions** d'une partie de la falaise. Leur interprétation s'effectue donc à partir de la détermination des limites de falaise (*pied et tête*). La notion de détection des changements temporels est basée selon les mêmes concepts généraux de la télédétection introduits dans le Chapitre 2 pour le LiDAR (pour plus de détails cf. Figure 48).

Dans cette partie méthodologique, nous énonçons les concepts théoriques permettant la construction et l'utilisation des orthophotos à des fins de **cartographie** et de **quantification** de l'érosion. En premier lieu nous présentons les *principes fondamentaux* des déformations qui affectent les images (cf. 2.1). Puis en second lieu, nous détaillons le *processus d'orthorectification* qui vise à corriger ces déformations (cf. 2.2). Ensuite nous abordons *la notion de qualité et les limites du traitement* sur les jeux de données (cf. 2.3), avant d'élaborer une méthode de calcul de l'érosion par *comparaison* des images (cf. 2.4). Finalement nous définissons les limites et les *implications* de l'utilisation de la méthode afin d'élaborer la stratégie de l'étude (cf. 2.5).

¹¹³ Pour rappel LiDAR signifie "Light Detection And Ranging".

2.1. Notions théoriques concernant les déformations inhérentes des photographies aériennes.

Une photographie aérienne est une image obtenue depuis un point de vue unique. Lorsque la visée est parfaitement verticale et que le terrain est plat, l'échelle du cliché apparaît homogène sur la partie centrale alors que la périphérie présente de légères déformations (Figure 79-a). L'image se rapproche au mieux d'une représentation cartographique, mais contient quelques erreurs liées au dispositif de prise de vue. En revanche pour des visées **obliques** ou un terrain comportant un relief plus marqué, l'échelle varie d'un point à l'autre du cliché (Figure 79-b). L'image n'est donc pas superposable sur une carte puisque les distances et surfaces représentées ne sont plus conservées (*déformation* prononcée due à la perspective).

Dans ces cas, plusieurs prises de vues successives (dans l'espace ou le temps) ne sont ni **raccordables** et ni **superposables** en tout point (Thieler et Danforth, 1994 ; Moore, 2000). Il faut donc les ramener à une projection commune afin de pouvoir les raccorder ou les superposer. Cette opération consiste à recalculer et corriger les photos selon une projection cartographique à la manière d'une "*photo-map*" (Moore et Griggs, 2002) : c'est-à-dire en transformant une représentation 2D d'une surface irrégulière vers une surface plane et régulière (Figure 80). Cette transformation géométrique appliquée sur les photo-aériennes est l'**orthorectification** (Greve, 1996). Le résultat final a pour objectif d'inclure les images dans un *SIG* (*Système d'Information Géographique*) afin de les comparer dans le temps et de détecter l'érosion de la côte (ex. Moore et al., 1999 ; Overton et al., 1999 ; Moore et Griggs, 2002 ; Costa et al., 2004).

Initialement les photos brutes contiennent des *déformations géométriques* à orthorectifier. Comme pour toutes les techniques de *télé-détection* (ex. LiDAR, photos satellites ou aériennes), le traitement de ces erreurs repose sur la connaissance de leurs sources. Elles peuvent être *systémiques*, c'est-à-dire liées au système d'acquisition ; ou *non-systémiques* c'est à dire liées à la configuration de la scène observée (Slama, 1980). Les erreurs engendrent principalement des **distorsions** optiques (Dolan, 1980 ; Crowell et al., 1991 ; Zuzek et al., 2003 ; Costa et al., 2004 ; Marques, 2006) que nous décrivons selon leurs origines : depuis le terrain jusqu'à la caméra. Elles dépendent à la fois du *relief* (*non-systémiques*), de la *configuration* de la prise de vue et des *caractéristiques techniques* de la caméra (*systémiques*) :

- (1) Les distorsions induites par le **relief** sont les plus significatives (Figure 80-a). Même en l'absence de relief prononcé, la rotondité de la Terre suffit pour déformer légèrement l'image. Toute partie verticale du relief est donc représentée sur les photos aériennes par

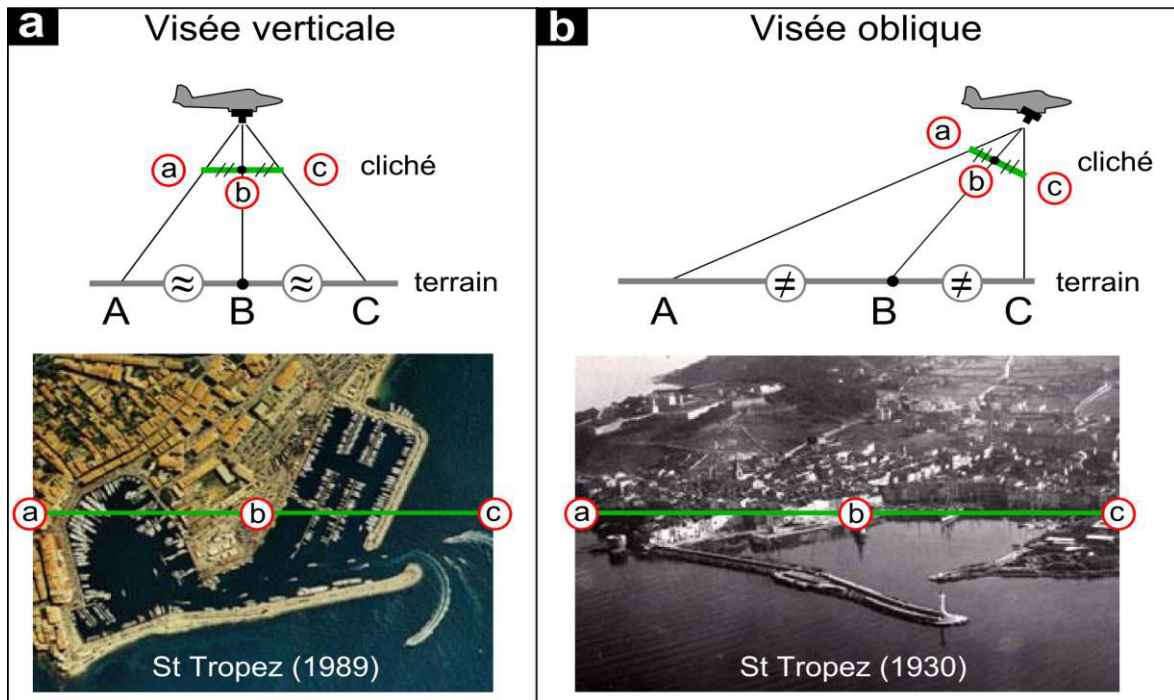


Figure 79. Illustration de l'influence de la configuration des prises de vue sur le type de photographie aérienne. a- Prise de vue verticale permettant une meilleure conservation de l'échelle du terrain sur la photo sans être parfaite en tout point (photo du port de St Tropez en 1989, IGN). b- Prise de vue oblique ne permettant pas l'homogénéité de l'échelle (St Tropez en 1930, IGN).

des formes convergentes depuis le centre de l'image (*dévers*). La correction des distorsions causées par le relief nécessite la connaissance de l'altitude en chaque point de l'image (Anders et Byrnes, 1991 ; Krauss, 1993 ; Billen et Cornélis, 2000).

(2) Les distorsions liées à la **configuration de prise de vue** sont fonction de l'orientation de la caméra (cliché) par rapport à la verticale et de l'altitude de l'avion (légers mouvements incontrôlés). L'orientation de l'*objectif* est défini par l'*attitude*¹¹⁴ de l'avion (roulis, tangage et lacet) qui influence l'amplitude du dévers et par conséquent l'homogénéité de l'échelle sur la photo. Quant à l'*altitude*, elle définit l'échelle moyenne de la photo (ex. 1/30 000). La correction doit donc tenir compte à la fois de la position géographique (X, Y, Z) ainsi que de l'orientation des prises de vues afin d'homogénéiser les formes selon une échelle constante (Krauss, 1993 et 1997).

(3) Enfin, les distorsions induites par les **caractéristiques de la caméra** sont principalement associées aux *défauts de lentille* de l'objectif ainsi que de la *planéité du négatif* (pour les photos analogiques). Ces défauts introduisent des déformations

¹¹⁴ La notion d'*attitude* caractérise à la fois le roulis, le tangage et le lacet (aspect introduit dans le Chapitre 2, cf. section 2.1.2).

optiques depuis le centre des clichés vers les bords, on parle alors de distorsions radiales (Baltsavias 1994, 1996). La correction doit donc aussi tenir compte des lentilles utilisées ainsi que de la distance focale.

Les erreurs affectent autant les photos analogiques que les images numériques. Les photos analogiques (ou *argentiques*) sont généralement produites dans les longueurs d'ondes visibles en noir et blanc pour les photos anciennes (dans notre cas 1922/1927) et en couleurs "Red Green Blue" (dans notre cas 1998). Afin de corriger les erreurs inhérentes, les photos analogiques doivent être au préalable numérisées, alors que les photos numériques de 2011 (couleur RGB) sont conservées en l'état. A noter que le couplage de prise de vue avec des systèmes GNSS et altimétriques (ex. mesure LiDAR) permet d'orthorectifier automatiquement les images (ex. Thom et Souchon, 1999). Mais compte tenu du cout élevé de ce type d'acquisition, le processus est pour l'instant peu utilisé. Toutefois, l'apparition des drones facilement pilotables combinés avec l'arrivée de nouveaux logiciels de traitements photogrammétriques 3D est une perspective à envisager pour les futures acquisitions (voir Chapitre 2, cf. 4. Discussion et conclusion).

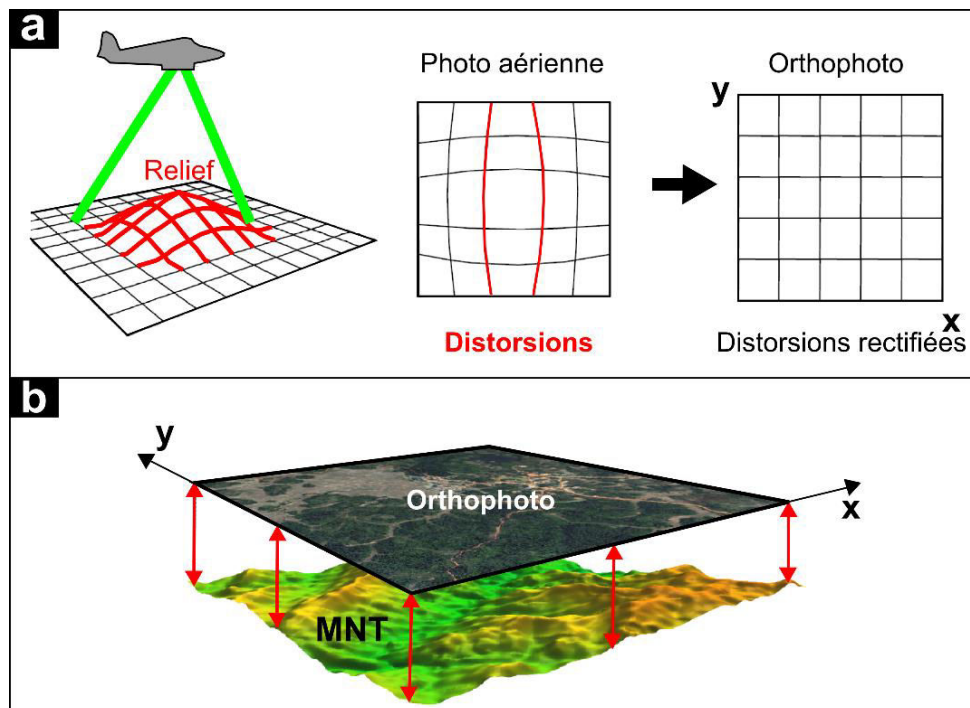


Figure 80. Déformations inhérentes et correction des photos-aériennes a- Distorsion induite par un relief et correction théorique de l'orthorectification (vue en plan, modifié de Muraz et al., 2000). b- Résultat d'une orthophoto superposable à un document cartographique, exemple d'un MNT (modifié de Sylla-Consult).

2.2. Principes et limites de l'orthorectification.

Afin d'orthorectifier les photos **analogiques** (1922/1927 et 1998), celles-ci sont préalablement **numérisées** à partir d'un scanner. La numérisation est une étape primordiale qui détermine la résolution des images brutes à corriger. Cette dernière dépend à la fois de la qualité de la photo papier au format classique 24 cm x 24 cm (exprimé par le *grain*¹¹⁵) et de la résolution du scanner (exprimé en *dpi* "dot per inch"¹¹⁶). Pour rappel la résolution d'une image numérique¹¹⁷ est définie par la dimension d'un côté du pixel. Si le scanner permet une acquisition avec une résolution de 600 dpi par exemple, la dimension du pixel correspondra à 40 µm sur la photo papier et donc à 1,3 m sur le terrain (au 1/30 000). Cependant la résolution argentique des photos est souvent un facteur limitant de la description des plus petits détails, malgré une haute résolution de numérisation (Robin, 2002). De plus, des *dérives mécaniques* lors de la numérisation peuvent engendrer des décalages sur le positionnement des pixels correspondant à plusieurs mètres sur le terrain (Kölbl, 1999). C'est en outre pour cette raison que les prises de vues numériques sont aujourd'hui préférées puisqu'elles ne nécessitent pas d'étape de numérisation (ex. des photos de 2011).

Une fois les images brutes sous format numérique, le processus d'orthorectification consiste à **recaler** et **corriger** les distorsions optiques pour chaque pixel de l'image dans un système de projection cartographique¹¹⁸ (Figure 81-a) :

- Le **recalage** est déterminé à partir de plusieurs repérages en XY de *points d'amer* communs entre l'image numérique et la carte de référence (ex. Jiménez et al., 1997 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Durand et Heurtefeux, 2005). Les points d'amer définissent donc les premiers paramètres pour la mise à l'échelle. L'incertitude associée est évaluée pour chacun des points d'ancrage. Elle est appelée erreur *RMS* ("Root Mean Square error") et correspond à la *moyenne au carré de la distance* en pixel entre la position du point d'amer de la carte de référence et celui nouvellement recalé (Billen et al., 1999). Le recalage est communément admis lorsque tous les amers ont un *RMS* inférieur à 1 pixel (ex. Durand, 1999).
- Ensuite le modèle **rectifie** la géométrie des images à partir de différentes équations polynomiales décrivant le trajet optique depuis le terrain jusqu'à l'objectif. Les

¹¹⁵ Correspondant aux cristaux d'argent fixés sur le négatif (granulation du film). Plus le tirage photo est agrandi plus le grain est apparent.

¹¹⁶ Signifiant "point par pouce". 1 pouce correspond à 25,4 mm

¹¹⁷ L'image numérique est composée d'une grille dont chaque case est représentée par un pixel.

¹¹⁸ Ces opérations de calcul sont effectuées à partir de logiciels tels que TeraVue Ortho®, ERDAS® ou OrthoBASE®.

paramètres prennent en compte les variables propres à l'*altitude* du pixel, à la *configuration* de la prise de vue, et aux *propriétés techniques* de la caméra.

Au final, la méthode calcule un facteur de transformation permettant d'ajuster les pixels sur leur position "véritable", et de corriger simultanément les déformations inhérentes aux photographies (pour des informations complémentaires se référer aux travaux de [Folving et Denègre, 1994](#) ; [Wilmet, 1996](#), [Cornélis et Pattyn, 1997](#) ; [Muraz et al., 1999](#) ; [Schenk, 1999](#) ; [Billen et Cornélis, 2000](#)). L'ortho-image possède alors une fidélité géométrique, dont la qualité dépend de la carte de référence.

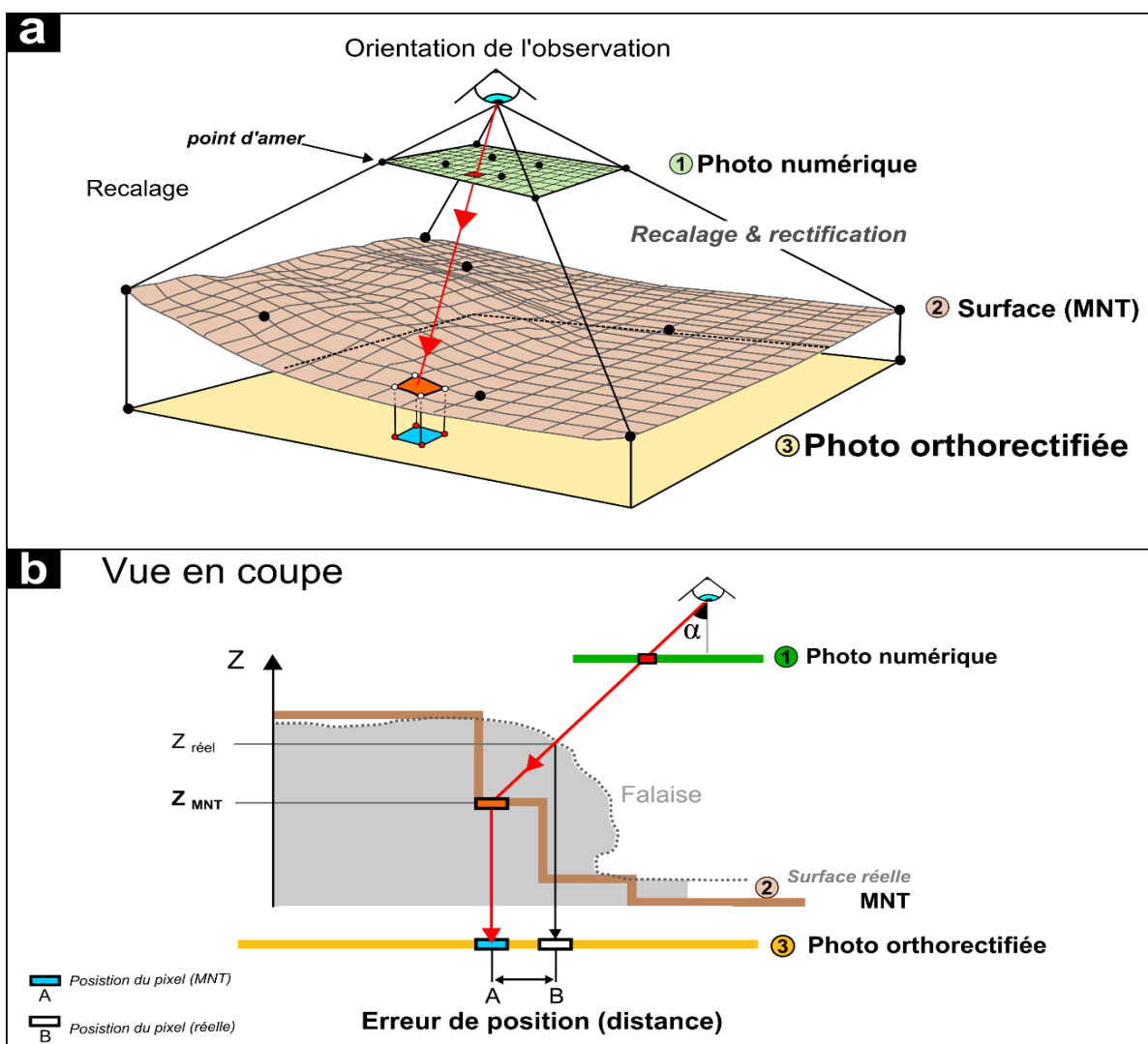


Figure 81. Concept général de l'orthorectification d'une photo a- Méthode de la construction d'une ortho-image à partir du recalage et de la rectification des pixels avec un MNT. b- Influence d'une erreur d'altitude ΔZ entre le MNT et la surface réelle décalant la position du pixel (A et B).

La carte de référence la plus utilisée est le *MNT*¹¹⁹ (*Modèle Numérique de Terrain*) car elle garantit la connaissance de l'altitude du relief et facilite donc le processus d'orthorectification (Billen et Cornélis, 2000). Pour cette raison, l'IGN a orthorectifié les photos aériennes de 1998 et 2011 à partir du MNT de la BD-TOPO® combiné avec la BD-ALTI®¹²⁰. Cependant elles ne sont pas totalement redressées en tout point puisque la qualité des orthophotos dépend de la **précision du MNT**. En effet, lors de la construction d'une ortho-image, la précision du positionnement du pixel dépend directement de la précision altimétrique (Figure 81-b) : une erreur d'altitude ΔZ conduit à positionner le pixel sur la position A au lieu de B par exemple (Krauss, 1993). Cette erreur engendre des décalages de valeur D tels que défini dans l'Equation 9 :

$$D = \Delta Z \cdot \tan(\alpha) \quad (9)$$

La déformation sur l'ortho-image est dans ce cas radiale puisque l'angle α est nul au centre de la photo et atteint une valeur maximum¹²¹ sur les coins de l'image (Figure 81-b). Par exemple, une imprécision altimétrique ΔZ de 5 m engendrera un décalage D des pixels corrigés de 3 à 5 m sur les bords de l'image. Les zones contenant des escarpements prononcés comme les falaises sont donc potentiellement affectées par d'importantes déformations liées à l'orthorectification.

De plus, l'utilisation d'un MNT est aussi limitée puisqu'il décrit la surface du terrain alors que la photographie reproduit le *sursol* (sommet de la végétation ou toit des bâtiments par exemple). L'utilisation d'un modèle de surface serait plus exact, notamment pour les zones urbanisées ou forestières. Mais son utilisation n'est pas toujours possible à cause de l'évolution permanente du sursol face à l'urbanisation croissante de la région PACA : les zones urbanisées d'aujourd'hui correspondent aux zones naturelles/agricoles d'hier. Ce constat est d'autant plus marqué entre les années 1924 et 2011 (Figure 82).

Pour cette raison les photos aériennes anciennes de 1922/1927 de la région PACA n'ont pas été orthorectifiées à parti d'un MNT. Compte tenu qu'à cette époque les acquisitions étaient obtenues en couple d'images stéréoscopiques¹²² il est possible de reconstituer directement le

¹¹⁹ Le MNT est aussi une image dont chaque pixel correspond cette fois-ci à une valeur d'altitude.

¹²⁰ Informations fournies dans les métadonnées des orthophotos 1998 et 2011.

¹²¹ Sur les coins de l'image l'angle α atteint généralement la valeur maximum de 35-40° (Muraz et al., 1999).

¹²² Un couple d'images stéréoscopiques représente deux vues d'une même scène enregistrée à une distance d'environ 6,5 cm de manière à reproduire la vision humaine au travers du principe de la parallaxe (les deux photos représentant ainsi les vues depuis l'œil gauche et droit). Le visionnage de ces photos à partir de lunettes stéréoscopiques permet donc de reconstituer le relief en "3D".

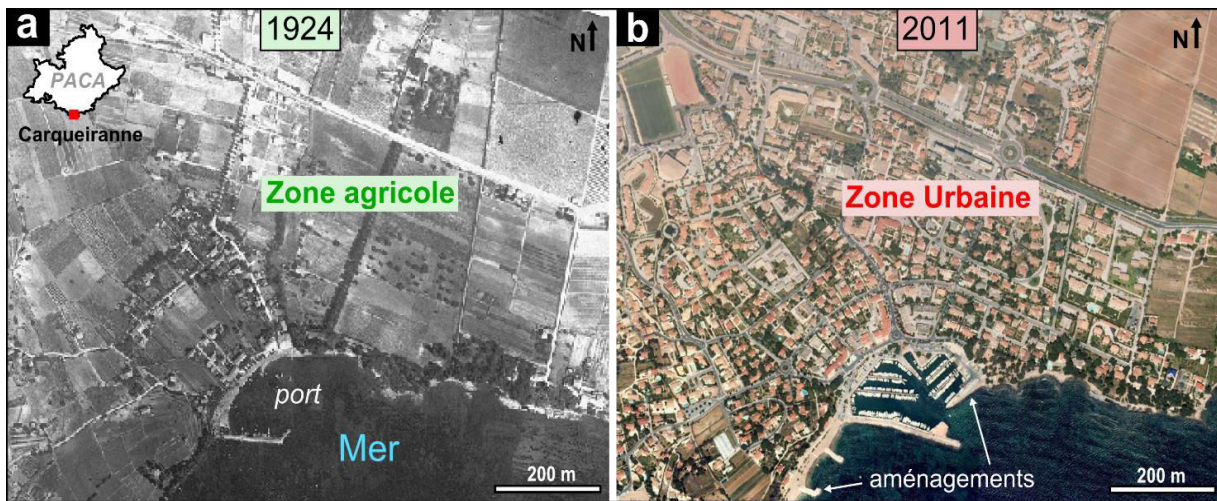


Figure 82. Modification de la nature du sursol. Exemple de l'urbanisation du quartier des Salettes (Carqueiranne, Var) entre 1924 et 2011.

relief à partir d'une corrélation d'image (par *aéro-triangulation*, voir Cory et McGill, 1999) permettant ainsi d'orthorectifier les photos avec un minimum d'erreur (ex. Kaczynski et Ziobro, 1999 ; Costa et al., 2004). Cependant étant donné que les prises de vue de cette époque sont quasi-verticales, et que les photos présentent un taux de recouvrement supérieur à 60%, elles ont seulement été géoréférencées par l'Ifremer à partir de l'Ortho-littorale ® 2000 de l'IGN. Les corrections géométriques n'ont pas été nécessaires car seules les parties centrales contenant un minimum de déformations radiales ont été conservées. Le traitement a donc consisté à géoréférencer toutes les photos à partir de points d'amer (Figure 83-a) avant de sélectionner uniquement les sections communes aux images pour les fusionner dans une mosaïque continue et cohérente (Figure 83-b).

Compte tenu de certaines erreurs liées au traitement des photos, l'appréciation de leur qualité finale doit être abordée afin d'estimer la précision des mesures de l'érosion.

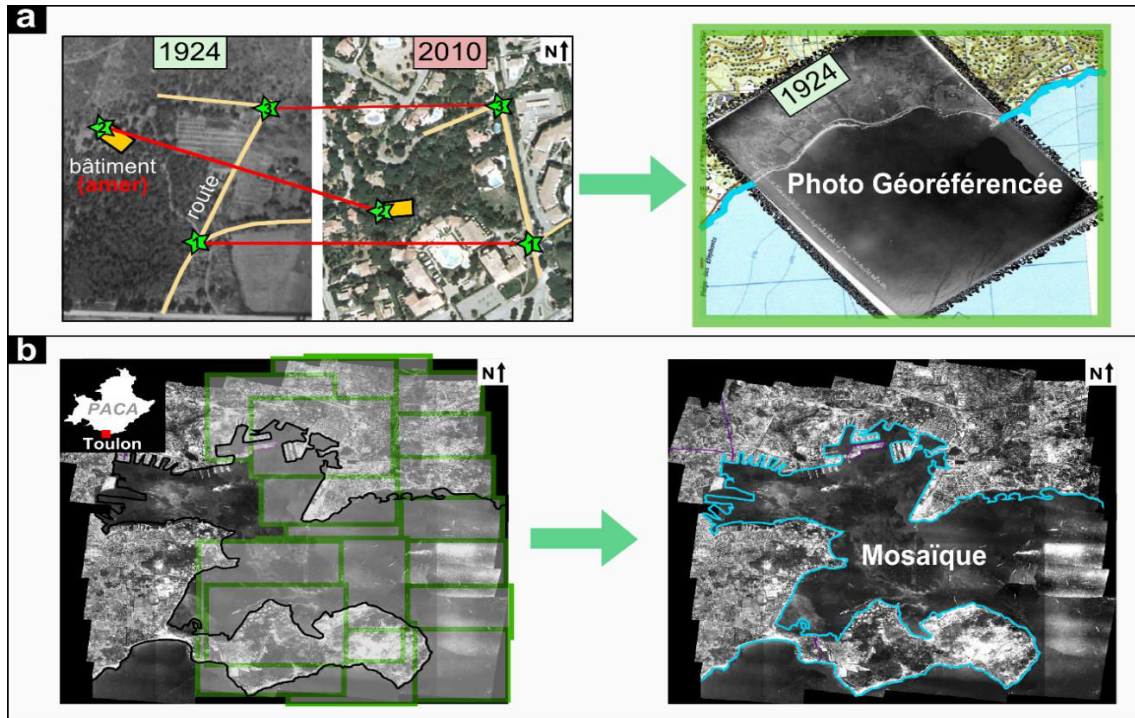


Figure 83. Corrections des photographies aériennes 1922/1927 effectuées par l'Ifremer à partir des couples stéréoscopiques. a- Recalage à partir de points d'amer géoréférencés sur l'Ortho-littorale® 2010. b- Elaboration d'une mosaïque cohérente (modifié de l'Ifremer).

2.3. Qualités et limites des orthophotos régionales (1922/1927, 1998 et 2011).

La validation et l'appréciation de la qualité géométrique des trois jeux orthophotographiques est abordée dans cette section. Cette étape est primordiale en raison de la persistance de certaines erreurs, même après correction des ortho-images. Elles affectent en grande partie le positionnement planimétrique des images (Anders et Byrnes, 1991 ; Thielert et Danforth, 1994 ; Moore, 2000). Certaines sont inhérentes aux données initiales, alors que d'autres sont introduites soit par les algorithmes de corrections ou bien par les données externes nécessaires aux corrections (ex. MNT). Il existe deux approches permettant la détermination des erreurs cumulées tout au long du traitement (Billen et Cornélis, 2000) : l'**estimation** ou l'**observation** des erreurs engendrées par le système.

Bien que l'estimation de la contribution de toutes les sources d'erreurs permette d'améliorer les traitements, elle demeure très complexe à mettre en place. En effet le nombre important de paramètres inter-reliés en est la principale limite (cf. 2.2. ci-dessus). Pour cette raison, l'observation et la mesure des **erreurs cumulées** est plus généralement employée (ex. Moore et Griggs, 2002 ; Coasta et al., 2004). A partir de cette approche, les différentes étapes

du processus d'orthorectification ne sont donc pas considérées isolément. Seul le résultat final est pris en compte et comparé qualitativement à une référence, c'est-à-dire selon une photo établissant un critère standard de comparaison.

Compte tenu de l'excellente qualité des orthophotos de 2011, nous les avons utilisées comme base de référence (Figure 84). Le jeu de 2011 couvre la totalité de la zone littorale PACA en une mosaïque parfaitement cohérente, lissant les passages d'une image à une autre sans décalage et avec une bonne qualité visuelle (Figure 84-b). La résolution d'un pixel est de 0,5 m et la qualité présente peu de distorsion résiduelle.

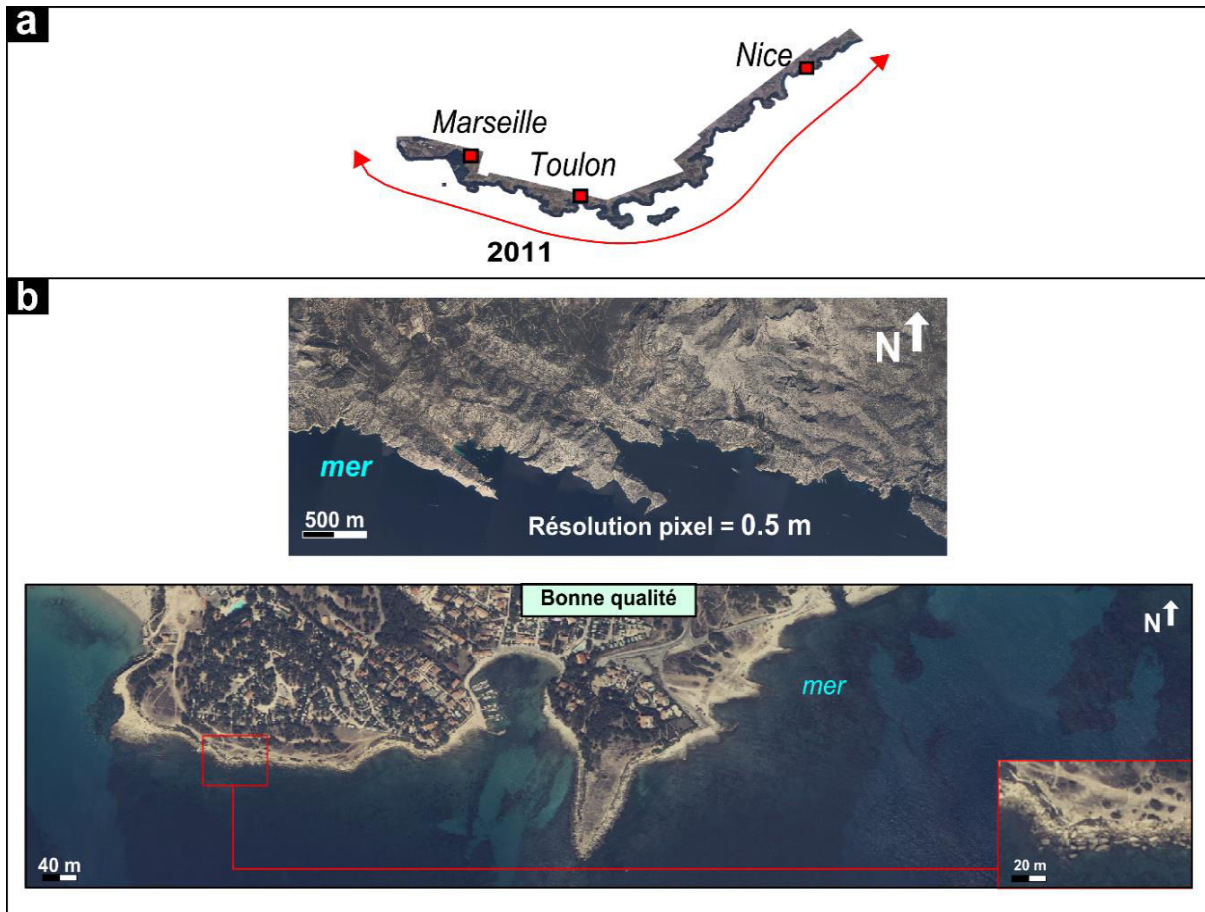


Figure 84. Fiche synthétique de la qualité des orthophotos de 2011. a- Couverture des images sur l'ensemble régional. b- Appréciation de la mosaïque ainsi que de la qualité visuelle.

Les jeux de 1998 couvrent la totalité du littoral PACA avec une résolution de 0,5 m (Figure 85), alors que ceux des années 1922/1927 recouvrent épisodiquement le territoire (1922, 1924 et 1927) mais avec une meilleure résolution de 0,25 m (Figure 86). A noter que ces dernières présentent une zone de lacune entre les départements du Var et des Alpes Maritimes (*massif de l'Estérel*). Afin de simplifier notre propos nous considérons les jeux de données 1922-1924-1927 en un seul jeu attribué à la période 1924¹²³.

En ce qui concerne la qualité des deux jeux de photos (1924 et 1998), elle varie spatialement de manière inhomogène selon trois grands types qualitatifs (Figure 85-b et Figure 86-b) :

(1) **bonne qualité**, les parties correspondantes aux falaises ainsi qu'à la mer sont bien distinguables, et aucune distorsion n'affecte les images. Les portions de linéaire exploitable correspondent à 35% (228 km) et 52% (338 km) de la longueur totale de la côte rocheuse (soit 650 km), respectivement pour 1924 et 1998.

(2) **qualité moyenne**, une partie des falaises est affectée par une saturation qui masque certains détails. La distinction nette entre les falaises et la mer n'est pas précise. A noter la présence de quelques dévers et de distorsions radiales rendant une interprétation difficile des images sur 50% (325 km) et 43% (280 km) du linéaire côtier, respectivement 1924 et 1998.

(3) Enfin, la **mauvaise qualité** correspond à d'importantes distorsions ou saturations ne permettant aucune interprétation pour 15% (97 km) et 5% (32 km) de la côte, respectivement 1924 et 1998.

Enfin la juxtaposition des trois orthophotos permet de valider la qualité de projection. Aucun décalage significatif n'est détecté entre 1998 et 2011. En revanche la projection des photos de 1924 n'est pas parfaitement exacte en tout point par rapport aux jeux de 1998 ou 2011 (Figure 87). Les points d'amer présentent des décalages non homogènes allant de 0,5 à 3 m avec de nombreuses distorsions radiales. Ce problème de projection est certainement lié à un manque de points d'ancrage lors des étapes de reprojection, sans compter que les données de 1924 ne correspondent pas à de "*vrais orthophotos*" mais elles s'en rapprochent seulement. Cependant, après une fine inspection et de nombreux tests, ces décalages peuvent être corrigés

¹²³ L'attribution des jeux de 1924 à la place de 1922 et 1927 introduit une erreur négligeable (seulement 2%) sur la période totale de l'étude qui est de 89 ans (1922-1998). Pour plus de commodité, l'intervalle total considéré dans la suite de ce travail sera de 87 ans (1924-2011).

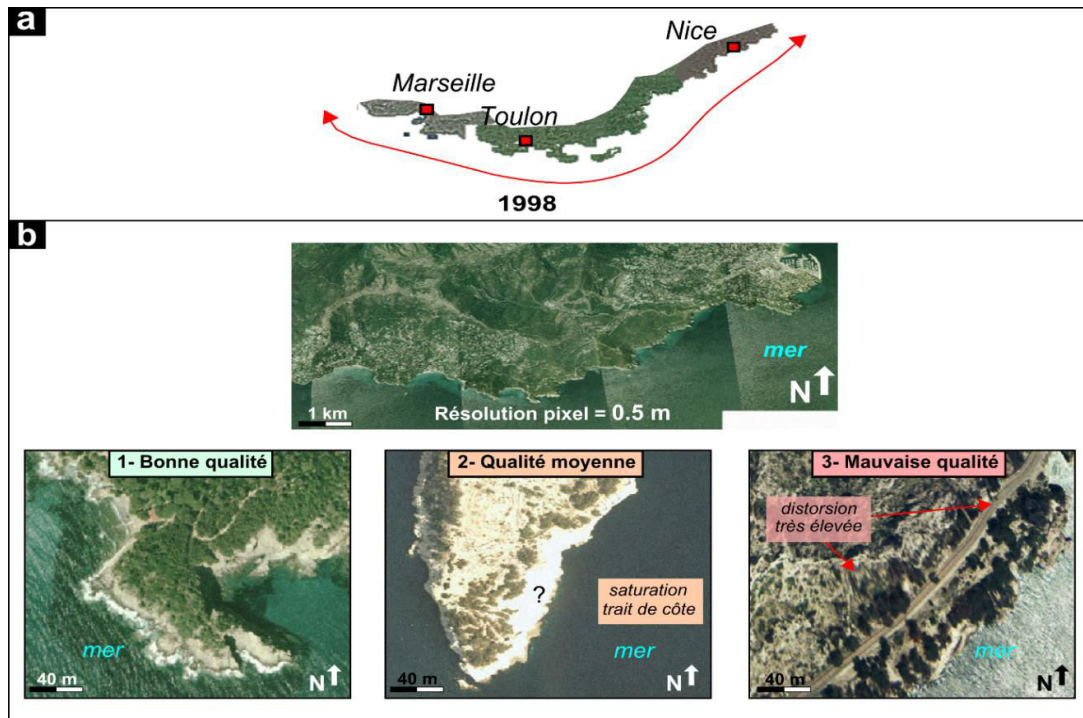


Figure 85. Fiche synthétique de la qualité des orthophotos de 1998. a- Couverture des images sur l'ensemble régional. b- appréciation de la mosaïque (évidence des zones de recouvrement) ainsi que de la qualité visuelle.

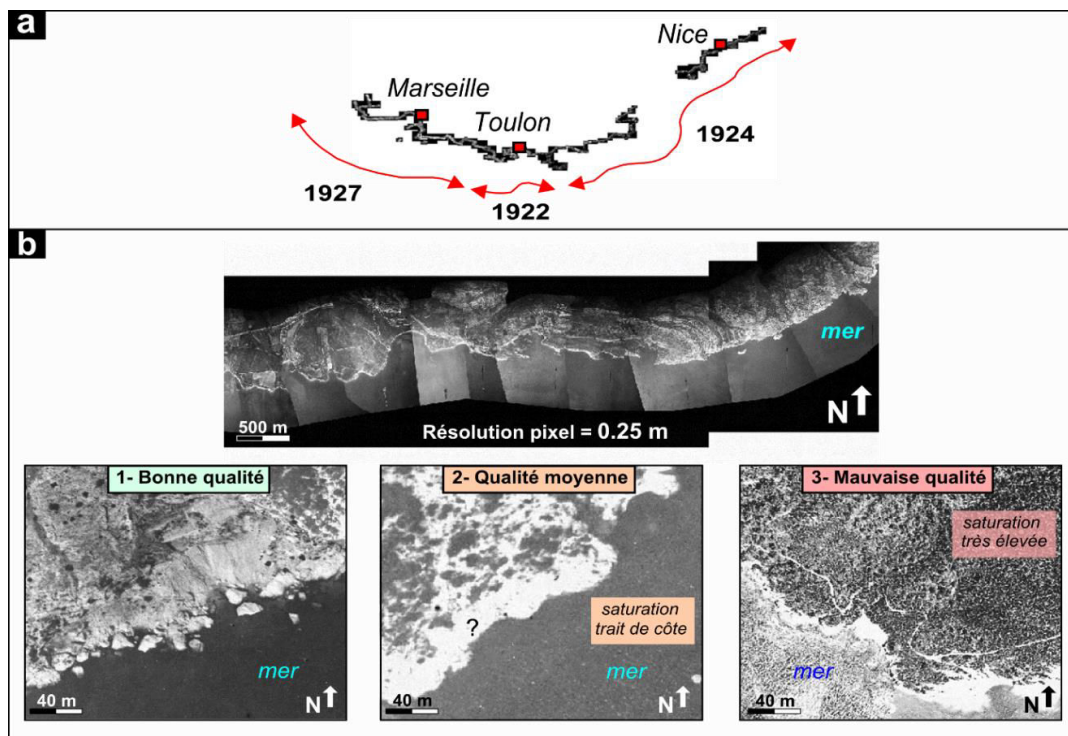


Figure 86. Fiche synthétique de la qualité des orthophotos de 1922/1927. a- Couverture des images sur l'ensemble régional. b- appréciation de la mosaïque (évidence des zones de recouvrement) ainsi que de la qualité visuelle.

Localement mais pas pour l'ensemble du jeu de donnée puisque celui-ci se présente sous la forme d'une mosaïque cohérente.

Étant donné des différents degrés de qualité, l'étude de l'érosion des falaises à partir des trois jeux de photos est effectuée uniquement sur les sections de côte contenant un critère de **bonne qualité** (comme proposés par [Costa, 1997](#) et [Costa et al., 2001](#)) et sur certaines portions de moyennes qualités. Quant aux portions contenant des **erreurs de projection** (1924), elles sont localement reprojettées dans un SIG à partir des ortho-images de 2011. Compte tenu de la bonne résolution des images, le repérage des amers a pu être extrêmement précis. Pour chacun des recalages (soit plus de quarante), une trentaine de points d'amer a ainsi été numérisée en utilisant les éléments du paysage considérés comme stables dans le temps, tels que les bâtiments historiques, plans de schistosité ou chemins. Les reprojettions ont été validées pour des RMS inférieurs ou égal à 1 pixel.

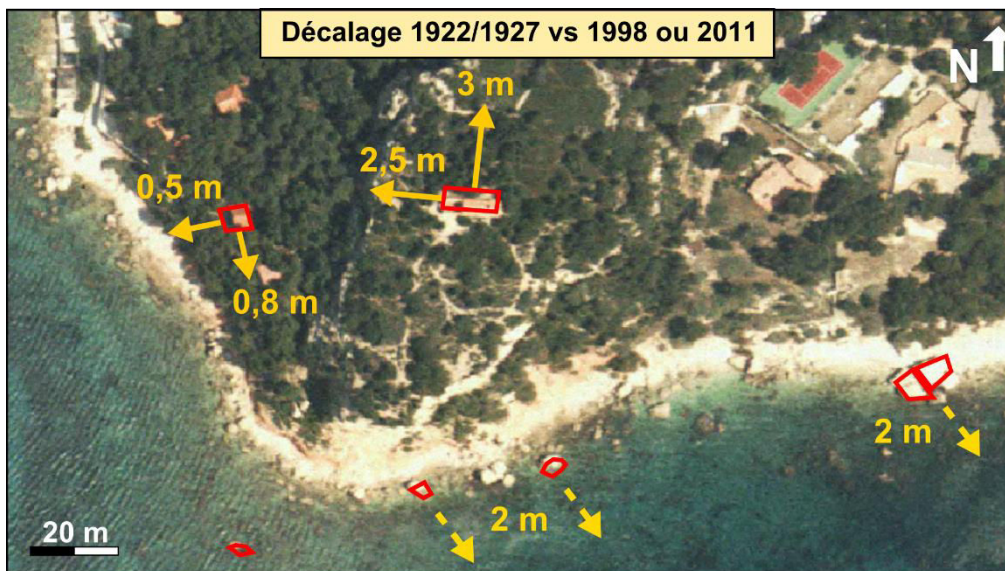


Figure 87. Problème local de projection des orthophotos de 1922/1927 par rapport à la projection des orthophotos de 1998 et 2011.

2.4. Méthode de détection de l'érosion à partir de l'interprétation des orthophotos.

L'objectif final est la comparaison des différentes orthophotos afin de quantifier l'évolution des falaises dans le temps. Cette comparaison s'effectue donc en détectant tous les *changements de position* de la côte (ex. recul des falaises). Les différentes études font état de plusieurs lignes de *référence* susceptibles d'être utilisées pour retranscrire cette évolution.

Selon les caractéristiques des sites étudiés, les marqueurs délimitant les lignes de référence sont très variés :

- (1) la **laisse de pleine mer**, c'est-à-dire la ligne qui matérialise le niveau le plus élevé atteint par la mer (Dolan *et al.*, 1980 ; Crowel *et al.*, 1991 ; Douglas et Crowel, 2000) ;
- (2) la **ligne du rivage** instantanée utilisée en contexte microtidal, et notamment en Méditerranée pour les plages sableuses (ex. Jiménez *et al.* 1997 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Durand et Heurtefeux, 2005 ; Brunel, 2010) ;
- (3) la **végétation supratidale** (Thieler et Danforth, 1994 ; Morton et McKenna, 1999 ; Overton *et al.*, 1999 ; Moore et Griggs, 2002 ; Stéphan et Suanez, 2004) en tenant compte de son évolution dans le temps (ex. croissance et urbanisation) ;
- (4) et bien entendu les **pieds et têtes de falaise** (Moore et Griggs, 2002).

Dans notre cas, compte tenu de la diversité des falaises étudiées et de leur contexte microtidal commun, nous avons utilisé les marqueurs relatifs aux **pieds et têtes** de falaises lorsqu'ils sont directement identifiables. Dans le cas contraire nous avons utilisés les marqueurs indirects en supposant que la **végétation** délimite la tête, alors que la **ligne de rivage** instantanée contourne plutôt le pied (pour les falaises plongeantes).

A noter que la ligne du rivage instantanée marque la limite où s'arrêtent les eaux marines à l'instant des prises de vue aériennes. Or cette limite n'est pas toujours évidente à déterminer selon les clichés (Brunet, 2010). En effet lorsque les vagues déferlent, un panache blanc apparaît sur les photos (Figure 88-a). Le trait de côte numérique correspond donc plutôt à une bande au sein de laquelle se situe la "*véritable limite*" (Moore et Griggs, 2002 ; Zink, 2002). Cette bande d'incertitude est toutefois minimisée en Méditerranée à "*seulement*" 3-4m de largeur compte tenu d'un faible marnage (amplitude inférieure à 30-40 cm).

Malgré la mise en pratique de méthodes rigoureuses pour quantifier l'évolution littorale, les résultats obtenus comportent une part d'incertitude non négligeable : dépendant à la fois de la résolution des orthophotos (dimension d'un pixel, soit 0,5m) et de l'interprétation des traits digitalisés (ex. influence des vagues, soit environ 3-4m). L'addition de ces paramètres constitue donc une marge d'erreur horizontale totale à estimer lors du calcul des reculs de falaise. Elle varie suivant la qualité des jeux de données. Pour cette raison l'incertitude est caractérisée pour chaque trait digitalisé (Figure 88-a). Elle est de manière générale comprise entre +/-0,5 m et +/-4 m pour 1924 et entre +/-0,5 m et +/-3,5 m pour les jeux 1998 et 2011.

Une fois les incertitudes déterminées, les *lignes vectorisées* représentant la falaise ou la côte rocheuse avant et après érosion sont superposées dans un SIG afin de mesurer le recul. Les méthodes classiques utilisent des outils¹²⁴ automatiques quantifiant statistiquement les distances de recul entre les deux vecteurs. Cette mesure est effectuée au travers de *transects* perpendiculaires à la ligne de référence et séparés selon un pas d'intervalle régulier qui est fonction de la résolution des orthophotos (pour plus d'informations se référer aux travaux de [Thieler et Danforth, 1994](#) ; [Moore et Griggs, 2002](#) ; [Brooks et Spencer, 2010](#)). Cependant cette méthode est plutôt appropriée pour des configurations de côtes linéaires et non pour des formes plus complexes caractérisées par une forte rugosité (ex. [Letortu, 2013](#)). En effet pour ces formes complexes, les *transects* sont orientés dans toutes les directions ce qui engendre des aberrations lors du calcul des distances.

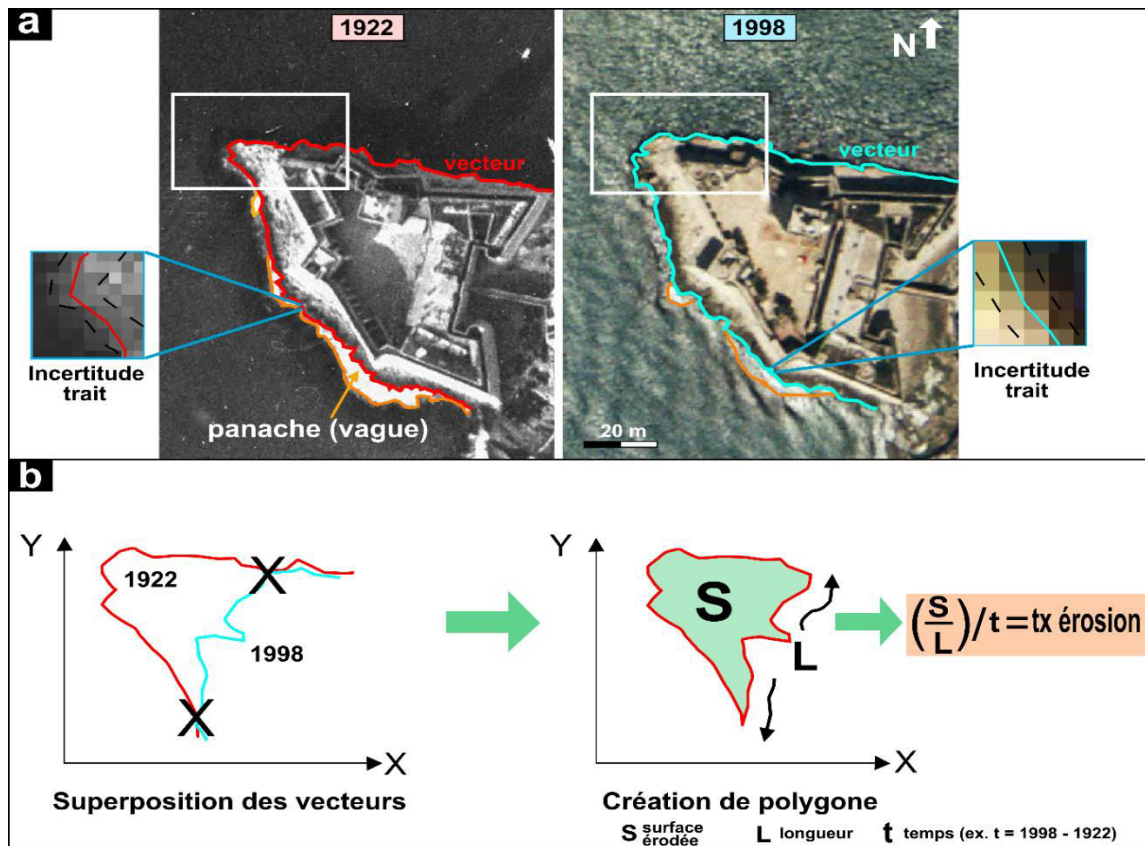


Figure 88. Principe du calcul de l'érosion de la côte à partir de l'interprétation et de la comparaison des orthophotos. a- Illustration de la digitalisation (vecteur) du pied de falaise pour les deux époques. Les incertitudes figurent en pointillé. b- Superposition des deux vecteurs dans un SIG et création d'un polygone d'érosion permettant le calcul d'un taux d'érosion. Cette étape est répétée pour les vecteurs d'incertitude.

¹²⁴ Tels que l'outil DSAS (Digital Shoreline Analysis System) utilisable sur ArcGIS ([Thieler et al., 2009](#)).

Par conséquent l'érosion des falaises est abordée à partir de la notion de **bilan surfacique** qui constitue une approche plus précise et synthétique pour les côtes méditerranéennes¹²⁵. Cette surface est calculée sur un SIG en générant un *polygone d'érosion* issu de la fusion des deux vecteurs représentant la position avant et après érosion (Figure 88-b). Les taux d'érosion sont finalement obtenus en divisant la surface par la longueur du vecteur appartenant à l'état le plus récent de la falaise. Les incertitudes sont aussi calculées de la même manière, elles correspondent généralement à 10-30% des surfaces cartographiées.

2.5. Implication de la méthode sur la stratégie de l'étude.

Dans l'objectif d'étudier l'érosion des falaises de la région PACA, trois orthophotos aériennes seront analysées (1924, 1998 et 2011). La période totale couvre une durée de 87 ans pour un linéaire côtier inférieur à 650 km.

Les différents degrés de qualité des images traitées par l'IGN et l'Ifremer, ne nous permettent pas une analyse sur tout l'ensemble régional. Seules les portions comparables et présentant une bonne qualité sur les différentes unités litho-structurales seront étudiées après recalage des anciennes photos (1924). Pour les trois jeux d'orthophotos, la combinaison des sections contenant des bonnes qualités permettra d'interpréter environ 40% du linéaire côtier (soit environ 260 km sur 650 km). Compte tenu du fait que l'ensemble du contour des falaises ne peut pas être digitalisé de manière continue, nous devons procéder à plusieurs inspections minutieuses afin de digitaliser seulement les parties susceptibles de présenter une érosion significative. Les incertitudes devront être définies pour chacun des événements à cause d'une forte variation des conditions d'interprétation (présence de vague, condition de luminosité différente...).

Enfin, compte tenu du caractère non linéaire de la côte, la méthode relative aux calculs du recul des falaises devra être adaptée en comparaison des approches classiques. Elle reposera sur le concept de bilan surfacique qui permet de quantifier de manière synthétique un taux d'érosion par événement (contenant une valeur d'incertitude propre). L'ensemble de l'analyse sera donc basé sur une interprétation des images et corrélé avec les contextes géo-climatiques préalablement déterminés dans le *Chapitre 1 (cf. 2.2 & 2.3)*.

¹²⁵ A noter que la méthode de bilan surfacique a déjà été utilisée pour calculer l'érosion des plages de poche de la région PACA (Brunel, 2010).

3. Résultats et analyses de l'érosion séculaire de la côte rocheuse PACA.

3.1. Présentation de quelques événements propres à l'érosion locale.

L'interprétation des ortho-images a permis de cartographier à l'échelle régionale seulement **46 événements** d'érosion produits entre 1924 et 2011 (pour plus de détails se référer au tableau synthétique de l'*Annexe 4*). Ces événements gravitaires correspondent principalement à des *glissements de terrain* pour la période de 1924-1998 (soit 74 ans d'intervalle) et à des *détachements de blocs rocheux* pour la période de 1998-2011 (soit 13 ans d'intervalle). La Figure 89 illustre quelques exemples de ces reculs dont les cicatrices ont pu être directement identifiées sur le terrain.

Au cours de la période de **1924-1998** (74 ans) l'érosion se concentre principalement sur la partie amont des zones de glissement, c'est-à-dire au niveau des *niches d'arrachement*. Dans la majorité des cas, ces événements sont regroupés en deux ou trois individus peu distants les uns des autres (5 à 200 m). Les surfaces d'érosion sont comprises entre quelques mètres carrés jusqu'à plusieurs milliers de mètres carrés. Ce constat est bien mis en évidence au niveau du glissement des formations marneuses du *Cap Canaille* situé dans l'unité des Calanques (Figure 89-a) ainsi que dans la zone d'instabilité métamorphique de la *Pointe de l'Ecuelle* localisée dans l'unité des Maures (Figure 89-b.1). Pour ces deux exemples les taux d'érosion pour chacun des événements identifiés sont compris entre 3-4 cm.an⁻¹ et 14-15 cm.an⁻¹.

L'éloignement de la mer et l'altitude élevée des surfaces d'érosion¹²⁶ du *Cap Canaille* sont des arguments en faveur d'une action subaérienne prédominante. Quant à la détermination du forçage à l'origine de l'érosion de la *Pointe de l'Ecuelle*, elle est plus difficile à préciser (érosion marine et/ou subaérienne ?). En effet bien que la distance des surfaces soit assez proche de la mer, tout comme les faibles altitudes¹²⁷, nous n'avons pas pu identifier de marqueurs permettant de déterminer avec précision un processus dominant.

Au cours de la période de **1998-2011** (13 ans), l'érosion est plutôt représentée par des détachements de blocs situés à l'intérieur des criques. De manière générale ces détachements correspondent à un seul événement par crique, ce qui précise d'un caractère plutôt local. Les

¹²⁶ Distances comprises entre 50 et 100 m ; altitudes comprises entre 20 et 100 m au-dessus de la mer.

¹²⁷ Distances inférieures à 30 m ; altitudes aux alentours de 5-6 m au-dessus du niveau de la mer.

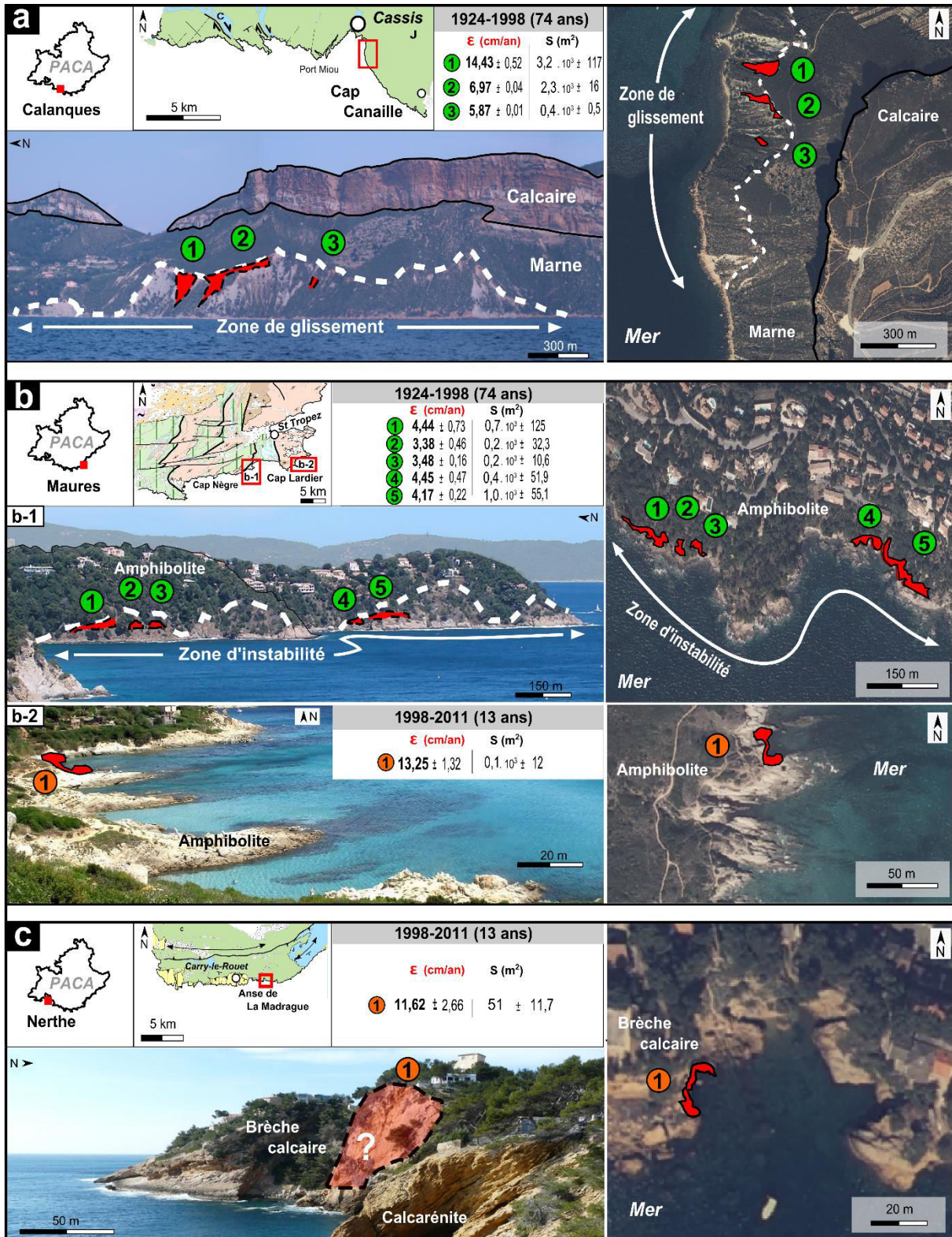


Figure 89. Présentation de quelques événements d'érosion interprétés sur la période 1924-2011 et corrélés avec les observations de terrain. a- Unité des Calanques : érosion du glissement du Cap Canaille (1924-1998). b- Unité des Maures : b-1 érosion dans la zone d'instabilité de la Pointe de l'Ecuelle (1924-1998) (Rayol-Canadel-sur-Mer); b-2 érosion à l'intérieur d'une petite crique de la Pointe du Canadel (1998-2011) (Ramatuelle). c- Unité de la Nerthe : érosion au sein de l'Anse de la Madrague (1998-2011) (Ensuès-la-Redonne).

surfaces d'érosion sont comprises entre quelques mètres carrés et plusieurs dizaines voire centaines de mètres carrés. Ce constat est bien mis en évidence au niveau d'une des criques métamorphiques de la *Pointe du Canadel* localisée dans l'unité des Maures (Figure 89-b.2) ainsi qu'au niveau de l'anse sédimentaire de *La Madrague* située dans l'unité de la Nerthe (Figure 89-c). Les taux d'érosion de ces deux derniers exemples sont compris entre 11 et 13 cm.an^{-1} . La proximité entre la mer et les détachements rocheux de cette deuxième période d'observation pourrait attester d'une action dominante marine.

Nous proposons d'analyser le catalogue des événements qui recense l'érosion locale (cf. 3.2) avant d'aborder les valeurs moyennes de l'érosion à l'échelle régionale (cf. 3.3).

3.2. Analyse des taux locaux de l'érosion sur l'ensemble régional.

Le catalogue d'érosion de la **première période d'observation** (1924-1998, 74 ans) contient 28 événements locaux répartis sur quatre unités litho-structurales (Figure 90-b) : la *Nerthe* (3 individus), les *Calanques* (3 individus), *Toulon* (6 individus) et les *Maures* (10 individus)¹²⁸. Ainsi l'unité sédimentaire de *Nice* ne contient pas d'érosion détectée par la photo-interprétation. A noter que l'unité de l'*Estérel* n'est pas couverte par les photos des années 1920.

Les reculs moyens enregistrés au cours des 74 ans d'intervalle sont compris entre $0,52 \pm 0,12\text{m}$ et $10,24 \pm 0,37\text{m}$. Ainsi les taux individuels d'érosion se situent dans un intervalle allant de $0,52 \pm 0,16 \text{ cm.an}^{-1}$ jusqu'à $14,43 \pm 0,52 \text{ cm.an}^{-1}$ (Figure 90-b). Avec une valeur moyenne de $4,03 \pm 0,32 \text{ cm.an}^{-1}$, l'érosion locale est assez faible (la médiane est fixée à $3,48 \pm 0,22 \text{ cm.an}^{-1}$). Ces différents taux ne présentent pas de grandes variations reliées à un contexte lithologique particulier (ex. carbonate, schiste, gneiss ou granitoïde) à l'exception de la seule valeur qui s'écarte fortement de la médiane (taux record de $14,43 \pm 0,52 \text{ cm.an}^{-1}$). Ce taux s'exprime au sein des séries sédimentaires carbonatées du *Massif des Calanques*. Il correspond au glissement ① du *Cap Canaille* qui serait en grande partie favorisé par les formations marneuses (secteur préalablement identifié, cf. ci-dessus dans la Figure 89-a).

¹²⁸ Les 6 événements restants sont situés à l'extérieur des unités considérées dans ce travail de thèse : soit 4 surfaces d'érosion cartographiées sur la presqu'île d'Hyères (83) et 2 surfaces au niveau du Cap d'Antibes (06).

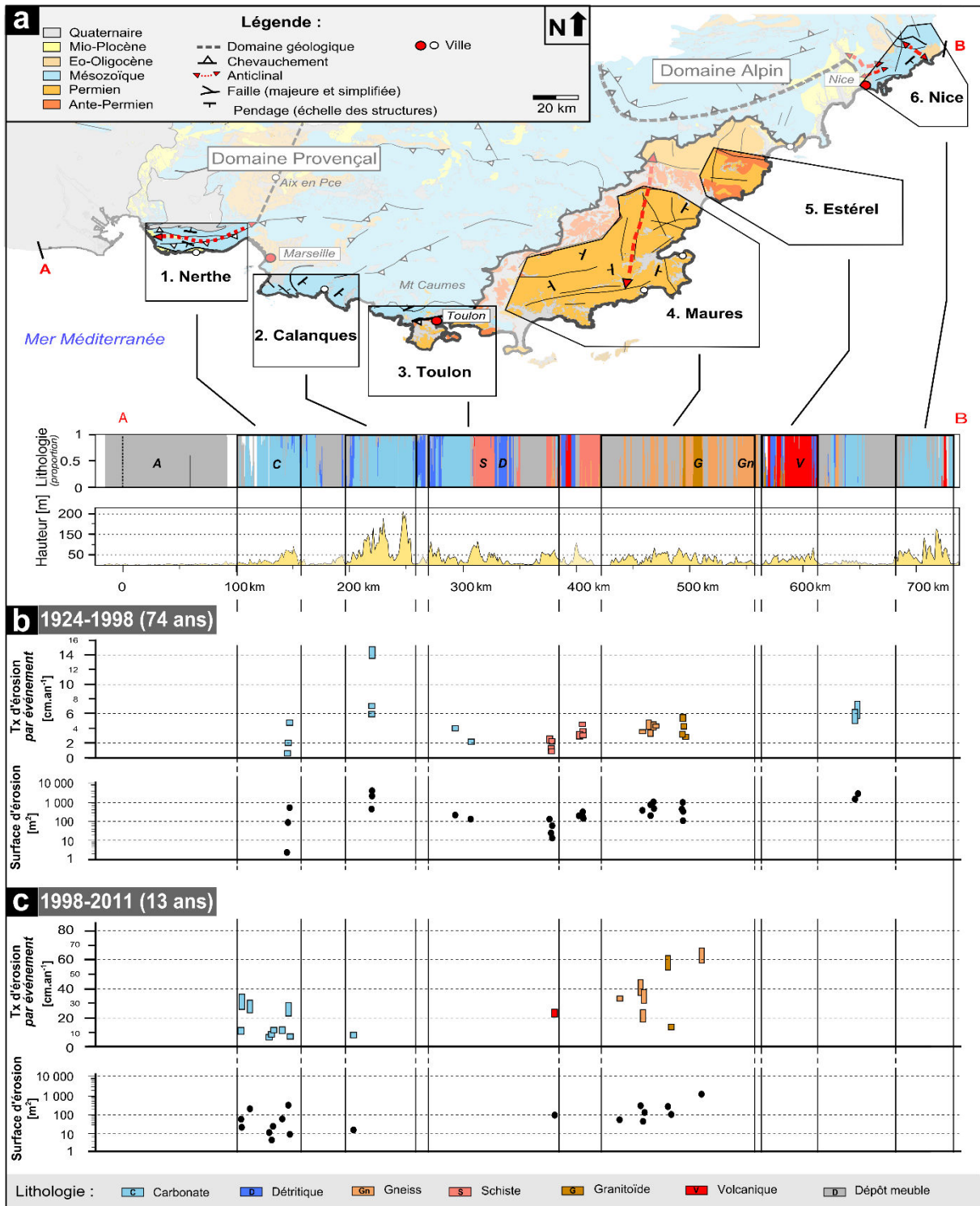


Figure 90. Synthèse régionale de l'érosion locale produite entre 1924-2011. a- Contexte géologique régional. b- Taux d'érosion pour chacun des événements repositionnés le long du linéaire côtier (période 1924-1998, l'incertitude de l'érosion est comprise entre 5 et 30 %). c- idem que (a-) mais appliqué pour la période 1998-2011.

Quant au catalogue propre à la **deuxième période d'observation** (1998-2011, 13 ans), il contient 18 événements (Figure 90-c). Ils sont essentiellement présents dans les unités de la *Nerthe* et des *Maures* (9 et 7 événements, respectivement).

Avec des reculs moyens allant de $0,77 \pm 0,18\text{m}$ à $8,24 \pm 0,63\text{m}$, les taux de l'érosion locale sont compris entre **$5,98 \pm 1,38 \text{ cm.an}^{-1}$** et **$63,37 \pm 4,85 \text{ cm.an}^{-1}$** (Figure 90-c). La moyenne de l'érosion est donc 7 fois plus importante que celle enregistrée en 74 ans (la moyenne est de $24,38 \pm 3,12 \text{ cm.an}^{-1}$ et la médiane est fixée à $22,32 \pm 02,71 \text{ cm.an}^{-1}$). De manière plus précise on distingue trois gammes de taux d'érosion : $\sim 10 \text{ cm.an}^{-1}$, $\sim 30 \text{ cm.an}^{-1}$ et $\sim 60 \text{ cm.an}^{-1}$. Cependant ces trois tendances d'érosion ne peuvent pas être associées à un contrôle lithologique particulier, à l'exception d'affirmer que les deux plus forts taux d'érosion ($\sim 60 \text{ cm.an}^{-1}$) se produisent dans les gneiss et les granitoïdes du *Massif des Maures*. Les reculs rapides pourraient être dans ce cas favorisés par un degré important d'arénitisation qui caractérise ces deux localités.

A noter que l'effondrement de Carry-le-Rouet (recul de 2 m produit en 2008) n'a pas pu être identifié sur les images puisque la falaise a été reconsolidée par un ouvrage conséquent ayant comblé une grande partie de la surface érodée (Figure 46-a et Figure 62).

3.3. Analyse des taux moyens de l'érosion sur l'ensemble régional.

Afin de déterminer quelle est l'ampleur des événements observés à l'échelle du siècle, nous proposons de calculer les taux moyens de l'érosion qui affectent les différentes unités ainsi que sur l'ensemble de la côte régionale (Figure 91).

Pour la période 1924-1998 (74 ans) l'érosion est de l'ordre de **1 mm.an^{-1}** pour le secteur des *Calanques* et des *Maures* et de seulement $0,01\text{-}0,02 \text{ mm.an}^{-1}$ pour le secteur de la *Nerthe* et de *Toulon* (Figure 91-b). De même pour la période 1998-2011 (13 ans), les taux d'érosion sont de **$0,9 \text{ mm.an}^{-1}$** et **$3,2 \text{ mm.an}^{-1}$** pour les unités de la *Nerthe* et des *Maures* respectivement et de seulement $0,1\text{-}0,2 \text{ mm.an}^{-1}$ pour les *Calanques* et *Toulon* (Figure 91-c). Ainsi le massif des Maures qui présentent le plus long linéaire côtier en comparaison des autres unités est affecté par les plus forts taux d'érosion.

Quant au **recul régional** (toutes les unités confondues), il est inférieur ou égale à **1 mm.an^{-1}** pour les deux périodes d'observation (74 et 13 ans), ainsi que pour la période totale qui couvre l'échelle séculaire (soit 87 ans, Figure 91-d).

Toutefois ces taux millimétriques propres aux différentes unités ainsi qu'à l'ensemble régional sont **négligeables** au regard des incertitudes **élevées** associées à la résolution des orthophotos ou aux limites de l'interprétation visuelle dans certains cas particuliers (Figure 91). En effet la **résolution** d'un pixel équivalent à 0,5 m engendre des erreurs de détection de $\pm 38,5 \text{ mm.an}^{-1}$, $\pm 6,8 \text{ mm.an}^{-1}$ et $\pm 5,7 \text{ mm.an}^{-1}$ pour les périodes de 13 ans, 74 ans et 87 ans (totale), respectivement. Quant à l'incertitude liée à **l'interprétation visuelle** du trait de côte, elle peut être dans les configurations les plus défavorables de 3-4m (ex. influence des vagues), ce qui engendre des erreurs de $\pm 269,0 \text{ mm.an}^{-1}$, $\pm 54,1 \text{ mm.an}^{-1}$ et $\pm 40,2 \text{ mm.an}^{-1}$ pour les observations de 13 ans, 74 ans et 87 ans, respectivement.

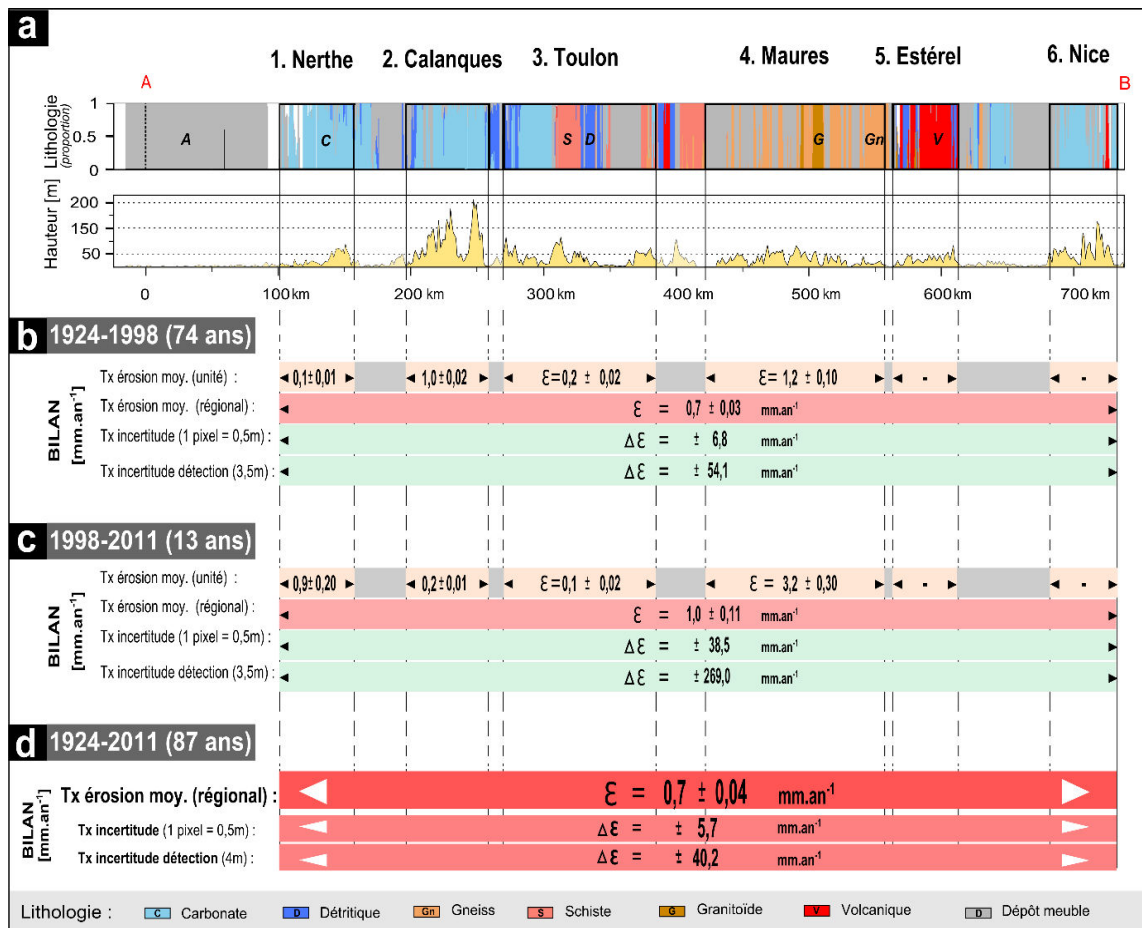


Figure 91. Synthèse régionale de l'érosion moyenne produite entre 1924-2011. a- Rappel du contexte géologique régional pour chacune des unités litho-structurales étudiées (cf. Figure 90-a). b- Taux d'érosion pour chaque événement repositionné le long du linéaire côtier (période 1924-1998, l'incertitude de l'érosion est comprise entre 10 et 30 %). c- idem que (a-) mais appliqué pour la période 1998-2011.

4. Discussion et conclusion du Chapitre 3.

Dans ce chapitre nous avons abordé l'érosion **séculaire** de la côte régionale PACA. Le choix de cette fenêtre temporelle avait pour objectif de déterminer si les événements séculaires sont suffisamment fréquents pour engendrer une érosion plus importante que celle quantifiée à l'échelle annuelle sur les falaises de Carry-le-Rouet (cf. *Chapitre 2*). Le but de cette étude était de quantifier l'**érosion séculaire** et la **géométrie** des effondrements causés par les **forçages** méditerranéens.

Parmi différents outils de télédétection, nous avons utilisé l'approche la plus couramment employée qui consistait à mesurer la mobilité planimétrique des falaises à partir de la comparaison de trois orthophotos aériennes. Ces dernières couvrent l'ensemble du littoral PACA sur une période totale d'environ 90 ans : 1924, 1998 et 2011 (Figure 84 à Figure 86). Les images ont été préalablement *orthorectifiées* par l'IGN (jeux 1998 et 2011) et *corrigées* puis *reprojetées* par l'Ifremer (jeu 1924). Compte tenu des différents degrés de qualité des jeux de données (notamment 1924 et 1998) l'analyse a dû être focalisée uniquement sur les portions comparables d'une époque à une autre (complétude) et qui présentaient une bonne qualité visuelle, c'est-à-dire sur environ 40% du trait de côte régional (~260 km).

Étant donné que le contour des falaises ne peut pas être digitalisé de manière continue, nous avons vectorisé uniquement les parties susceptibles de présenter une érosion significative. Ce caractère limitant est un des principaux points faibles de la méthode (ex. [Costa, 1997](#) ; [Costa et al., 2001](#)) qui résulte à la fois de la configuration des prises de vues aériennes et de la dégradation des images lors de l'orthorectification ([Anders et Byrnes, 1991](#) ; [Krauss, 1993](#) ; [Billen et Cornélis, 2000](#) ; [Moore, 2000](#) ; [Thieler et al., 2009](#)). Enfin, la rugosité de la côte PACA ne permet pas l'utilisation des méthodes classiques de quantification "automatique" (ex. [Thieler et Danforth, 1994](#) ; [Moore et Griggs, 2002](#) ; [Thierler et al., 2009](#) ; [Brooks et Spencer, 2010](#)).

L'enjeu majeur de ce chapitre a donc été d'**améliorer la qualité** des images en corrigeant les erreurs de projections géographiques, et surtout d'utiliser une **solution alternative** permettant la mesure du recul de la côte. Cette solution repose sur le concept de *bilan surfacique* (ex. [Brunel, 2010](#)) qui permet de calculer un taux moyen d'érosion pour chaque événement cartographié selon une interprétation établie *a priori* par l'opérateur (Figure 88) : la mesure est donc à la fois quantitative et qualitative. Pour cette raison la détermination de

l'incertitude est une étape importante puisqu'elle varie selon les conditions d'interprétation (Moore et Griggs, 2002 ; Zink, 2002).

D'un point de vue technique, seules les images de 1924 présentent des erreurs de projection liées au fait qu'elles ne sont pas de véritables orthophotos (Figure 87). Bien que nous ayons pu corriger manuellement ces erreurs en réduisant localement les décalages à 1 pixel (soit $\leq 0,5$ m), cette opération reste fastidieuse et surtout très consommatrice en temps (Jiménez et al., 1997 ; Durand, 1999 ; Billen et al., 1999 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Brunel, 2010). Il sera intéressant d'un point de vue méthodologique de tester si l'orthorectification par *aéro-triangulation* des couples d'images stéréoscopiques permet d'améliorer les temps de traitement, tout en garantissant une bonne qualité des données (comme suggéré par Cory et McGill, 1999 ; Kaczynski et Ziobro, 1999 ; Costa et al., 2004).

Même si les trois jeux de données (1924, 1998 et 2011) possèdent à présent une projection valide, la principale limite de la photo-interprétation reste l'incertitude du positionnement géographique des marqueurs d'érosion (ex. limites des falaises définies par le pied et/ou la tête), c'est-à-dire le seuil de détection de l'érosion (Figure 88-a). Dans le meilleur des cas la valeur du seuil est fixée par la résolution d'un pixel (soit 0,5 m). En revanche dans les conditions d'interprétation les plus défavorables, ce même seuil peut localement atteindre des valeurs pluri-métriques sous l'influence de certains facteurs comme le panache des vagues ou bien certaines conditions d'éclairage (soit 3-4 m en Méditerranée, comme observé par Sabatier et Suanez, 2003 ; Brunel, 2010). Bien que cette dernière valeur soit inférieure aux incertitudes estimées pour les milieux méso/macrotidaux, l'ordre de grandeur pluri-métrique est le même que celui proposé dans la littérature (ex. Moore et al., 1999 ; Moore, 2000 ; Marques, 2006 ; Dornbusch et Robinson, 2006 ; Dornbusch et al., 2008 ; Brooks et Spencer, 2010).

Au regard de la valeur de ces seuils de détection (pixel et interprétation), la valeur de l'incertitude des taux d'érosion est comprise entre **1 et 4 cm.an⁻¹** pour la période totale de 1924-2011 (87 ans, Figure 91). Ces valeurs sont donc supérieures au taux moyen de l'érosion annuelle calculé à partir des mesures *LiDAR* (Giuliano et al., *soumis*). Ainsi l'érosion des portions qui ne présentent pas d'événement est potentiellement très faible, mais l'affirmation qu'il n'y a pas d'érosion n'est techniquement pas valable.

Enfin la dernière limite de la méthode est sa difficulté à considérer précisément l'érosion sur la portion **verticale** des parois rocheuses (ex. progression des sous-cavages). C'est d'ailleurs

pour cette raison que nous avons précédemment employé des mesures LiDAR, mais ces dernières sont par contre limitées à une période annuelle. Ainsi, à défaut d'observer l'érosion dans sa globalité, la photo-interprétation permet tout de même d'approcher une partie de la dynamique séculaire des côtes méditerranéennes.

D'un point de vue géologique, l'érosion produite au cours des 87 ans d'observation¹²⁹ révèle une très faible activité autant au niveau des différentes unités litho-structurales que sur l'ensemble régional (inférieur au mm.an⁻¹, Figure 91). Au regard des incertitudes, ces taux d'érosion ne sont pas significatifs puisqu'ils sont inférieurs d'un ordre de grandeur (millimétrique vs. centimétrique, cf. ci-dessus). Ainsi l'érosion séculaire de la côte PACA compte parmi les plus faibles valeurs en comparaison des environnements méso/macrotidaux, tels que les côtes de la Manche qui subissent un recul de 10-50 cm.an⁻¹ (Costa et al., 2004 ; Dornbusch et al., 2008 ; Brooks et Spencer, 2010 ; Letortu, 2013), atlantiques au niveau du Portugal avec un taux de 10 cm.an⁻¹ (Marques, 2006), ou bien pacifiques en Californie avec 7-15 cm.an⁻¹ (Moore et al., 1999 ; Moore et Griggs, 2002).

En effet seule une quarantaine d'événements majoritairement répartie entre les massifs de la Nerthe et des Maures a été cartographiée dans la limite de la méthode. La perte totale de la surface régionale est de seulement 1,5 ha (Figure 91). Compte tenu de la rareté de ces événements et de leur éloignement, ils peuvent être apparentés à des "épiphénomènes" qui affectent préférentiellement les zones de *glissements de terrain* pour la période de 1924-1998 ($\epsilon \approx 2$ à 14 cm.an⁻¹) et des *détachements de blocs* isolés à l'intérieur des criques pour la période de 1998-2011 ($\epsilon \approx 6$ à 63 cm.an⁻¹). A l'exception de deux événements ayant eu lieu dans les formations marneuses plus tendres et métamorphiques plus altérées (unités des Calanques et des Maures, respectivement) aucun contrôle lithologique n'a pu être mis en évidence. De ce fait, on peut se demander si le rôle structural ne serait pas plus déterminant dans le contrôle de l'érosion en orientant localement la progression des niches d'arrachement ou le découpage des blocs rocheux.

Dans ce cas la forme de l'érosion peut être caractérisée en s'inspirant de la relation *Surface-Volume* abordée dans la discussion du Chapitre 2 (cf. Larsen et al., 2010 ; Klar et al., 2011 ; Rosser et al., 2007 ; Parker et al., 2011). Cependant, compte tenu de la position géographique de certaines surfaces situées à l'intérieur des versants côtiers (Figure 89-a & b), il n'est pas possible d'extrapoler le volume d'érosion à partir de l'altitude des falaises

¹²⁹ Ainsi que pour les périodes internes (74 ans et 13 ans).

puisqu'elles ne possèdent pas toujours une forme géométrique aussi simple que les falaises subverticales du Nord de l'Europe (ex. de l'estimation des volumes par Costa et al., 2004 ; Brooks et Spencer, 2010 ; Lim et al., 2010). Les prochains travaux devront être menés sur la recherche d'une solution méthodologique permettant d'estimer les volumes des événements séculaires afin de déterminer si les lois de *Surfaces-Volumes* sont similaires à celle qui caractérise l'érosion annuelle et si les paramètres correspondent bien aux chutes de blocs (ex. Rosser et al., 2007) et aux glissements gravitaires (ex. Parker et al., 2011).

À défaut de l'estimation de ce type de loi, nous proposons une alternative qui vise à caractériser la forme planimétrique de l'érosion au travers de la relation “*Surface-Recul d'érosion*” au cours des 74 ans et 13 ans d'observations (Figure 92). Afin de simplifier la compréhension, nous considérons que la surface planimétrique de l'érosion “*S*” est un quadrilatère à quatre angles droits (soit $L \times \varepsilon$), avec “*L*” la longueur de la surface d'érosion et “ ε ” le recul moyen mesuré pour chacun des événements, c'est-à-dire l'érosion. De cette façon trois domaines de formes d'érosion peuvent être considérés (Figure 92) :

- (1) pour $\varepsilon < L$, la forme géométrique est établie selon un **rectangle allongé** orienté dans le sens de la **longueur**, c'est-à-dire que l'érosion est parallèle à la côte et plutôt fine ;
- (2) pour $\varepsilon = L$, la forme de l'érosion est un **carré** ;
- (3) pour $\varepsilon > L$, l'érosion s'effectue selon un **rectangle en profondeur** orienté de façon à former une incision de la côte ou une suppression d'une partie d'un cap.

La droite “*d_I*” matérialise les formes *carrées* et sépare le domaine des formes rectangles *allongées* (parallèles à la côte) des formes en *profondeur* (incisant l'intérieur de la côte).

De manière générale on constate que la morphologie de l'érosion est située dans le domaine des formes **allongées** (à gauche de *d_I*), ce qui est bien en accord avec les précédentes observations établies à l'échelle annuelle (ex. de l'*érosion en plaquette*).

La distribution des 28 événements appartenant à la période 1924-1998 (points rouges) révèle une relation puissance. D'ailleurs la régression¹³⁰ permet de modéliser une loi d'échelle propre aux phénomènes qui affectent les glissements de terrain régionaux. Le coefficient

¹³⁰ Avec un coefficient de détermination R^2 égal à 0,9.

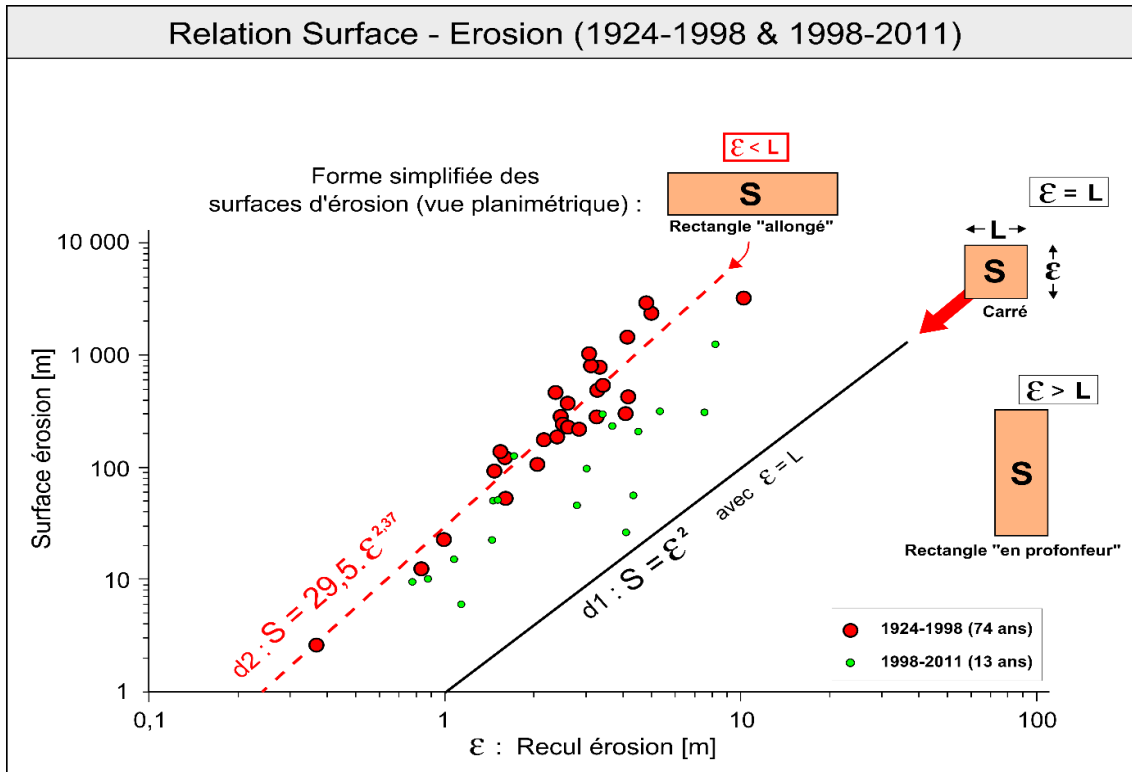


Figure 92. Relation Surface-Recul permettant de déterminer la forme planimétrique des surfaces d'érosion entre 1924-1998 et 1998-2011. S représente la surface, L la longueur de la portion érodée et ϵ la largeur de l'érosion (c.à.d. le recul). La droite $d1$ matérialise le domaine des formes carrés séparant les morphologies en "profondeur" ($\epsilon > L$, incision rentrante) et "allongées" ($\epsilon < L$, c.à.d. parallèle à la côte). La droite $d2$ est la régression pour les événements produits entre 1924-1998.

directeur (α) équivaut à 29,5 et le paramètre puissance (γ) est égal à 2,37. Nous interprétons que l'érosion est perpendiculaire aux niches d'arrachements. Ainsi les phénomènes observés pourraient simplement correspondre à une activité gravitaire engendrée par des glissements préexistants (ex. Figure 89-a & b). La variation de l'éloignement de la mer (2 à 100 m) ainsi que de l'altitude (3 à 100 m) des surfaces d'érosion ne permet pas de préciser de manière certaine un contrôle dominant des forçages (marins et/ou subaériens ?).

Quant à la distribution des 18 événements associés à la période 1998-2011 (petits points verts), elle contient quelques individus qui s'écartent de la tendance générale en se rapprochant des formes **carrés**. Nous supposons que l'érosion pourrait être dans ce cas contrôlée par un découpage structural plus prononcé des blocs situés à l'intérieur des criques (orientations similaires au grain structural régional, c.à.d. E-O et N-S). Quant à la proximité entre la mer et les détachements rocheux, elle constitue un argument supplémentaire en faveur d'une **incision** marine dominante pour la dernière décennie. L'impact des vagues serait d'autant plus amplifié à l'intérieur des criques comme proposé par les modèles hydrodynamiques de propagation des vagues (ex. Sunamura, 1992 ; Komar, 1998).

À défaut de pouvoir utiliser une relation *Magnitude-Fréquence* dans le but de prédire l'occurrence et la taille des événements détectés sur le siècle (le modèle serait peu robuste puisque l'on ne dispose que de deux périodes d'observation), nous proposons de comparer les occurrences séculaires avec la distribution annuelle des forçages climatiques (Figure 93). Ces derniers correspondent à l'expression des forçages annuels de "fonds"¹³¹ dont l'intensité est modulée par quelques épisodes **chroniques** plus rares (*Chapitre 1, cf. 2.3*) : soit moins de 10 épisodes de précipitations intenses (supérieures à 800 mm) et 11 épisodes de tempêtes (vagues supérieures à 2 m).

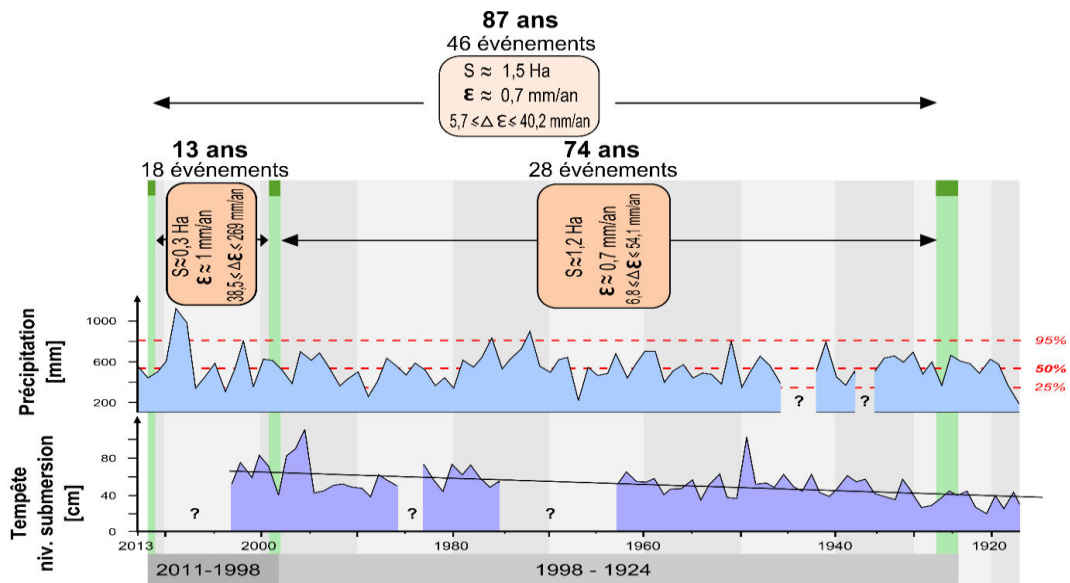


Figure 93. Comparaison des séries temporelles des forçages météo-marins avec l'érosion régionale produite entre 1924-1998 (intervalle de 74 ans) et 1998-2011 (intervalle de 13 ans).

Au regard des incertitudes de détection, l'action des forçages chroniques méditerranéens engendre potentiellement un recul moyen inférieur ou égal à 4 cm.an^{-1} et seulement une quarantaine d'événements. Ainsi les rares épisodes historiques ne sont pas suffisamment intenses pour générer une érosion significative. Ces valeurs centimétriques à l'échelle du siècle possèdent le même ordre de grandeur que l'érosion annuelle étudiée sur les falaises de Carry-le-Rouet. Toutefois même si cette érosion possède un caractère marginal, elle ne doit pas être pour autant négligée compte tenu des conséquences sociétales. D'ailleurs à durée de temps équivalent, le nombre d'événement qui affecte la dernière décennie (1998-2011) est 3,7 fois plus important que pour la période 1924-1998 (74 ans). Ce constat à la hausse pourrait être associé aux plus fortes périodes de précipitations produite durant la dernière décennie (ex. 2008, 2010) couplées avec une intensification récente des tempêtes sur la côte (Sabatier et al., 2009).

¹³¹ 4 épisodes de précipitations diluviennes (190 mm) par an et 1 épisode de tempête (vagues $\leq 2 \text{ m}$ sur la côte).

Finalement nous concluons, que la photo-interprétation ne permet pas de quantifier des valeurs significatives de l'érosion régionale compte tenu du fait que les seuils de détection (ordre centimétrique à métrique) sont supérieurs au signal du recul des falaises PACA. De plus la méthode ne permet pas de considérer la dynamique des sous-cavages puisque les parois verticales ne sont pas observables. Toutefois cette étude a permis d'identifier une quarantaine de surface d'érosion (vitesse de recul $\approx 10 \text{ cm.an}^{-1}$) remaniant des zones de glissement (érosion allongée et parallèle à la côte) et incisant l'intérieur des criques (érosion perpendiculaire à la côte). Les forçages en cause dominants sont variés sans que l'on puisse pour autant préciser réellement une prédominance particulière (marine et/ou subaérienne ?).

A partir des observations établies sur une période d'environ 90 ans, nous proposons dans la Figure 94 un deuxième **modèle** propre à l'**érosion séculaire** de la côte régionale PACA. Les événements météo-climatiques du XX^e siècle ne sont pas suffisamment intenses pour impacter la morphologie côtière. A l'exception des quelques rares phénomènes ($10^{\text{aine}} \text{ cm.an}^{-1}$), le recul de la côte pourrait être similaire à celui observé à l'échelle annuelle.

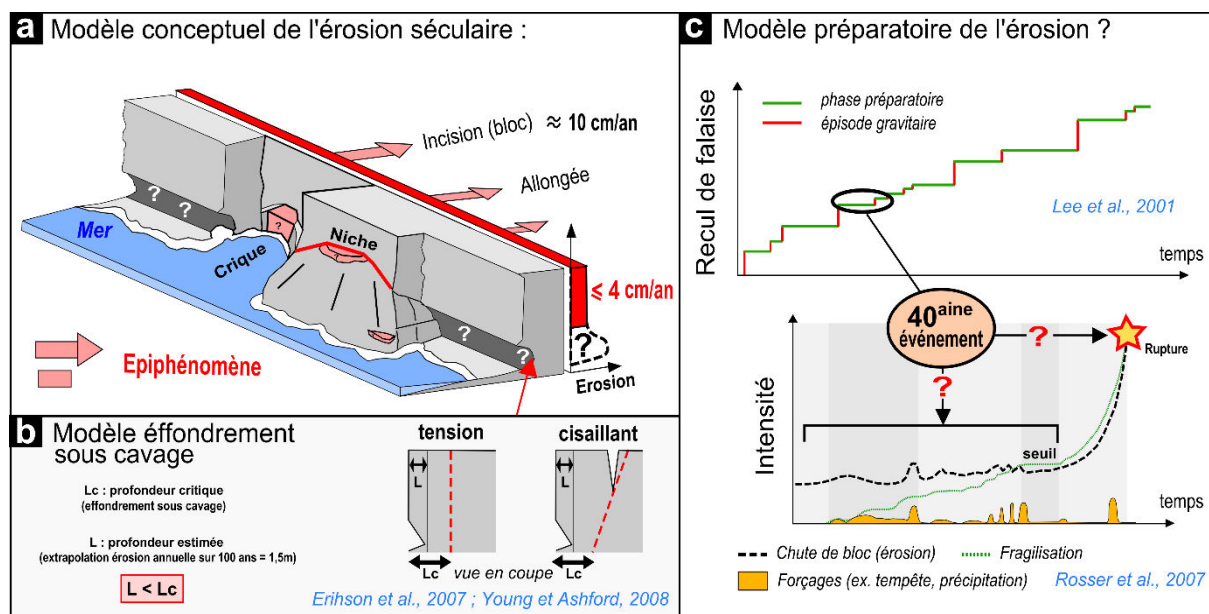


Figure 94. Modèle conceptuel de l'érosion séculaire de la côte régionale PACA. a- Erosion séculaire exprimée par des événements de type épiphénomène engendrant des reculs locaux d'environ 10 cm.an^{-1} , la majorité du littoral peut être affectée par un recul potentiel inférieur à 4 cm.an^{-1} (masqué par l'incertitude de mesure). b- Réflexion sur la profondeur potentielle des sous-cavages et l'absence d'effondrement. c- Restitution de l'érosion séculaire sur les modèles d'évolution de la côte.

Or si l'on extrapole l'érosion annuelle qui affecte les pieds de falaise de Carry le Rouet, on constate que la progression séculaire des sous-cavages serait de seulement 1,5 m (1,5 cm * 100 ans), ce qui est conforme aux observations de terrain. Au regard de la hauteur des falaises régionales (ex. 10-50 m) et des modèles mécaniques (Figure 94-b), cette profondeur (L) n'atteint pas la valeur critique (L_c) nécessaire à l'obtention des effondrements gravitaires. (*Chapitre 1, cf. 1.3.2, Equation 4 et 5, Korgure et al., 2006 ; Erikson et al., 2007 ; Young et Ashford, 2008*).

Ainsi, la tendance de l'évolution de la côte rocheuse au cours du XX^e siècle est principalement régie par l'action des forçages annuels qui engendre une activité gravitaire insuffisante pour mettre en place des plateformes.

Tels que proposés par les modèles de Lee et al. (2001) et de Rosser et al. (2007), la plupart des sollicitations semblent être redistribuées dans les milieux rocheux qui s'altèrent progressivement (Figure 94-c). Quant à la production des rares phénomènes plus conséquents, on peut se demander si elle est associée à des phases préparatoires à l'érosion (événements précurseurs à une rupture plus conséquente) ou à quelques ruptures de plus grandes ampleurs.

La considération d'une fenêtre temporelle millénaire permettra d'explorer si l'impact des forçages marqués par des épisodes plus catastrophiques est suffisant pour engendrer un signal d'une érosion plus significative. C'est ce que nous proposons d'aborder dans le prochain chapitre en datant les épisodes à l'origine des plateformes marines du massif de la Nerthe (*cf. Chapitre 4*).

Chapitre 4

Erosion aux échelles millénaires- quaternaires

Apport de la géochronologie
à la compréhension de la dynamique des plateformes marines



Photographie de la plateforme de l'Anse du Grand Rouveau (Sausset-les-Pins, Côte Bleue, 13)

Chapitre 4. Erosion aux échelles millénaires- quaternaires : apport de la géochronologie à la compréhension de la dynamique des plateformes marines.

1. Introduction, stratégie et problématique	206
2. Méthode de datation par le nucléide cosmogénique <i>in-situ</i> ³⁶Cl.....	211
2.1. Principes fondamentaux des nucléides cosmogéniques : du cosmos à la roche, particularité du ³⁶ Cl.	212
2.2. Facteurs d'influences du taux de production du ³⁶ Cl <i>in-situ</i>	213
2. 2. 1. <i>Facteurs internes</i>	215
2. 2. 2. <i>Facteurs externes</i>	216
2. 2. 3. <i>Facteurs locaux</i>	220
2. 2. 4. <i>Facteurs particuliers (héritages et dénudation)</i>	221
2.3. ... De la concentration théorique à la concentration mesurée : interprétation de la dénudation et de l'âge d'érosion.....	224
2.4. Implication de la méthode sur la stratégie d'étude	226
3. Résultat et analyse préliminaire des datations des surfaces d'érosion du Massif de la Nerthe (focus sur le Cap de Sainte-Croix)	230
3.1. Présentation	230
3.2. Estimation du taux de dénudation et de la concentration héritée.	233
3.3. Calcul et correction des âges d'érosion	237
4. Discussion et conclusion du Chapitre 4.	239

1. Introduction, stratégie et problématique.

La problématique de l'observation de l'érosion vient de la nature sporadique des effondrements gravitaires. Dans un contexte où le recul des falaises est relativement rapide (ex. $\geq 10\text{-}20 \text{ cm.an}^{-1}$), l'érosion est le plus souvent étudiée sur des gammes temporelles annuelles¹³² ou séculaires¹³³ qui permettent d'encadrer les différents épisodes érosifs. Cependant dans un contexte où la dynamique érosive est **lente**, la détection du recul des falaises n'est pas toujours évidente puisque le signal est le plus souvent inférieur ou égal à la résolution des données (ex. [Tricart, 1965](#)).

Dans ce dernier cas, les falaises apparaissent comme étant "statique" pendant un espace-temps limité à l'échelle humaine. C'est ce que nous avons mis en évidence dans les chapitres 2 et 3 avec les **faibles taux d'érosion** des falaises de la région PACA. Ces reculs de l'ordre du millimètre au centimètre par an ne sont donc pas suffisants pour expliquer la présence des plateformes marines du massif de la Nerthe (Figure 95). Pourtant un des principaux enjeux de la morphologie côtière porte justement sur la compréhension de la dynamique du système "plateforme/falaise" puisqu'elle est l'expression, à plus long terme, du recul significatif des falaises vers l'intérieur des terres ([Trenhaile, 1987](#) ; [Tsujiimoto, 1987](#) ; [Sunamura, 1992](#) ; [Trenhaile, 2002](#)).

Cette morphogénèse prononcée dans le paysage côtier est une réponse aux forçages **contemporains** (ex. [Sunamura, 1992](#); [Bartley et al., 2001](#); [Lange and Moon, 2005](#) ; [Naylor and Stephenson, 2010](#) ; [Pérez-Alberti et al., 2012](#); [Porter-Smith and McKinlay, 2012](#)) et/ou **anciens** ([Brooke et al., 1994](#) ; [Griggs and Trenhaile, 1994](#) ; [Stone et al., 1996](#) ; [Trenhaile, 1997](#) ; [Trenhaile, 2002](#) ; [Blanco Chao et al., 2003](#)). La question dominante est donc de déterminer dans quelle mesure la côte a été sculptée au cours de l'Holocène et/ou durant le Quaternaire ([Trenhaile, 20021](#)). Les notions de fréquence et d'intensité des épisodes à l'origine des plateformes sont au cœur de la réflexion, notamment dans un contexte d'intégration des évolutions climatiques mesurées et observées.

¹³² au moyen de LiDAR ou de MEMs, ex. [Dewez et al., 2007](#) ; [Collins and Sitar., 2008](#) ; [Olsen et al., 2009](#) ; [Young et al., 2009](#) ; [Stephenson et Finlayson, 2009](#) ; [Lim et al., 2010](#) ; [Young et al., 2010](#) ; [Dewez et al., 2013](#) ; [Kuhn and Prüfer, 2014](#) ; [Michoud et al., 2014](#).

¹³³ par comparaison d'ortho-photographies aériennes et/ou de cartes anciennes, ex. [Moore and Griggs, 2002](#) ; [Costa et al., 2004](#) ; [Dornbush et al., 2006](#) ; [Hapke et Reid., 2007](#).

La caractérisation de ces épisodes érosifs nécessite donc l'acquisition de *bornes chronologiques* “**absolues**”. Parmi les diverses techniques de datation des surfaces d'érosion (ex. ^{14}C , lichénométrie, ou U/Th), les **nucléides cosmogéniques produits *in-situ*** permettent de quantifier la durée d'exposition au rayonnement cosmique (CRE pour “*Cosmic Ray Exposure dating*”) d'une surface érodée. Le principe de la datation repose sur la mesure de la concentration de nucléides rares (ex. des nucléides ^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl) produits dans les minéraux superficiels d'une surface érodée (nombre d'atome par gramme de roche au cours d'une année¹³⁴). Cette production à l'intérieur des réseaux cristallins résulte de réactions nucléaires entre les atomes constitutifs de la roche et les particules énergétiques du rayonnement cosmique, d'où le terme de “*nucléide cosmogénique produit in-situ*”. Ainsi à partir de la mesure de la concentration en ces nucléides et de la connaissance des lois physiques contrôlant la production via les réactions nucléaires, il est possible de quantifier la **durée d'exposition** au rayonnement cosmique de la surface érodée. Les gammes temporelles de ce type de géochronomètre incluent une grande partie du Quaternaire jusqu'à l'Holocène récent (c.à.d. allant de plusieurs 10^5 à quelques 10^2 années).

Cette méthode a notamment permis de contraindre la vitesse des mouvements gravitaires soudains ou lents (ex. Bigot-Cormier et al., 2005 ; Sewell et al., 2006 ; Dortch et al., 2009 ; Le Roux et al., 2009 ; Sanchez et al., 2010 ; Hippolyte et al., 2012 ; Lebourg et al., 2014 ; Zerathe et al., 2014) ainsi que l'âge de certains épisodes d'incision hydrographiques (ex. Van der Woerd et al., 1998 ; Schaller et al., 2005 ; Richter et al., 2010 ; Godard et al., 2012) tout comme le soulèvement tectonique des terrasses alluviales ou marines (ex. Perg et al., 2002, 2003 ; Saillard et al., 2013).

A notre connaissance son champ d'investigation a été élargi au domaine des côtes rocheuses dans le cadre de deux études localisées en *Provence* (milieu microtidal) et en *Normandie* (milieu macrotidal). La première a permis de dater des effondrements ayant affectés les falaises du *Cap Canaille*¹³⁵ entre 3,5 et 6,7 ka (Recorbet et al., 2010). Quant à la deuxième étude, elle a permis de dater indirectement la mise en place des plateformes marines de *Mesnil Val* aux alentours de 6-7 ka (Regard et al., 2012). La vitesse du recul des falaises mettant en place les plateformes serait constante et du même ordre de grandeur que celle observée actuellement (soit $\sim 10\text{-}13 \text{ cm.an}^{-1}$). Ces deux études attribuent un rôle majeur à la dernière

¹³⁴ Soit $\text{at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$.

¹³⁵ Situé à moins de 40 km à l'Est du massif de la Nerthe.

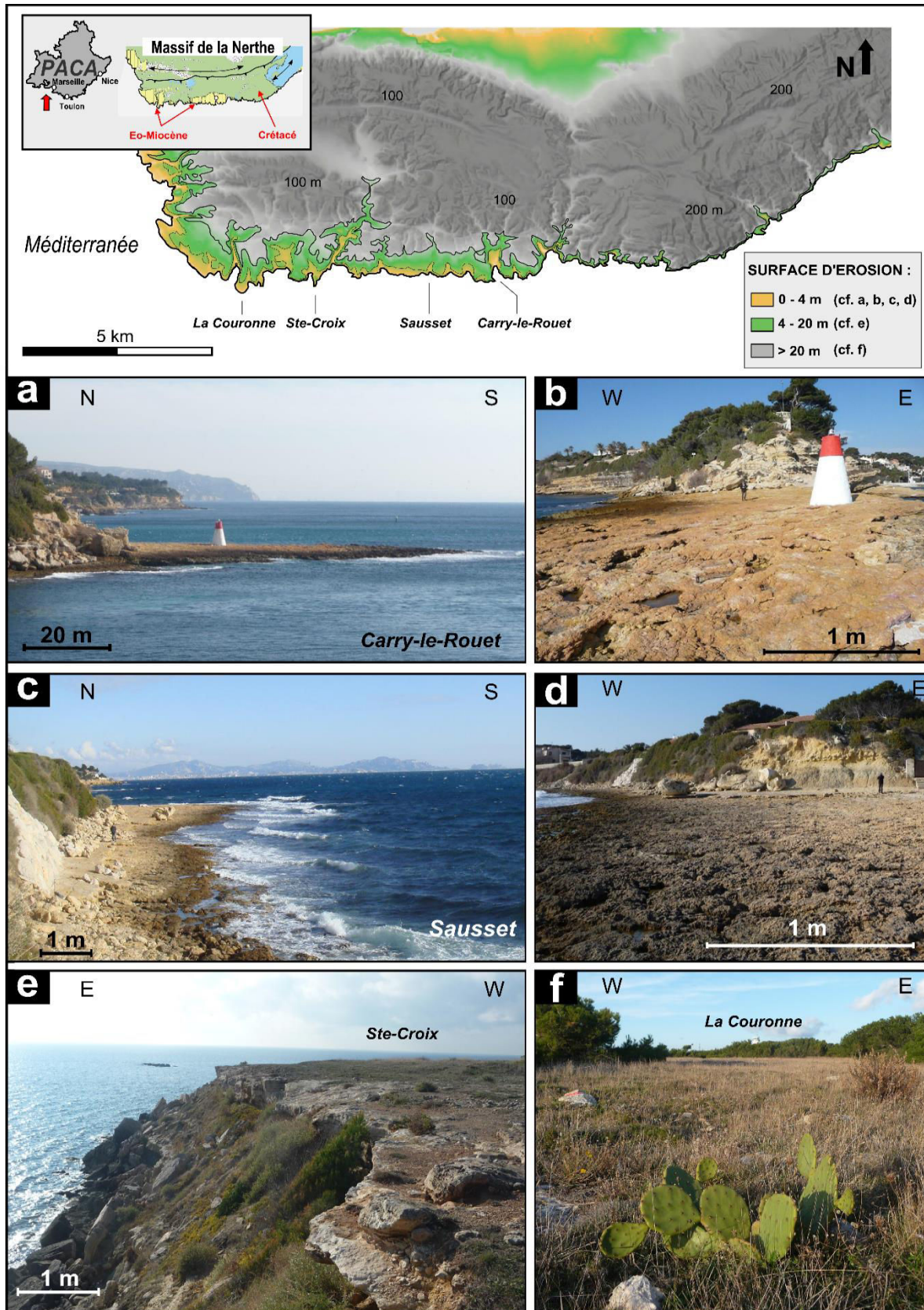


Figure 95. Photographies illustrant les plateformes marines de la Côte-Bleue (site d'étude du massif de la Nerthe). a, b, c, d- Plateformes d'érosion présentes sur le niveau marin actuel. e et f- Surfaces d'érosion anciennes localisées au-dessus du niveau marin actuel (12 à 40 m d'altitude).

transgression marine sur l'érosion, bien qu'en Provence, la base de l'effondrement se situe tout de même à 50 m d'altitude.

Ce chapitre s'inscrit donc dans la continuation de ces études en datant les plateformes situées sur la bordure méridionale du Massif de la Nerthe (Figure 95). Avec une profondeur comprise entre 1 et 70 m (depuis la ligne de rivage située à 0 m d'altitude jusqu'aux pieds des falaises situés à environ 4 m d'altitude), ces plateformes **horizontales** ($< 1^\circ$) présentent une configuration en accord avec les environnements microtidaux (ex. [Trenhaile, 1987, 1997, 1999](#)). Leur progression se mettrait donc en place selon le modèle d'évolution statique qui décrit une migration de la partie supratidale (falaise) vers l'intérieur des terres (ex. [Sunamura, 1983](#) ; [Trenhaile, 2000, 2001, 2008](#)). Ce mode de développement affecte uniquement les formations tabulaires éo-miocènes (carbonate de type calcarénite) discordantes avec les carbonates mésozoïques plus résistants et plissés ([Oudet et al., 2010](#) ; [Demory et al., 2011](#)). L'ensemble du massif a été aplani au cours du Miocène lors d'un épisode d'érosion continentale plus prononcé ([Besson, 2005](#)). L'objectif principal vise (1) à déterminer si les plateformes sont **contemporaines** ou héritées des **anciens cycles eustatiques** et (2) à caractériser quel est l'impact des épisodes **catastrophiques** sur leur progression (mode de mise en place *continue* ou selon plusieurs "*pulses*" épisodiques ?).

Pour cela, nous utiliserons le nucléide ^{36}Cl comme géochronomètre. Le choix de ce nucléide se justifie par le fait qu'il est le radionucléide cosmogénique de plus longue demi-vie produit dans les roches carbonatées (ex. [Stone et al., 1996](#) ; [Benedetti et al., 2002](#)). Toutefois, son emploi est complexe, car outre la *concentration héritée en ^{36}Cl* et le *taux de dénudation*¹³⁶ des surfaces étudiées, de **nombreux paramètres** influencent le *taux de production* et donc la concentration finale¹³⁷ du ^{36}Cl mesuré ([Schimmelpfennig et al., 2009](#)). La détermination des durées d'exposition nécessite la connaissance de l'ensemble des paramètres morphologiques et géochimiques pertinents ([Gosse et Phillips, 2001](#) ; [Alfimov et al., 2009](#)). Afin de tenter de circonvenir ces limitations potentielles, nous baserons notre approche selon un échantillonnage spécifique permettant non seulement d'estimer la durée d'exposition des plateformes marines (Figure 95 a, b, c et d) mais aussi de déterminer les valeurs de la dénudation locale et des concentrations héritées, et ce à partir d'anciennes surfaces d'érosion supposées stables après l'aplanissement d'âge Miocène (Figure 95 e et f).

¹³⁶ La dénudation correspond à l'altération chimique et à l'érosion physique d'une surface sur le long terme (perte d'une partie de la roche sur la composante verticale).

¹³⁷ Cela est vrai quel que soit le nucléide cosmogénique employé...

La première partie de ce chapitre (cf. 2) abordera les **notions** théoriques et techniques propres à l'utilisation du nucléide cosmogénique ^{36}Cl produit *in-situ*, ainsi que les implications sur le choix de la stratégie du prélèvement d'une quarantaine d'échantillon¹³⁸ sur le terrain.

La deuxième partie (cf. 3) présentera les **résultats** de la campagne de datation réalisée dans le massif de la Nerthe avec un focus particulier sur le secteur du **Cap des Tamaris** (Figure 95). Les âges d'érosion seront interprétés après intégration des valeurs de dénudation et d'héritage.

Au regard de la chronologie des âges obtenus, nous proposerons dans la dernière partie (cf. 4) une discussion de la dynamique érosive du système *plateforme/falaise*. Cette discussion nous permettra d'identifier le rôle potentiellement déclencheur des variations climatiques holocènes et/ou quaternaires et de proposer un troisième modèle d'érosion de la côte.

¹³⁸ Le temps de préparation des échantillons a été de 40 h de broyage (réduction de la roche en poudre) et d'environ 5 semaines de traitement chimique.

2. Méthode de datation par le nucléide cosmogénique *in-situ* ^{36}Cl .

A la suite d'une érosion brutale, dans la surface rocheuse soudainement exhumée des nucléides cosmogéniques sont produits par l'action du bombardement permanent des particules énergétiques issues du rayonnement cosmique. La datation de cet épisode repose donc sur la mesure de la concentration des nucléides qui dès lors s'accumulent dans la roche. Cette méthode est basée sur les principes généraux des nucléides cosmogéniques produits *in-situ*. Parmi différents nucléides, l'utilisation du ^{36}Cl se justifie par le fait qu'il est majoritairement produit dans les roches carbonatées (Stone et al., 1996 ; Benedetti et al., 2002 ; Palumbo et al., 2004 ; Schlagenhauf et al., 2010 ; Zerathe et al., 2014) et permet des datations couvrant la période du Quaternaire récent, avec un temps de demie vie de 300 ± 2 ka pour une constante de désintégration radioactive (λ_{36}) de $2,303 \pm 0,017 \cdot 10^{-6} \cdot \text{ans}^{-1}$ (Goldstein, 1966 ; Zreda et al., 1991 ; Sheppard et Herod, 2012).

En connaissant les relations de production nucléaire, il est alors possible de **quantifier** le temps qu'il a fallu pour produire la concentration totale mesurée, c'est-à-dire l'âge de la surface érodée. Or les relations de production dépendent de nombreux paramètres d'influence qu'il faut prendre en compte afin de calculer un âge juste et les incertitudes qui lui sont associées (Alfimov et al., 2009).

Dans cette partie méthodologique, nous présentons la contribution des différents facteurs de production afin d'évaluer l'évolution temporelle de la concentration produite *in-situ*. En premier lieu nous décrivons les concepts théoriques gouvernant la production *in-situ* du nucléide cosmogénique ^{36}Cl (cf. 2.1), puis nous présentons les différents facteurs qui contribuent à moduler son taux de production (cf. 2.2 et 2.3) sous la forme de l'équation générale de Schimmelpfennig et al. (2009) avant d'exposer comment un âge d'érosion et un taux de dénudation peuvent être calculés (cf. 2.4) à partir d'une concentration ^{36}Cl mesurée. Il en découlera finalement une stratégie particulière à adopter (cf. 2.5) afin d'optimiser la campagne d'échantillonnage et l'interprétation des concentrations en termes d'âge d'érosion.

2.1. Principes fondamentaux des nucléides cosmogéniques : du cosmos à la roche.

Le rayonnement cosmique à l'origine de la production des nucléides cosmogéniques est d'origine *galactique* et *solaire* (Figure 96-a). Le rayonnement cosmique galactique associé aux activités des *novas*, *supernovas* et *pulsars* est prépondérant du fait de son spectre en énergie de grande amplitude compris entre 10^{10} et 10^{22} eV alors que le rayonnement cosmique solaire¹³⁹ a une influence négligeable malgré des flux importants lors des rares éruptions solaires du fait de son spectre en énergie limité aux énergies $<10^{10}$ eV (Lal et Peters, 1967). Indépendamment de la source, le flux total du rayonnement reçu sur la Terre est composé à 99% de protons et de particules α , *particules chargées positives*¹⁴⁰ et d'1% de *noyaux lourds* et d'*électrons* (Reedy et al., 1983). Son *intensité fluctue* au cours du Quaternaire en fonction de l'intensité du champ magnétique terrestre (Ménabréaz et al., 2014) et de l'activité des cycles solaires (ex. Bard et al., 2010).

Aux abords de la magnétosphère terrestre (Figure 96-a), une partie du flux du rayonnement cosmique est déviée par le bouclier géomagnétique qui engendre une déflexion maximale au niveau de l'équateur "*magnétique*". En conséquence, le flux du rayonnement cosmique est plus faible aux basses latitudes qu'aux hautes latitudes (Lal, 1991). Cette distribution *latitudinale* est associée à l'action de la force de Lorentz qui s'applique sur les particules chargées.

Lorsque les très énergétiques particules cosmiques dites "*primaires*" pénètrent la stratosphère (~ 35 km d'altitude), elles induisent des réactions nucléaires avec les atomes constituant l'atmosphère (tels que notamment ^{14}N et ^{16}O). Ces réactions, dite réactions de *spallation*, conduisent à l'éclatement des atomes atmosphériques laissant en résidus des nucléides de masse atomique plus faible. Lors de ces réactions, de l'énergie et des particules "*secondaires*" sont libérées (rayonnement γ , protons, neutrons ou muons). Les particules cosmiques *secondaires* ainsi générées interagissent dans l'atmosphère avec de nouveaux éléments cibles selon des réactions en chaînes complexes tant que leur énergie reste supérieure à l'énergie seuil des réactions nucléaires possibles (Figure 96-b). Les nucléides cosmogéniques "*atmosphériques*" sont ainsi produits sur toute l'épaisseur de l'atmosphère le long de ces gerbes atmosphériques. Selon l'épaisseur totale traversée, c'est-à-dire l'*altitude* de la surface

¹³⁹ Cas du Système Solaire.

¹⁴⁰ Contenant 87% de protons sous la forme de noyaux hydrogène (H) et 12% de particules α sous la forme de noyaux hélium (He) (Lal et Peters, 1967).

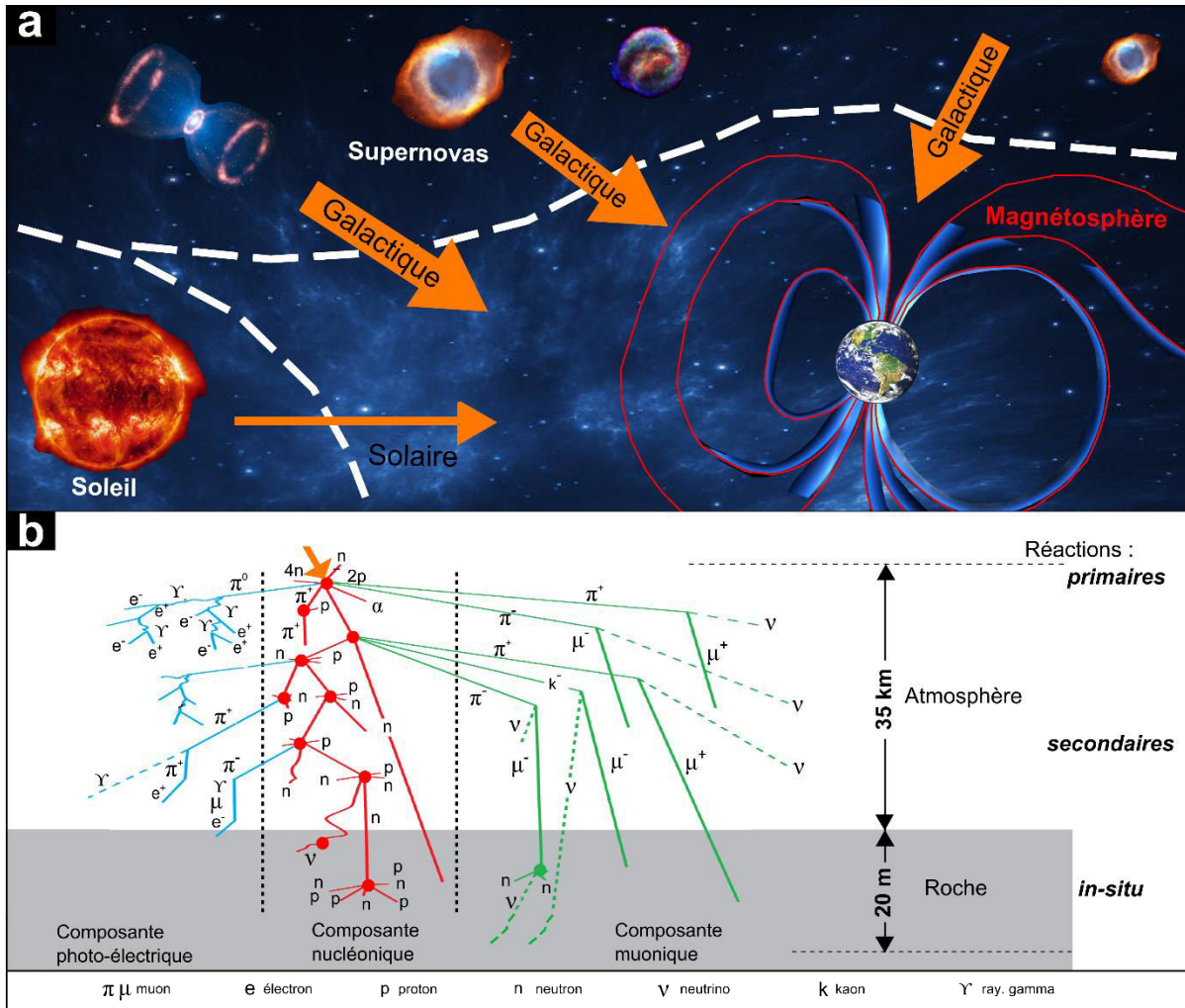


Figure 96. Illustration du flux cosmique depuis les sources jusqu'à la roche. a- Propagation des flux galactiques et solaires depuis la source jusqu'à la magnétosphère terrestre. b- Réactions nucléaires en cascade générées par le flux cosmique primaire et les particules secondaires depuis l'atmosphère supérieure (stratosphère) jusqu'à 20 m de profondeur sous la surface de la roche (modifié de Gosse et Phillips, 2011).

terrestre, l'intensité du flux est différemment atténuée : l'atténuation est plus importante au niveau de la mer relativement à la surface des reliefs.

Seul 0,00003 % des particules primaires et 0,1 % des particules secondaires atteignent la surface terrestre (niveau de référence : niveau de la mer) avec suffisamment d'énergie pour induire des réactions nucléaires dans les minéraux composant les roches de la croûte terrestre (Siame et al., 2000). Des nucléides cosmogéniques dits "produits *in-situ*" sont alors produits (production *P*) au sein même des réseaux cristallins de la roche qui les piège (système fermé). De manière générale, la production *in-situ* est principalement spallogénique (composante nucléique, Figure 96-b) compte tenu de l'action dominante des neutrons de hautes énergies sur les noyaux cibles. Par exemple, la production *in-situ* du ^{36}Cl (P^{36}) résulte en grande

partie d'une réaction de spallation sur le noyau cible ^{40}Ca . C'est précisément pour cette raison que la méthode est appropriée aux roches carbonatées qui sont abondantes en ^{40}Ca (ex. de son application sur les calcaires : Stone et al., 1996 ; Benedetti et al., 2002 ; Palumbo et al., 2004 ; Schlagenhauf et al., 2010 ; Zerathe 2013 ; Zerathe et al., 2014).

La mesure de la concentration des nucléides ainsi accumulés (quantité N) permet en théorie d'estimer la durée d'exposition au rayonnement cosmique (Equation 10), à condition de tenir compte des facteurs d'influence (S) tels que la fluctuation du flux de rayonnement cosmique, la latitude et l'altitude (Equation 11).

$$N = P \cdot t_{\text{exposition}} \quad (10)$$

Avec N la quantité de nucléides produits (concentration finale mesurée), P le taux de production du nucléide (en atome par gramme de roche par an) et t la durée d'exposition au rayonnement cosmique.

$$N = S \cdot P \cdot t_{\text{exposition}} \quad (11)$$

Avec S facteur prenant en compte l'influence des paramètres modulant la production (intensité du rayonnement cosmique, latitude et altitude).

Cependant la production du ^{36}Cl mesurée ne résulte pas que d'un seul processus réactionnel (ex. Figure 96-b) : la valeur de la concentration finale mesurée (N^{36}) dépend de la somme de plusieurs modes de productions (P^{36}) modulés par leurs facteurs spécifiques (S) (Equation 12). Leur connaissance est donc indispensable dans le but d'estimer au mieux les âges d'érosion (Alfimov et al., 2009).

$$N^{36} = t_{\text{exposition}} \cdot \sum_{i=1}^n (S_i \cdot P_i^{36}) \quad (12)$$

Avec N^{36} la quantité totale de nucléide Cl^{36} produit (concentration mesurée), $t_{\text{exposition}}$ la durée d'exposition au rayonnement cosmique et P^{36} un mode de production du ^{36}Cl . n correspond au nombre total des facteurs d'influence.

2.2. Facteurs d'influences du taux de production du ^{36}Cl in-situ.

Les facteurs influençant la production finale peuvent être regroupés selon trois paramètres (Figure 97): **externes** (contrôlant l'intensité du flux reçu sur la surface), **locaux** (dépendant de la configuration géométrique de la surface recevant le flux), et **internes**

(influençant la production *in-situ* selon les propriétés intrinsèques de la roche). Deux paramètres supplémentaires (**héritage** et **dénudation**) influencent aussi la concentration mesurée par ajout ou perte d'une partie de la concentration déjà produite. Cette distinction schématique permet d'introduire la relation des différentes productions en fonction du temps, mais les relations sont en réalité bien plus complexes et souvent inter-reliées. La contribution de chacun de ces facteurs est abordée ci-dessous dans l'ordre suivant (Equation 13 à 17) : **internes** (cf. 2.2.1), **externes** (cf. 2.2.2) et **locaux** (cf. 2.2.3). Quant aux notions d'**héritage** et de **dénudation**, elles sont abordées dans la section suivante (cf. 2.3) car elles constituent les derniers paramètres à ajuster lors de l'interprétation des âges d'érosion (Figure 97).

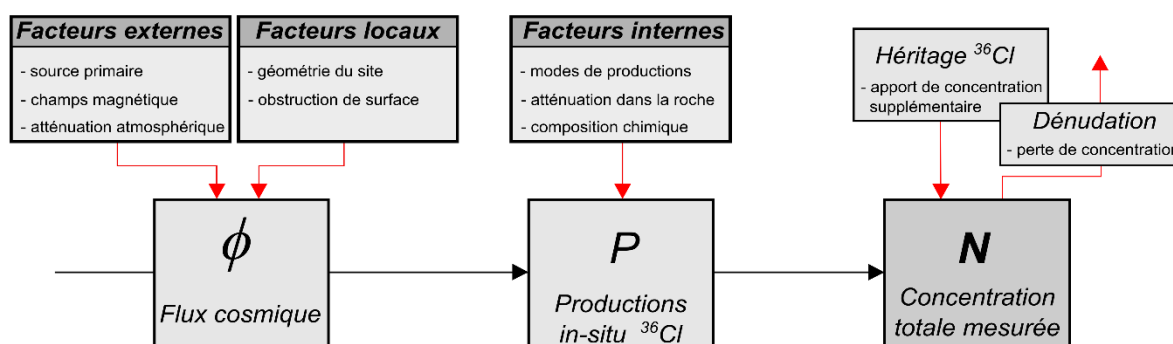


Figure 97. Diagramme en flux de l'influence des facteurs modulant la concentration totale mesurée.

2.2.1. Facteurs internes.

Les **facteurs internes** influencent les productions *in-situ* du ^{36}Cl . Bien que les noyaux cibles puissent être le ^{40}Ca , ^{39}K , ^{22}Ti et ^{26}Fe (Zreda et al., 1991 ; Stone et al., 1996b, 1998 ; Gosse et Phillips, 2001), le nucléide ^{40}Ca est communément étudié pour contraindre les modes de productions d'un calcaire considéré comme "pur" (CaCO_3) puisqu'il est le plus abondant. Le ^{36}Cl produit *in-situ* est produit selon trois modes (Figure 97-b et Figure 98-a) :

- *spallogénique* (mode ①) = $P_{sp,ca}^{36}$, production de ^{36}Cl par capture neutronique à hautes énergie et spallation du Ca (*sp* pour spallation). C'est le mode le plus abondant en surface ;
- *absorption de muons négatifs lents* (mode ②) = $P_{\mu-,40ca}^{36}$, production de ^{36}Cl par capture muonique de l'isotope ^{40}Ca (avec μ^- pour muon négatif);
- *réactions induites par les muons rapides* (mode ③) = $P_{\mu f,ca}^{36}$, avec μf pour les muons rapides.

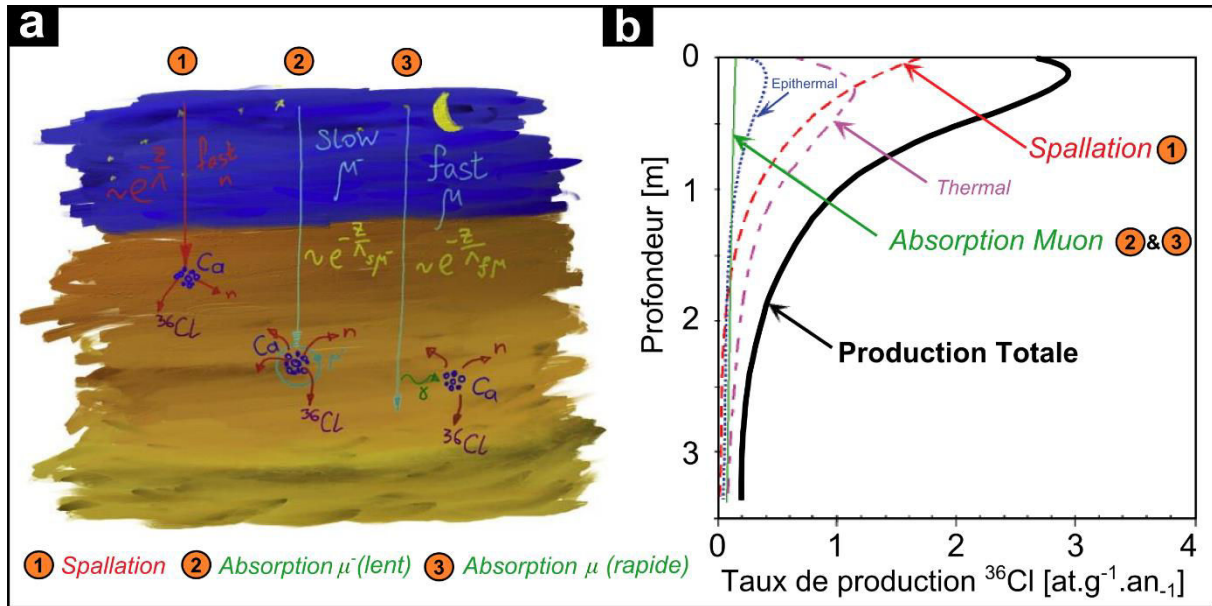


Figure 98. Modes de production des cosmonucléides ^{36}Cl in-situ. a- Exemple des modes de productions pour les calcaires et dolomies (d'après [Alfimov et al., 2009](#)). b- Evolution théorique des taux de production en profondeur selon les trois modes de production. Les productions induites (mode épithermal/thermal) sont aussi représentées (d'après [Gosse et Phillips, 2001](#)).

La contribution de chacun de ces trois modes de production varie en fonction de la profondeur (Figure 98-b). Elle est prédominante en surface (> 2 m de profondeur, [Brown et al., 1995](#)) pour la spallation (mode ①) avant d'être atténuée en profondeur pour laisser place aux productions de types muoniques (modes ② et ③). Cette caractéristique est liée à une plus faible *longueur d'atténuation* (λ)¹⁴¹ des neutrons (mode ①) lorsqu'ils traversent le substrat relativement aux muons lents et rapides (modes ② et ③, [Lal, 1991](#) ; [Heisinger et al., 2002](#) ; [Balco, 2008](#) ; [Braucher et al., 2011](#)). Ainsi la production totale (P^{36}) peut être exprimée en surface comme la somme des trois modes (Equation 13) :

$$P^{36} = P_{sp,Ca}^{36} + P_{\mu^-,40Ca}^{36} + P_{\mu^f,Ca}^{36} \quad (13)$$

Avec P^{36} la production totale du nucléide Cl^{36} , $P_{sp,Ca}^{36}$ la production spallogénique (mode ①), $P_{\mu^-,40Ca}^{36}$ la production par capture de muons lents (mode ②), et $P_{\mu^f,Ca}^{36}$ la production induite par des muons rapides (modes ③).

Lors de ces trois productions, des neutrons de faible énergie¹⁴² (thermiques et/ou épithermiques) sont conjointement libérés et peuvent interagir avec d'autres noyaux cibles. Cela

¹⁴¹ Soit une longueur d'atténuation λ de 160 g.cm^2 pour les neutrons contre de 1510 et 4320 g.cm^2 pour les muons lents et rapides, respectivement.

¹⁴² Le degré énergétique ou température d'un neutron indique l'énergie cinétique d'un neutron libre en électron volt (eV). Elle est généralement comprise entre 10^{-7} eV (neutron ultra froid) et $0,1 \text{ MeV}$ (neutron rapide). L'énergie des neutrons **thermiques** et **épithermiques** est de $0,025 \text{ eV}$ et de 1 eV à 10 keV , respectivement. Ils constituent

se produit surtout lorsque le calcaire n'est pas parfaitement pur (cas loin d'être anecdotique pour les carbonates). La production totale inclue donc une portion d'apport en ^{36}Cl qui n'est pas, au sens strict du terme, forcément d'origine cosmogénique (Alfimov et al., 2009). Par exemple, lorsqu'un carbonate contient du chlore naturel, l'élément cible ^{35}Cl interagit avec les neutrons libres (*thermiques* et *épithermiques*) pour produire du ^{36}Cl . Il en est de même lorsque que le substrat contient une certaine quantité d'Uranium (U) dont la chaîne de désintégration U/Th libère des neutrons à l'origine de la production ^{36}Cl à partir du ^{35}Cl . Le taux de production total P^{36} devient donc (Equation 14, les composantes non cosmogéniques figurent en gras, d'après Alfimov et al., 2009) :

$$P^{36} = P_{sp, Ca}^{36} + P_{\mu-, 40 Ca}^{36} + P_{\mu f, Ca}^{36} + \mathbf{P}_{sp, th}^{36} + \mathbf{P}_{sp, \acute{e}pi}^{36} + \mathbf{P}_{\mu-th}^{36} + \mathbf{P}_{\mu f, th}^{36} + \mathbf{P}_{U/Th, th}^{36}$$

(14)

Même principe que l'équation 13, avec les termes th pour thermique, épi pour épithermique (induit à la fois par la spallation et les muons) et U//Th, th' pour la capture de neutrons émis pas désintégration d'Uranium.

Cet apport d'origine non cosmogénique peut engendrer un biais important sur l'interprétation des concentrations mesurées en termes d'âge. Par exemple, lorsque la quantité du chlore naturel contenu dans la roche est supérieure à 100 ppm, l'incertitude sur le taux de production peut dépasser les 10% (ex. Zerathe, 2013). La conséquence est une plus grande incertitude associée à la détermination de l'âge (Alfimov et al., 2009). De même, en fonction de la composition chimique de la roche, la présence de certaines impuretés (ex. MgO, K₂O, TiO₂, Fe₂O₃, SiO₂, Na₂O, Al₂O₃...) peut aussi contribuer à la production de ^{36}Cl (Schimmelpfennig et al., 2009). La connaissance de la composition chimique est donc cruciale afin d'intégrer toutes les productions. Elle est obtenue à partir d'une analyse des éléments traces et majeurs dans les échantillons. Dans notre cas cette analyse est réalisée auprès du Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) situé à Vandoeuvre-lès-Nancy appartenant au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimique (GRPG) de l'Université de Lorraine.

donc des neutrons libres à **faible énergie**, dont la vitesse est supérieure ou égale à 2,2 km.s⁻¹ pour une température d'environ 17°C.

2.2.2. Facteurs externes.

Les **facteurs externes** modulent quant à eux l'intensité du flux de rayonnement cosmique reçu (depuis la source jusqu'à la surface terrestre) et font donc varier la production du ^{36}Cl produit *in-situ*. La concentration totale dépendra des *variations temporelles* du flux primaire (Figure 99-a), mais aussi de la *localisation géographique* de la surface étudiée (latitude magnétique et altitude, Figure 99-b). La contribution de ces facteurs a pu être évaluée en surface à partir de calibrations utilisant des méthodes de datation indépendantes aux nucléides cosmogéniques produits *in-situ* telles que le ^{14}C atmosphérique ou le K-Ar (Nishiizumi et al., 1989 ; Stone et al., 1996 et 1998 ; Kubik et al., 1998 ; Schimmelpennig et al., 2009 ; Putnam et al., 2010 ; Fenton et al., 2011).

Tout d'abord les fluctuations de l'intensité du rayonnement primaire résultent majoritairement des oscillations du dipôle magnétique terrestre et dans une moindre mesure de l'activité solaire (Figure 99-a). Différents modèles permettent d'intégrer ces paramètres sur la production des nucléides (Bard et al., 2000 ; Balco et al., 2008). Cependant l'influence sur la période de temps allant de 10^3 à 10^5 ans est quasi négligeable. De plus, la variabilité induite durant l'Holocène ($<10^3$ ans) est estimée à seulement 1% pour le Sud-Est de la France (Zerathe, 2013). Compte tenu de cette faible contribution, il est tout à fait raisonnable de négliger cette variabilité (ex. Zerathe, 2013).

Quant au facteur relatif à la position géographique, il module principalement la production neutronique (c.à.d. par spallation en surface) au travers de la latitude et de l'altitude du site étudié (influence du champ magnétique terrestre). Le facteur d'influence des neutrons (S_n) est tout d'abord décrit par la relation de Lal (1991) (Equation 15) :

$$S_{n,0}(L, z) = a_{(L)} + [b_{(L)} \cdot z] + [c_{(L)} \cdot z^2] + [d_{(L)} \cdot z^3] \quad (15)$$

Avec $S_{n,0}(L, z)$ le facteur d'influence de la production neutronique en surface, L la latitude magnétique, z l'altitude et $a_{(L)}, b_{(L)}, c_{(L)}, d_{(L)}$ les coefficients dépendant de L (cf. Table 1 in Lal, 1991).

Cependant cette relation n'inclut pas les variations de pression selon l'altitude (seule une pression uniforme de 1013 hPa est admise). Pour cette raison la relation a été ensuite optimisée par Stone (2000) qui a ajusté les valeurs de pression en fonction des variations latitudinales et altitudinales (Equation 16) :

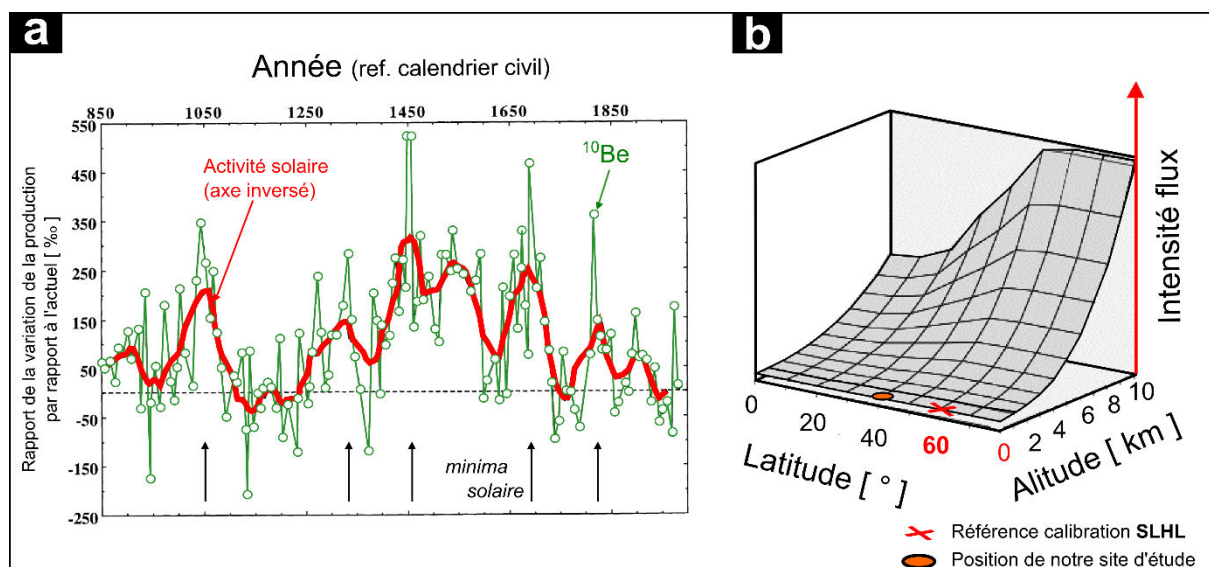


Figure 99. Facteurs d'influences modulant la production des nucléides cosmogéniques produits in-situ. a- Variations de l'activité solaire et de la production cosmogénique, exemple du ^{10}Be (d'après Bard et al., 2000). b- Variations de l'intensité du flux cosmique (unité arbitraire) reçue à la surface terrestre sous l'influence du champ magnétique (d'après Centre for Geosciences – Cosmogenic Nuclide Laboratory CfG-CNL, University of Glasgow, UK). Le site d'étude de notre travail est matérialisé par la sphère orange. Par convention les facteurs d'influence de référence sont calibrés au niveau de la mer pour des latitudes magnétiques supérieures à 50° (norme "Sea-Level-High-Latitude", SLHL).

$$S_{n,0}(L, P) = a_{(L)} + [b_{(L)} \exp(-P/150)] + [c_{(L)} \cdot P] + [d_{(L)} \cdot P^2] + [e_{(L)} \cdot P^3] \quad (16)$$

Avec $S_{n,0}(L, P)$ le facteur d'influence de la production neutronique en surface, L la latitude magnétique, P la pression atmosphérique en fonction de l'altitude (prévu pour une gamme z de -20 à 6000 m d'altitude) et $a_{(L)}, b_{(L)}, c_{(L)}, d_{(L)}, e_{(L)}$ les coefficients du taux de production de spallation en fonction de la latitude (cf. Table 1 in Stone, 2000). Pour $L = 40^\circ$ (notre site d'étude) $a_{(L)}, b_{(L)}, c_{(L)}, d_{(L)}, e_{(L)}$ équivaut à 56,7733 ; 649,1343 ; -0,160859 ; 1,5463E-04 ; -5,0330E-08, respectivement.

Nous avons donc utilisé l'équation de Stone (2000) pour calculer les facteurs d'influence géographique sur la production neutronique (S_n) à partir du calculateur [CosmoCalc](http://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/cosmocalc/)¹⁴³ (Vermeesh, 2007). Quant au facteur d'influence des muons rapides et lents ($S_{\mu s}$ et $S_{\mu f}$), il module l'atténuation de la production en fonction de la tranche d'air traversée, c'est-à-dire l'altitude. Le facteur altitudinal de l'atténuation muonique est déterminé par la relation de Braucher et al. (2011) (Equation 17) et a été estimé à partir du calculateur [Atmoscalc](http://www.digitaldutch.com/atmoscalc/help.htm)¹⁴⁴.

$$S_{\mu s}(P) = \exp(1013 - P_{(site)}/\Lambda_{\mu s}) \quad \text{et} \quad S_{\mu f}(P) = \exp(1013 - P_{(site)}/\Lambda_{\mu f}) \quad (17)$$

Avec $S_{\mu s}(P)$ et $S_{\mu f}(P)$ le facteur d'influence de la production des muons lents et rapide respectivement, $P_{(site)}$ la pression en kPa correspondante à l'altitude du site, enfin $\Lambda_{\mu s}$ et $\Lambda_{\mu f}$ la longueur d'atténuation

¹⁴³ <http://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/cosmocalc/>

¹⁴⁴ <http://www.digitaldutch.com/atmoscalc/help.htm>

dans l'air des muons lents et rapides équivalent à 260 g.cm^2 et 510 g.cm^2 respectivement (Boezio et al., 2000 ; Braucher et al., 2011).

A noter que l'influence de la latitude est suffisamment faible (Particle Data Group, 1998 ; Stone et al., 1998) pour être négligée (Braucher et al., 2011).

2.2.3. Facteurs locaux.

Les **facteurs locaux** contrôlent la quantité du flux reçu sur la surface en fonction de sa configuration géométrique (Figure 100) et par conséquent modulent une partie de la production interne. Le flux de rayonnement cosmique étant isotrope, une surface horizontale ne présentant pas dans les 360° d'horizon de son environnement d'obstacles susceptible d'écranter le flux de rayonnement cosmique en recevra une l'intensité maximale (Figure 100-a). En revanche, si un relief masque dans les 360° d'horizon de son environnement une partie du flux (Figure 100-b), une atténuation topographique (S_{topo} , pour "shielding") devra être prise compte suivant la relation de Dune et al. (1999)¹⁴⁵ (Equation 18) :

$$S_{topo} = 1 - (1/2\pi) \sum_{i=1}^n \Delta\phi_i \cdot \sin^{m+1} \theta_i \quad (18)$$

Avec S_{topo} le facteur d'atténuation de l'écrantage topographique, $\Delta\phi_i$ l'angle azimutal de la zone d'écrantage (relief) par rapport au site, θ l'angle vertical entre la zone d'écrantage et le site. n est le nombre total de zone d'écrantage et m une constante empirique égale à 2,3.

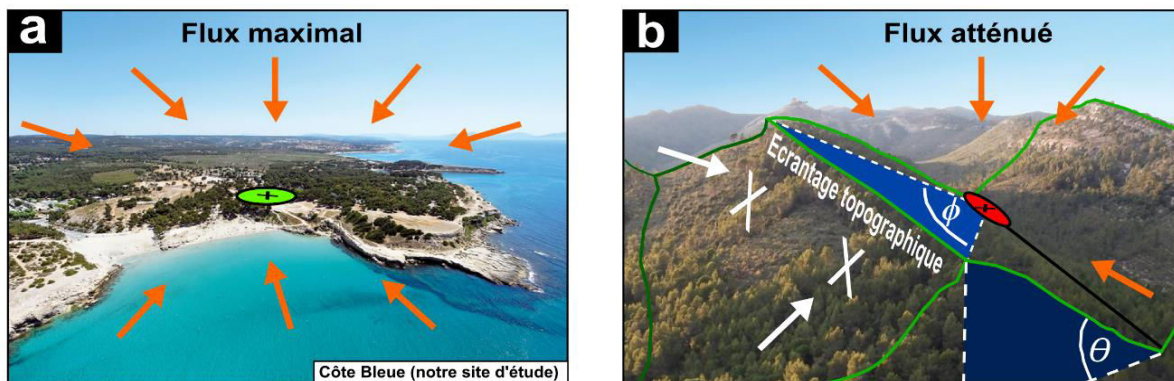


Figure 100. Illustration de l'influence de la configuration géométrique sur le flux de rayonnement cosmique reçu à la surface. a- Configuration horizontale sans aucun écrantage, la surface (ellipse verte) reçoit un flux maximal provenant de tout l'horizon (photographie provenant du site étudié dans ce travail, Côte-Bleue). b- Configuration géométrique masquant une partie du flux (croix blanche) sur la surface considérée (ellipse rouge). La partie du relief masquant est caractérisée par une pente θ , sur une portion azimutale ϕ (inspiré de Sanchez, 2009), à noter qu'il existe d'autres reliefs masquant la surface (photographie du Vaou-de-Flâme de Le Val, Var).

¹⁴⁵ Le facteur d'atténuation de l'écrantage topographique de l'équation de Dune et al. (1999) s'applique directement au taux de production. La relation est la continuité des travaux initiés par Lal (1958).

La prise en compte de l'atténuation topographique est nécessaire seulement si la pente θ de la zone d'écrantage est supérieure à 20-30°. En effet, la portion du flux cosmique incident ($< 20^\circ$ avec l'horizon) est fortement atténuée par une plus importante couche d'épaisseur atmosphérique (Zerathe, 2013). D'autres effets comme un couvert végétal dense (Plug et al., 2007) ou une pédogénèse rapide (Darnault, 2012) peuvent engendrer un écrantage de la surface étudiée. Dans notre cas (Figure 100-a) la considération de l'influence de l'écrantage n'est pas nécessaire puisque les plateformes de la Nerthe sont horizontales ($< 1^\circ$), sans reliefs dominants et ne semblent pas avoir été colonisées par une forêt très dense.

2.3. Facteurs particuliers (héritages et dénudation).

Finalement, les derniers facteurs (**héritage** et **dénudation**) agissent sur la concentration finale du ^{36}Cl produit. Leurs actions peuvent être abordées en termes de bilan, c'est-à-dire avec les notions d'apport (héritage) et de perte (dénudation) de ^{36}Cl . Dans le cas de l'**héritage**, une partie de la concentration mesurée ne correspond pas uniquement à la production accumulée depuis l'exhumation de la surface d'érosion étudiée, mais provient également d'une l'accumulation en profondeur sous une ancienne surface maintenant disparue (Figure 101-a et b).

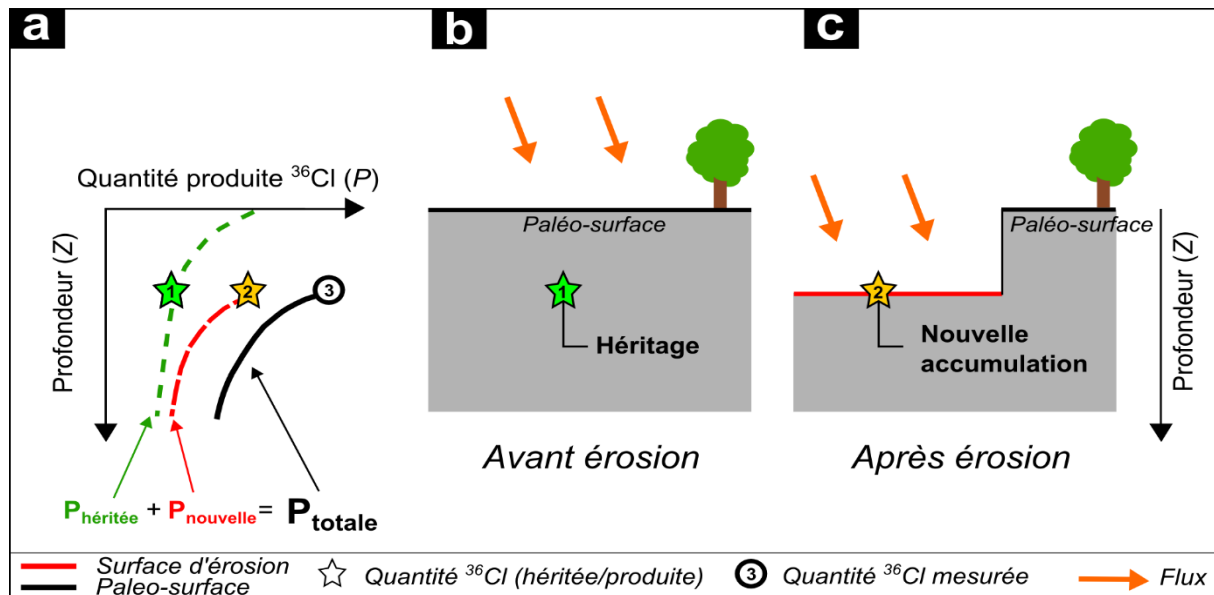


Figure 101. Illustration de l'influence de l'héritage en ^{36}Cl sur la quantité totale produite en profondeur. a- Evolution de la quantité totale du ^{36}Cl selon la profondeur (équivalent à la somme de la production héritée avec la nouvelle production). b- Vue en coupe de la production en profondeur associée à la paléo-surface. c- Vue en coupe de la production de la nouvelle surface après érosion de la paléo-surface.

En effet, lorsque cette paléo-surface était exposée au rayonnement cosmique, du ^{36}Cl a été produit jusqu'à une vingtaine de mètres de profondeur (Braucher et al., 2003 ; Kim et al., 2004 ; Braucher et al., 2011, 2013). Ainsi après l'exhumation de la surface d'érosion, cette quantité héritée s'additionne à la production de la nouvelle surface (Figure 101-a et c). Cette concentration héritée peut représenter jusqu'à 50% de la concentration totale mesurée (Le Roux et al., 2009). Elle doit donc être impérativement déterminée afin de ne pas surestimer la durée d'exposition (Gosse et Phillips, 2001).

Connaissant la différence de profondeur (Z) entre la paléo-surface et la nouvelle surface d'érosion à dater, il est possible de modéliser la **production héritée** (seulement dans le cas où la concentration mesurée dans la surface d'érosion est supérieure à celle de la paléo-surface). Cette modélisation est basée sur la relation de Lal (1991) (Equation 19) :

$$P_z^{36} = \sum_{i=1}^n P_{i,0} \cdot \exp^{-z/\Lambda_i} \quad (19)$$

Avec P_z^{36} le taux production de ^{36}Cl à la profondeur Z , $P_{i,0}$ le taux de production sur la paléo-surface (0m) et Λ_i la longueur d'atténuation (différente pour les neutrons, muons lents et rapides, cf. note 2). n est le nombre total de modes de production considérés.

Mais elle doit aussi tenir compte de l'influence des pertes dues à la constante de désintégration radioactive (λ), puisque le ^{36}Cl est radioactif. La concentration mesurée correspond donc à la relation (Equation 20) :

$$N_{z,t}^{36} = N_{z,t=0}^{36} \cdot \exp^{-\lambda t} + \sum_{i=1}^n (P_{i,0} / \lambda) \cdot \exp^{-\frac{z}{\Lambda_i}} \cdot (1 - \exp^{-\lambda t}) \quad (20)$$

Avec $N_{z,t}^{36}$ la quantité totale du nucléide produit selon le temps et la profondeur Z et $N_{z,t=0}^{36}$ la quantité héritée de la paléo-surface selon la profondeur Z . λ la constante de désintégration, $P_{i,0}$ les taux de production à la surface (0m) définis dans l'équation (10).

Finalement, la **dénudation** (ϵ) induit une perte d'une partie de la concentration accumulée, perte liée à un processus de dénudation supposé continu et affectant la surface exhumée sur le long terme. Son intégration permet d'établir l'équation finale décrivant

l'évolution de la quantité produite *in-situ* dans le temps (Equation 21). Au regard de l'Equation 21 dont chaque paramètre de production a été intégré (externes, internes locaux et héritage), il ne reste alors plus que deux inconnues : la **dénudation** (ε) et l'**âge** de la surface érodée (t). Ces deux variables sont déterminées dans la partie suivante au moyen d'un test des conditions aux limites établi sur l'équation finale.

$$N_{z,t,\varepsilon}^{36} = N_{z,t=0}^{36} \cdot \exp^{-\lambda t} + \sum_{i=1}^n [(P_{i,0} \cdot \exp^{-\frac{z}{\Lambda_i}}) / (\lambda + (\varepsilon \cdot \rho) / \Lambda_i)] \cdot (1 - \exp^{-t(\lambda + (\varepsilon \cdot \rho) / \Lambda_i)}) \quad (21)$$

Avec $N_{z,t}^{36}$ la quantité totale du nucléide produite selon le temps, la profondeur et le taux de dénudation. ε le taux de dénudation et ρ la densité de la roche. Pour les autres paramètres voir l'Equation 20.

A noter que l'Equation 21 résume la relation générale plus complexe de Schimmelpfennig et al. (2009) figurant dans leur feuille de calcul (Equation 22, avec en gras les variables **temps** et **dénudation**) :

$$N(z, t, \varepsilon) = N_{inh} \cdot \exp^{-\lambda t} + S_n \cdot S_t \cdot \left(J_{Q,s} \cdot \exp^{-\frac{z}{\Lambda_n}} \cdot t_{cosm,s}(t, \varepsilon_{36}) + J_{Q,eth} \cdot \exp^{-\frac{z}{L_{eth}}} \cdot t_{cosm,eth}(t, \varepsilon_{36}) + J_{Q,th} \cdot \exp^{-\frac{z}{L_{th}}} \cdot t_{cosm,eth}(t, \varepsilon_{36}) \right) + S_\mu \cdot S_t \cdot \left(J_{Q,\mu} \cdot \exp^{-\frac{z}{\Lambda_\mu}} \cdot t_{cosm,\mu}(t, \varepsilon_{36}) \right) \quad (22)$$

Avec S_n et S_μ les facteurs d'échelle des réactions de spallation (n) et muonique (μ), J_Q le facteur correctif sur les taux de production de s (spallation), eth (neutron épithermique), th (neutron thermique) et μ (muon). Les longueurs d'atténuation L_{eth} (neutron épithermique), L_{th} (neutron thermique) et Λ_μ (muons). Enfin $t_{cosm}(t, \varepsilon_{36})$ le facteur temps appliqué sur chaque type de réaction (s , eth , th , μ) incluant l'influence de la désintégration radioactive et ke taux de dénudation.

Cette équation est reliée dans la feuille de calcul à plus de 80 relations propres à la production du ^{36}Cl produit *in-situ*. Pour des informations complémentaires concernant

l'évaluation théorique et les différentes influences à considérer sur les taux de production se référer aux nombreux travaux proposés dans la littérature (ex. Phillips et al., 1996 ; Evans et al., 1997 ; Stone et al., 1998 ; Swanson et Caffee, 2001 ; Gosse et Phillips, 2001 ; Licciardi et al., 2008 ; Recorbet, 2008, Alfimov et al., 2009 ; Schimmelpfennig et al., 2009 ; Braucher et al., 2011 ; Zerathe, 2013 ; Zerathe et al., 2014).

2.4. De la concentration théorique à la concentration mesurée : interprétation de la dénudation et de l'âge d'érosion.

A partir de la relation de Schimmelpfennig et al. (2009, Equation 22), il est possible de modéliser l'évolution de la concentration théorique du ^{36}Cl produit *in-situ* en fonction du temps et ce pour différents taux de dénudation (Figure 102). De manière générale la concentration du nucléide (en at.g^{-1}) augmente de façon exponentielle jusqu'à atteindre un "état stationnaire", appelé aussi "steady-state". Cet état asymptotique dépend de la valeur du taux de dénudation. Plus ce taux est important plus l'état stationnaire est atteint rapidement, c'est-à-dire que la production du ^{36}Cl est d'autant plus rapidement compensée par les pertes liées à la fois à la

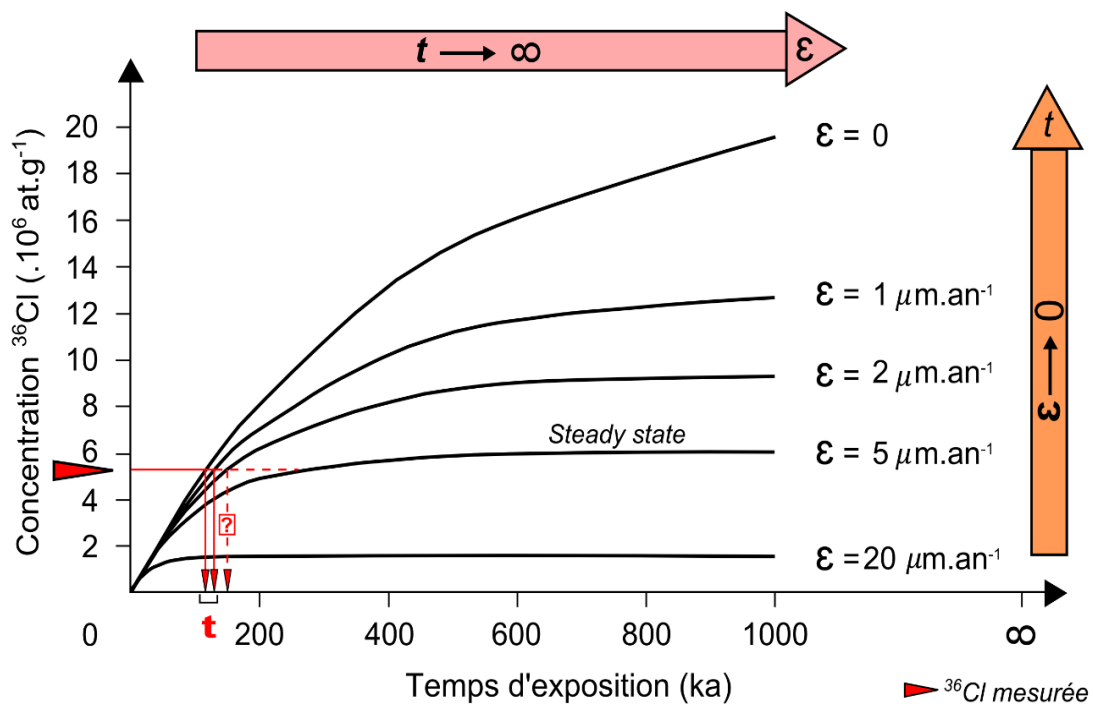


Figure 102. Evolution de la concentration théorique en ^{36}Cl produit *in-situ* en fonction de la durée d'exposition pour différents taux de dénudation. Courbes calculées à partir de l'Equation 22 (inspirées de Braucher et al., 1998 à partir du ^{10}Be).

dénudation (ε)¹⁴⁶ et à la décroissance radioactive. Une fois atteint, il n'est plus possible de déterminer un âge d'exposition à partir d'une concentration théorique. L'interprétation d'un âge minimum d'érosion est donc possible uniquement dans la partie linéaire située avant la courbe d'inflexion (qui tend vers l'asymptote).

Ainsi si l'on replace la valeur de la concentration **mesurée** et **interprétée**¹⁴⁷ sur les courbes d'évolution théorique, il est possible d'interpréter soit un âge d'exposition soit un taux de dénudation. Par exemple pour une certaine concentration **mesurée** (ex. $5,4 \cdot 10^6$ at.g⁻¹ représentée par la flèche horizontale rouge dans la Figure 102) les interprétations possibles en fonction de la valeur de la dénudation ε sont :

- (1) pour $\varepsilon \leq 1 \mu\text{m} \cdot \text{an}^{-1}$, l'intersection permet d'interpréter un âge minimum d'exposition (t) aux alentours de 120-130 ka ;
- (2) pour $\varepsilon \approx 2 \mu\text{m} \cdot \text{an}^{-1}$, l'intersection au niveau de la courbe d'inflexion ne permet pas d'interpréter un âge avec certitude. L'âge peut être supposé comme étant au minimum supérieur à 140 ka ;
- (3) pour $\varepsilon > 2 \mu\text{m} \cdot \text{an}^{-1}$, l'intersection recoupe le *steady-state*, aucun âge ne peut être interprété. Cependant le taux de dénudation maximum est obtenu pour $t \rightarrow \infty$ ($\varepsilon = 5 \mu\text{m} \cdot \text{an}^{-1}$).

Le **point clé** de l'interprétation d'un âge d'érosion repose donc sur la connaissance du taux de dénudation. Afin d'obtenir ce dernier, des surfaces contenant des indices d'érosion cumulés sur le long terme doivent être échantillonnées (surface plane de type "pénéplénation"). Grâce à la mesure de la concentration de ces surfaces (caractérisée par une forte concentration en ³⁶Cl produit *in-situ*, ex. $\geq 10^6$ at.g⁻¹) et en supposant un âge infini (Lal, 1991), il est possible d'estimer un taux de dénudation (comme nous l'avons évoqué dans l'exemple 3). En pratique, il faut faire varier la valeur du taux de dénudation de l'Equation 22 par itération afin de minimiser le carré de la différence entre les concentrations théoriques et mesurées.

Ce taux de dénudation obtenu en surface peut être aussi complété de manière plus robuste à partir de la mesure d'un profil vertical au moyen d'un carottage, c'est-à-dire orienté en profondeur (Figure 103). Dans ce cas, c'est l'évolution théorique de la concentration en

¹⁴⁶ A celle-ci s'ajoute les pertes par décroissance radioactive qui dépendent directement de la constante de désintégration (λ_{36}) et du temps. Cependant pour un temps supposé infini, son action est la même indépendamment de la valeur du taux de dénudation.

¹⁴⁷ Interprétation liée à la considération de l'influence des différents facteurs préalablement définie, cf. 2.2.

profondeur qui est comparée avec celles des échantillons mesurés (Braucher et al., 1998, 2011). Une fois la dénudation connue, il ne reste plus qu'une seule inconnue à résoudre : l'âge de l'érosion des plateformes marines (t).

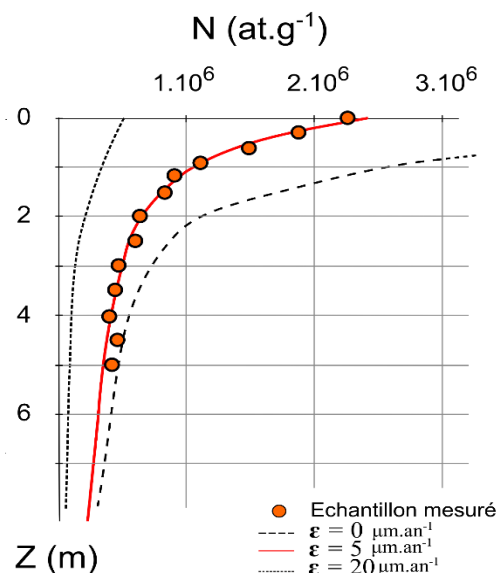


Figure 103. Evolution de la concentration théorique en ^{36}Cl en fonction de la profondeur selon différents taux de dénudation. Courbes calculées à partir de l'Equation 22. Dans cet exemple le site échantillonné est caractérisé par un taux de dénudation d'environ $5 \mu\text{m.an}^{-1}$ (superposition des points de mesure avec la courbe théorique continue rouge).

2.5. Implication de la méthode sur la stratégie de l'étude.

L'emploi du nucléide cosmogénique ^{36}Cl produit *in-situ* dans la perspective de dater les plateformes du massif de la Nerhte implique la connaissance de l'ensemble des paramètres qui influence la concentration finale mesurée. Bien que la majorité des facteurs modulant la production du ^{36}Cl puisse être facilement intégrée (ex. géographique, mode de production ou composition chimique de la roche), il n'en demeure pas moins que l'estimation de la *dénudation* et de l'*héritage* constitue une des principales limites de la méthode. Afin de contraindre cette limite méthodologique, nous combinerons dans notre étude en un échantillonnage des surfaces selon un profil *longitudinal* et selon un profil *vertical* (Figure 104).

Le **profil longitudinal** sera orienté depuis le front de mer jusqu'à l'intérieur des terres (Figure 104-a, b, d). Il visera à dater les plateformes localisées à proximité de la mer (0-4 m d'altitude) tout en intégrant la valeur de :

- la dénudation obtenue sur des anciennes surfaces situées en amont (> 10 m d'altitude)
- l'héritage au travers d'une reconstitution des paléo-surfaces qui recouvraient les plateformes (prolongation des anciennes surfaces localisées en amont).

Quant au **profil vertical**, il longera la paroi d'un escarpement fraîchement érodé depuis le sommet jusqu'au pied d'une falaise (Figure 104-c). Compte tenu que la patine de l'escarpement est très claire, nous supposons que l'effondrement s'est produit au cours de ces dernières années. De ce fait, le profil visera à tester si les échantillons mesurés présentent une évolution expérimentale similaire à l'évolution théorique de la concentration en fonction de la profondeur. Ce profil expérimental s'inspirera des travaux de Braucher et al. (1998, 2011) et aura pour objectif de proposer une alternative aux carottages. Son utilisation permettra de confirmer de manière plus robuste la valeur de la dénudation locale ainsi que celle de l'héritage en profondeur.

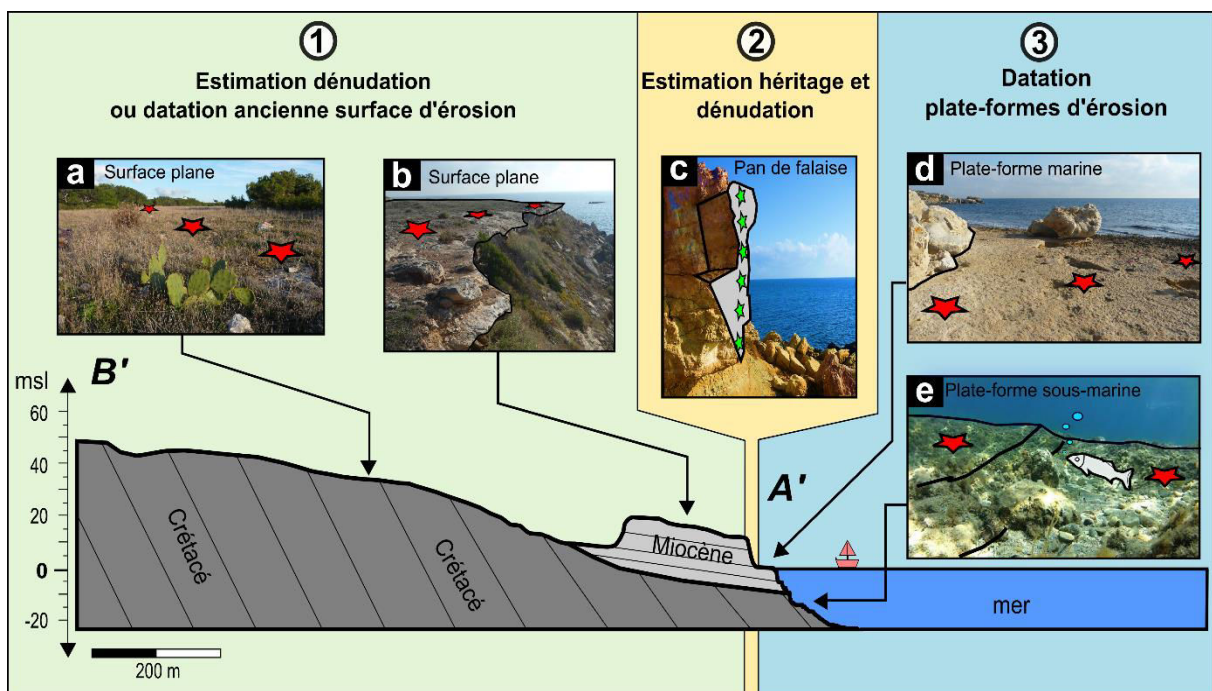
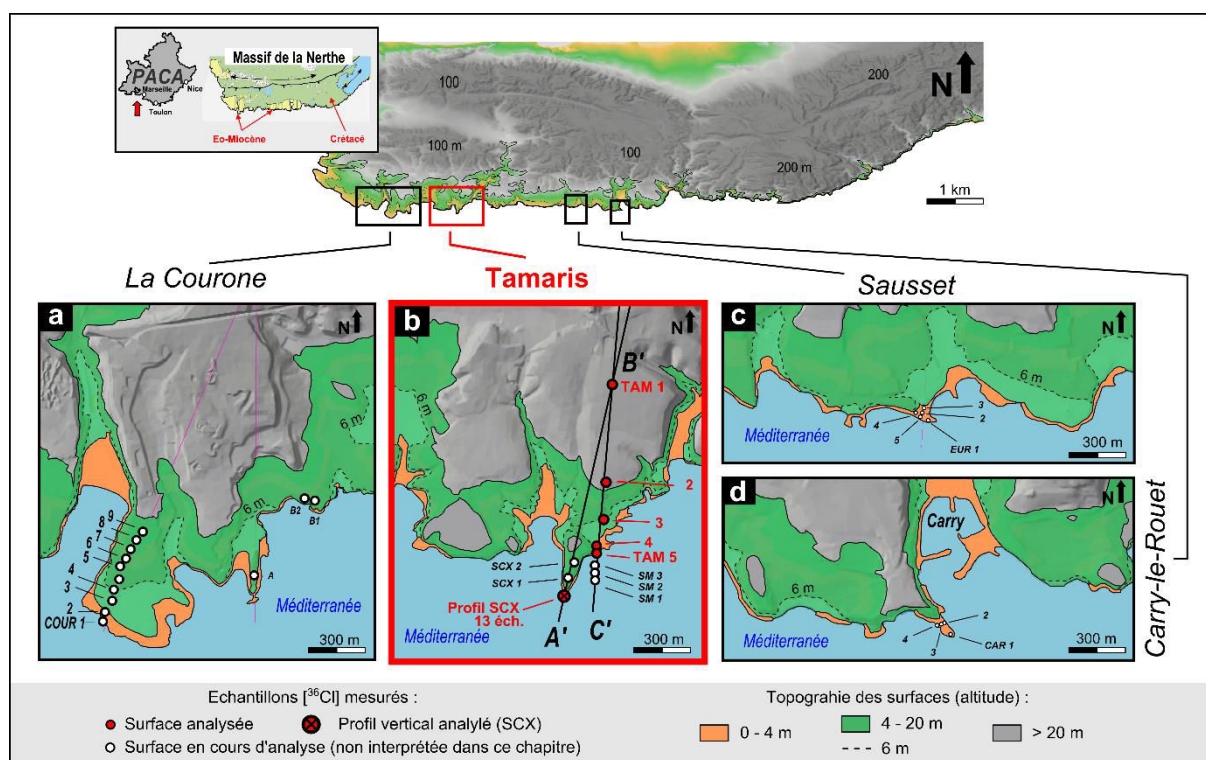


Figure 104. Concept général de la stratégie d'échantillonnage des surfaces d'érosion au travers d'un profil longitudinal. 1- Echantillonnage des surfaces situées en altitude afin de les dater ou de déterminer le taux de dénudation les affectant. 2- Echantillonnage vertical d'un escarpement fraîchement érodé afin de déterminer un taux de dénudation. 3 Echantillonnage des plateformes situées à proximité du niveau marin actuel et sous-marines afin d'estimer les âges d'érosion.

La campagne totale d'échantillonnage comprend une quarantaine de prélèvements (Figure 105), dont une innovation expérimentale consistant à prélever des échantillons sur trois surfaces sous-marines situées à plus de 4 m de profondeur (Figure 104-e et Figure 105-b). Les séparations chimiques ainsi que les mesures ont été réalisées au *Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement* (CEREGE) à Aix-en-Provence. Le protocole des traitements chimiques utilisé dans nos travaux a été élaboré par le *Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques* (LN2C) et les traitements y ont été effectués par nos soins¹⁴⁸. Quant aux concentrations en ³⁶Cl, elles ont été obtenues par la méthode *Spectrométrie de Masse par Accélérateur* (SMA) sur l'instrument national *Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques* (ASTER, Arnold et al., 2010, 2013).



¹⁴⁸ Pour plus de détails sur le protocole se référer à l'Annexe A.2.2 de la thèse de Zerathe, 2013.

Enfin le calcul des âges et des taux de dénudation sera réalisé au moyen de la feuille de calcul développée par Schimmelpfennig et al. (2009) après intégration des paramètres d'influence liés au positionnement géographique (calculé à partir d'[Atmoscal](#)) et ceux associés à la composition chimique des roches. Quant aux taux de *production spallogénique* et aux *longueurs d'atténuation muoniques* (lents et rapides) utilisés dans notre travail, ils ont été préalablement déterminés à l'échelle régionale par Braucher et al (2011) sur le Cap Canaille situé à moins de 40 km de notre site d'étude, soit : $P_{sp,40 Ca}^{36} = 42.0 \pm 2,0 \text{ at. g}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$; $\Lambda_{\mu s} = 260 \text{ g. cm}^2$ et $\Lambda_{\mu f} = 510 \text{ g. cm}^2$.

Compte tenu de l'ampleur de l'interprétation des mesures en comparaison du travail global de cette thèse, nous focaliserons notre étude uniquement sur la partie terrestre du secteur du *Cap des Tamaris* (Figure 105-b). Ce dernier offre tout de même la possibilité d'exploiter avantageusement les deux configurations de profils (longitudinal et vertical) et par conséquent de tester les apports méthodologiques de ces deux approches complémentaires.

Quant aux autres secteurs (Figure 105-a, c et d), ils sont actuellement en cours d'interprétation et constitueront la suite logique de ce travail de thèse à valoriser très prochainement. Pour plus de détails sur la configuration géologique, les valeurs provisoires des concentrations mesurées ainsi que celle des paramètres permettant leur interprétation (*facteurs internes, externes et locaux*) se référer à l'[Annexe 5](#).

3. Résultats et analyses préliminaires des concentrations ^{36}Cl mesurées en terme d'âge d'érosion de la bordure du Massif de la Nerthe : exemple des plateformes du Cap des Tamaris.

3.1. Présentation générale du secteur étudié et des concentrations mesurées en ^{36}Cl .

La partie méridionale du secteur des Tamaris (portion Ouest de la Nerthe) contient des formations tabulaires d'âge Miocène (étage Burdigalien) discordantes avec les dépôts Crétacé (60-80° vers le Sud) qui affleurent plutôt sur la portion septentrionale (Figure 106) (Oudet et al., 2010 ; Demory et al., 2011). A partir du critère altimétrique on distingue **trois niveaux de surface d'érosion** répartis depuis l'intérieur des terres jusqu'au front de mer (Figure 106) :

- la surface ① se situe à plus de 20 m NGF et découpe de manière subhorizontale (2,7° vers le Sud) les formations crétacées de l'arrière-pays ainsi qu'une partie des formations miocènes du Cap des Tamaris. Elle correspond à une vaste zone d'**aplanissement** à l'échelle du massif de la Nerthe (pluri-kilométrique) supposée héritée à une reprise de la discordance post-Crétacé et/ou postérieure à l'érosion continentale de la fin du Miocène (ex. Besson, 2005) ;
- la surface ② se situe à un niveau altimétrique intermédiaire, entre 4 et 20 m NGF. Elle correspond à une zone de rupture de pente qui sépare la surface ① du front de mer. Elle contient notamment une zone de **replat horizontal** (1° vers le Sud) située à 6 m NGF qui découpe les formations miocènes. Cette dernière définit une dépression locale à l'arrière du Cap des Tamaris. Nous supposons que la surface est probablement d'origine marine ;
- la surface ③ correspond aux **plateformes horizontales** (1° vers le Sud) qui découpent aussi les formations miocènes. Elles se développent entre 0 et 4 m NGF.

Dans l'objectif de caractériser la mise en place de ces trois surfaces d'érosion, nous avons prélevés cinq échantillons localisés à l'Est du Cap des Tamaris et orientés selon un profil **longitudinal** NNE-SSW (section B'C' dans la Figure 106). Les échantillons TAM1 et TAM2 proviennent de la surface ①, TAM3 se situe à 6 m NGF au niveau de la surface ② alors que TAM4 et TAM5 proviennent des plateformes de la surface ③. En complément, nous avons

effectué un profil **vertical** au niveau de l'escarpement Sud du cap fraîchement érodé (soit 13 échantillons répartis depuis la surface du cap jusqu'au pied de la falaise, profil \star dans la Figure 106). De cette manière l'échantillon provenant du sommet du profil constitue une sixième mesure en surface située à 12 m NGF (dénommée SCX dans la Figure 106).

Au regard du profil topographique B'A' qui traverse le Cap des Tamaris en son long (Figure 106), on remarque que la surface de ce dernier apparaît comme la prolongation de la surface d'érosion ①. Une concentration du même ordre de grandeur entre TAM1, 2 et SCX permettra de confirmer si les deux surfaces correspondent à la même entité morphologique.

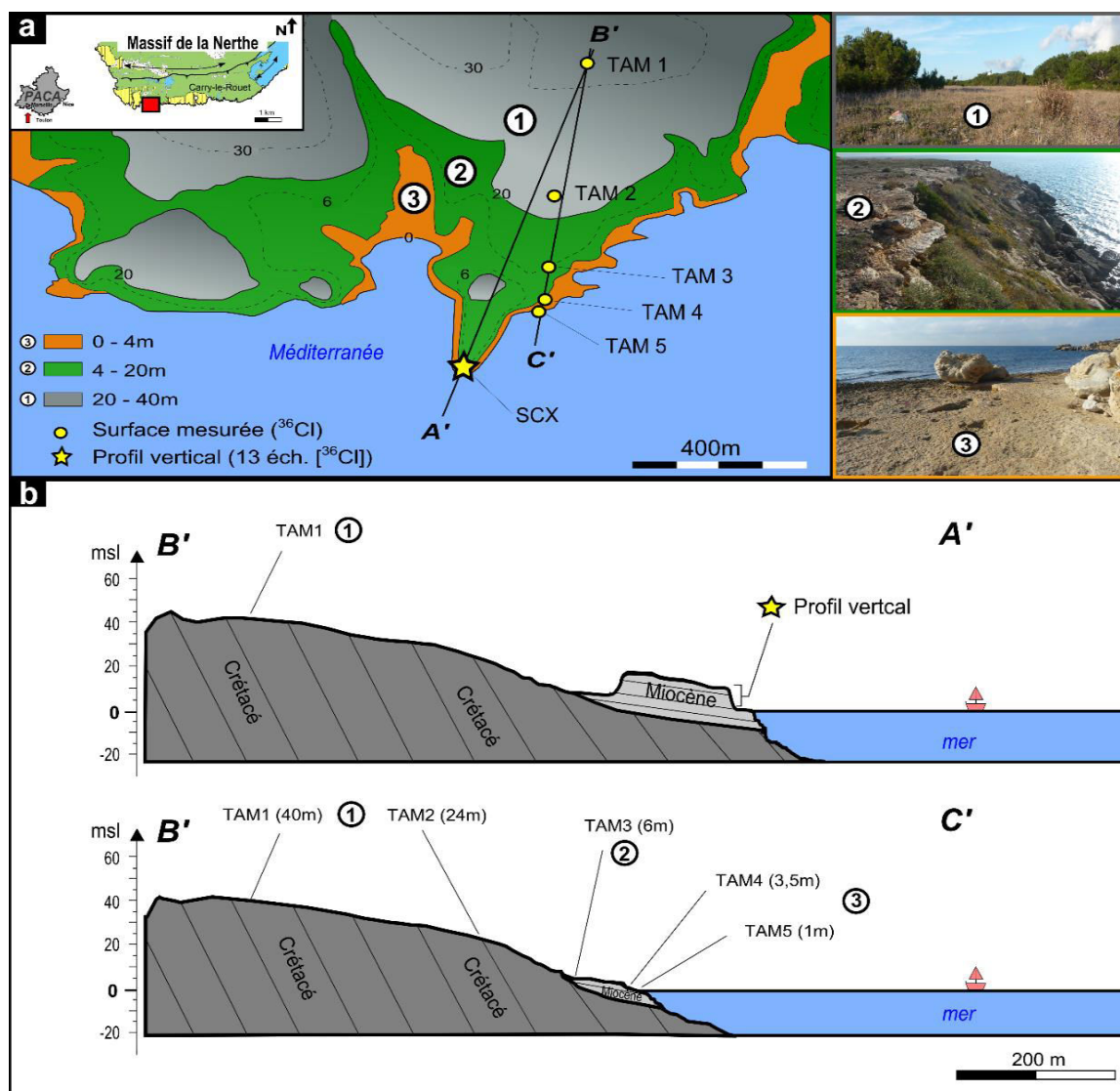


Figure 106. Présentation de la campagne d'échantillonnage du secteur des Tamaris (section A'B' complétée par un profil vertical sur un escarpement fraîchement érodé, section C'B' correspondant au profil recoupant les différentes surfaces à dater, soit ①, ② et ③). a- Carte topographique et photographies illustrant les surfaces étudiées. b- Coupes géologiques avec repositionnement des échantillons étudiés).

La Figure 107 représente la répartition des valeurs de concentrations en ^{36}Cl mesurées en tenant compte de l'influence des paramètres *internes*, *externes* et *locaux*¹⁴⁹. Les valeurs sont comprises entre $5,6.10^5 \pm 2.10^4 \text{ at.g}^{-1}$ et $2,4.10^6 \pm 7.10^4 \text{ at.g}^{-1}$. La répartition des concentrations met en évidence **trois gammes distinctes** pour chacune des surfaces précédemment décrites :

- la surface ① ainsi que la portion sommitale du Cap des Tamaris possèdent les plus fortes concentrations, comprises dans la gamme 2 à $2,5.10^6 \text{ at.g}^{-1}$ (TAM 1, 2 et SCX), ce qui confirme bien que la portion sommitale du cap correspond à la prolongation de la surface ① vers la côte (même épisode érosif de mise en place) ;
- la surface ② montre une concentration intermédiaire située aux alentours de $1,1.10^6 \text{ at.g}^{-1}$ (TAM3) ;
- la surface ③ présente les valeurs les plus faibles avec des concentrations comprises entre $5,6.10^5$ et $6,5.10^5 \text{ at.g}^{-1}$ (TAM4 et 5).

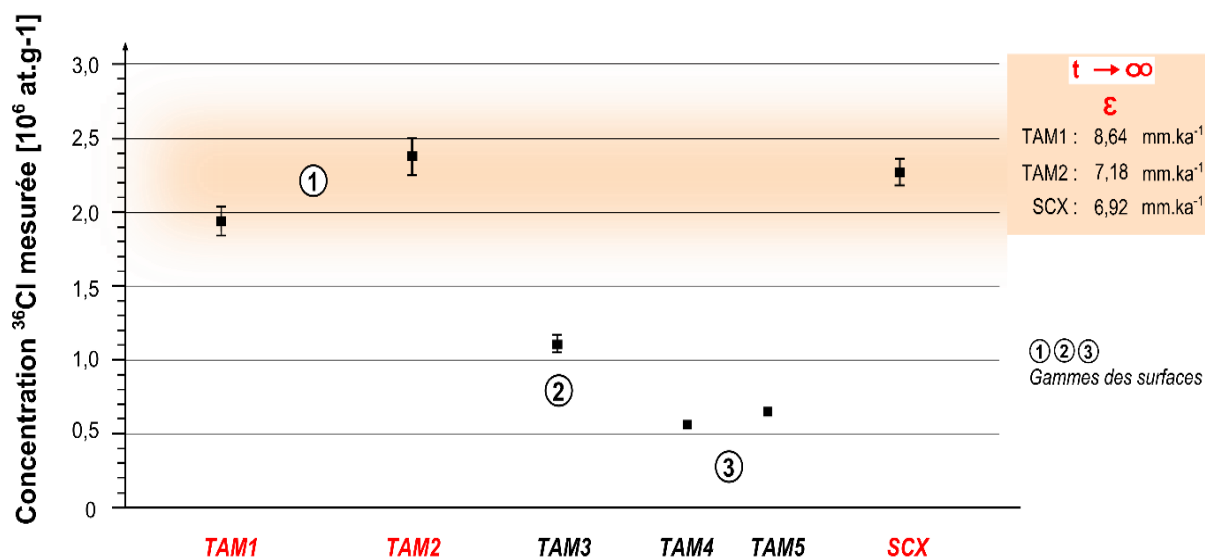


Figure 107. Concentrations en ^{36}Cl mesurées et déduites de l'ensemble des paramètres d'influence (*internes*, *externes* et *locaux*) sur les 6 échantillons des trois surfaces (cf. Figure 106 pour la localisation). L'axe des abscisses représente la position arbitraire des échantillons selon un profil longitudinal théorique (depuis TAM1 situé vers l'intérieur des terres jusqu'à SCX localisé à proximité de la mer). Le cadre supérieur droit indique les valeurs maximales de la dénudation calculées pour les échantillons contenant des concentrations élevées (hypothèse d'une durée d'exposition infinie).

¹⁴⁹ A l'exception de la dénudation et de l'héritage, soit les corrections liées à la composition chimique, latitude, altitude et les longueurs d'atténuation (cf. partie 2 traitant des concepts méthodologiques des datations au ^{36}Cl).

On constate donc que la concentration en ^{36}Cl est la plus élevée pour la surface la plus haute. Compte tenu que la production en nucléides cosmogéniques est fonction du temps, on propose que le secteur a subi **trois épisodes érosifs** distincts, dont le plus ancien aurait généré les surfaces hautes ① alors que les plus récents auraient probablement modelé la surface intermédiaire ② puis celle des plateformes ③, selon un mode d'érosion dit en “*marche d'escalier*” (Figure 106). Dans la perspective de dater ces trois surfaces il est impératif d'estimer quelle est la valeur de la *dénudation* ainsi que celle de l'*héritage* afin d'interpréter les concentrations mesurées en termes d'histoire d'exposition et de dénudation.

3.2. Estimation du taux de dénudation.

Compte tenu que les échantillons TAM1, TAM2 et SCX présentent les concentrations les plus élevées ($> 10^6 \text{ at.g}^{-1}$), ils attestent bien que la surface ① est la plus ancienne (Figure 106-a). En faisant l'hypothèse que cette surface a atteint l'*état d'équilibre* (*steady-state*), il est alors possible d'estimer une valeur de la dénudation propre au secteur étudié (se référer au concept de la considération d'une durée d'exposition infinie et du test des conditions aux limites, cf 2.4). Ainsi en résolvant l'*Equation 22* de Schimmelpfennig et al. (2009) par itération, nous obtenons pour chacun des trois échantillons un taux de dénudation¹⁵⁰ maximum compris entre 6,9 et 8,6 mm.ka^{-1} (Figure 107). Avec une variation maximale de 1,7 mm.ka^{-1} (soit moins de 20 %), les valeurs de la dénudation sont tout à fait cohérentes entre elles, ce qui atteste bien d'une histoire commune et ancienne pour les trois échantillons. Nous retiendrons donc à ce stade de l'analyse un taux moyen d'environ **7,7 ± 0.9 mm.ka^{-1}** .

Ce taux moyen obtenu en surface doit être comparé avec la dénudation obtenue par le profil vertical qui permet avant tout de déterminer si la surface ① est bien d'un point de vue géochimique à l'*état d'équilibre*. La Figure 108 représente la concentration mesurée à partir des 13 échantillons en fonction de la profondeur Z (l'échantillon SCX est situé à la surface du profil). Le premier constat révèle que l'évolution de la concentration en fonction de la profondeur ne présente aucune perturbation puisque la distribution des valeurs mesurées décroît exponentiellement avec la profondeur comme attendu en considérant la distribution théorique décrite par l'*Equation 22* (voir aussi Figure 98-b). Cette caractéristique combinée avec les concentrations élevées situées à proximité de la surface (ex. $\geq 1 \text{ m}$; 10^6 at.g^{-1}) constitue un

¹⁵⁰ Le carré de la différence entre la concentration théorique et mesurée est compris entre seulement 0,01 et 0,03% pour TAM1, 2 et SCX.

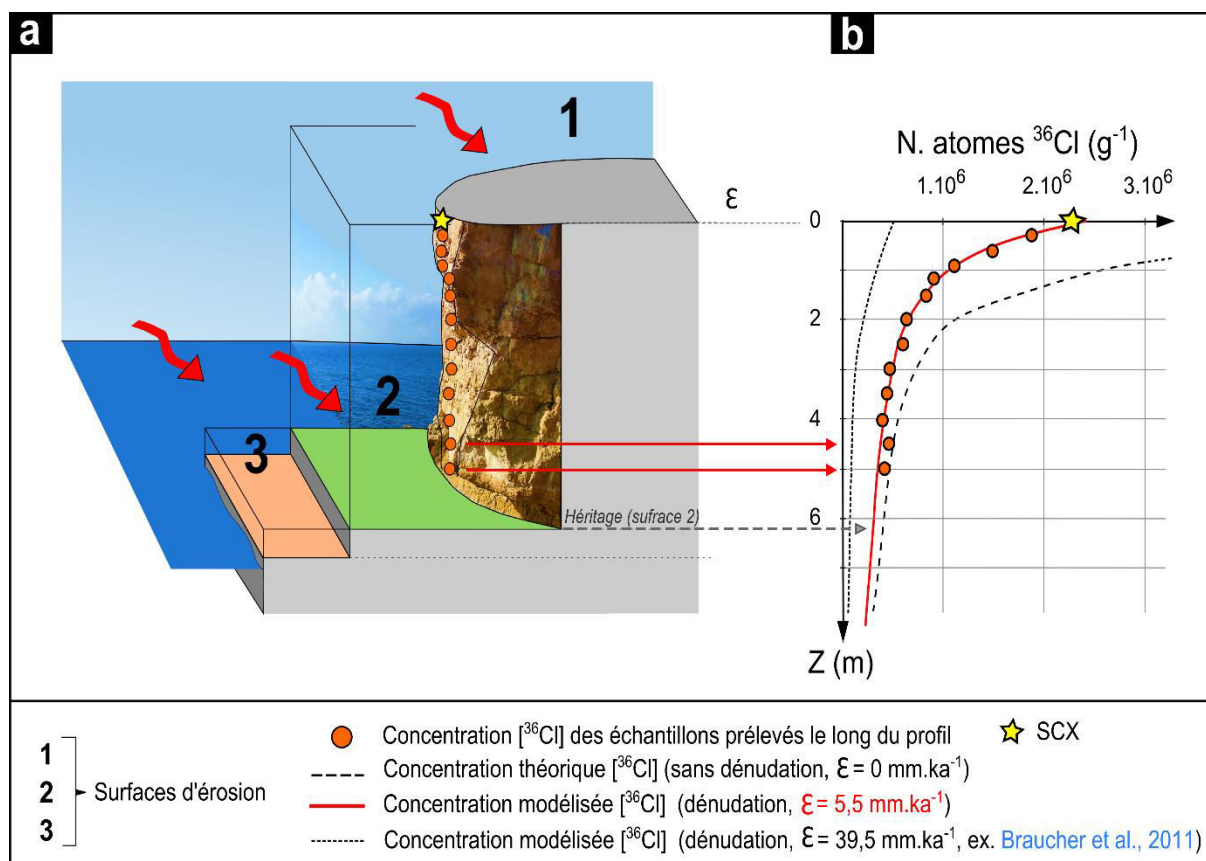


Figure 108. Concentrations des échantillons prélevés sur le profil vertical SCX (en fonction de la profondeur Z) et différentes modélisations de la concentration théorique en fonction de plusieurs taux de dénudation.

argument solide permettant de conclure que la surface ① ne contient **pas d'héritage** et qu'elle a bien atteint l'**état stationnaire**.

La comparaison de la distribution en profondeur du ^{36}Cl mesuré avec plusieurs courbes de production théorique modélisées en fonction de différentes dénudations (ex. 0, 5,5 et 39,5 mm.ka^{-1}), indique que la dénudation peut être estimée à 5,5 mm.ka^{-1} ($R^2 > 0,9$). Compte tenu de la robustesse avérée des profils verticaux pour l'obtention d'une valeur de dénudation locale à partir d'une dizaine de valeurs (ex. Braucher et al., 1998, 2011), nous retiendrons par opposition aux valeurs obtenues simplement en surface (cf. ci-dessus), une dénudation de **5,5 mm.ka^{-1}** (pour plus de détails sur la justification de ce choix cf. Discussion).

Connaissant à présent la dénudation locale, il ne nous reste plus qu'à déterminer les concentrations **héritées** des surfaces ② et ③ afin d'interpréter les mesures en termes d'âge d'exposition (ou d'érosion).

3.3. Estimation des concentrations héritées en ^{36}Cl .

Compte tenu de la configuration des surfaces d'érosion en “*marche d'escalier*” ainsi que des ordres de grandeurs des concentrations mesurées (Figure 107), nous supposons que la **surface intermédiaire** ② contient une quantité de ^{36}Cl héritée de la surface ① (qui est plus ancienne¹⁵¹, hypothèse 1). De manière schématique, cet héritage peut être matérialisé par la concentration accumulée au niveau de la base du profil vertical (flèche grise dans la Figure 108). Quant aux **plateformes de la surface** ③, elles contiendraient alors une part d'héritage associée à la surface ① à laquelle on doit ajouter la quantité de nucléides cosmogéniques accumulée depuis que la surface ② s'est mise en place (hypothèse 2).

Toute la difficulté de l'exercice consiste donc à reconstituer la position relative des paléo surfaces (Figure 109) dans le but d'estimer les profondeurs Z qui séparaient les anciennes surfaces des plus récentes. Pour cela, nous utilisons les hypothèses 1 et 2 pour effectuer (Figure 109-a) :

- une reconstitution de la paléo surface ① qui reliait l'arrière-pays à la partie sommitale du cap (pointillé rouge), en reprojetant le profil topographique B'A' sur B'C' (rotation antihoraire d'environ 10° centrée sur B', cf. Figure 106) ;
- un prolongement de la surface ② au-dessus des plateformes marines ③ (pointillé vert).

Selon cette procédure, la profondeur Z_1 qui séparait la surface ① de la ② est estimée à 10,5 m, 9,8 m et 10 m pour les échantillons TAM3, TAM4 et TAM5, respectivement. Quant à la profondeur Z_2 qui séparait la surface ② de la ③, elle est de 2 m et 4 m pour TAM4 et TAM5, respectivement. A noter que l'accumulation en ^{36}Cl associée à Z_2 dépend directement du temps depuis lequel la surface ② est exposée au rayonnement cosmique. Cet âge doit donc être préalablement calculé pour pouvoir déterminer l'héritage contenu dans les plateformes marines ③. Dans ce cas la considération de l'héritage sur les concentrations mesurées peut finalement être appliquée sur la Figure 109-b, en soustrayant l'héritage calculé à partir de l'*Equation 22* qui intègre l'ensemble des paramètres (profondeur Z_1 et Z_2 , dénudation, facteurs internes, externes et locaux).

¹⁵¹ Pour plus de détails sur le concept d'héritage cf. 2.3.

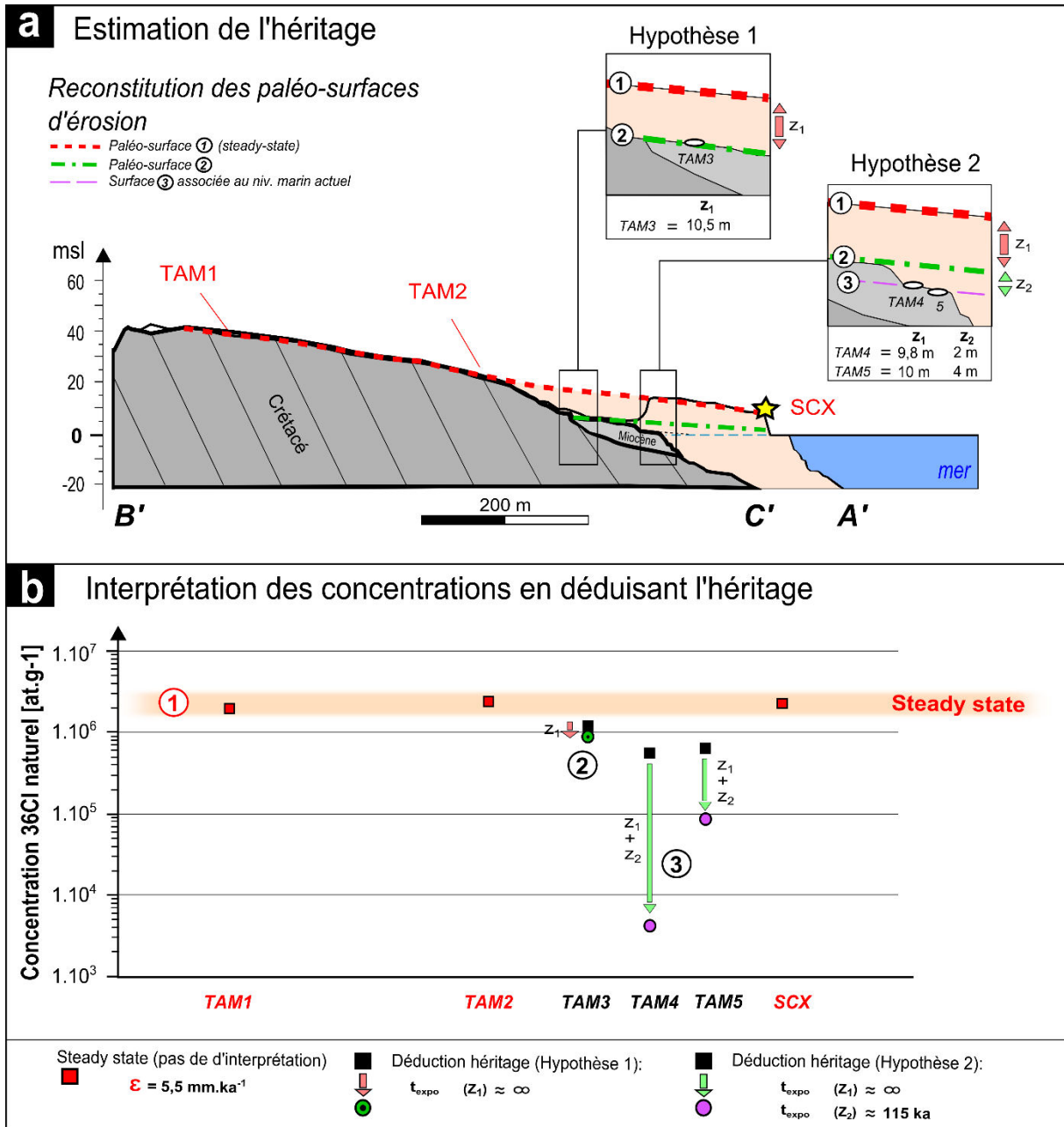


Figure 109. Estimation et considération de la part d'héritage des concentrations mesurées au travers d'une reconstitution du positionnement relatif des anciennes surfaces d'érosion par rapport aux surfaces plus récentes. Le plan de la surface ① est incliné de $2,7^\circ$ vers la mer, alors que le plan des surfaces ② et ③ est de 1° vers la mer, respectivement.

La concentration mesurée dans l'échantillon TAM3 (surface ②) est de $1,1 \cdot 10^6 \text{ at.g}^{-1}$, dont $0,1 \cdot 10^6 \text{ at.g}^{-1}$ correspondent à l'héritage de la surface ① (hypothèse héritage 1, cf. ci-dessus). La proportion de l'héritage équivaut donc à 9% de la concentration mesurée. Quant à l'âge d'exposition, il est de $130,51 \pm 18 \text{ ka BP}$ sans tenir compte de l'héritage et de **115,45**

±16 ka BP en le considérant. Connaissant à présent le temps d'exposition de la surface ② il est alors possible d'estimer l'héritage accumulé sur la surface ③.

Les concentrations mesurées dans les échantillons TAM4 et TAM5 (surface ③) sont de $5,6 \cdot 10^5$ et de $6,5 \cdot 10^5$ at.g⁻¹ (respectivement), dont $5,5 \cdot 10^5$ et $5,6 \cdot 10^5$ at.g⁻¹ (respectivement) correspondent à la somme de l'héritage de la surface ① avec celui accumulé depuis la surface ② au cours des derniers **115,45 ±16 ka BP** (hypothèse héritage 1 + héritage 2). La proportion de l'héritage TAM4 et TAM5 équivaut donc à **99%** et **86%** de la concentration mesurée, respectivement.

3.4. Interprétation des âges d'érosion.

Connaissant à présent la valeur de l'ensemble des paramètres qui influencent les concentrations totales mesurées, il ne reste plus qu'une dernière inconnue à résoudre, celle de l'**âge de l'érosion** des surfaces du secteur des Tamaris.

La Figure 110 présente l'ensemble des datations interprétées à partir des concentrations en considérant ou non l'héritage. De cette manière on peut percevoir l'influence de l'héritage sur l'estimation d'un âge. Afin de corréliser les périodes de mise en place des surfaces avec les événements climatiques du Quaternaire récent nous avons reporté l'enveloppe des dix courbes eustatiques globales les plus couramment utilisées sur les derniers 230 ka (pour leur définition se référer au *Chapitre 1, cf. 2.3.2*).

La concentration observée sur les échantillons TAM1, TAM2 et SCX provenant de la surface ① (située à plus de 10 m d'altitude) sont à l'état d'équilibre, c'est-à-dire que la surface est trop ancienne pour que l'on puisse lui attribuer à ce stade de la réflexion un âge d'érosion ($\geq 300-500$ ka ?). Elle évolue donc lentement sous l'action d'une dénudation proche de $5,5$ mm.ka⁻¹.

L'échantillon TAM3 provenant de la surface horizontale ② (située à 6 m d'altitude) révèle un âge de $130,51 \pm 18$ ka (sans héritage) et un âge de **115,45 ±16 ka** (avec héritage 1, *cf. 3.3*). L'incertitude est de l'ordre de 10% et la considération de l'héritage engendre une diminution de 11% de l'âge brut.

Quant aux échantillons TAM4 et TAM5 provenant des plateformes horizontales de la surface ③ (entre 0 et 4 m NGF), ils mettent en évidence un âge d'érosion de $48,29 \pm 6,76$ ka

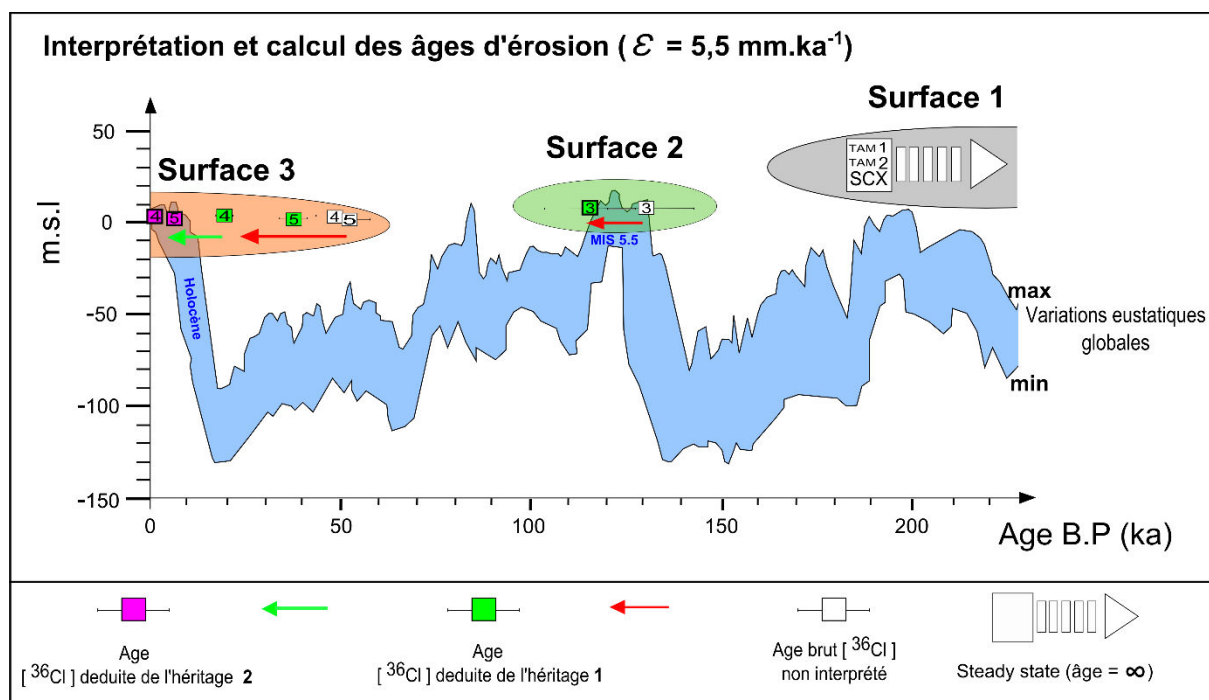


Figure 110. Estimation des âges d'exposition des surfaces du secteur des Tamaris en prenant en compte ou pas les différentes contributions de l'héritage. La valeur de la dénudation est de $5,5 \text{ mm.ka}^{-1}$ (préalablement définie à partir du profil vertical). L'enveloppe des dix courbes eustatiques globales est représentée afin de corréliser les âges avec les tendances climatiques du Quaternaire récent (compilation des courbes d'Imbrie et al., 1987 ; Pias et al., 1990 ; Hemleben et al., 1996 ; Rohling et al., 1998 ; Shackleton, 2000 ; Hodell et al., 2003 ; Lea et al., 2002 ; Waelbroek et al., 2002 ; Sidall et al., 2003 ; Bintanja et al., 2005).

et de $52,41 \pm 5,24 \text{ ka}$ (sans héritage) et un âge de $0,29 \pm 0,04 \text{ ka}$ et de $6,86 \pm 0,68 \text{ ka}$ (hypothèse héritage 1 + héritage 2, cf. 3.3), respectivement. L'incertitude est aussi de l'ordre de 10% alors que la considération de l'héritage entraîne une très forte diminution des âges bruts allant de 99% à 87% pour TAM4 et TAM5, respectivement.

Au regard des variations eustatiques globales, on constate que la plateforme de la surface ② correspond au **dernier maximum marin**, alors que la plateforme de la surface ③ est plutôt contemporaine de la fin de la **transgression Holocène**.

4. Discussion et conclusion du Chapitre 4.

Dans ce chapitre nous avons abordé l'érosion **millénaire** et **quaternaire** à l'origine de l'installation des plateformes d'abrasion du secteur des Tamaris (unité du massif de la Nerthe, 13). Le choix de cette fenêtre temporelle est justifié par le fait que les taux régionaux de l'érosion annuelle et séculaire ne sont pas suffisants pour expliquer l'existence de telles morpho-structures (*cf. chapitres 2 et 3*). L'objectif principal était donc de dater la morphogénèse des plateformes afin de caractériser si elles sont d'âge **Holocène** ou **héritées** des maxima marins du Quaternaire. La question de l'impact des forçages marqués par des épisodes plus **catastrophiques** constitue l'élément clé de la compréhension de leur mise en place (ex. signal d'une érosion plus prononcée ?).

Parmi différents géochronomètres, nous avons utilisé la méthode de datation absolue par le nucléide cosmogénique ^{36}Cl produit *in situ*. Même si cette technique permet de contraindre les bornes chronologiques d'un épisode érosif lent ou rapide (ex. [Recorbet et al., 2010](#) ; [Righter et al., 2010](#) ; [Saillard et al., 2013](#) ; [Zerathe et al., 2014](#)), il n'en reste pas moins que l'interprétation des concentrations mesurées dépend fortement de la *dénudation* et de l'*héritage* qui tendent à les rajeunir et à les vieillir, respectivement. Leur connaissance est donc primordiale pour réaliser des datations justes (ex. [Gosse et Phillips, 2001](#) ; [Alfimov et al., 2009](#)).

L'enjeu majeur de cette étude a donc été d'utiliser une approche permettant de combiner à la fois des mesures issues (1) d'un **profil longitudinal** qui recoupe les plateformes supposées d'origines marines et diachroniques (0-4 m NGF¹⁵² et 4-12 m NGF¹⁵³) ainsi que la surface d'aplanissement de la Nerthe ($\geq 12-40$ m NGF¹⁵⁴) et (2) d'un **profil vertical** (Figure 106). Compte tenu du coût élevé et de la manutention lourde pour la réalisation d'un carottage sur plus de 6 m de profondeur, nous avons testé une méthode alternative qui visait à échantillonner la paroi d'une falaise fraîchement érodée (*profil vertical*). La *dénudation* et l'*héritage* ont donc été obtenus au travers d'une analyse couplant les concentrations mesurées issues des deux configurations de prélèvement, dans le but de contraindre à la fois quelle est l'évolution du massif sur le long terme et quels sont les âges caractéristiques de la mise en place des *plateformes* du secteur des Tamaris.

¹⁵² Pour rappel Surface ③

¹⁵³ Surface ②

¹⁵⁴ Surface ①

D'un point de vue méthodologique, la précision des datations repose essentiellement sur la validité des hypothèses permettant de quantifier les valeurs de *dénudation* et d'*héritage*. La **dénudation** a d'abord été estimée à partir des concentrations mesurées sur la surface ① puis au travers des valeurs provenant du profil vertical. Cette estimation est possible si l'on suppose que la surface ① a déjà atteint l'*état d'équilibre*. (ex. Lal, 1991). Or les fortes valeurs des concentrations mesurées ($> 10.6 \text{ at.g}^{-1}$) ainsi que la morphologie aplanie du massif (Figure 106 et Figure 107) constituent des arguments solides en faveur d'une très ancienne surface qui ne présente plus de ^{36}Cl hérité. Ce dernier aspect est confirmé par le fait que l'évolution de la concentration en ^{36}Cl mesurée en fonction de la profondeur suit sans aucune perturbation l'évolution théorique la concentration en fonction de la profondeur attendue (Figure 108). Dans le cadre de cette hypothèse d'état d'équilibre il est donc possible d'ajuster un modèle de production théorique passant au travers des données expérimentales de manière très satisfaisante pour une valeur de dénudation donnée (ex. Braucher et al., 1998 ; Gosse et Phillips, 2001 ; Braucher et al., 2011).

Les valeurs de la dénudation obtenues à partir des mesures de surfaces et du profil vertical sont du même ordre de grandeur, soit environ $7,7 \text{ mm.ka}^{-1}$ et $5,5 \text{ mm.ka}^{-1}$, respectivement (Figure 107 et Figure 108). Toutefois, on constate que la première estimation est 30% supérieure à la seconde, ce qui pose la question du biais potentiel engendré par l'une des deux méthodes.

Etant donné que le profil vertical est effectué sur la bordure externe d'une paroi au lieu d'un carottage à l'intérieur du massif rocheux, on peut se demander si la paroi n'aurait pas subi une certaine influence à l'origine d'une erreur dans le calcul de la dénudation. En effet, l'ensemble des valeurs du profil aurait pu subir un *ajout* constant de ^{36}Cl lié à une *nouvelle production* accumulée depuis que la paroi est exposée au rayonnement cosmique¹⁵⁵, ce qui décalerait les valeurs mesurées par une translation vers la droite du profil (Figure 108). Cependant compte tenu que l'échantillon situé à la surface du profil (SCX) présente une concentration du même ordre de grandeur ($2-2,5.10^6 \text{ at.g}^{-1}$) que ceux situés sur la surface ① (TAM1 et TAM2), nous déduisons que le profil vertical n'a pas subi un ajout supplémentaire de concentration.

Au regard de la robustesse avérée des profils verticaux d'évolution de la concentration en nucléides cosmogéniques (Braucher et al., 1998, Kim et al., 2004 ; Le Dortz, 2010 ; Braucher

¹⁵⁵ C.à.d. après l'effondrement qui a mis en place l'actuel escarpement mesuré.

et al., 2011, 2013), nous concluons que c'est plutôt l'utilisation des données de surface qui introduirait ce **biais** en surestimant la dénudation locale. Nous retenons donc la valeur de 5,5 mm.ka⁻¹ et constatons que sa surestimation engendrerait dans notre cas un vieillissement de l'ordre de 10 à 20% des âges calculés (sans tenir compte de l'héritage).

Par ailleurs, nous validons que l'utilisation des parois rocheuses constitue une réelle **alternative** aux carottages (ex. Braucher et al., 1998, 2011), dans la configuration bien entendu où l'exhumation de la paroi est très récente. Il sera donc intéressant de tester quelles sont les différentes formes possibles de la distribution du ³⁶Cl mesurée sur des parois qui ont subies des perturbations avérées, par exemple au cours de plusieurs millénaires (ex. Le Roux et al., 2009 ; Recorbet et al., 2010). La perspective sera alors d'envisager une correction de ces influences afin de quantifier de manière plus universelle les dénudations sur n'importe quels escarpements rocheux.

Quant à la détermination des **concentrations héritées**, elle constitue probablement une des principales limites de l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in-situ*. En effet sa quantification repose essentiellement sur la connaissance *à priori* de l'histoire de la mise en place des surfaces d'érosion à dater (ex. Le Roux et al., 2009 ; Zerathe et al., 2014). Au regard de la configuration topographique en "marche d'escalier" du secteur des Tamaris et des ordres de grandeurs des concentrations en ³⁶Cl mesurées (Figure 106 et Figure 107), nous avons supposé que la surface ① (*état d'équilibre*) recouvrait initialement la ②, qui était elle-même située au-dessus de la ③ (Figure 109-a). Or la prise en compte de cet héritage permet d'interpréter des âges qui coïncident précisément avec les hauts niveaux marins, alors que cela n'était pas forcément le cas pour les âges non corrigés (Figure 110). Cette cohérence permet donc de valider¹⁵⁶ en grande partie notre estimation de l'héritage. Toutefois il sera important de caractériser dans une prochaine étape quelle est l'influence de l'erreur du repositionnement des paléo surfaces sur le calcul des âges.

De manière générale, l'héritage peut représenter jusqu'à 50% des concentrations totales mesurées (ex. Le Roux et al., 2009). Dans notre cas, il est au minimum de 11 % (surface ②) et peut même atteindre 99% (surface ③), ce qui engendre en l'absence de correction un vieillissement des âges proportionnel à l'héritage (Figure 110) (ex. Stone, 1998 ; Sewell et al., 2006 ; Gosse et Phillips, 2001 ; Le Roux et al., 2009 ; Zerathe et al., 2013). Ce constat traduit donc la **nécessité absolue** de l'intégrer dans le calcul des âges, notamment dans un contexte

¹⁵⁶ Cette validation repose sur l'hypothèse que les surfaces ② et ③ sont forcément d'origines marines (notion de la réalisabilité dans une logique intuitionniste).

bibliographique qui a tendance à souvent le négliger (ex. Bigot-Cormier et al., 2005 ; Sanchez et al., 2009 ; Kong et al., 2010 ; Valla et al., 2010 ; Schlagenhauf et al., 2010). Au final, les âges corrigés du secteur des Tamaris présentent une incertitude de l'ordre de 10 % (Figure 110) qui est tout à fait en accord avec celle proposée dans la littérature (ex. Recorbet et al., 2010 ; Saillard et al., 2013 ; Zerathe et al., 2013).

D'un point de vue géomorphologique, cette étude a permis de contraindre la chronologie de l'érosion selon trois grandes phases : depuis l'évolution générale de la bordure du massif jusqu'à l'installation des plateformes marines (Figure 110), qualifiant ainsi la côte actuelle comme étant **polygénique**.

La première phase d'érosion correspond à la mise en place aux échelles kilométriques de la surface sommitale ① située sur la bordure du massif (recoupant à la fois les formations du Crétacé et du Miocène). Compte tenu que cette surface a déjà atteint l'*état d'équilibre*, il n'est pas possible à ce stade de la réflexion de calculer un âge d'exposition puisqu'il tend théoriquement vers l'infini (ex. Lal, 1991 ; Braucher et al., 1998). Il faudra effectuer dans une prochaine étape une extrapolation systématique des couples âges/érosion et du chi2 associé. D'un point de vue technique, nous interprétons que l'âge de sa mise en place est au minimum **supérieur** ou **égal** à 300-400 ka puisque le temps de demi-vie du ^{36}Cl est de l'ordre de 300 ka. De plus d'un point de vue morphologique, la surface peut être interprétée comme étant **postérieure** à l'aplanissement continental d'âge Miocène (Besson, 2005). Cette surface sommitale évoluerait donc lentement depuis le Plio-Quaternaire en se dénudant de $5,5 \text{ mm.k}^{-1}$ selon un plan incliné à $2,7^\circ$ vers le Sud. La perte horizontale totale serait de seulement de 2,2 m pour les derniers 300-400 ka et témoignerait d'une faible action de l'écoulement des eaux de surface vers la mer.

En effet, cette dénudation compte parmi les plus faibles valeurs de la région PACA, qui sont plutôt de l'ordre de $35\text{-}40 \text{ mm.k}^{-1}$ pour les secteurs calcaires situés plus à l'Est¹⁵⁷ (Braucher et al., 2011 ; Zerathe et al., 2013). Quant à la dénudation contemporaine des carbonates provenant des environnements alpins plus pluvieux, elle est aussi supérieure avec une valeur de l'ordre de 10 mm.k^{-1} (ex. Plan, 2005 ; Palumbo et al., 2004 ; Schlagenhauf et al., 2010). Etant donné que la Nerthe subit actuellement les plus faibles valeurs de précipitations¹⁵⁸ de la région (Panini et Amandier, 2005 ; Météo France, 2010), on suppose que cette tendance était probablement la même sur l'ensemble du Plio-Quaternaire (toutes

¹⁵⁷ Comme les Calanques et la région Grassoise localisées à 40 km et 150 km de distance, respectivement.

¹⁵⁸ Exemple du gradient E-W des précipitations régionales (Chapitre 1, cf. 2.3.1).

proportions respectées). Cette hypothèse permet donc d'expliquer au travers du *principe d'actualisme* la raison d'une si faible valeur qui est moyennée sur le long terme à $5,5 \text{ mm.ka}^{-1}$, sans compter que le massif ne contient aucun relief suffisamment marqué¹⁵⁹ (ex. Oudet et al., 2010) pour concentrer les écoulements de surface (absence d'amplification locale de la dénudation).

Puis la *deuxième phase* d'érosion a engendré le développement de la plateforme horizontale ② vers **115,45 ±16 ka BP** (TAM3). Au regard de l'incertitude de cet âge (±16 ka), on attribue cette érosion au dernier maximum marin du **MIS 5.5**¹⁶⁰ (118 à 132 ka BP - ex. Sidall et al., 2006 ; Galili et al., 2007 ; Hearty et al., 2007 ; Koop et al., 2009). Par ailleurs, l'altitude de la plateforme (6 m NGF) équivaut aux nombreux marqueurs du MIS 5.5 répertoriés à l'échelle du globe, comme les sous-cavages des Bahamas (encoche située à 5,9 m d'altitude, Neumann et Moore, 1975) et les repères d'érosion bio marine ou stratigraphique compris entre 0 et 6 m d'altitude (ex. Hearty et Kindler, 1995 ; Bordoni et Valensise, 1998 ; Stirling et al., 1998 ; Schellmann et Radthe, 2004 ; Dumas et al., 2006 ; Federici et Pappalardo, 2006). Etant donné que le dernier maximum marin est considéré comme un des *analogues* les plus proches des conditions climatiques actuelles (Hearty et al., 2007 ; Koop et al., 2009), la question de la mise en place de la plateforme est fondamentale dans l'objectif d'appréhender quelles seront les futures évolutions des systèmes actuels (événement de type continu et/ou catastrophique ?)

Pour cette raison, la position relative et l'âge de la plateforme ② (TAM3) sont comparés dans la Figure 111-a avec le modèle eustatique d'Hearty et al. (2007). Ce dernier est issu d'une "review" corrélant plusieurs centaines de marqueurs marins mondiaux provenant de secteurs géographiques supposés tectoniquement stables (*datations U/Th, Ar/Ar*). On constate qu'à partir du critère altimétrique, la plateforme correspond à l'un des trois derniers niveaux marins stabilisés sur au moins un millénaire (ex. Chen et al., 1991 ; While et al., 1998). En revanche, au regard des incertitudes de datations (±16 ka), il n'est pas possible de distinguer si la plateforme s'est installée au cours d'**un millénaire** (*scénario 1* – période ~1 ka, intervalle 119-120 ka BP), ou bien sur une période **pluri-millénaire** (*scénario 2* – période ~11 ka, intervalle 120-131 ka BP dans la Figure 111-a). Dans le cas d'une érosion continue, la vitesse du recul moyen des falaises serait comprise entre 12 cm.an^{-1} (*scénario 1*) et 1 cm.an^{-1} (*scénario 2*), en

¹⁵⁹ Contrairement aux Calanques ou aux Alpes.

¹⁶⁰ Marine Isotopic Substage, stade 5.5 (ou 5.e) sur l'échelle isotopique de l'oxygène marin (Martison et al., 1987). Ce stade correspond au dernier maximum marin (stade interglaciaire) daté aux alentours de 125 ka BP. Il correspond à la nomenclature vernaculaire de l'Euthyrrien en Méditerranée (ex. Kindler et al., 1997).

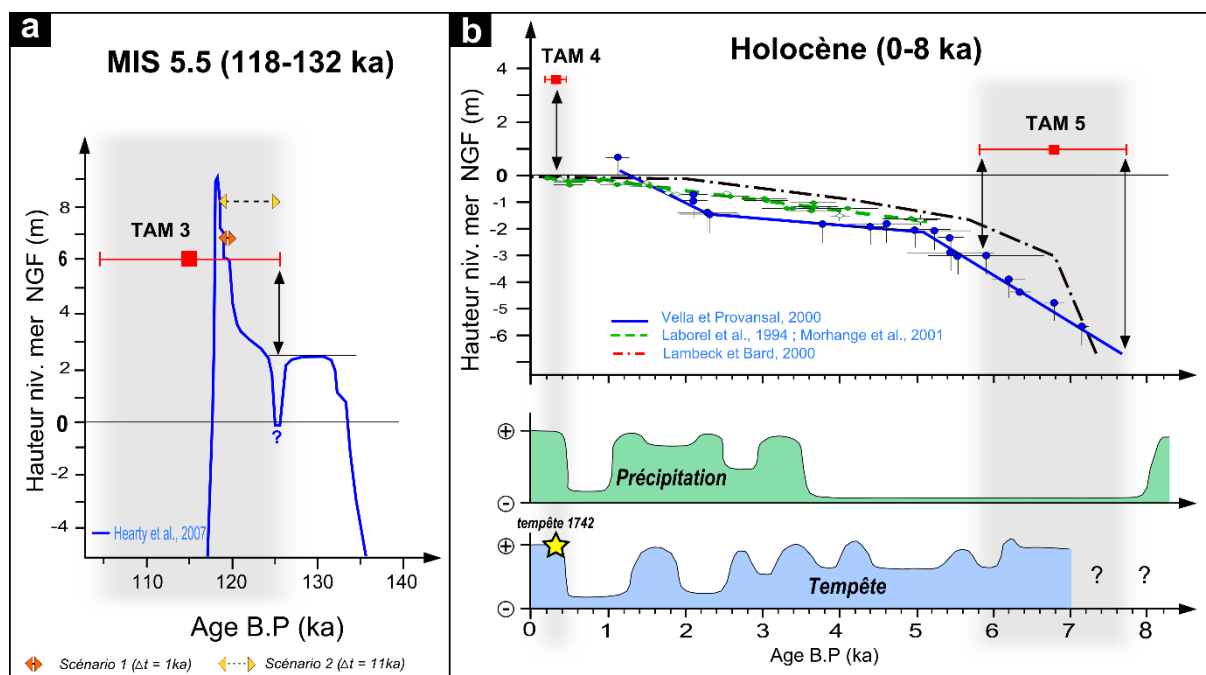


Figure 111. Comparaison de la position et âge des surfaces d'érosion avec les niveaux marins. a- Datation de la plateforme du MIS 5.5. b- Datations de la plateforme Holocène (les conditions de forçage proviennent de la synthèse du contexte climatique du Chapitre 1, cf. 2.4).

supposant que la plateforme initiale mesurait 120 m d'épaisseur¹⁶¹. Ces taux d'érosion sont donc relativement similaires à ceux qui ont été précédemment quantifiés (annuels et séculaires). Cependant on remarque que dans le scénario 2 (intervalle de 11 ka), la plateforme se situe à 3-4 m au-dessus du paléo niveau marin de 120-130 ka BP (Figure 111-a). Dans le cas où elle se serait développée au fur et à mesure de la transgression du MIS 5.5, cette position est en accord avec une immersion totale à la fin de la hausse marine.

En revanche si l'on considère qu'elle a été engendrée uniquement par le paléo-niveau marin à 120-130 ka BP, on peut se demander quelle est la signification de cette position relative par rapport à la mer. En effet, elle ne peut **pas être engendrée par un soulèvement tectonique** puisque la région de la Nerthe est considérée comme étant tectoniquement stable depuis au moins 15 Ma (Tassy, 2012) et que le rebond isostatique associé au Maximum Glaciaire (30-40 cm depuis les derniers 18 ka) est négligeable face à l'intervalle de temps étudié (Lambeck et Bard, 2000). Cette hauteur peut donc être associée au fait que les **niveaux marins en Méditerranée étaient légèrement supérieurs à ceux modélisés** à l'échelle globale par le modèle d'Hearty et al. (2007). Mais elle peut aussi traduire l'existence de tempêtes suffisamment intenses pour générer une plateforme à plus de 3-4 m du niveau marin. Cependant, en l'**absence** de datations associés à de plus faibles incertitudes (dans l'idéal ± 1

¹⁶¹ Distance obtenue en prolongeant la surface d'érosion au-dessus de la plateforme ③ (Figure 109-a).

ka), il n'est pas possible de privilégier un de ces trois scénarii, ni de déterminer quels étaient les modes d'érosion.

Enfin la *troisième et dernière phase* d'érosion correspond à la morphogénèse de la plateforme horizontale ③ établie au cours de la fin de l'Holocène (Figure 111-b). Nous avons pu identifier deux âges d'exposition situés à plus de 8 m de distance. Le plus ancien révèle l'installation de la bordure externe vers **6,86 ± 0.68 ka B.P** (TAM5, vers la mer), alors que le plus récent témoigne du développement de la partie interne vers **0.29 ± 0.04 ka B.P** (soit 290 ± 40 ka ans B.P - TAM4, vers les terres). La vitesse moyenne de la progression de la plateforme est de seulement 1,2 mm.an⁻¹. Cette valeur est bien trop faible pour être associée à l'érosion annuelle ou séculaire de la région PACA. Au regard du régime climatique méditerranéen marqué par des crises climatiques plus intenses (ex. [Zerathe et al., 2013](#)), on peut se demander si ce taux ne lisserait pas l'impact de certains forçages plus puissants sur la progression des plateformes (conséquence limitante du modèle d'une érosion constante).

L'âge de la bordure externe (**6,86 ± 0.68 ka B.P** - TAM5) est en accord avec ceux calculés pour les plateformes contemporaines d'*Auckland* en Nouvelle Zélande ou de *Mesnil Val* en Normandie (soit 6-7 ka B.P, [Lange et Moon, 2005](#) ; [Regard et al., 2012](#)). Comme précédemment, la comparaison de la position de la surface et de l'âge avec les courbes eustatiques holocènes (Figure 111-b) indique une position supérieure aux paléo niveaux marins : elle est comprise entre 3 m et 6,7 m au-dessus des niveaux de 5,8 ka et 6,8 ka BP (distances déterminées à partir de l'incertitude ± 0.68 ka).

Compte tenu que cette fois-ci les courbes eustatiques sont définies à partir de marqueurs marins locaux et spécifiques à la région PACA (ex. [Vella et Provansal, 2000](#) ; [Morhange et al., 2001](#)) et que le rebond isostatique du Maximum Glaciaire est aussi négligeable puisqu'il n'a engendré qu'un soulèvement de 14 cm¹⁶² au cours des derniers 6,8 ka ([Lambeck et Bard, 2000](#)), le scénario d'un épisode marin de type intense, voir catastrophique, peut être invoqué pour expliquer l'initiation de la plateforme ③. En effet cette épisode est marqué par une forte activité marine associée aux premières tempêtes qui ont déferlé sur la côte actuelle ([Sabatier et al., 2012](#)) et auraient généré vers 6,7 ka B.P un **effondrement de plus de 7.10⁶ m³** dans les Calanques ([Recorbet et al., 2010](#)). Les auteurs ont d'ailleurs interprété que ce dernier serait engendré par un régime de tempête particulièrement intense, voir même par un *tsunami*.

¹⁶² Soit un taux de 0,02 mm.an⁻¹ ([Lambeck et Bard, 2000](#))

L'âge de la partie interne (**290 ± 40 ans B.P** - TAM 4) est corrélé aux plus récentes chutes de blocs des Calanques datées entre 238 ± 53 ans et 352 ± 60 ans B.P (Recorbet et al., 2010). Ici encore la position de la plateforme se situe à 3,5 m au-dessus du niveau marin (distance déterminé par l'incertitude ± 40 ans, Figure 111-b). Or si l'on considère les quatre derniers siècles, on constate une forte activité des tempêtes dont l'une des plus intenses est celle de l'an 1742 (équivalent à **273 ans BP**, Sabatier et al., 2008). Cette tempête a été décrite comme ayant occasionnée un phénomène de surcote compris entre **2,7 m** et **3,8 m** NGF sous des vents établis à des vitesses d'environ 200 km.h⁻¹ (Sabatier et Dezileau, 2010).

Au regard de cet âge et du niveau de surcote, la tempête historique de 1742 ou une tempête similaire pourrait être corrélée à l'érosion produite vers **290 ± 40 ans B.P** (Figure 112). Nous supposons donc que ce type d'événement de tempête pourrait constituer un des principaux facteurs déclenchants du dernier épisode d'érosion de l'Holocène. Par ailleurs ce déclenchement aurait pu être favorisé par une forte activité de précipitations à l'origine d'une *phase préparatoire* à l'érosion (dégradation des matériaux) établie au cours des quatre derniers siècles (Figure 111-b) (ex. Provansal et Morhange, 1994 ; Bruneton et al., 2002 ; Magny et al., 2007 ; Sabatier et al., 2008). Le moteur associé à la pro-



Figure 112. Marine représentant une tempête en Méditerranée au XVIII^e siècle (d'après Joseph Vernet, "Une épave dans la mer agitée"). Cette œuvre pourrait très bien représenter la tempête de 1742 possiblement à l'origine de la progression de la plateforme étudiée.

gression des plateformes serait donc dans ce cas la **conjugaison** (1) de l'*action des vagues* qui impactent les falaises affaiblies par les processus subaériens (ex. Sunamura, 1978 ; Trenhaile, 1987 ; Stephenson et Kirk, 2000 ; Trenhaile, 2001) avec (2) un *phénomène exceptionnel de surcote*.

On peut donc se demander si ce mode de mise en place associé aux forçages exceptionnels ne serait pas une caractéristique générale de l'érosion méditerranéenne. En effet les niveaux d'érosion des plateformes que nous avons étudiés sont tous situés au moins à 3 m au-dessus des paléo niveaux marins, sans compter la présence à seulement 2-3 km à l'Ouest (Cap Couronne) de **méga-blocs de plus de 33 tonnes projetés à plus de 3 m NGF** entre 451 ± 30 ans et $4\,200 \pm 35$ ans BP (datation ^{14}C , Vella et al., 2011). L'ensemble de ces événements pourrait donc bien être généré par des surcotes de 3 m dont la période de retour est millénaire (ex. Sabatier et Dezileau, 2010) et/ou par d'autres épisodes moins fréquents à l'échelle de l'Holocène. Ainsi l'hypothèse d'une dynamique érosive s'exprimant plutôt sur des temps pluri-millénaires permet d'expliquer la raison pour laquelle on observe une si faible érosion aux échelles annuelles et séculaires. L'intégration et la corrélation des datations situées à l'intérieur des plateformes et sur l'ensemble de la Nerthe permettront de caractériser plus exactement si la tempête de 1742 est bien à l'origine d'une érosion significative et quel est l'ampleur relative des tempêtes de surcotes millénaires sur l'initiation (épisodes catastrophiques ?) et la progression des plateformes (épisodes exceptionnel ?). L'objectif final sera d'appréhender par analogie les futures évolutions du système côtier actuel, notamment dans un contexte d'une amplification des tempêtes (Sabatier et al., 2009) combiné avec les prédictions d'une hausse maximale du niveau marin d'environ 1 m pour les horizons 2100 (ex. Church et al., 2006, AR4 IPCC, 2007 ; GIEC, 2013).

Toutefois, il est important de préciser que le recul des falaises à l'origine des plateformes marines PACA est largement inférieur à celui des côtes de la Manche par exemple. En effet au regard des vitesses de recul de ces dernières ($10\text{-}50 \text{ cm.an}^{-1}$, ex. Costa et al., 2004 ; Dornbusch et al., 2008 ; Brooks et Spencer, 2010), les huit mètres de retrait produit en 7 ka dans le secteur des Tamaris correspondent à un temps d'érosion de seulement 16-80 ans des côtes du Nord de l'Europe. A noter que ce constat est valable uniquement dans le cas où les plateformes des Tamaris n'ont pas subi une érosion de leur *marche* (ou *bordure*) selon un processus de "*backwearing*", c'est-à-dire par un raccourcissement de la surface d'érosion. Pour cette raison il sera important de déterminer quelle est l'ampleur du raccourcissement puisqu'elle fixe, en

l'absence de forçages exceptionnels, la période de retour de l'érosion des pieds de falaise (selon les modèles d'évolution statique, ex. [Trenaile, 2000](#)).

Finalement nous concluons, que l'utilisation de la méthode employant les nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (radionucléide ^{36}Cl) permet de calculer des âges significatifs propres à l'installation des *plateformes marines* depuis les échelles séculaires jusqu'au Quaternaire récent. Nous précisons par ailleurs qu'au regard de l'incertitude des âges (~10%), les datations sur les temps séculaires à pluri-millénaire offrent une résolution suffisamment fine pour distinguer les différentes bornes chronologiques des épisodes érosifs. Par contre, l'incertitude devient trop importante pour des temps plus anciens comme le Quaternaire récent (ex. MIS 5.5). Dans ce cas les datations ne possèdent pas une résolution suffisante pour dissocier plusieurs épisodes érosifs produits au cours d'un intervalle de temps de quelques dizaines de milliers d'années.

A partir des observations établies sur les derniers 300-400 ka, nous proposons dans la Figure 113 un troisième **modèle de l'érosion millénaire/Quaternaire** propre à l'installation des plateformes du secteur des Tamaris (massif de la Nerthe). La côte actuelle présente des marqueurs morphologiques caractéristiques d'une formation *polygénique*, c'est-à-dire qu'elle est issue d'une morphogénèse héritée et structurée selon trois épisodes d'érosion majeure :

- ① Le premier épisode érosif est attribué à une lente dénudation de la surface du massif selon une vitesse de $5,5 \text{ mm.k}^{-1}$. Cette évolution se produirait depuis au moins le Plio-Quaternaire, sans que l'on puisse réellement confirmer à ce stade de la réflexion si la surface est héritée de l'*aplanissement* continental d'âge Miocène. Pour cette raison nous considérons qu'elle est simplement postérieure au Miocène.
- ② Puis au cours de l'interglaciaire MIS 5.5, le dernier maximum marin possédait un caractère érosif suffisamment intense pour installer une première *plateforme marine* (vers $115 \pm 16 \text{ ka BP}$). Cette dernière se traduit par un recul de la surface post-Miocène du stade ①. Pour des raisons litho-structurales particulières (contrôle localement plus compétent ?) une relique est apparue formant ainsi l'*île des Tamaris* qui deviendra plus tard le *Cap des Tamaris* ;
- ③ Enfin lors de l'actuelle transgression Holocène, l'érosion marine était suffisante pour développer la *plateforme contemporaine* au niveau marin actuel ($6,7 \text{ ka-0,29 ka B.P}$). Une grande partie de la plateforme héritée du stade ② (MIS 5.5) ainsi que la surface du Cap des Tamaris a donc été érodée.

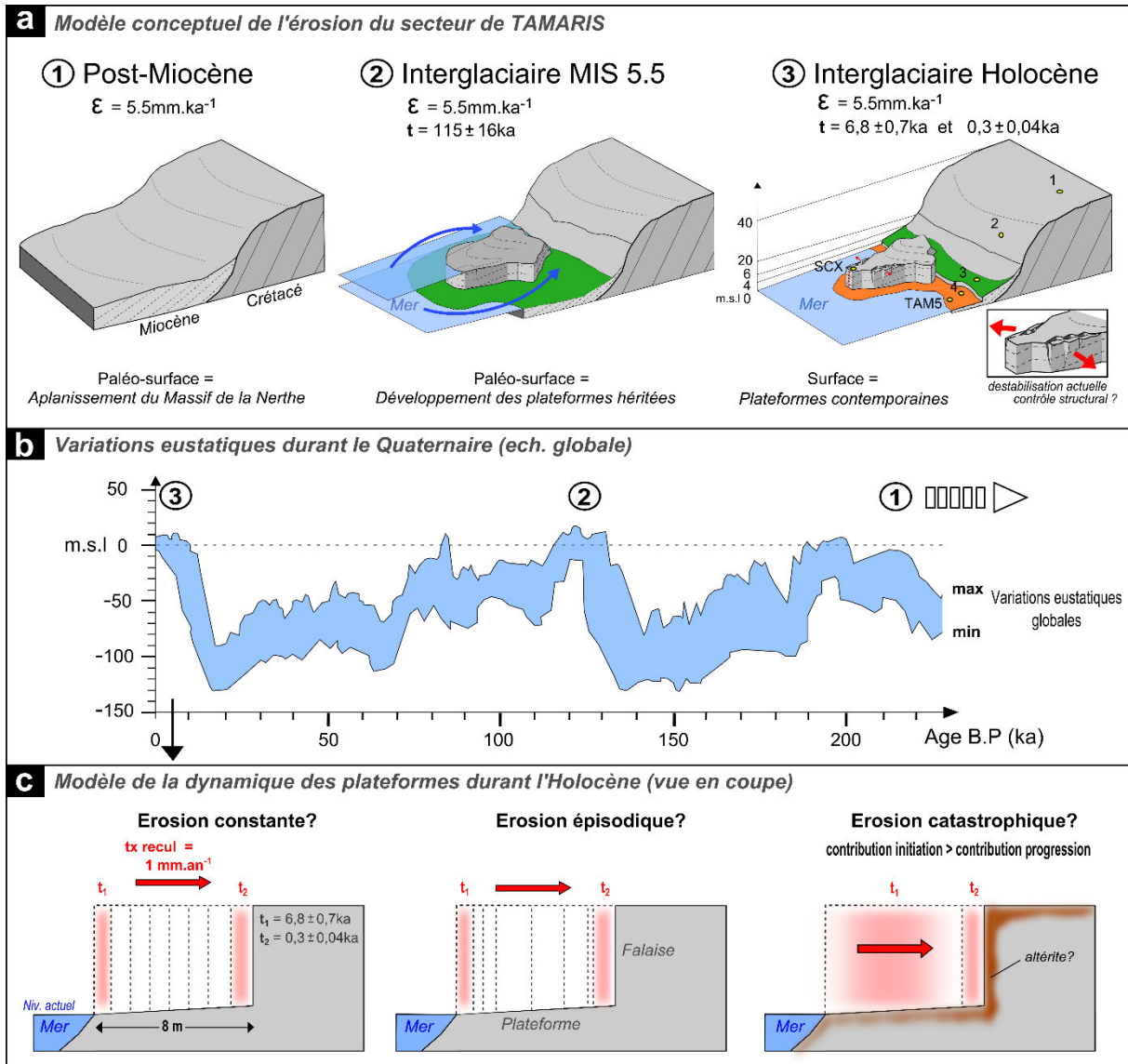


Figure 113. Modèle conceptuel de la mise en place des plateformes marines du secteur des Tamaris (massif de la Nerthe) : érosion millénaire à Quaternaire.

Compte tenu que la plateforme Holocène est caractérisée au minimum par deux épisodes érosifs bien distincts (6,7 ka et 0,29 ka B.P), nous proposons trois modèles conceptuels qui décrivent la progression des plateformes : érosion constante, épisodique et catastrophique. Au vue d'une faible vitesse pour un recul constant (millimétriques), qui est par ailleurs inférieure à celle quantifiée aux échelles annuelles et séculaires (cf. *chapitres 2 et 3*), nous concluons que le modèle *continu* ne prend pas en considération les impacts climatiques méditerranéens. En effet, compte tenu de la présence de marqueurs d'abrasion situés à plus de 3 m au-dessus de la mer, nous privilégions un mode de progression effectué par un ou plusieurs événements

épisodiques, voir **catastrophiques** (“*pulses*” climatiques de l’Holocène sur une période pluri-millénaire) :

- En l’absence de perturbations météo-climatiques exceptionnelles, les forçages impactent faiblement la côte qui subit plutôt une dégradation (correspondant aux phases préparatoires mises en évidence aux échelles annuelles et séculaires) ;
- En revanche la combinaison des forçages naturels avec des surcotes millénaires engendre une érosion significative sur les portions de falaises déjà altérées ;
- La durée de la phase préparatoire à l’érosion dépend donc de la période de retour des phénomènes de surcote.

L’intégration des datations situées à l’intérieur des plateformes (*cf. Annexe 5*) permettra de déterminer si le modèle d’érosion est régi par des événements **épisodiques** à l’échelle pluri-millénaire (ex. la tempête de 1742) ou bien par un seul phénomène **catastrophique** (ex. les premières tempêtes holocènes). Dans ce dernier cas, le caractère déclencheur des premières tempêtes holocènes pourrait être favorisé par une forte détérioration des matériaux à l’origine d’une couche d’altérite. Cette couche se serait accumulée sous l’action des forçages continentaux depuis la fin du MIS 5.5, soit une période totale d’environ 110 ka (*régression marine*). Ainsi, lors de l’immersion de la côte vers 6-7 ka B.P, les plateformes se seraient installées à la suite d’une érosion différentielle prononcée (matériaux sain/altéré - ex, [Trenaile, 2000](#)), qualifiant ainsi ce mode d’érosion **catastrophique** comme étant une “**purge eustatique**” à l’image des “*purges glaciaires*” engendrées lors du retrait des glaciers (ex. [Lebourg, 2000](#)).

La considération des temps propres au Quaternaire facilitera donc l’interprétation de l’action des variations eustatiques sur la morphologie côtière. La question est de déterminer si la côte actuelle est majoritairement modelée par des maxima marins et/ou des périodes de régression, sans compter que cette forme doit aussi dépendre du grain litho-structural. C’est ce que nous proposons d’aborder dans le prochain et dernier chapitre en effectuant cette fois-ci une analyse morphométrique de la côte à l’échelle régionale (*cf. Chapitre 5*).

Chapitre 5

Morphologie côtière de l'érosion Quaternaire

Apport de l'analyse morpho-métrique multi-spatiale
à la compréhension de l'érosion régionale



Photographie du Cap Morgiou (Calanques de Marseille 13, d'après Collina-Girard)

Chapitre 5 : Morphologie côtière de l'érosion Quaternaire : apport de l'analyse morpho-métrique multi-spatiale à la compréhension de l'érosion régionale.

1. Introduction, stratégie et problématique	254
2. Article 2 : Large scale structural control on regional coastline orientations: example from South-eastern France	259
2. 1. INTRODUCTION.....	262
2. 2. REGIONAL GEOLOGICAL SETTING	263
2. 3. DATA AND METHOD	265
2. 4. RESULTS.....	266
2. 5. DISCUSSION	266
2. 6. CONCLUSION	269
3. Article 3 : Multi-scale measurement of the Mediterranean Coastline complexity and its interactions between the structural control and the dominant erosion processes: example from South-eastern France	270
3. 1. INTRODUCTION.....	273
3. 2. GEOLOGICAL SETTING.....	275
3. 3. METHOD.....	278
3. 3. 1. Angle Measurement Technique (AMT).....	278
3. 3. 2. Reading AMT frequency diagrams for simple theoretical cases.	279
3. 3. 3. Application to more complex cases.	281
3. 4. APPLICATION OF THE AMT FOR A REGIONAL ANALYSIS.....	284
3. 4. 1. Construction of the dataset.	284
3. 4. 2. Characterizing coastline complexity (Omsl, L3).....	284
3. 4. 3. Comparing coastline to geomorphic lines.....	285
3. 5. DISCUSSION.	289
3. 6. CONCLUSION.	294
4. Discussion et conclusion du chapitre 5	296

1. Introduction, stratégie et problématique.

La mise en place des modelés de la côte méditerranéenne n'a pas beaucoup été étudiée et est à ce jour encore peu comprise. Néanmoins, certains éléments morphologiques fournissent des arguments en faveur d'une érosion active qui semble façonner le paysage de la Prouvenço au cours du Quaternaire, tels les **plateformes d'érosion marine** installées depuis l'Holocène (cf. *Chapitre 4*) ou les **parois subverticales des falaises** qui découpent l'ensemble régional. Ces formes d'ablation engendrent, indépendamment des lithologies indurées, une anomalie dans le paysage caractérisée par des ruptures de pente prononcées (Figure 114).

Toutefois si l'on considère des fenêtres temporelles plus courtes (annuelles à séculaires, cf. *Chapitre 2 et 3*), les occurrences susceptibles d'entretenir ces formes d'ablation n'apparaissent pas être aussi fréquentes et intenses que certains environnements méso/macrotidaux (ex. Moore et al., 1999 ; Duperré et al, 2002 ; Moore et Griggs, 2002 ; Costa et al, 2004; Marques, 2006; Rosser et al., 2007; Dewez et al, 2013; Michoud et al., 2014). Or dans un contexte où l'érosion apparaît comme une composante lente, il est très difficile de déterminer précisément l'évolution des milieux côtiers (ex. Trenhaile, 2002). Dans ce cas l'enjeu majeur est de quantifier à plus long terme le comportement morphologique propre aux environnements microtidaux. Cette approche est possible en considérant que la forme géométrique du trait de côte résulte d'une érosion accumulée depuis la fin du Pléistocène jusqu'à l'Holocène, c'est à dire au cours du Quaternaire.

Le trait de côte matérialise la ligne d'interface entre la mer et les reliefs côtiers. Bien que la considération d'une simple ligne soit triviale, la compréhension de la nature des ondulations est bien plus complexe compte tenu de la diversité des paysages côtiers (ex. très dentelés à lisses). Pour rappel, trois principaux modèles théoriques permettent d'expliquer l'origine morphologique de la côte (Valentin, 1952 in Finkl, 2004 ; Bloom, 1965 ; Derruau, 1972 ; Trenhaile, 2002). (1) Lorsque la côte n'a pas encore subi d'érosion marine elle est issue d'une **formation primaire**. Dans ce cas c'est la morphologie des paléo-reliefs¹⁶³ émergeant hors du niveau marin qui détermine le modelé du trait de côte (ex. des rias ou des fjords). (2) En revanche lorsque ces reliefs hérités sont modifiés par des processus marins, la côte est issue

¹⁶³ Ces paléo-reliefs peuvent être hérités d'une érosion marine associée aux anciens niveaux marins (ex. 125 ka, 340 ka, 420 ka), ou de manière plus courante d'une érosion continentale (ex. incision) lors des baisses prononcées du niveau de base.

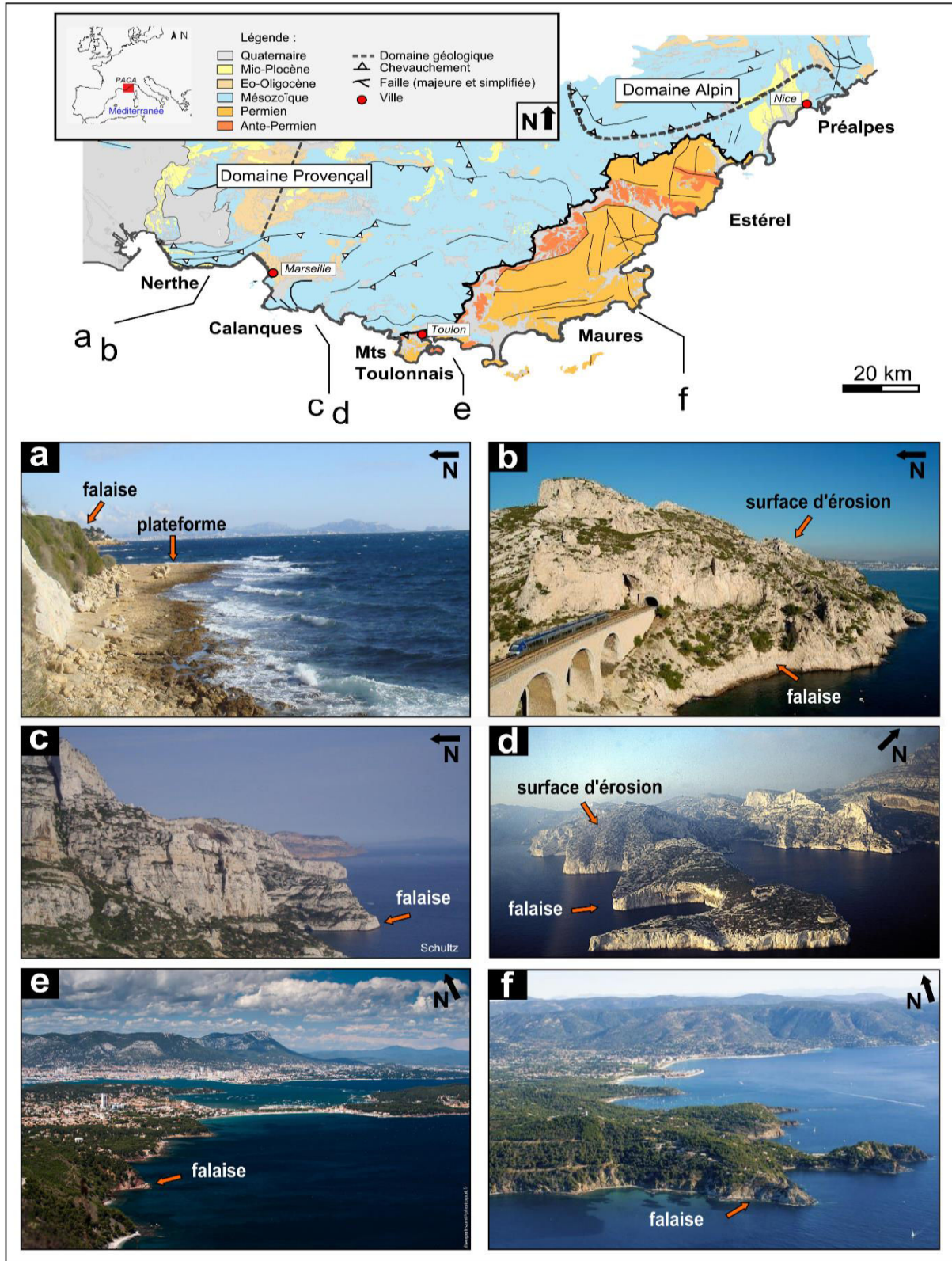


Figure 114. Contexte général de la morphologie côtière en région PACA. a- Falaise composée de calcarénite contenant à leur base des plateformes d'érosion marine (Nerthe). b- Falaise calcaire plongeante découpant une surface d'érosion continentale (Nerthe). c- Falaise calcaire plongeante (Calanques). d- Falaise calcaire entaillant le Cap Morgiou et découpant la pente d'érosion continentale (Calanques). e- Falaise métamorphique (Toulon). f- Falaise métamorphique découpant plusieurs caps (Maures).

d'une *formation secondaire*. D'après ce modèle les côtes rugueuses tendraient donc à s'adoucir progressivement sous l'action des vagues (Sunamura, 1992 ; Trenhaile, 2002). Enfin (3) la côte peut être *polygénique*, c'est à dire qu'elle contient des portions à la fois d'origines primaires et secondaires.

Qu'il s'agisse d'une côte *primaire* (érosion d'origine continentale associée aux périodes de régression marine) ou bien *secondaire* (érosion marine et/ou continentale associée(s) aux maxima marins), la forme correspondant au littoral actuel (0 msl) est en grande partie caractéristique des propriétés intrinsèques de la roche, c'est-à-dire fonction de la nature *lithologique* et des *discontinuités* (ex. Naylor et Stephenson, 2010). De toute évidence une lithologie homogène engendre plutôt une tendance linéaire, alors que des lithologies hétérogènes¹⁶⁴ favorisent une érosion différentielle à l'origine d'un trait de côte plus ondulé (ex. Porter-Smith et McKinlay, 2012). Quant à la contribution des discontinuités géologiques à modeler le littoral, elle est encore peu comprise. Toutefois, des travaux suggèrent que les réseaux de failles et fractures possèderaient un rôle déterminant sur l'évolution de la morphologie côtière (ex. Genter et al., 2004 ; Jiang et Plotnick, 1998; Zhu et al., 2004; Kennedy, 2010; Moura et al., 2011). Par exemple, la côte au niveau des Calanques (Figure 114) présenterait un découpage principalement contrôlé par les discontinuités (Collina-Girard, 1995).

Les structures géologiques sont donc susceptibles de guider l'érosion selon leurs orientations principales. La question peut donc se poser sur le degré du contrôle des discontinuités à orienter le littoral PACA, et ce en fonction d'une grande diversité lithologique (sédimentaire, métamorphique et volcanique).

De manière générale les différentes ondulations de la côte régionale correspondent à une succession de caps et de baies emboîtées à plusieurs échelles spatiales, comme on peut le voir sur la Figure 114 au niveau des Calanques, de Toulon ou des Maures. La compréhension de l'architecture de ces séquences de motifs géométriques est indispensable dans l'objectif de préciser quel est le rôle structural à guider une érosion multi-échelle. C'est d'ailleurs Mandelbrot¹⁶⁵ qui dès les années 1970 remarqua que la côte *Bretonne* possédait une structure fractale, c'est à dire que les golfes, baies, anses, criques et anfractuosités des rochers présentaient les mêmes types d'irrégularités géométriques à différentes échelles. Mais après de

¹⁶⁴ Imposées par exemple par la présence d'une succession d'antiformes et de synformes.

¹⁶⁵ Benoît Mandelbrot est un mathématicien français à l'origine de la théorie des fractales ("fractus" = se briser) et recense de nombreux objets dits fractals dans la nature.

nombreuses applications des fractales sur les milieux côtiers (ex. Mandelbrot, 1967 ; Goodchild and Mark, 1987 ; Jiang and Plotnick, 1998 ; Dai et al., 2004 ; Zhu et al., 2004 ; D'Alessandro et al., 2006), la méthode s'est avérée limitée à toutes les échelles spatiales par un problème “*d'auto-similarité*” : toutes les côtes ne sont pas fractales, même si elles possèdent pourtant des motifs géométriques très marqués. Ainsi l'utilisation d'une méthode alternative encore peu connue : l'AMT (“*Angle Measurement Technique*”), a permis de quantifier l'amplitude de toutes les formes géométriques d'un objet morphologique (Andrle, 1994). Connaissant les différentes longueurs d'ondes qui affectent la côte, il est alors possible de les relier en partie avec les contextes litho-structuraux (Bartley et al., 2001 ; Porter-Smith and McKinlay, 2012).

Ce chapitre vise donc à comprendre **l'origine de la morphologie** du littoral PACA en testant l'influence du grain structural régional et local sur la morphologie côtière. Cette analyse permettra aussi une réflexion concernant l'action dominante des processus d'érosion durant le Quaternaire, c'est à dire en intégrant l'influence des cycles eustatiques (succession des régressions et transgressions marines).

La *première partie (cf. 2)* présentera une étude sur la contribution des *discontinuités géologiques* à façonner la morphologie de la côte PACA (*principe de la géomorphologie structurale*). L'objectif principal sera de tester si la géométrie de la côte possède les mêmes **tendances d'orientation** que les structures géologiques. Pour cela nous effectuerons une comparaison à l'échelle régionale entre les orientations de la côte rocheuse et celles des accidents tectoniques localisés à proximités du littoral.

La *deuxième partie (cf. 3)* visera à quantifier les **niveaux de découpage** (rugosité) qui affectent le littoral PACA en fonction de leur longueur d'onde, depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle régionale (*principe de la géomorphologie multi-échelle ou théorique*). L'objectif sera de préciser (1) quelle est la part du contrôle litho-structural sur l'architecture générale de la côte, mais aussi de déterminer (2) quelle est la contribution des processus météo-marins au cours du Quaternaire. Ce travail abordera donc le littoral au travers de la notion de “*complexité*” qui caractérise la dimension et la forme des modelés morphologiques (baies et caps). Pour cela nous utiliserons une approche basée sur la mesure morphométrique multi-échelle au travers de la méthode AMT. Une fois les relations établies entre les modelés de la côte actuelle et le contexte litho-structural, nous effectuerons une comparaison régionale de la complexité du trait de côte avec celle associée à des structures supposées formées par une érosion continentale ou marine. Cette comparaison nous permettra finalement d'identifier

l'origine de la formation de la côte (*primaire, secondaire* ou *polygénique*) ainsi que de préciser l'action dominante des processus d'érosion.

Enfin, la *dernière partie de ce chapitre (cf.4)* présentera une synthèse de l'analyse morphométrique multi-échelle sur l'ensemble régional. Une discussion concernant la mise en place de la morphologie côtière sera proposée et reliée avec les observations établies à plus court terme (annuelles, séculaires et millénaires). Un dernier modèle conceptuel de l'érosion sera interprété à l'échelle du Quaternaire.

2. Article 2 : Large scale structural control on regional coastline orientations: example from South-eastern France.

Résumé de l'article :

L'expression de la morphologie côtière résulte de l'interaction des forçages météorologiques avec les propriétés intrinsèques de la roche (nature, résistance mécanique et présence de plan de faiblesse). Cette interaction est à l'origine d'une réponse spécifique de l'érosion. Parmi ces propriétés constitutives de la roche, la contribution des discontinuités géologiques dans le processus d'érosion des milieux côtiers est encore peu comprise. Néanmoins, des travaux récents suggèrent que les structures géologiques (ex. *failles, fractures, joints ou plis*) possèderaient un rôle déterminant sur l'évolution de la morphologie côtière, notamment sur l'érosion des plateformes marines. La question peut donc se poser concernant leurs degrés de contrôle sur l'érosion des falaises de la région PACA.

Dans l'objectif d'appréhender l'évolution des côtes rocheuses sur le long terme, il est fondamental de comprendre la façon dont le grain structural interagit avec les processus d'érosion, et ce pour différents environnements lithologiques. En effet les différentes structures régionales constituent des zones de faiblesses mécaniques qui pourraient concentrer et guider l'érosion selon leurs orientations principales. L'exercice proposé dans cette partie est donc de tester si la géométrie générale de la côte possède les mêmes tendances d'orientation que les structures géologiques. Pour cela nous présentons une comparaison effectuée à l'échelle régionale entre les orientations de la côte rocheuse (considérée sous la forme du trait de côte) et celles des accidents tectoniques localisés à proximités du littoral (sous la forme de failles et fractures). L'intérêt de cette analyse est qu'elle est effectuée sur les six différentes unités litho-structurales¹⁶⁶ de la région PACA (se référer au *Chapitre 1 – cf. 2.2.3* pour leur définition). Chacune de ces unités représente donc un contexte lithologique et tectonique caractéristique.

Ce travail révèle pour l'ensemble régional, l'existence de fortes similitudes entre les géométries côtières et structurales. Elles sont toutes les deux majoritairement orientées selon un axe dominant E-O, et ce indépendamment de la lithologie. Cependant dans certains contextes particuliers, comme dans le cas d'un héritage tectonique plus complexe, la relation directe entre

¹⁶⁶ Pour rappel, la Nerthe, les Calanques, Toulon, les Maures, l'Estérel et Nice (Figure 30).

les failles et la morphologie côtière est plus confuse. Ce cas de figure est très bien représenté dans le secteur des Maures qui est affecté par des plis dont l'amplitude est pluri-kilométrique. Nous proposons une discussion sur le degré de contrôle du contexte morpho-structural à prédestiner l'évolution de la côte à la fois à partir des discontinuités locales (ex. failles et fractures) mais aussi à partir de l'architecture des structures géologiques à plus grande échelle (ex. anticlinaux ou synclinaux). Ces dernières peuvent par exemple faciliter des modes d'érosion différentielle de la côte, qui dans ce cas n'est plus contrôlée par les discontinuités. A partir de ces observations nous concluons que le niveau de complexité du grain structural de la région PACA semble contraindre de manière très significative la morphologie côtière. La validation de cette hypothèse pourrait être établie en explorant cette-fois ci un autre domaine d'étude, celui de l'analyse morphométrique multi-spatiale.

Article 2 publié dans : [Journal of Coastal Research \(2013\) 1687-1691](#),
Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England),
Special Issue No. 65, ISSN 0749-0208.

Large scale structural control on regional coastline orientations: example from South-eastern France.

Jérémy Giuliano†‡∞, Thomas Lebourg†, Vincent Godard‡, Thomas Dewez∞, Emmanuel Tric† and Nathalie Marçot∞

† *Université de Nice Sophia Antipolis, CNRS, Géoazur UMR 6526, Observatoire de la Côte d'Azur, 06560, Valbonne, France.*

‡ *Aix-Marseille Université, CNRS, CEREGE UMR 7330, 13545 Aix-en-Provence, France.*

∞ *BRGM, Natural Risk Department, 45100 Orléans and PACA Territorial Direction, 13009 Marseille, France.*

Abstract:

The morphology of rocky coastlines is the expression of the interaction between external forcings and the intrinsic rock mass properties, leading to a specific erosional response. Among these rock mass properties the contribution of structural discontinuities is still poorly understood. Nevertheless, recent studies suggest that geological structures may have a first order influence in controlling the coast morphology. Understanding how the structural pattern interacts with erosion processes is fundamental to assess the evolution of these environments. We propose a regional comparison between the orientation of rocky shorelines and faults segments in six different litho-structural units in the Provence and Côte d'Azur area (southern France). Our analysis reveals that in many of these sectors the dominant fault trend (E-W) is also present in the distribution of coastlines orientations. In some particular areas, a complex geological inheritance (Maures) blurs this apparent relationship between faults and coastal morphology. We conclude that, in our study area, the level of complexity of the structural setting seems to significantly control the nature and shape of the coastline.

Additional index words: *Rocky coast, fault, discontinuity, lithology, morphology, Mediterranean coast*

2. 1. INTRODUCTION.

At large and intermediate wavelengths (1-100km) rocky shorelines are often sinuous and heterogeneous, as a result of their evolution under the influence of marine and continental forcings (Bartley et al., 2001; Porter-Smith and McKinlay, 2012). This macro-scale morphology is the expression of the action of elementary erosion processes at shorter wavelengths (< 1km) which lead to the development of shore platforms by landward retreat of cliff edges. These local erosion processes depend on (i) the intensity and duration of the forcing and (ii) the intrinsic rock mass properties (Threnaile et al., 1998; Andriani et al., 2005; Thornton and Stephenson, 2006; Llopis, 2006; Naylor and Stephenson, 2010 ; Naylor et al., 2010) which would be predominant for cliff erosion (Jonnes et al., 1993; Budetta et al., 2000; De Lange and Moon, 2005). Rock mass properties encompass three types of contributions (Sunamura, 1994): lithology, mechanical strength and structural discontinuities (Naylor and Stephenson, 2010). Whereas the influence of the two former have been extensively investigated, the actual control of the latter is poorly understood. Nevertheless some studies suggest that elementary geological structures (vertical fractures, joints, faults and folds) may have a first order influence in controlling the processes of coastal erosion (Kennedy, 2010; Moura et al., 2011; Porter-Smith and McKinlay, 2012).

A quantitative understanding of how this local structural pattern interacts with erosion processes is critical to assess its influence on long-wavelength morphologies. These geological structures are associated with zones of mechanical weakness that can focus and guide active erosion. For that reason, a test of their importance in rocky coast evolution could be to assess, whether or not, their orientation pattern is reflected by the local geometry of the coastline. In this work we study the orientation relationships between inland tectonic structures and coastlines, in order to test if the rocky coastline trends are matched by faulting patterns, in different litho-tectonic units. We focus on a section of the occidental Mediterranean coast in Southeastern France which is a favorable study area because it presents well developed stretches of cliffs carved into a wide spectrum of lithologies.

2. 2. REGIONAL GEOLOGICAL SETTING.

The Mediterranean coastline in SE France, along the Provence and Côte d'Azur areas, is about 700km long, with almost 70% of it made of cliffs (Figure 115). These cliffs height are typically comprised between 3 and 80 m, with a maximum at 250 m (Figure 115-b) and well developed vertical faces (Figure 116). They expose contrasted lithologies that include Mesozoic and Cenozoic marine sediments in most parts of the region and Paleozoic metamorphic, and volcanic formations in the Maures and Esterel areas (Figure 115-a & b).

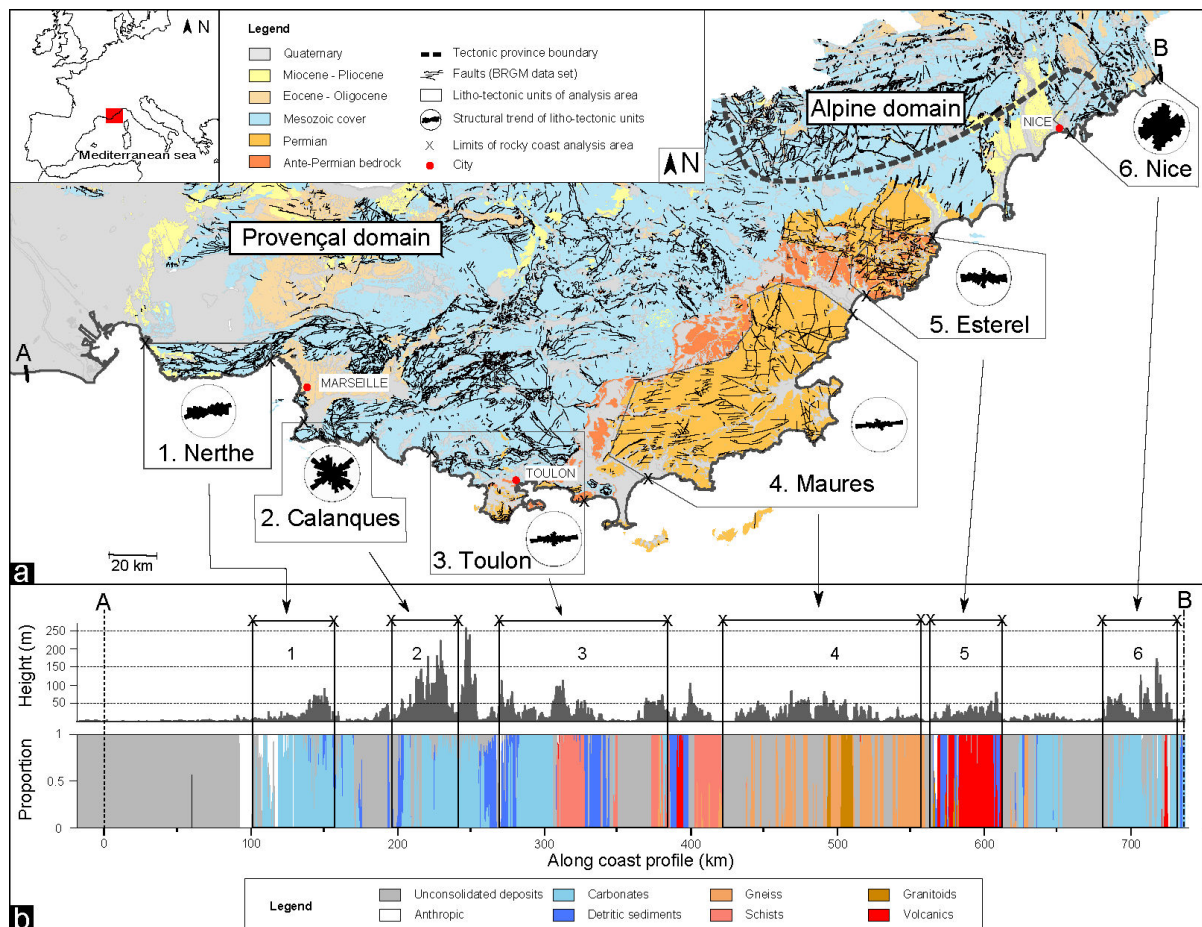


Figure 115. Geological context and rocky coast configuration of the six litho-tectonic units investigated in PACA region. a- Simplified map showing the regional spatial distribution of both the age formation (from ante-Permian to Quaternary) and the structural pattern (map from Bd Harm-50 Bouches-du-Rhône, Var and Alpes-Maritimes, scale 1/50.000 ©BRGM 2008). b- Curvilinear profile representing the elevation changes along the littoral fringe (DEM from BDTPO® ©IGN – PFA 2008, scale 1/25.000) and the dominant lithologies associated (map from Bd Harm-50 Bouches du Rhône, Var and Alpes-Maritimes, scale 1/50.000 ©BRGM 2008).

The tectonic style of the region is dominated by the Provençal and the Alpine domains influence, and the structural pattern reflects a combination of dominant E-W-trending thrusts, NE- to NNE-trending strike-slip faults and N-S-trending normal faults (Figure 115-a). These fault systems result from the superposition of several tectonic phases: the Hercynian orogenic cycle (Devonian- Permian) the superposition of several tectonic phases: the Hercynian orogenic cycle (Devonian- Permian) followed by two other events associated with the Pyrenean and Alpine cycles (Late Cretaceous to Eocene and Miocene to Present) separated by an Oligocene rifting (Edel, 1980; Orsini et al., 1980; Combes, 1984; Ritz, 1991; Champion, 1999; Baroux et al., 2001; Siame et al., 2004; Molliex, 2009; Molliex et al., 2011).

This diversity of lithologies and tectonic histories, as well as a strong influence of structural inheritance, results in variations of bedrock nature and texture along the coast. Such contrasts are likely to influence the morphology of the rocky part of the coastline, but it is currently unclear if and how these different geologic patterns are going to be reflected in coast orientations.

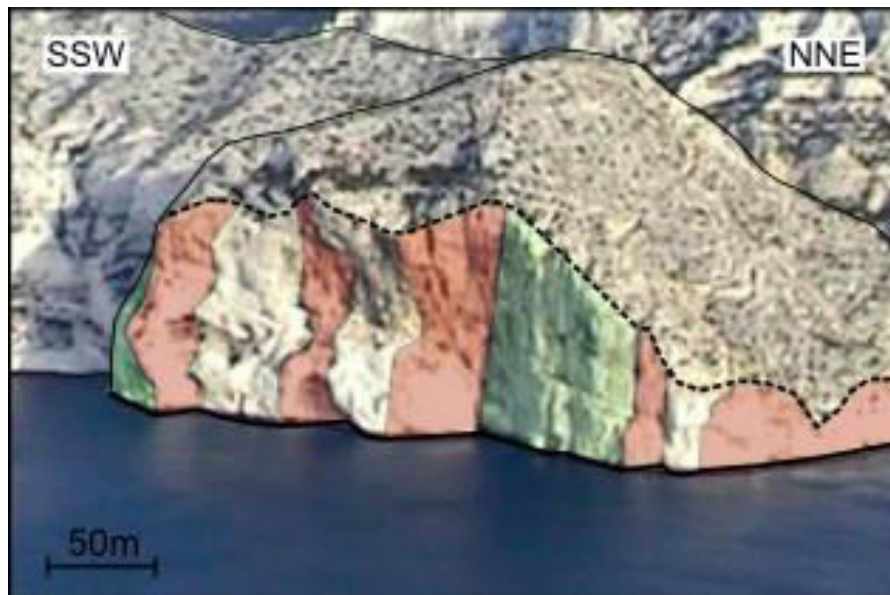


Figure 116. Aerial photo interpretation in Calanques area showing the dihedral configuration of cliffs faces: green and red shadings correspond to E-W and N-S orientations, respectively (photo BRGM C. Mathon and N. Marçot, 2002).

2. 3. DATA AND METHOD.

The main objective of this study is to test the dependence of rocky coastline orientation with respect to geological structures. We stratify this analysis in six litho-tectonic units as the Provence and Côte d'Azur coastline crosses the Alpine and Provençal domain with different structural styles (Figure 115-a). The data consists in (i) faults segments reported on the 1/50.000 geological maps (Bd Charm-50 Bouches du Rhône, Var and Alpes-Maritimes, scale 1/50.000 ©BRGM 2008) and (ii) rocky segments of the 1/25.000 topographic map coastlines (HistoLitt® ©IGN-SHOM 2009).

The dataset consists of 48795 fault segments (total length 5190km) and 5827 rocky shore segments (total length 504.8km). In order to counterbalance the over-expression of azimuthal values of short segments (Figure 117), both faults and shore segments sets are normalized by their respective total length. Azimuths are expressed in the 0-180° range clockwise from North and discrete azimuthal histograms were made continuous Gaussian kernel density distribution (Figure 118), with constant bandwidth across all studied regions. The bandwidth selection is. 3.6° for faults azimuth and 6.7° for coastlines, it is determined by implementation of the methods of Sheather & Jones (1991) using pilot estimation of derivatives.

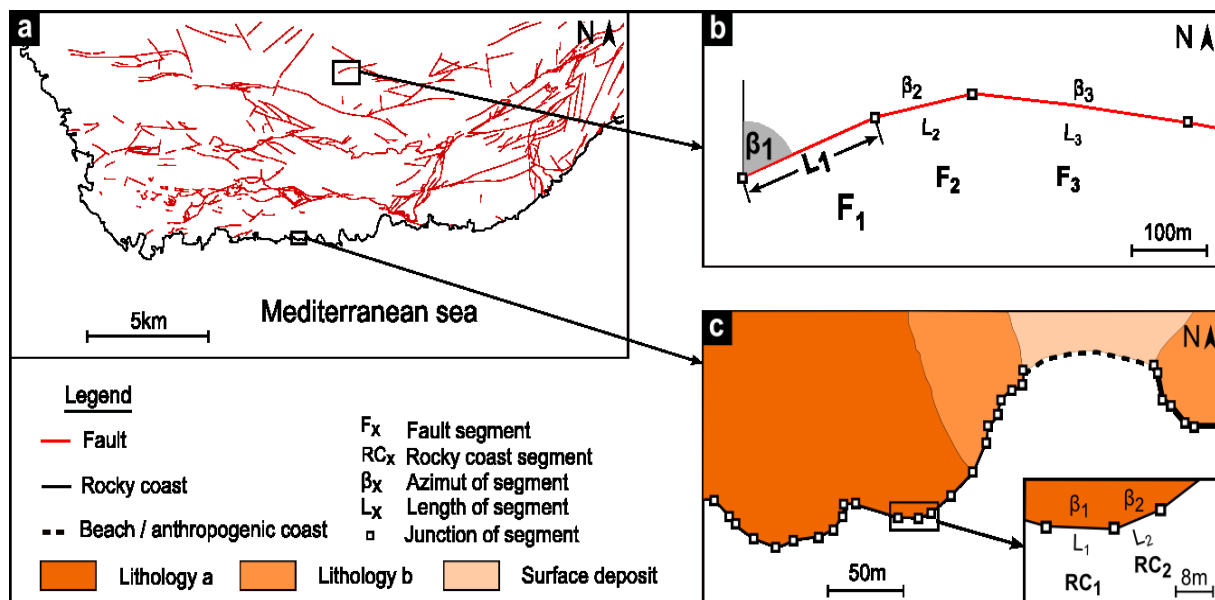


Figure 117. Measurement method for fault and rocky coasts azimuth segments. a- Example of dataset in Nerthe area containing fault and rocky coast segments. b- Measurement principles of azimuth and length for each fault segment. c- Same measurement principles for coastline, but only applied to the rocky part (beach and anthropogenic parts of the coastline are excluded).

2. 4. RESULTS.

The distributions of coastline orientations display a dominant E-W trend in all but two investigated areas (Maures and Nice) which present spread distributions (Figure 118). The Nerthe, Calanques and Esterel areas, also contain secondary modes focused on the N-S, NE-SW and NW-SE directions i.e. around 10° , 50° and 130° .

In comparison, the distributions of the fault orientations display two main trends (Figure 118). The first one is the E-W direction similar to that of the coastline distributions. The density values of the associated modes are globally higher than for the corresponding coastline in most areas (except in Toulon where they are roughly equal). The second is only present in Calanques area, and corresponds to a multi-modal distribution focused on NE-SW and NW-SE orientation (around 50° and 130°), while the E-W mode is poorly expressed.

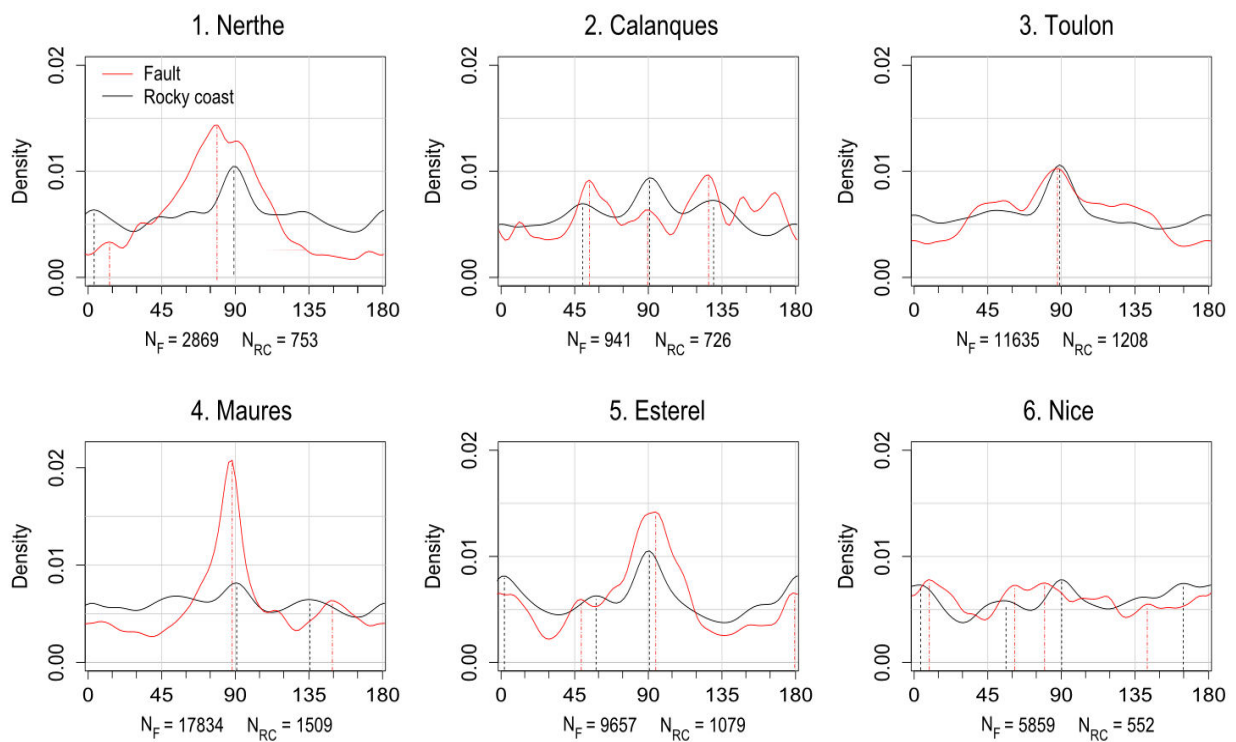


Figure 118. Normalized density distribution for each litho-tectonic unit of the coastline and faulting orientations obtained by Gaussian Kernel smoothing (R Core Team, 2012): N_F and N_{RC} corresponding to number of fault and rocky coast segments, respectively.

2. 5. DISCUSSION.

The investigated rocky coastline is characterized by a specific morphology and changes in dominant orientations while it crosses different geological units (Figure 115). In order to

understand the origin of this morphology and the control parameters, we first need to determine if there is a systematic association between these changes in geometry and structure orientations. A first inspection of coastline orientation distributions (Figure 118) suggests that the different litho-tectonic units of the region display significantly different shapes, that are associated with (i) variations in the intensity of the dominant E-W trend, (ii) the presence or absence of secondary trends (NE-SW, NW-SE and N-S-trending in Calanques, Nerthe and Esterel areas), and (iii) the absence of any preferential orientation of the coastline in areas such as Maures and Nice.

The systematic comparison of coastline and faults orientations (Figure 118) allows further testing the idea of such structural control.

(1) – We observe the expression of similar E-W and secondary trends for coastline and faults in several areas (Nerthe, Toulon, Esterel). Even if the E-W modes of the fault distribution are generally more pronounced, this similar pattern suggests a significant influence of geological structures.

(2) – In the Calanques area the E-W mode is present in the coastline but poorly represented in the fault orientations. The fault density of this area (number of fault segment divided by the surface area of the associated litho-tectonic unit) is significantly lower when compared with other areas (*Tableau*). This is probably a consequence either of a lower structural development in this litho-tectonic unit or of an undersampling in the fault database. However the secondary trends (NE-SW and NW-SE), are present for both coastlines and faults orientations which suggests the existence of a structural influence (Collina-Girard, 1995) and that the slightly distorted fault azimuth distribution could be due to a bias in our sampling of the structural map.

(3) – While significantly different from the other areas, the spread distributions of the coastline and faults orientation near Nice appear to match. Here, the absence of a well-defined dominant orientation can be related to the transition from the influence of the Provençal domain to that of the southern Alpine domain (Figure 115-a).

(4) – Finally, the very pronounced E-W trend of the faults in the Maures area contrasts with that of the coastline, which do not display any preferential orientation. This area belongs to the oldest structural unit of the region (Paleozoic basement), and has been deformed during (i) the recent Pyrenean-Alpine collision cycles that are responsible for most of the E-W-trending faults and (ii) the older Hercynian orogenic cycle which resulted in the development

of N-S folds and foliation (Corsi and Rolland, 2009). This folding orientation implies rapid lateral variations of the properties of the metamorphic exposed along the coast. The differential erosion associated with these lithological changes could be responsible for the more complex orientation pattern observed along this section of the coastline.

Tableau 4. Fault density for the 6 litho-tectonic units, S is the surface area, N_F the fault number (see Figure 118), N_F/S the density value and S/N_F norm the density value normalized on the Esterel density.

Litho-tectonic unit	S [m ²]	N_F	N_F/S [N.m ⁻²]	N_F/S [norm]
1. Nerthe	52780	2869	0.05	0.57
2. Calanques	43494	941	0.02	0.23
3. Toulon	124497	11635	0.09	0.98
4. Maures	354391	17834	0.05	0.53
5. Estérel	101587	9657	0.10	1.00
6. Nice	152991	5859	0.04	0.40

These comparisons suggest that in most parts of the region the orientation of the rocky coastline shows a substantial level of geological control, associated with spatial changes in fault orientation and lithology. At long-wavelengths (50-100km), the faulting pattern reflects the dominant control of the tectonic domain: the E-W inherited faults of the Provençal domain results in a unidirectional coastline orientation (Nerthe, Calanques, Toulon and Esterel), whereas the absence of preferred orientations farther west (Nice) could be a consequence of the evenly distributed fault orientations in the Alpine domain.

This regional tectonic control on coastal morphology occurs due to the presence at shorter wavelengths (<1 km) of vertical fractures, faults and joints that weaken the rock mass and focus active erosion (Kennedy, 2010 and Porter-Smith and McKinlay, 2012).

The particular situation of the Maures area illustrates the idea that this influence of tectonic structures orientation can be overridden by lateral variations in lithology at intermediate scales (1-50km). The influence of weak layers in dictating the morphological evolution of cliff faces has been observed at the outcrop scale (Trenhaile, 1987 and Moura et al., 2011) and we suspect that similar lithology-dependent processes might operate at intermediate wavelengths along this part of the coastline.

Along the French chalk coast, Genter et al. (2004) observe no clear relationship between the tectonic patterns and recent cliff retreat, whereas the longer time-scale evolution appears to be more dependent on inherited structures. These observations highlight the importance of taking into account the temporal history of cliff retreat in addition to the spatial pattern.

2. 6. CONCLUSION.

We conducted a regional comparison between 1/25.000 rocky shoreline segments orientation and faults segments mapped on the 1/50.000 geological maps in Provence and Côte d'Azur region of southern France. Six litho-structural units were distinguished by differences of structural style and lithology in two major tectonic domains: the Provençal and the Alpine domains. The analysis was carried out by azimuthal distribution comparisons of normalized kernel density of both data sets.

The level of complexity and spatial scale of the geological setting appears to be determinant in controlling how the regional structural pattern interacts with erosion processes. In a global monocline configuration at the tectonic domain scale, the faulting orientation controls part of the rocky shoreline, whereas in the case of an important development of folding at intermediate scale (1-10km), the resulting lithological variation seems to affect coastal orientations.

Thus, in the investigated region, the inherited tectonic pattern appears to exert a significant control on coastal morphology. Further analysis of these relationships between coastlines and tectonic structures should focus on the existence of such control over a range of length scales, and in the implementation of adaptive bandwidth variation for each litho-structural units. The distinction of the coastline morphology distribution (plunging cliffs and shore platforms) could also help to precise the modes of evolution of these rocky coasts.

Acknowledgement.

This work was supported by the Provence-Alpes Côte d'Azur (PACA) French administrative region, through the VALSE 2011_15307 research project. The authors thank J. Fleury and Ph. Dussouillez for their GIS contributions, and also J. Lassauque and M. Pasturel for help with R programing.

References: *Available in the general reference list at the end of this manuscript.*

3. Article 3 : Multi-scale measurement of the Mediterranean Coastline complexity and its interactions between the structural control and the dominant erosion processes: example from South-eastern France.

Résumé de l'article :

La morphologie côtière peut être abordée sous son aspect le plus simplifié, c'est à dire en étudiant le trait de côte qui matérialise la ligne de contact entre la mer et les reliefs côtiers. Bien que sa désignation soit simple, sa forme est bien plus complexe à comprendre compte tenu de la diversité des paysages côtiers. De manière générale la côte est définie par une succession de baies et de caps emboîtés à différentes longueurs d'onde. Cette séquence de motifs géométriques dépend principalement de l'interaction entre les propriétés intrinsèques du milieu et l'action des forçages météo-marins.

La caractérisation du trait de côte selon une approche multi-échelle a pour objectif cette-fois ci de déterminer (1) la contribution des processus d'érosion, mais aussi (2) de préciser le rôle litho-structural dans le façonnement de l'architecture générale de la côte (concept introduit précédemment dans la première partie de ce chapitre, *cf.* 2). L'enjeu principal est donc de pouvoir quantifier les différents motifs qui composent le littoral PACA depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle régionale. Cette étude aborde donc le concept de la "complexité côtière" qui définit précisément les modelés géométriques en fonction de leurs différentes longueurs d'onde (c.-à.-d. à toutes les échelles spatiales).

Afin de quantifier les différents degrés de complexité qui affectent les six unités litho-structurales du littoral PACA, nous utilisons dans cette deuxième partie une approche basée sur un outil morphométrique qui dépasse les limites des fractales : l'AMT (*Angle Measurement Technique*¹⁶⁷). Après une présentation des différents développements méthodologiques de l'AMT, nous effectuons une analyse de la complexité mesurée. Cette dernière, nous permet de confirmer l'importance majeure de l'héritage tectonique à façonner le paysage côtier. Ce contrôle se traduit, pour une configuration monoclinale (tabulaire) au travers des discontinuités (ex. failles, fractures) qui semblent guider le modelé côtier sur une longueur d'onde d'environ 1 km d'amplitude. En revanche, pour une configuration affectée par des plis, il apparaît que

¹⁶⁷ Les codes du calcul de l'AMT développés dans ce travail en langage de programmation R sont présentés dans l'**Annexe 6**.

c'est plutôt l'amplitude des déformations (succession d'antiforme et de synforme) qui engendre des morphologies imbriquées sur des longueurs d'ondes pluri-kilométriques. Dans ce cas, les modelés du littoral seraient bien l'expression d'une érosion différentielle de la côte. Indépendamment des contextes litho-structuraux, nous mettons en évidence que le littoral PACA est constitué par une rugosité à faible longueur d'onde (<1 km). Ces petits modelés correspondent à des promontoires et des anses, dont la mise en place est souvent associée à l'action des vagues.

Dans l'objectif de déterminer la contribution des processus d'érosion marine par rapport à l'érosion subaérienne, nous proposons une comparaison régionale de la complexité du trait de côte avec celle associée aux courbes de niveau supposées formées uniquement par l'action continentale ou marine. Pour la majorité du littoral PACA les différences sont peu significatives et attestent que le trait de côte actuel contourne en grande parties les massifs côtiers. Nous interprétons que ces derniers constitueraient plutôt des reliefs hérités d'une érosion continentale lors des grandes périodes de régression du Quaternaire. Bien que la côte présente des marqueurs d'une érosion marine attestés par la mise en place de plateformes marines, l'ampleur de ces processus d'érosion ne modifie pas de manière significative les reliefs côtiers qui semblent évoluer parallèlement aux morphologies héritées. Nous concluons que pour un contexte microtidal méditerranéen, la complexité de la côte PACA est principalement guidée par le grain structural, contrôle d'autant plus favorisé par les baisses du niveau de base au travers des incisions continentales.

Article 3 en cours de soumission dans : [Geomorphology \(2015\)](#).

Multi-scale measurement of the Mediterranean Coastline complexity and its interactions between the structural control and the dominant erosion processes: example from South-eastern France.

Abstract:

The coastline can be described as a complex succession of headlands and bays at different length-scales. This sequence of combined patterns is related to the general concept of complexity and results from the interactions between the external forcing and the intrinsic rock mass properties. Characterizing global trend and local features of the coastline (e.g. smooth to ruffle) is a great challenge to understand (1) how the structural pattern interacts with erosion processes and (2) to which degree the coast has been modified by marine and/or continental erosion. This is why we describe new applications of a useful geomorphic tool which quantifies precisely the coastal complexity at all scales: the *Angle Measurement Technique* (AMT). We propose a regional analysis of the coastal complexity in six various litho-structural settings in the western Mediterranean Sea (Provence and Côte d'Azur area, southern France). Our analysis reveals that the inherited tectonic pattern appears to play a greater role in controlling the nature and scale of coastal morphology: the fault pattern strongly controls the coastline at ~1km length-scale, whereas folding produces rather the ruffled coastline features at 2km, 3km and 7km length-scales. Furthermore to determine the type of erosion processes, we applied a comparison between these characteristic coastal features and specific geomorphic lines which are shaped only by continental erosion or marine erosion. No significant differences are observed and suggest that the present-day coastline (0msl) is associated with a crenulated coastline shape only because the sea penetrates into talwegs from paleo-reliefs, i.e. that the coastline defines quite simply the contour of inland reliefs. These reliefs are probably shaped by continental erosion processes, set up during the low sea levels period. We conclude that for a microtidal Mediterranean environment, wave action appears to play a second role exploiting

coastal weaknesses, which is ultimately tectonically controlled under a combined action of terrestrial erosion processes and Quaternary eustatic changes.

Additional index words: *coastline complexity, coastal morphology, tectonic, folding, fault, Quaternary, Mediterranean Sea*

3. 1. INTRODUCTION.

A rocky coastline, defined as the intersection between the sea surface and the rugged relief, can be described as a complex succession of headlands and bays at different length-scales (Bloom, 1965; Sunamura, 1992; Trenhaile, 2002; Finkl, 2004). This sequence of combined patterns is related to the general concept of “coastal complexity”. Characterizing both general trend of the coastline (linear to sinuous or ruffle to smooth), and small-scale features is an important information for studying this complexity (Goodchild and Mark, 1987; Andrlé, 1996; Jiang and Plotnick, 1998; Bartley et al., 2001; Zhu et al., 2004; D’Alessandro et al., 2006; Porter-Smith and McKinlay, 2012).

At global and intermediate length-scales (1-100km), the general trend of the coastline mainly reflects its evolution stage under the combined influences of marine and continental forcing (e.g. Sunamura, 1992; Bartley et al., 2001; Trenhaile, 2002; Naylor and Stephenson, 2010; Pérez-Alberti et al., 2012; Porter-Smith and McKinlay, 2012). On the other hand, erosion processes at short length-scales (<1km) depend both on the external forcing and on the intrinsic rock mass and structural properties (e.g. Jonnes et al., 1993; Trenhaile et al., 1998; Budetta et al., 2000; Brossard et Duperret, 2004; Andriani et al., 2005; Duperret et al., 2005; De Lange and Moon, 2005; Thorton and Stephenson, 2006; Rosser et al., 2007; Nunes et al., 2009; Naylor et al., 2010). A multi-scale approach is therefore needed to assess how local erosion affects the global pattern of coastal shape.

The coastal complexity, described above from a spatial point of view, can also be considered as the temporal result of successive erosion processes: coastlines inherited from a pre-existing relief shaped by continental forcing (primary coasts), can then be modified by marine forcing (secondary coasts) (Johnson, 1919; Shepard, 1948; Cotton, 1954; Shepard, 1973; Woodroffe, 2003; Finkl, 2004). Previous works have already related coastal complexity

with these different formation processes: for primary coastlines, complexity mainly results from the topography (Jiang and Plotnick, 1998; Zhu et al., 2004), the elementary geological structures (vertical fractures, joints, faults and folds) and the rock mass properties (Sunamura, 1994; Naylor and Stephenson, 2010; Kennedy, 2010; Moura et al., 2011; Porter-Smith and McKinlay, 2012). For secondary coastlines however, coastal complexity is progressively disconnected from primary shape under the action of wave erosion (Sunamura, 1992; Trenhaile, 1999; Dickson and Woodroffe, 2005). Thus, a great challenge is to use the spatial complexity of a coastline to infer to which degree its inherited morphology has been modified by marine action.

Fractal analysis is one of the most widely used geometric method for the study of coastal complexity (Mandelbrot, 1967; Goodchild and Mark, 1987; Jiang and Plotnick, 1998; Dai et al., 2004; Zhu et al., 2004; D'Alessandro et al., 2006). However, the fractal approach doesn't allow to relate explicitly the processes and the scales at which they operate (Ringrose, 1994; Andrle, 1994; Andrle, 1996). Indeed the description of a geomorphic line is reduced to one single constant fractal dimension (D_f) (Goodchild, 1980; Mark and Aronson, 1984; Lam and Quattrochi, 1992) because of the underlying assumption of self-similarity for the studied natural phenomena (Mandelbrot, 1982). Recent applications of the *Angle Measurement Technique* (AMT) have shown its ability to quantify changes in the complexity of geomorphic lines at various length-scales in relation with the active erosion processes (Andrle, 1994; Bartley et al., 2001; Porter-Smith and McKinlay, 2012). This morphometric tool could thus be useful to (1) characterize coastal complexity and (2) relate this complexity pattern with the underlying erosion processes from a spatial point of view.

Along a section of the western Mediterranean coast in Southeastern France, the inherited tectonic pattern appears to exert a significant control on coastal morphology (Giuliano et al., 2013). A more thorough analysis using the AMT could further help characterizing precisely the complexity of the coastline, in order to assess the relative contributions of terrestrial and marine erosion processes. For that purpose, we compare in the present study the coastline complexity with inland topographic and offshore bathymetric lines.

3. 2. GEOLOGICAL SETTING.

The Mediterranean rocky coastline along the Southeastern France (Provence and Côte d'Azur areas, Figure 119) has not been much studied from a geomorphological perspective and the relative contributions of coastal erosion processes are still not well understood.

With about 700km in length, this coastline is primarily made of cliffs whose height is globally comprised between 3 and 80msl, with a maximum up to 415msl known as the highest cliff of the Europe ("Cap Canaille" in Calanques unit). These regional sea cliffs expose much contrasted lithological formations, with sedimentary, metamorphic and volcanic rocks (Figure 119). Because of very slow cliff changes over short time-periods (year to century), characterizing the actual coastal evolution in this microtidal environment is difficult. For instance it is not prone to spectacular and/or frequent collapse events, such as those of macrotidal environments (e.g. chalk cliffs in Northern Europe: [Duperret et al., 2002](#); [Costa et al., 2004](#); [Regard et al., 2012](#); [Dewez et al., 2013](#)). Nevertheless, some morphological elements provide two arguments in favor of active erosion processes that shape this rocky coast over longer time-periods: (1) prominent subvertical cliffs carved into the relief with well distinct breaks in slope and (2) horizontal shore platforms developing at the cliff foot (Figure 120).

Along this rocky coast, cliff faces are significantly controlled by the inherited tectonic pattern. Indeed, in a regional comparison of six litho-structural units (same as those in Figure 119), a previous study ([Giuliano et al., 2013](#)) observed that pronounced EW-trending and also NE-SO and NO-SE tectonic lineations and thrusts (e.g. [Baroux et al., 2001](#); [Siame et al., 2004](#); [Molliex et al., 2011](#)) significantly impact global coastal orientations. In this context, the coastline appears to be parallel to faulting orientations (e.g. Nerthe, Calanques and Toulon units), whereas in the case of an important development of folding (e.g. Maures units) the resulting lithological variations also seem to affect coastal orientations. Thus, a coastline complexity analysis could complement this study in assessing the length-scale at which the global trend of the coastline is affected by ruffled features. At the same time, a comparison with the inland topographic contour lines would allow assessing to which degree this coastal pattern is different from the inherited morphology.

In addition, carved cliffs can be eroded again by contemporary shore platforms (e.g. in Nerthe unit). Platform widths ranging from 1 to 70m and very low gradients ($<1^\circ$) are characteristic of a microtidal environment (e.g. [Trenhaile, 1987, 1997, 1999](#)). The comparison between the coastal complexity and the upper edge of the horizontal platform (intersection of

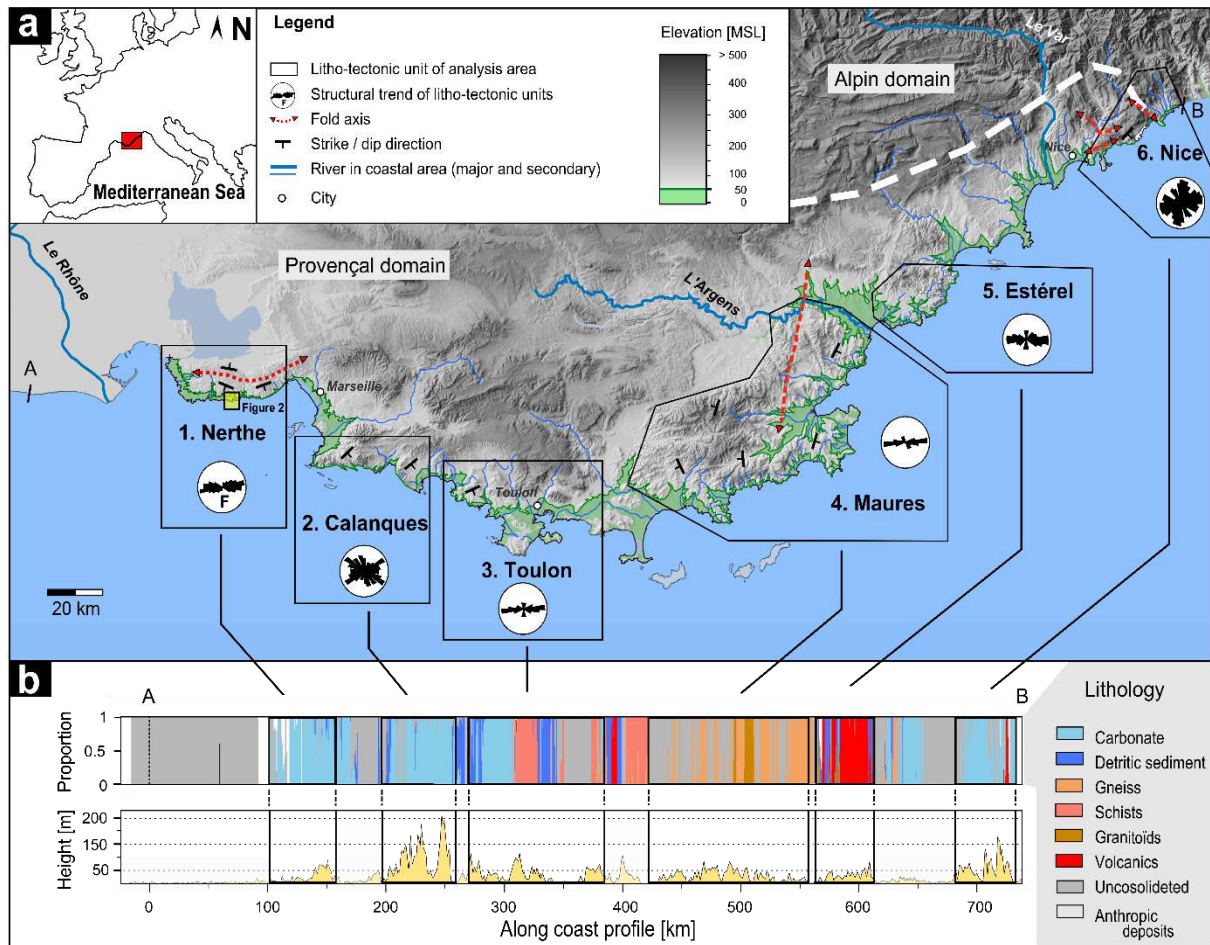


Figure 119. Geological setting and rocky coast configuration of the six litho-tectonic units in Provence and Côte d'Azur areas. a- Topographic and simplified structural map showing the regional spatial distribution of both elevation (green color represents the study area of the coastal domain) and structural patterns (with dominant folds, strikes, dips directions of the lithology and the fault orientations). b- Curvilinear profile along the coastal fringe representing the dominant lithologies (from Bd Charm-50 Bouche-du-Rhône, Var and Alpes-Maritimes, scale 1/50.000 ©BRGM 2008) and the median value of elevation (DEM from BDTPOPO IGN® – ©PFAR 2008, scale 1/25.000).

the cliff foot with the inland part of the platform) allows assessing to which degree the recent marine action evolves in the Nerthe unit.

Finally, underwater notches at submarine cliff bases have been detected along the entire regional coastline at a common depth from -24 to -25msl (Collina-Girard, 2002). These notches are well marked by a pronounced break in slope (Figure 120). These submerged erosion features appear to be in bathymetric analogy with those reported along the Italian coastlines (Rovere et al., 2011) and suggests an erosion associated with lower eustatic sea level during Late Quaternary and probably Holocene period (Collina-Girard, 2002; Rovere et al., 2011). The regional tectonic movements over the Late Quaternary affects only the Nice unit and consists in less than 1m of uplift (Collina-Girard, 2002). The comparison of this regional bathymetric

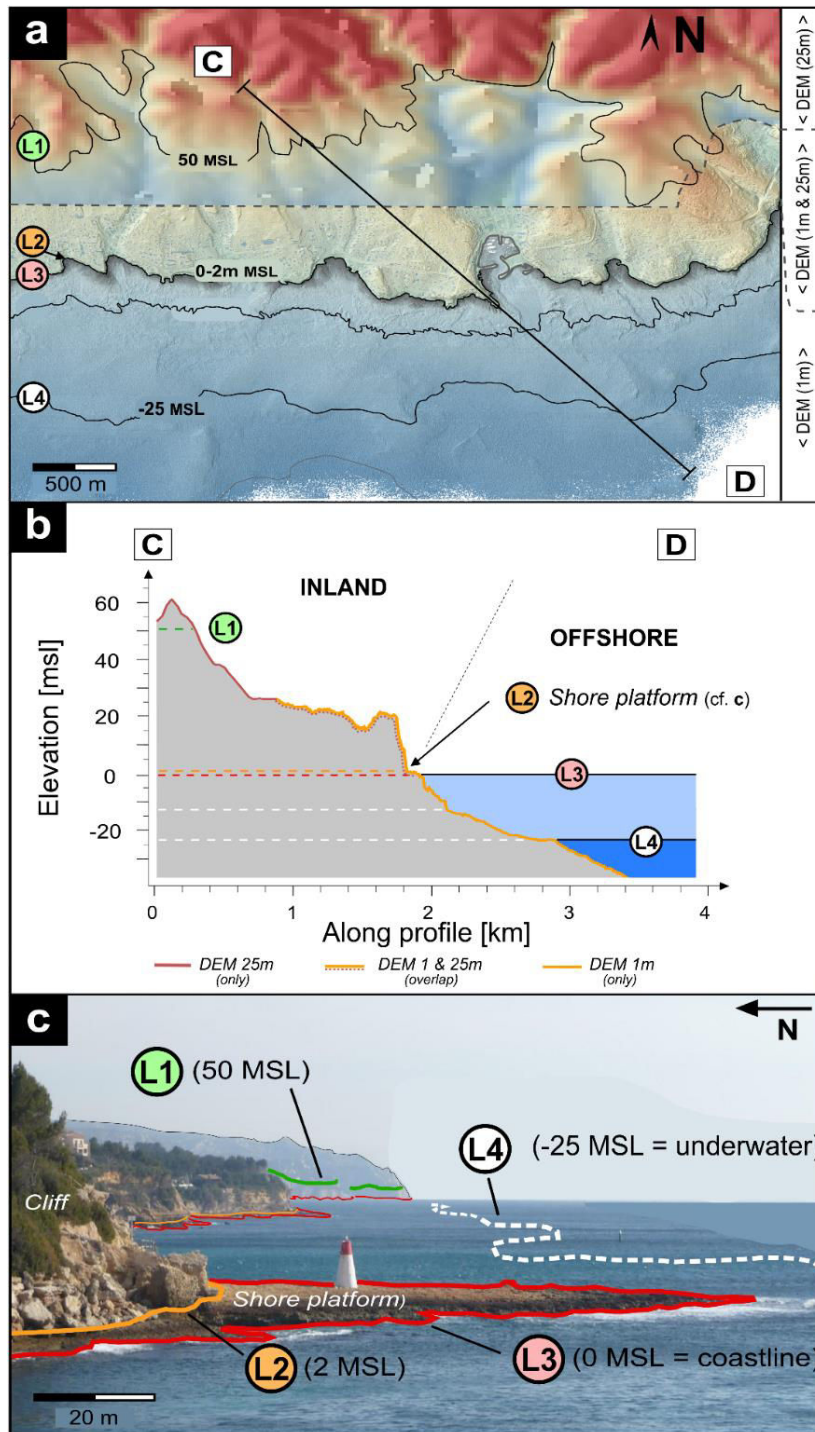


Figure 120. Example of coastal configuration in Nerthe unit and focus on methodological approach (type of morpho-lines which are studied in this work). a- Topographic map view from the overlapping zone of 25m DEM and 1m DEM. Contour of morpho-lines studied in this work: L1 inland line (50msl from 25m DEM), L2 upper edge of platform (2msl from 1m DEM), L3 coastline (0msl from 25m DEM and 1m DEM) and L4 bathymetric line (-25msl, from 1m DEM). b- Topographic cross section from inland to sea showing characteristic break in slope (cliff, platform and underwater erosion). c- Illustration of morpho-lines studied in this work.

line with the present coastline could allow assessing the respective erosion patterns associated with rapid eustatic changes and relative stable sea level.

3. 3. METHOD.

The Angle Measurement Technique (AMT) has already demonstrated its usefulness in many geomorphological and chemometric studies since its development by Andrle (1994). Although it is now largely applied to characterize texture and material properties through image analysis (e.g. Esbensen et al., 1996; Huang and Esbensen, 2000; Huang and Esbensen, 2001; Mortensen and Esbensen, 2005; Kucheryavski et al., 2008; Kvaal et al., 2008), the concept was originally introduced to quantify particular changes in the complexity of geomorphic lines at various length-scales (S), such as river channels, lava flows (Andrle, 1994), or coastal environments (Bartley et al., 2001; Porter-Smith and McKinlay, 2012). This method defines the complexity of all spatial series from local to global length-scales which thus allows additional analysis to the *Fractal* approach (Andrle, 1994; Esbensen et al., 1996; Huang and Esbensen, 2001). Thus knowing the complexity of a coastline at different scales, the potential physical processes at work may be inferred.

In this section, we first introduce and discuss the main features of the AMT, we then apply the method to simple theoretical geometries using a new way of displaying the results, and finally we test how AMT can be used to quantify multi-scales complexity and to assess headlands erosion.

3.3.1. Angle Measurement Technique (AMT).

For a given point along a coastline (point A), a circle centered at A with a radius S (the length-scale of the analysis) is drawn. This circle intersects the coastline at two points (nearest-neighbour Euclidean distance of A), one forward and one backward (points C and B) (Figure 121-a). The angle CAD is measured as the supplementary angle of CAB (ranging from 0° to 180°), and the process is repeated with many other points A along the line. This entire procedure is then repeated for different scale values (S) in order to cover all the length-scales of interest. The final result is a collection of angle distributions (called “ C_x ” for complexity), one for each studied scale.

These distributions can then be plotted against the length-scale values (on x-axis), commonly summarized by a single value such as the median (Andrle, 1994; Huang and Esbensen, 2000; Bartley et al., 2001; Huang and Esbensen, 2001; Kucheryavski et al, 2008) which minimizes the influence of outliers (Höhle and Höhle, 2009). However, this approach

assumes that the distributions of angle values are uni-modal, which is not always the case. Using a single value to summarize the entire angle distribution can hide some particular features. Porter-Smith and McKinlay (2012) propose representing the distributions for each length-scale with box and whiskers plots, which gives a better overview of the results, but the case of multi-modal distributions still cannot be properly addressed.

We therefore propose plotting the entire distribution for each length-scale through *gray color-coded frequency diagrams* which indicate for each given angle class (we use 10° bin width in this study), the frequency of angles belonging to this class (Figure 121-b). This C_x frequency diagram provides a synthetic insight into the coastline complexity over the whole range of studied length-scales. For a given length-scale, the lower the C_x values, the straighter the coast, and the variation of C_x over different length-scales allows characterizing the coastal shape from local to global.

Besides the problem of representation of the AMT results, the locations where the coastline is sampled have to be selected with caution as a function of the maximum length-scale of interest. Usually, C_x is computed from a predetermined number of points randomly selected among all the points defining the geomorphic line. Previous studies commonly use a minimum of 500 points (Huang and Esbensen, 2000; Bartley et al., 2001; Huang and Esbensen, 2001), which is considered to be enough to assess the overall complexity of the line (Andrle, 1994; Esben et al., 1996). However, using the same A points for all the scales leads to a concentration of the points in the central part of the line, as the points located close to the ends (i.e. at a distance lower than the greatest scale-length) cannot be sampled. Such inhomogeneous sampling will complicate the comparison of C_x distribution between different length-scales. We thus propose an alternative sampling method which consists in adjusting the number of samples to the length-scale considered. At short-length scale (local) all points can be selected except the first and last points, whereas the number of sampled point is progressively reduced when length-scale increases as a function of the Euclidian distance of the studied line (local to global). Thus, about 99.9% of the points are sampled at short-length scale, and the number of sample is reduced to 50% when the global-length scale is about three times smaller than the Euclidian distance between the ends of the entire geomorphic line.

3.3.2. Reading AMT frequency diagrams for simple theoretical cases.

To illustrate the usefulness of an AMT frequency diagram we apply the method to three types of synthetic periodic curves (triangular, sine and square patterns) defined by their amplitude

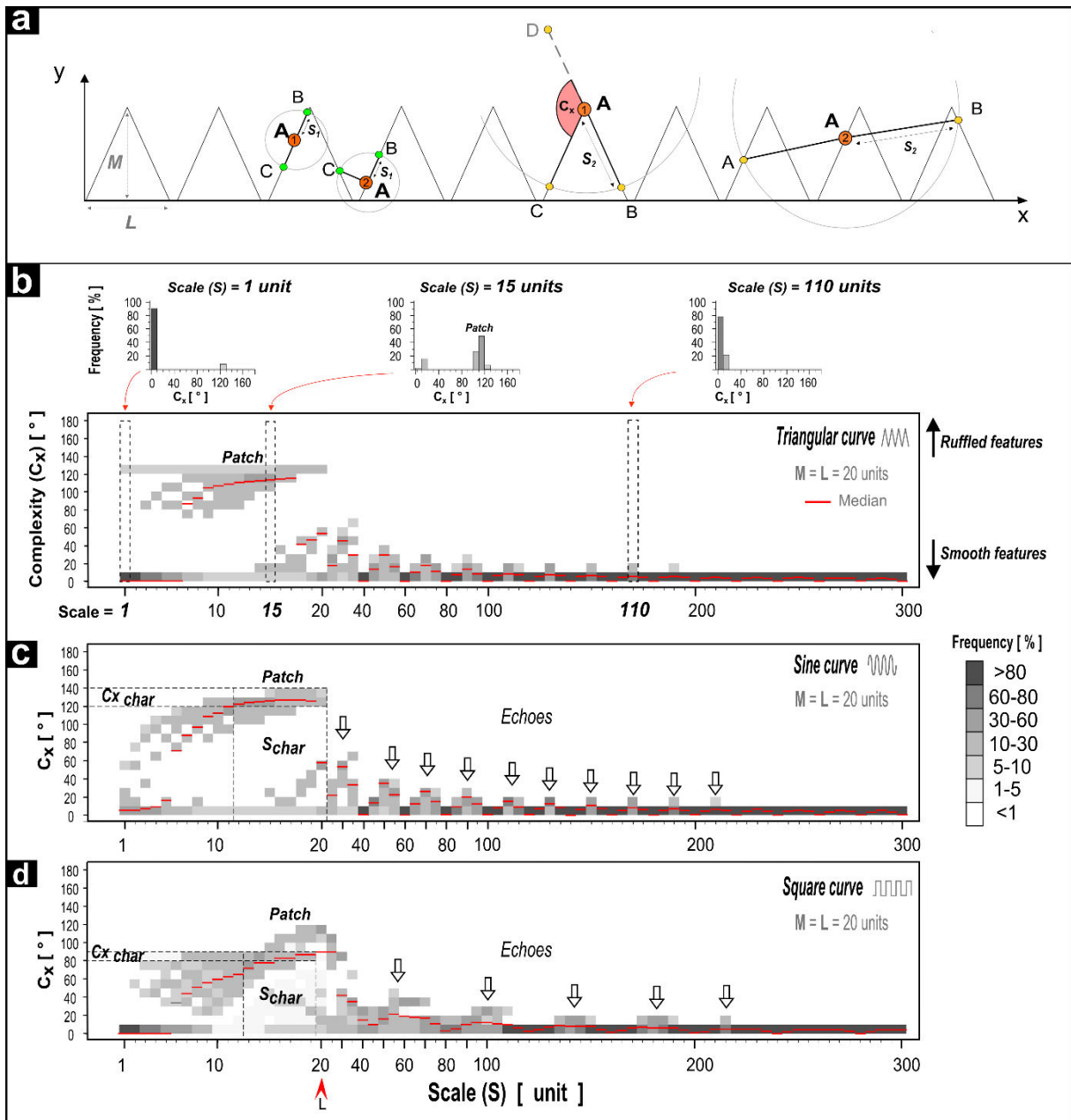


Figure 121. Examples of AMT measurements and results represented with the histogram method (from three types of periodic curves). a- AMT process to measure line complexity (C_x) at a given length-scale (the synthetic triangular pattern is defined by an amplitude M and a wavelength L). For a points A , circles with radii S_1 define two intersections (B and C) and the supplementary angle of CAD measures the complexity (C_x) of the segmented line. The process is repeated for a range of length-scales (S_2 etc...). b- Plot of the AMT results relating the frequency of C_x values on the y-axis to length-scale on the x-axis. For each length-scale we compute C_x histograms with an interval class of 10° . The illustration shows the AMT result from a triangular periodic curves. c & d- AMT results for a sine and rectangular periodic curves. The echoes are highlighted by whiter arrows, the characteristic complexity ($C_{x\ char}$) and length-scale (S_{char}) are indicated by dotted lines.

(M) and their wavelength (L), which are set to be equal for the purpose of these tests ($L=M$). The main goal of these tests is to assess whether AMT is able to identify the particular length-scales associated with the predefined characteristic complexity of the lines ($C_{x\ char}$).

Figure 121 (b, c & d) presents the results of these tests. For the three types of periodic curves, we observe a clear change in complexity at a scale (S_{char}) approximately equal to the wavelength of the signal (L). These changes are detected in the AMT diagrams through “patches” extending over a certain range of length-scales, where the distribution of C_x presents a higher mode. For the square periodic curve, we also note C_x values higher than $C_{x\ char}$ (90°), which do not correspond to the “characteristic” shape of the line, but rather have to be considered as geometric artifacts of the method (Figure 121-d).

Beyond the characteristic scale (S_{char}), evenly distributed patches of high complexity are observed. This phenomenon corresponds to echoes of the $C_{x\ char}$ which diminish in magnitude with increasing length-scale values (e.g. [Andrle, 1994](#)). If we consider that for $C_x < 10^\circ$ the complexity of the line is low (absence of rugosity), we can predict that these echoes disappear when the length-scale is around $10M$. However, for irregular curves, such as most of natural lines, this echo phenomenon has been shown to be significantly reduced ([Andrle, 1994](#)).

3.3.3. Application to more complex cases.

To demonstrate the capacity of the AMT to analyze more complex shapes, a synthetic coastline is generated by the combination of three periodic signals with different wavelengths, respectively 20, 100 and 280 units (Figure 122-a). The resulting complexity diagram (Figure 122-b) clearly exhibits three patches of higher complexity, ranging respectively from 6 to 20, from 50 to 100, and from 150 to 350 units. These three domains overlap with the wavelengths used to generate the line, and thus illustrate the ability of the method to detect patterns in complex shapes by characterizing S_{char} and $C_{x\ char}$.

In addition, we can also use the AMT for comparison between different coastlines in order to quantify the changes in complexity associated with different geomorphic processes. In this example we consider two theoretical stages of headland erosion (Figure 123-a) commonly designed as the crenulated coastal equilibrium model ([Johnson 1919](#); [Valentin, 1952](#); [Sunamura, 1992](#); [Trenhaile, 2002](#); [Woodroffe, 2003](#); [Finkl, 2004](#)). We compare the present coastline with older coastline features (Figure 123-a).

For this purpose, we compute the AMT for the two lines at the same length-scales. In order to make interpretation easier, we finally subtract for each scale level the frequency values

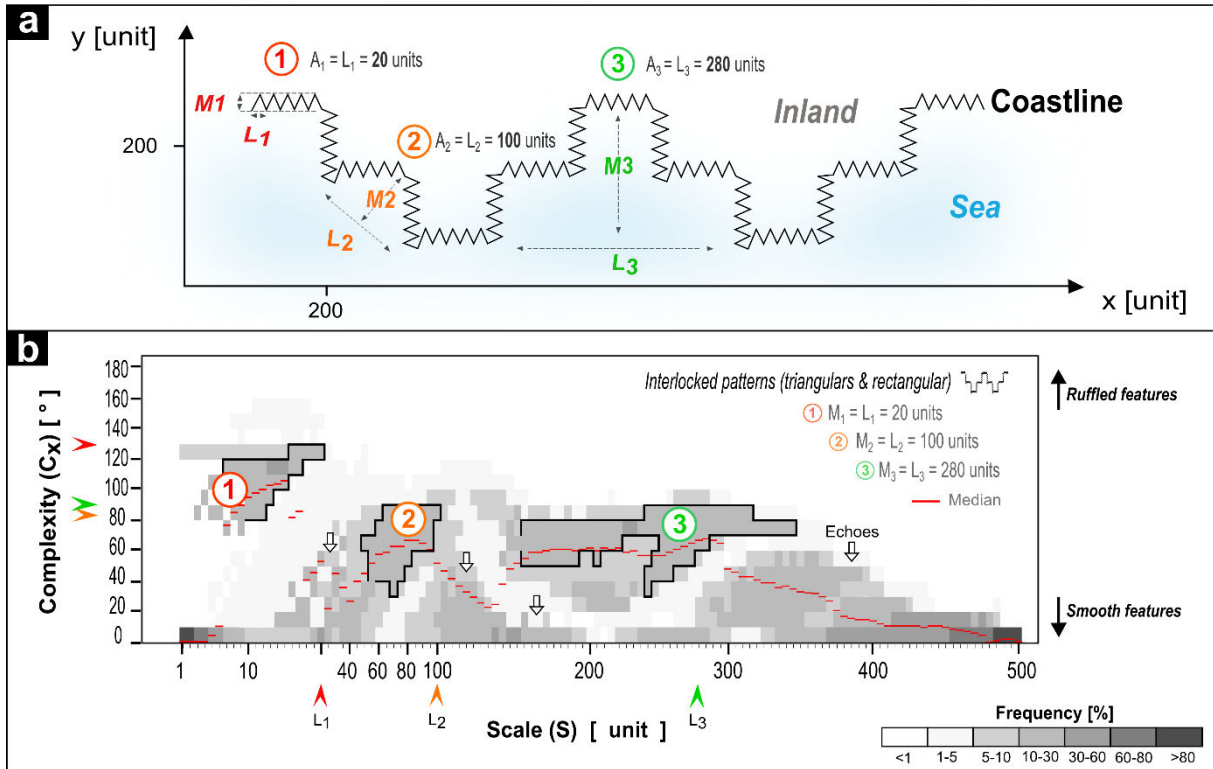


Figure 122. AMT analysis applied to a complex coastal shape. a- Coastal shape composed by three combined periodic curves (defined by different amplitude M and wavelength range): (1) a small triangular shape, (2) intermediate rectangular shape, (3) and global triangular shape. b- AMT results and the three coastal shape identified by characteristic patches at specific length-scales (①, ② & ③).

of the reference line (in our case the old coastline before erosion) from the frequency values of the line to be compared (in our case the eroded headland). We obtain a “difference diagram” (Figure 123-b), where the negative (blue) and positive (red) values correspond to a decrease or an increase in frequency at this C_x , respectively.

In our example, the “difference diagram” clearly shows a decrease of the complexity for large length-scales (disappearance of headland) in favor of a lower complexity (truncated headland). To quantify the magnitude in difference between this two coastlines we compute the sum of positive differences for each length-scale analyzed (upper panel of “difference diagram”, Figure 123-b). In our example, the sum of positive differences is higher (about 99%) at large scale (> 60 unit) than at small scale (< 20 unit) where this difference is low (lesser than 25%). However, in a real situation, the shape of the old coastline used as reference cannot be observed. We thus propose to compare the present coastline with the inland topographic shape, which can be supposed to preserve some of the features of the previous coastline before erosion (for example at 50m of elevation in Figure 123-a).

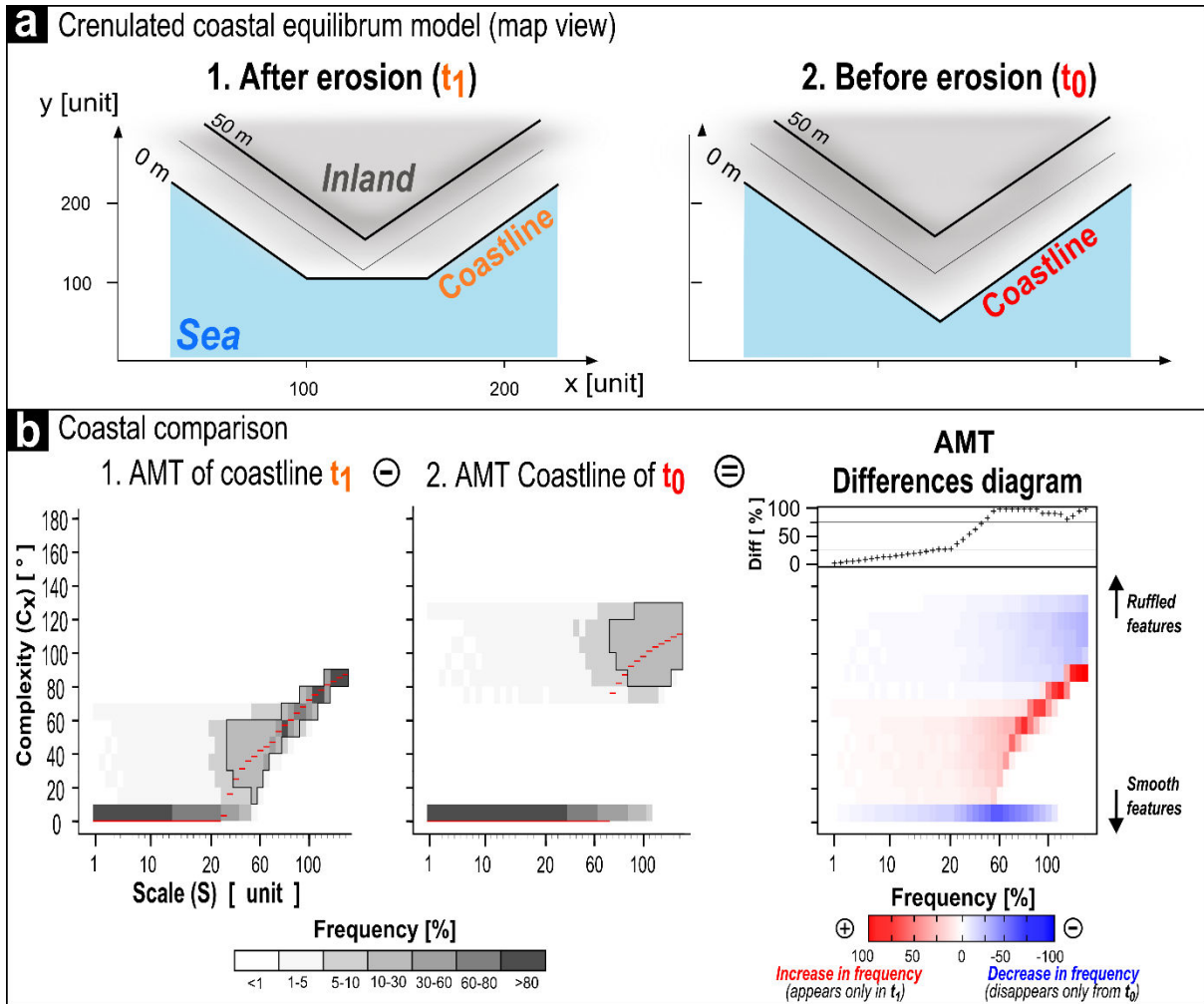


Figure 123. AMT comparison method of two natural shapes and quantification of the coastal erosion model. a. Illustration of coastal evolution before (t_0) and after erosion (t_1). At t_0 , the coast is defined by a headland (reference), whereas at t_1 it is truncated; b. Differences of two lines are quantify by the ‘difference diagram’. The results are comprised between -100 (blue) and 100% (red). We observe a reduction of the complexity which corresponds to the disappearance of headland. To quantify the difference magnitude between these two steps, the positive frequencies are summed for each length-scale in the upper panel (y-axis represents the summed percentage).

3. 4. APPLICATION OF THE AMT FOR A REGIONAL ANALYSIS.

3. 4. 1. Construction of the dataset.

Following Giuliano et al. (2013), the analysis is stratified into six different litho-tectonic units which cross the Provençal and Alpine domain (Figure 119). Among these six areas, three sedimentary units are affected by both faulting and folding (Nerthe, Calanques and Nice), whereas two metamorphic units (Toulon and Maures) and one volcanic unit are only affected by faults (Estérel).

The two main objectives of this study are (1) quantifying the length-scale of the contemporary coastline complexity (0msl, L3) which is affected by ruffled features and (2) comparing this coastline complexity to the complexity of other geomorphic lines (Figure 120): inland topographic contour (50msl, L1), upper edge of the platform (2msl, L2) and bathymetric contour (-25msl, L4).

These geomorphic lines were obtained by extraction of contour lines from a DEM (Digital Elevation Model) in a GIS. We used two DEM with different grid resolutions: 25m x 25m (25m DEM, BD TOPO® v2-MNT) and around 1m x 1m (1m DEM, Litto3D®). The 50msl contour line (L1) was extracted from the 25m DEM, whereas the contour lines at 2msl (L2) and at -25msl (L4) were extracted from the 1m DEM. To allow the comparison of the coastline (0msl, L3) to contour lines with different resolutions, it was extracted from both DEM. Finally, for the AMT analysis, points were sampled from each geomorphic line. The total number of points composing the dataset was about 4×10^4 (25m DEM) and 8×10^5 (1m DEM) for a point spacing of 25m and 1m, respectively. The total number of C_x measurements obtained after all AMT computations were 1.8×10^6 and 3.8×10^7 , respectively (for about 90 different length-scales). The entire computation time was about 800 hours.

3. 4. 2. Characterizing coastline complexity (0msl, L3).

An overall good agreement is observed between C_x distributions obtained from the two coastlines models (25m DEM and 1m DEM, Figure 124): the evolutions of C_x median value through increasing length-scales are quite similar with both resolutions, and singularities appear at roughly the same characteristic length-scales. The case of Nerthe unit is however slightly different, due to different coastline lengths available with the two DEM (indicated as AB and A'B on Figure 124).

For all the litho-structural units, C_x distributions along all length-scales are generally concentrated around low values (lower than 40°). However for some units, at given length-

scales, the highest densities of C_x distribution are observed for higher values (e.g. Nice unit at 3000m, C_x modes at 100° and 140°).

Beyond these general patterns, some specific patches of high C_x values can be detected in the frequency diagrams of the different units. A first type of patches is generally detected at low length-scales (~500m) with the exception of Maures unit and probably Nice unit (patches ① on Figure 124). For metamorphic units (Toulon and Maures), a succession of patches is observed for length-scales $\geq 1000\text{m}$ (patches ②, ③ and ④); these length-scales are roughly equivalent to the typical distances of lithological variations (e.g. schiste/gneiss successions). In the carbonate units a patch appears at length-scales around 2500m (patch ②) in Calanques and Nice area; however this patch is not present in the Nerthe unit, which exhibits another patch at 5000m (patch ③).

3. 4. 3. Comparing coastline to geomorphic lines.

(1) Coastline (0msl, L3) vs. Inland line (50msl, L1):

From an overall point of view, C_x distributions of coastline (0msl, L3) and inland contour line (50msl, L1) are quite similar at all length-scales, with less than 30% of cumulated differences in C_x values (Figure 125). These weak differences show that the coastline is slightly smoother than the inland contour line (e.g. Nerthe, Calanques, Maures and Nice).

Only Estérel and Toulon units present noticeable differences (more than 75% cumulated difference above 2000m length-scale, i.e. at intermediate and large length-scales):

- In Estérel unit, where differences between coastline and inland contour line indicate that coastline is significantly smoother, we observe the existence of a well-developed branching watershed controlling the inland contour line. This phenomenon is also present to a lesser extent in Maures unit.
- On the contrary, for Toulon unit, the coastline seems to be more ruffled than the inland contour line; this result however can be considered as a methodological artifact due to the presence of well-developed coastal plains and a large distance between the two lines. Note that this phenomenon is reduced for Nice unit, where it affects mainly the western part of the coast (e.g. “*Cap Ferrat*” zone).

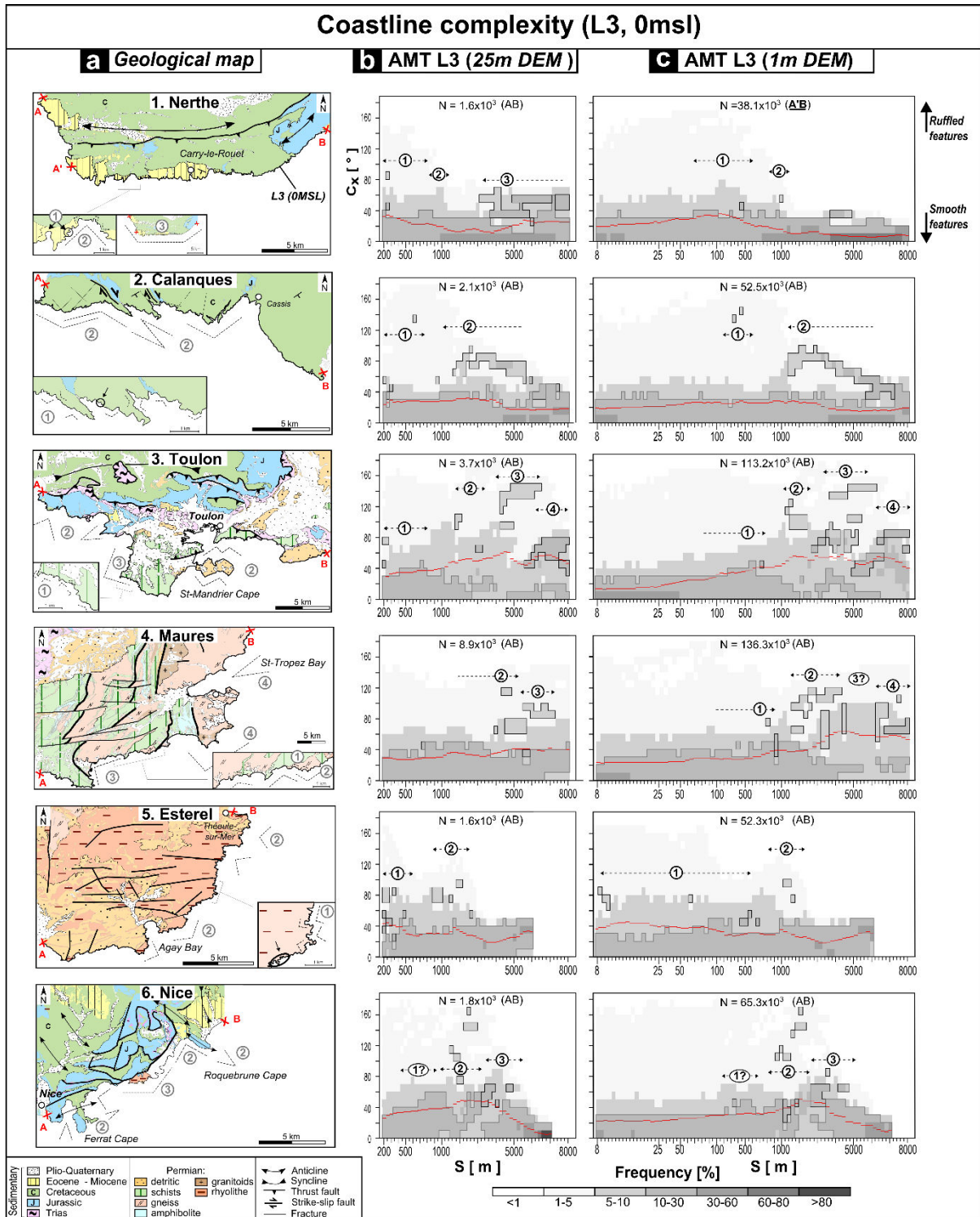


Figure 124. Determination of regional coastline complexity through AMT diagram analysis and field observations for the six litho-structural units. a- Geological map for each litho-tectonic units (e.g. lithology, fault and fold; from a map simplification of Bd Charm-50 Bouche-du-Rhône, Var and Alpes-Maritimes, scale 1/50.000 ©BRGM 2008). b- AMT frequency diagrams of the coastline (L3, 0msl) extracted from 25m DEM (BD TOPO® v2-MNT) and c- from 1m DEM (Litto3D®). The red line represents the median value and the numbered patches (1, 2, 3 & 4) can be related to particular coastline features on the geological setting maps (a).

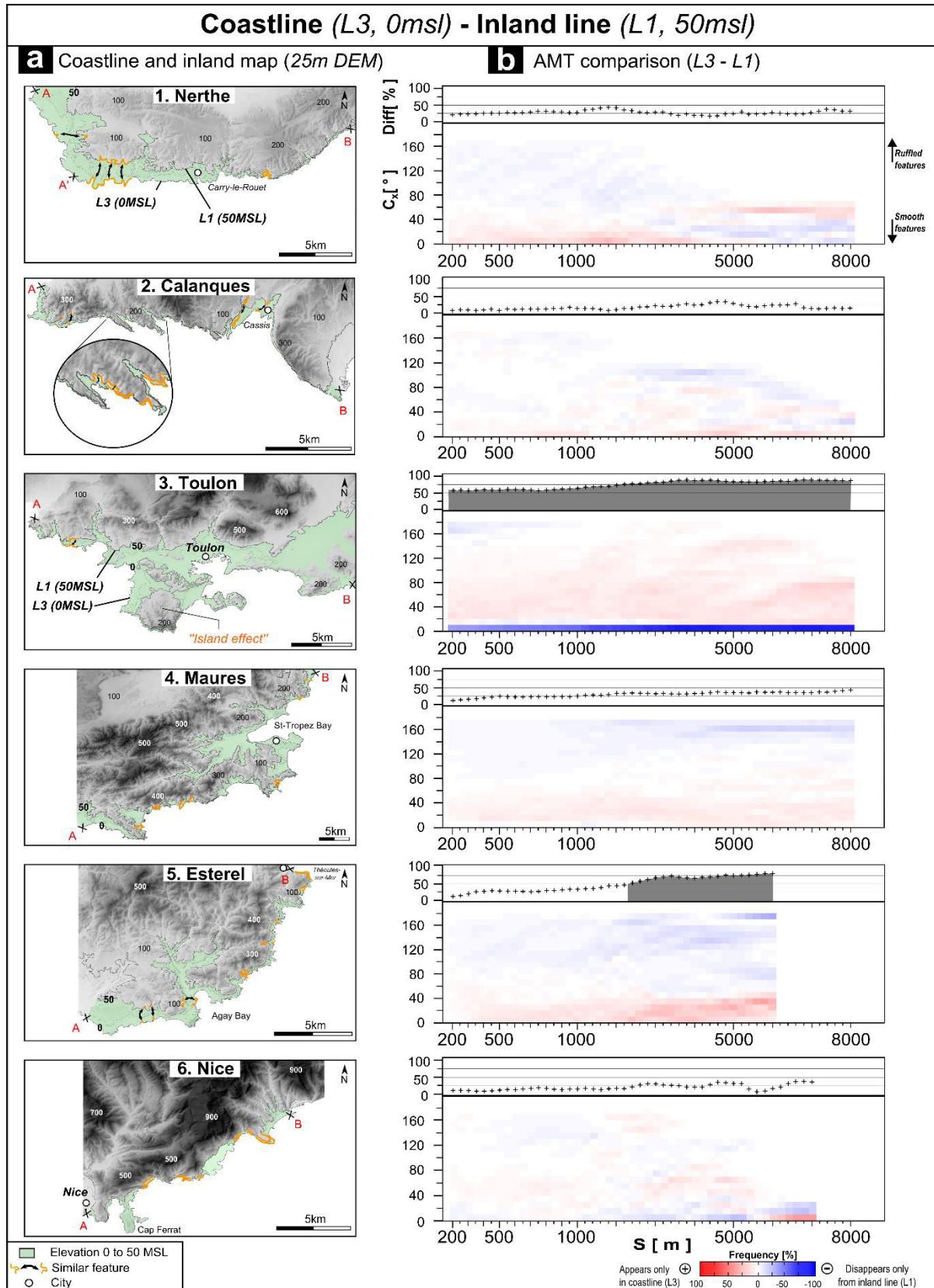


Figure 125. Comparison of regional coastline complexity (L3, 0msl) with relief complexity (L1, 50msl) for the the six litho-structural units. a- Topographic map for each units showing the area between the two compared geomorphic lines in green (from 25m DEM, BD TOPO® v2-MNT). b- Frequency differences diagram between the AMT of the coastline and inland contour line.

(2) Coastline (0msl, L3) vs. upper edge of platform (2msl, L2):

In the Nerthe unit, the coastline (0msl, L3) was also compared with the upper edge of shore platform (2msl, L2). No significant differences could be detected between the two lines (Figure 126), which thus appear to have roughly the same distribution of complexity (less than 15% cumulated difference). Based on field observation from different headland morphologies, we identify on Figure 126-a four characteristic shapes which present different evolution stages as a function of horizontal platforms widths. The case ③, where the coastline and upper platform edge have the most different shapes (due to a wide development of the platform) is probably poorly present along the Nerthe unit.

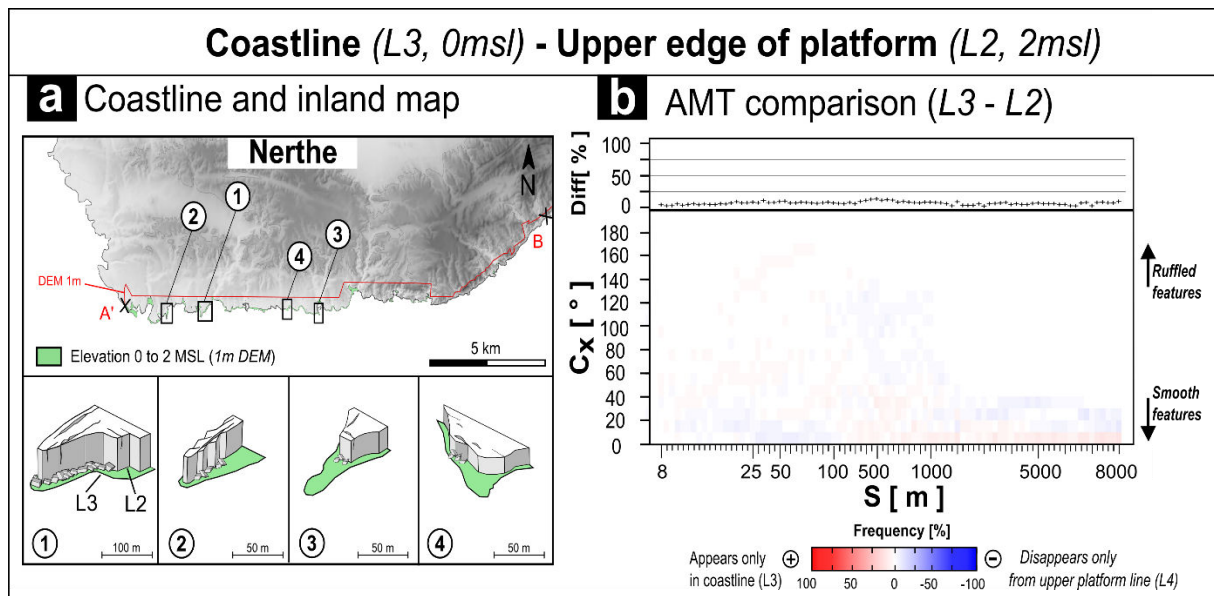


Figure 126. Comparison of coastline complexity (L3, 0msl) with upper edge of marine platform complexity (L2, 2msl), for the Nerthe unit only. a- Topographic map showing the two geomorphic lines compared across the green area (from 1m DEM, Litto3D®), and the potential chronological evolution of headland morphology observed in the field (①, ②, ③ & ④). b- Frequency differences diagram between coastline and upper edge platform line AMT analysis.

(3) Coastline (0msl, L3) vs. bathymetric line (-25msl, L4):

Finally no significant differences were observed between coastline (0msl, L3) and bathymetric line (-25msl, L4), as shown in Figure 127. For all units, the bathymetric line is smoother than the coastline for length-scales shorter than 1000m (between 5 to 50% cumulated difference); this feature is clearly observed in the bays composing Nerthe, Calanques and Nice units. This property is even more obvious in Estérel area (e.g. bay of *Agay*) which presents the highest cumulated difference of all the comparisons (Figure 127-a). For the Maures area however, no significant differences are observed (less than 25% cumulated difference); in this case the two morphologic lines appear to be parallel, even in the bay of *St-Tropez*.

In the Calanques unit, the pattern at large scales is quite confused; this could be related to the presence of an underwater headland surrounding the *Riou Archipelago* (i.e. *Maire*, *Jarron*, *Plane* and *Riou* islands), which creates an artifact similar to the one observed for Toulon and Nice area (for coastline vs. inland line comparison).

3. 5. DISCUSSION.

In this study, the investigated coastline is characterized by a strongly inherited tectonic pattern which appears to exert a significant control on coastal morphology (Giuliano et al., 2013). In order to understand precisely the control of this tectonic pattern on coastal erosion and the contributions of terrestrial and marine erosion processes, we analyze the coastline complexity and we compare it with inland topographic and offshore bathymetric contour lines. For that purpose, the *Angle Measurement Technique* (AMT) had shown its capacity to characterize and quantify the coastal complexity (C_x) at various length-scales. The application of the AMT is also expanded here with a new comparison method in order to quantify the specific changes in complexity associated with different geomorphic processes.

From a methodological point of view, considering the entire C_x distribution rather than focusing on a single median value (such as Andrieu, 1994; Huang and Esbensen, 2000; Bartley et al., 2001; Huang and Esbensen, 2001; Kucheryavski et al, 2008) allowed a more thorough analysis of the coastal complexity: the median values clearly indicate the overall evolution of coastal complexity across the length-scales, but may hide some particularities, which carry significant information. In our study, we thus focused our attention on these “patches” of complexity and we tried to relate them to specific geomorphic features (Figure 122 and Figure 124).

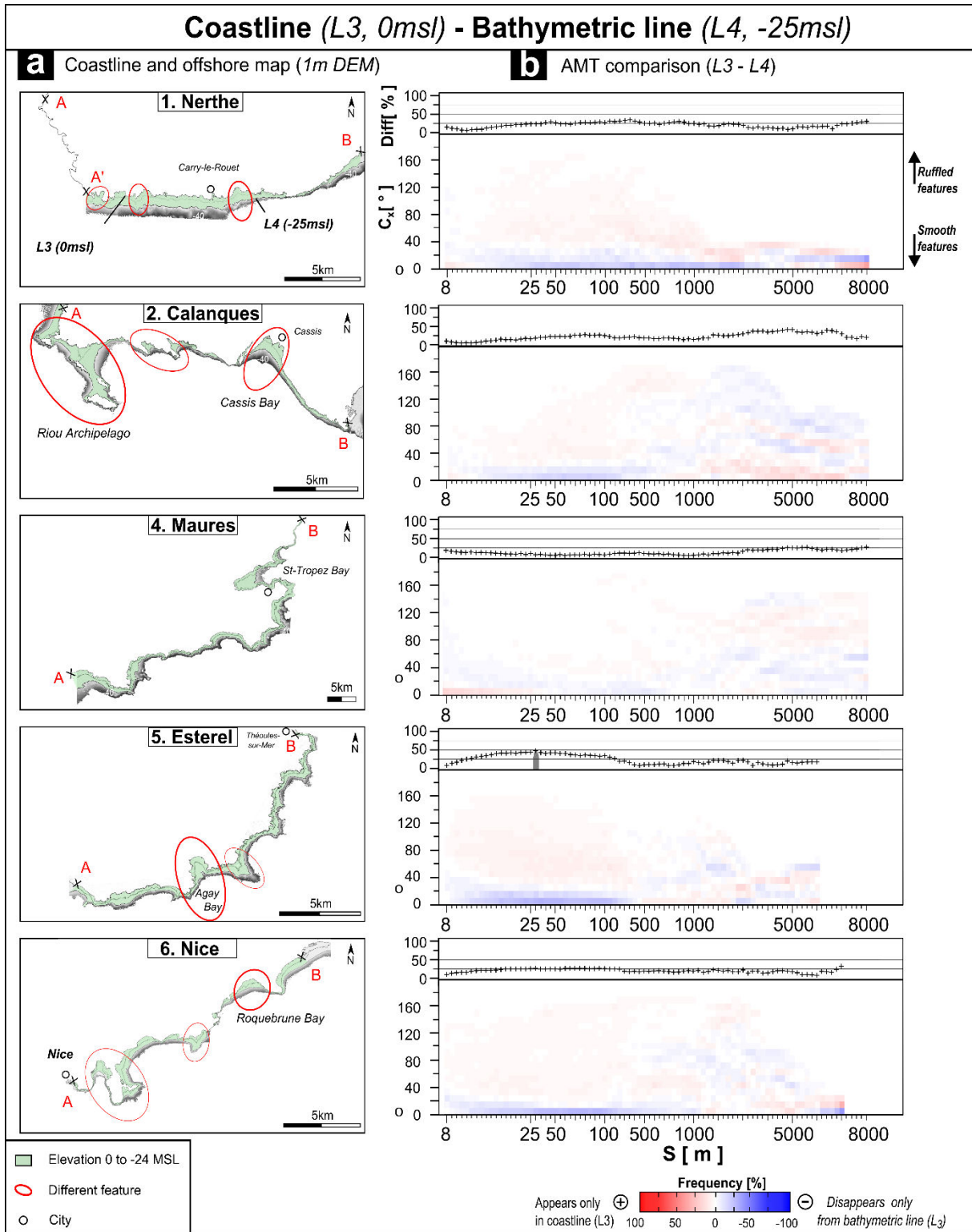


Figure 127. Comparison of régional coastline complexity (L3, 0msl) with bathymetric complexity (L4, -25msl) for the the six litho-structural units. a- Coastline and bathymetric map for each units showing the two geomorphic lines compared across the green area (from 1m DEM, Litto3D®). b- Frequency differences diagram between coastline and bathymetric line AMT analysis.

The resolution of the DEM used for the computation also seems to have an influence on the results: a general good agreement is observed between the diagrams obtained from 25m DEM and 1m DEM, except in the Maures unit where the patches identified in the two diagrams are not exactly similar, even if orders of magnitude are the same (Figure 124).

To improve the analysis of the complexity patches, an in-depth analysis of the significance thresholds in the C_x distribution could be developed. In our work, we chose the threshold values for the arbitrary grey-colored code in order to highlight the patches. But for further investigations, a more thorough analysis could be done to determine these values, based for instance on a statistical criterion (through a distribution analysis and a determination of different quantiles such as [Höhle and Höhle, 2009](#)) or on arbitrary choices (which could define specific morphological features). Moreover, according to the threshold values adopted, some patches may split into smaller patches, complicating the determination of the characteristic length-scale of the underlying morphological feature. For example the threshold values that we chose in our study clearly highlights the characteristic length-scale of the headlands in the Calanques unit, whereas the AMT diagram for Maures units is a more complicated (Figure 124).

Another problem appears in the cases of Toulon (0msl, L3 vs. 50msl, L1) and Calanques (0msl, L3 vs. -25m, L4) units, where the geomorphic lines split into two or more disconnected closed contours (“island effect”). The AMT technique only applies to the main geomorphic line, excluding closed contour of the “island” portion. In our study, this “island effect” in Toulon unit for example, was due to the arbitrary choice of the 50msl contour line (Figure 125). The question is to precisely determine the spatial limit of the action between coastal and continental domains. One of solutions could probably avoided this artifact if another type of line was used, such as the ridge line of the relief. Thus using the AMT technique to compare two geomorphic lines requires a careful choice of the two lines to be compared.

From a geological point of view (Figure 124), the AMT diagrams provide evidences for globally smooth coastlines (0msl, L3) at the regional level, with specific zones of higher coastal complexity (such as observed by [Bartley et al., 2001](#); [Porter-Smith and McKinley, 2012](#)). At small scales (<1km), the coastline exhibits high complexity pattern in almost all the units. This short wavelength complexity is associated with small headlands and bays and is commonly attributed to the initial stage of the marine erosion processes (e.g. [Sunamura, 1992](#); [Trenhaile, 2002](#)). At global and intermediate length-scales (1-10km), the particular shapes of the coastline highlighted by the AMT reinforce the idea that the inherited tectonic pattern strongly controls

the coastal morphology, more than only lithological composition (e.g. [Cruslock et al., 2010](#); [Naylor et al., 2010](#); [Porter-Smith and McKinley, 2012](#)), as previously described ([Giuliano et al., 2013](#)):

- in a global monoclinial setting (Calanques and Estérel), the shape of the coast seems to be mainly controlled by the faults, independently of the lithology (Figure 124-a compared with Figure 124-b and c). For instance in the carbonate Calanques domain, the complexity at 2000m scale (patch ②) is related to a fault zone. In the volcanic Estérel domain, the complexity at 1000m (patch ②) is due to the combination of interlocked fault system. These discontinuities guide erosion in shaping the actual morphology (e.g. [Jiang and Plotnick, 1998](#); [Zhu et al., 2004](#));

- in a deformed setting (Nerthe, Nice, Maures and Toulon), folding exerts the main control on the global shape of the coast (Figure 124-a compared with Figure 124-b and c). For example the long wavelength folding in the Nerthe unit and the shorter ones in the Nice unit control the shape of the coastline at 6000m and 2000m, respectively (resp. patch ③ and patch ②). Moreover, in Maures and Toulon domains where folding is more developed, the AMT diagrams exhibit clear complexity patches at 1000m, 3000m and 7000m, which correspond to the combination of several fold amplitude and the variations in thickness of the folded units. These specific configurations, with heterogeneous lithology, induces a differential erosion shaping the coastline with interlocked patterns at different length-scales (e.g. erosion of softer materials, [Davidson et al., 2002](#)).

The question now is to assess the contribution of marine erosion in the development of these morphologies from local to global scales. This question was addressed through the comparison of contour lines at different altimetric levels (Figure 125, Figure 126 and Figure 127).

The platforms in the Nerthe unit (2msl, L2) constitute an evidence for a marine erosion that occurred during the last marine transgression (Holocene, ~7ka ago). However these platforms seem to develop parallel to the relief (80% similitude with 0msl, L3). At regional scale, the coastline (0msl, L3) is very similar to the relief (50msl, L1), which is absolutely not affected by Quaternary marine erosion. Finally the coastline is also similar to the bathymetric line (-25msl, L4). This level was precisely chosen because it is the depth of marine erosion

(notches) associated with a lower eustatic sea level during late Pleistocene (Collina-Girard, 2002; Rovere et al., 2011). Thus in general, the four geomorphic lines are then globally similar.

So even if there are clear markers of actual marine erosion processes through cliff retreat (subvertical cliffs, platforms or notches developing at cliff foot), the action of these processes does not seem to significantly modify the inherited morphology, e.i. without to truncate capes as defined by the crenulated coastal equilibrium model (ex. Sunamura, 1992; Trenhaile, 2002). The present-day sea level (0msl) is associated with a crenulated coastline shape (succession of "small" headlands and bays) only because the sea penetrates into talwegs from paleo-reliefs (e.g. Bishop and Cowell, 1997; Bartley et al., 2001). As proposed by Collina-Girard (1996), the coastal morphology in Calanques unit for example is a rocky inlet mainly formed by continental incision.

In a setting of a very slow coastal erosion, the coast would then still be in a state of primary formation, set up during the low sea levels (Trenhaile, 2002). The cumulated periods of higher sea levels (~50ka) during the Quaternary have then a minor contribution in shaping the present-day coastline, which is mainly the result of the continental incision processes during a longer cumulated period of low sea levels (~700ka). Moreover, coastal morphology surrounding the Mediterranean basin could have been inherited from the *Messinian Salinity Crisis* (Clauzon et al., 1990; Jolivet et al., 2006). In fact during this period (5.9-5.3 Ma), the sea level drop (-1500m) induced a very active erosion of the reliefs (Willett et al., 2006) and formation of deep fluvial incisions far inland (Clauzon et al., 1990) under humid periods (Rouchy et al., 2001; Cosentino et al., 2005). Thus some bays in the eastern part of the studied area could have been eroded mainly by continental processes (Jolivet et al., 2006) such as the St-Tropez Bay in Maures unit.

Another general trend in the differences between the geomorphic lines can also be detected in all units: the bathymetric line (L4) is slightly smoother than the coastline (L3), which is slightly smoother than the relief contour line (L1) (Figure 125, Figure 126 and Figure 127). This could be explained by the presence inland of a morphology dominated by river networks and ridges and valleys topography under the influence of continental erosion. This continental erosion brings sediment to the coast, filling up the bays at the sea level and the underwater canyons. In these cases, the continental erosion process is dominant over marine erosion.

The eustatic sea level at -25msl is commonly associated with the rapid Holocene transgression of the Mediterranean Sea (~8ka ago), which extended over a period of less than 1ka (based on sea-level change models in Lambeck and Bard, 2000; Rufin-Soler et al., 2014).

This -25msl level is smoother than the present-day sea level (Figure 127), which was set up 3-4ka ago (level comprised between 0 and -1msl, Laborel et al., 1994; Lambeck and Bard, 2000; Morhange et al., 2001). Considering a constant marine erosion (in intensity and frequency), this is in disagreement with the crenulated coastal equilibrium model, which considers that a smoother coast must have been eroded over a longer time period (Sunamura, 1992; Trenhaile, 2002). With a larger time perspective, we can see that the -25msl sea level was also stabilized over a longer period of 40ka (approximatively from 110ka to 70ka in global sea-level models, Imbrie, 1984; Waelbroeck et al., 2002; Hodell et al., 2003; Sidall et al., 2003). The smoother topographic line at -25msl could then be related to this period. Even if Collina-Girard (1999) considers that “*the conservation of pre-Holocene littoral levels, between 0 and -100m, on a continental shelf emerged for a long time is not impossible, but appears unlikely*”, only an accurate datation of the -25msl eroded surfaces would confirm this hypothesis, and validate or not the crenulated coastal equilibrium model in the Mediterranean sea.

3. 6. CONCLUSION.

This paper describes a geomorphic method to (1) quantify the complexity distribution of coastal morphology and (2) infer to which degree the coastline has been modified by marine and/or continental erosion. Through a development of the Angle Measure Technique (AMT) geomorphic tool, we can now measure more precisely the coastal complexity at all length-scales and relate it to different tectonic patterns and active erosion processes.

We conducted a regional quantification of the coastline complexity (C_x) along a section of the western Mediterranean coast in southeastern France and a comparison between the coastal features and specific geomorphic lines which are shaped only by continental erosion or marine erosion. The inherited tectonic pattern appears to play a dominant role in controlling the nature and scale of coastal morphology. For a global monocline configuration (simple case), the coastline is mainly guided by the faults pattern at ~1km length-scale. But in the case of a more developed deformation the different orders of folding produce lithological variation along the coast which strongly controls the coastline features through differential erosion processes at pluri-kilometer length-scales.

Even if there are clear markers of cliff retreat, the extent of these processes does not seem to significantly modify the coastal morphology which appears to slightly evolve parallel to its inherited shapes. Thus at all length-scales (local to global), the present-day crenulated coastline

(0msl) follows most of the time the contour of the reliefs. These reliefs are shaped by continental erosion processes, set up during the low sea levels of Quaternary period. We conclude that for a microtidal Mediterranean environment, wave action appears to play a second role exploiting coastal weaknesses, which is ultimately tectonically controlled under a combined action of terrestrial erosion processes and Quaternary eustatic changes.

Further analysis of these controls on the coastline features could focus on different environments. For example the case of the *Corsica Island* will allow to test if in similar geological context and microtidal environments generates the same patterns and distribution than PACA region. A study in Bretagne coastline would also reveal an eventual macrotidal influence. Finally, a study of California coastline could to approach the case of a rapidly uplifting coastline.

Acknowledgement.

This work was supported by the Provence-Alpes Côte d'Azur (PACA) French administrative region, through the VALSE 2011-2015 research project. The authors thank J. Lassauque for help with R programing.

References: Available in the general reference list at the end of this manuscript

4. Discussion et conclusion du chapitre 5.

Dans un contexte où l'érosion de la côte PACA apparaît comme une variable qui évolue lentement depuis l'échelle annuelle jusqu'à l'Holocène, la compréhension de la morphologie a été abordée à l'échelle du Quaternaire. L'enjeu majeur de ce travail portait donc sur l'analyse de la **forme du trait de côte** en le considérant comme étant le résultat d'une évolution accumulée depuis la fin du Pléistocène jusqu'à l'Holocène. De cette façon les formes actuelles du littoral régional peuvent être comparées aux propriétés intrinsèques des milieux rocheux, mais aussi analysées selon l'action potentielle des cycles eustatiques du Quaternaire.

D'un point de vue méthodologique deux types d'analyses morphométriques ont été conduites afin de déterminer (1) quelle est la contribution du contrôle litho-structural dans le façonnement de l'architecture générale de la côte, mais aussi de préciser (2) quelle est l'action prédominante des forçages météo-marins durant le Quaternaire. Ces analyses morphométriques présentent l'avantage d'exploiter à moindre coût des données déjà existantes, telles que les MNT ou les cartes géologiques. Ces bases de données publiques et disponibles pour de nombreux utilisateurs constituent des informations indispensables aux questions scientifiques. Elles méritent d'être plus valorisées avant d'acquérir toujours plus de données supplémentaires.

La première analyse consistait à comparer les orientations de la côte rocheuse avec celles des accidents tectoniques situés à proximités du littoral. Cette méthode s'inspire dans les grandes lignes de certains travaux proposés dans la littérature (ex. [Genter et al., 2004](#) ; [Collina-Girard, 1999](#) ; [Naylor et Stephenson, 2010](#)) et repose sur les principes classiques de la géomorphologie structurale. Cette comparaison est simple d'utilisation et est réalisée à l'aide des interfaces usuelles des SIG dans le but de mesurer l'orientation des vecteurs qui matérialisent soit le trait de côte ou bien les failles et fractures.

La précision des analyses statistiques dépend évidemment de la qualité de l'échantillonnage et de la résolution des vecteurs. Par exemple une sous représentation de certaines discontinuités engendre inévitablement un léger biais sur la densité de certaines familles d'orientation (cas de l'unité de la Nerthe). Mais la limite majeure de la méthode réside dans son impossibilité à considérer le trait de côte selon plusieurs longueurs d'ondes puisque la mesure des orientations est intrinsèquement liée à la longueur des vecteurs qui matérialisent la côte (résolution).

Ainsi l'utilisation de l'AMT ("*Angle Measurement Technique*") permet de palier cette limite en caractérisant cette fois-ci la forme et la dimension des modelés au travers d'une **approche multi-échelle**. Cet outil basé sur les concepts de la géomorphologie multi-échelle permet donc d'aborder la complexité côtière (ou rugosité) en distinguant les différentes formes imbriquées depuis l'aire régionale jusqu'à l'aire locale (ex. golfes, baies, anses, criques...) et par conséquent de les relier avec les contextes litho-structuraux (ex. [Porter-Smith et McKinlay, 2012](#)). Toutefois la représentation de la complexité à partir de la médiane pour chacune des longueurs d'ondes mesurées ne permet pas de considérer précisément certaines morphologies caractéristiques (ex. [Andrle, 1994](#) ; [Bartley et al., 2001](#)), puisque la représentation est réduite à une seule valeur qui minimise l'influence des *outliers* ([Höhle et Höhle, 2009](#)).

Pour cette raison la totalité des distributions a été représentée dans un diagramme 2,5 D. Ce type de graphique peut être lu de la même manière qu'un MNT ou qu'un profil géophysique : la couleur de chaque pixel représente une valeur de la fréquence associée à chacune des classes de la complexité mesurée (ex. Figure 122-b). La clé de l'analyse porte donc sur l'identification des modes qui apparaissent sous la forme de "*patch*". Toutefois, le choix arbitraire des seuils de fréquence pour chacune des classes (code de couleur) facilite dans certains cas l'identification des modes caractéristiques d'une complexité donnée (*patch*) alors que dans d'autres cas l'interprétation s'est avérée plus complexe. Dans une prochaine étape, l'analyse des fréquences devra donc être améliorée au moyen d'une étude complémentaire portant sur l'influence de la détermination des seuils, en utilisant par exemple des critères statistiques plus robustes.

En plus de caractériser la complexité de la côte, les mesures de l'AMT issues de plusieurs morpho-lignes (ex. courbes de niveaux et bathymétriques) peuvent être comparées au travers du diagramme des différences de complexités. Cette simple opération innovante facilite l'identification des similitudes morphologiques et a permis d'interpréter globalement les **processus majeurs** qui ont façonné la côte actuelle sur le long terme (continentaux ou marins). Toutefois il est important de préciser que ce type de comparaison est uniquement possible dans le cas où les morpho-lignes possèdent une résolution identique (les vecteurs doivent par exemple être issus du même MNT) et qu'elles contiennent des dimensions avec un même ordre de grandeur.

D'un point de vue géologique, nous interprétons que le grain structural régional contraint significativement la morphologie de la côte PACA. Ce contrôle s'effectue différemment selon que la configuration géologique des massifs est monoclinale ou constituée d'une succession de plis (Figure 128) :

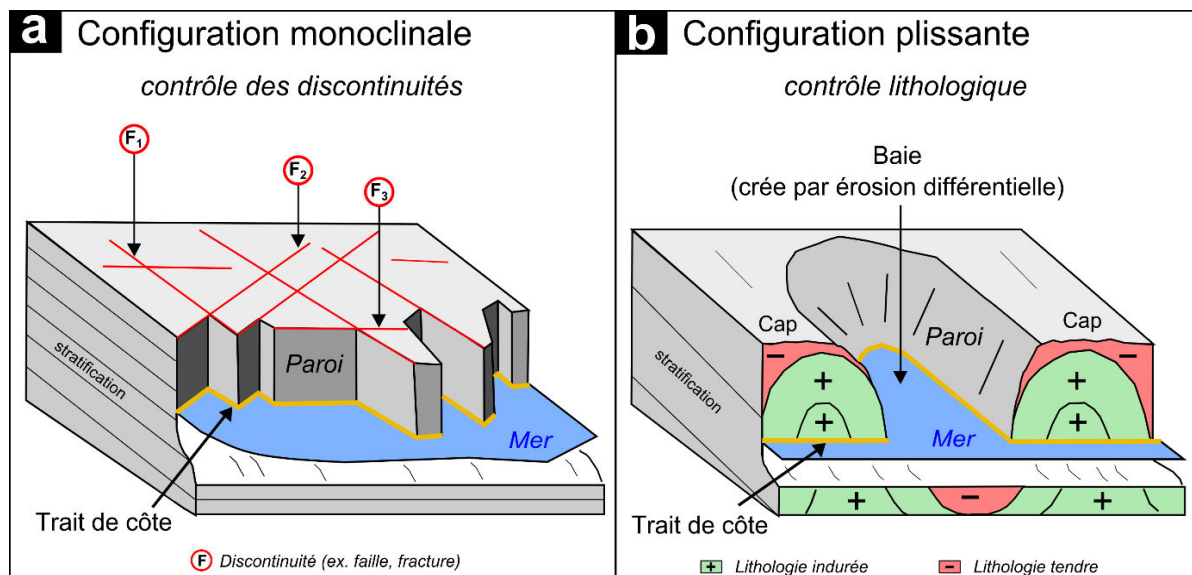


Figure 128. Synthèse théorique de l'influence de la configuration structurale sur la morphologie du littoral. a- Illustration d'une configuration monoclinale caractérisée par une stratification horizontale (contrôle majeur des discontinuités). b- Illustration d'une configuration fortement plissée (contrôle majeur de l'érosion différentielle).

(1) Dans un **contexte monoclinale** (ou tabulaire) **subhorizontal** (Figure 128-a) la morphologie côtière est, indépendamment de la nature lithologique, majoritairement contrôlée par le grain structural régional ou local (orienté selon un axe dominant E-O et conjugué NO-SE et NE-SO, respectivement). Les discontinuités déterminent des plans de faiblesses (ex. failles, fractures) qui guident la morphologie côtière (ex. Jiang et Plotnick, 1998 ; Zhu et al., 2004; Kennedy, 2010; Moura et al., 2011) à l'échelle kilométrique (ex. 1 km pour l'unité des Calanques et 2 km pour l'unité de l'Estérel).

(2) En revanche dans un **contexte de déformation plus prononcée** (Figure 128-b), la relation directe entre les failles et la morphologie est plus confuse. C'est plutôt la configuration des plis géologiques qui guide la côte au travers d'une érosion différentielle, c'est à dire en fonction de la succession des lithologies plus ou moins résistantes à l'érosion (ex. Davidson et al., 2002). C'est d'ailleurs l'amplitude des déformations (antiformes et synformes) qui engendre une morphologie imbriquée de baies et de caps sur plusieurs longueurs d'ondes. Parmi toutes les unités litho-structurales de la région, le massif des Maures illustre au mieux ce contrôle multi-échelle

puisque'il est affecté par un fort degré de déformations emboîtées sur plusieurs longueurs d'ondes (Corsini et Rolland, 2009) que l'on retrouve sur la côte depuis les échelles kilométriques (ex. 1 km) à pluri-kilométriques (ex. 3 km et 7 km).

D'un point de vue global, ce contrôle géostructural sur la morphologie côtière peut être hiéarchisé par une action prédominante des plis par rapport à l'action des discontinuités. Toutefois les milieux naturels ne sont pas affectés par des déformations uniquement plissantes ou uniquement cassantes, mais ils présentent plutôt les deux propriétés dont la prédominance varie d'un milieu à un autre. C'est précisément cette prédominance qui déterminera alors le comportement global de l'érosion.

Connaissant à présent les propriétés générales de la morphologie établie sur le long terme, la question fondamentale est de déterminer quels sont les processus majeurs à l'origine de l'érosion. Or la comparaison de la complexité régionale avec celle des objets morphologiques issus d'une érosion continentale ou marine révèle très peu de différences significatives. Ainsi même si le littoral présente des marqueurs d'une érosion active d'origine marine, les modelés côtiers ne semblent pas se différencier des reliefs continentaux comme prédit par le modèle théorique d'érosion marine qui considère un lissage progressif de la côte sur le long terme (ex. Sunamura, 1992 ; Trenhaile, 2002). La côte semblerait plutôt évoluer de manière **parallèle** aux reliefs continentaux. Les courbes de niveau du rivage actuel (0 m) et ancien (-25 m) matérialisent ainsi le contour des reliefs préexistants. La côte serait donc assez proche du stade d'une **formation primaire**.

Ce caractère de côte "*primaire*", c'est à dire d'un environnement continental qui a peu évolué depuis la ou les dernières transgressions marine(s) est bien en accord avec les faibles taux d'érosion annuels et séculaires (cf. Chapitre 2 et 3), mais aussi avec le fait que les plateformes d'érosion marine se sont développées de manière parallèle aux reliefs continentaux depuis l'Holocène (cf. Chapitre 4). Ainsi les falaises abruptes de l'unité des Calanques correspondraient bien à des rias mises en place par une érosion continentale lors des grands épisodes de régressions marines (ex. Corbel, 1956; Collina-Girard, 1996). En effet durant le Quaternaire, la zone côtière a subi d'importantes variations eustatiques alternant entre des maxima marins au cours d'une période cumulée de 30-50 ka (ex. Trenhaile, 2002) et des régressions marines durant au minimum 670-700 ka. Au regard des périodes cumulées de ces cycles eustatiques, la **contribution** des forçages continentaux apparaît prédominante par rapport à l'action marine qui de plus est relativement moins intense en Méditerranée par rapport à certains milieux océaniques. L'action marine pourrait simplement agir lors des maxima marins

par un décapage d'une couche d'altérite accumulée au cours des périodes de régression (concept de la "purge eustatique" (introduit au Chapitre 4)).

Finalement nous concluons que pour un environnement microtidal, l'érosion marine joue un rôle secondaire dans les processus d'érosion de la côte régionale PACA. Nous proposons dans la Figure 129 un dernier **modèle d'érosion à l'échelle du Quaternaire**, qui considère que le littoral est principalement façonné par un contrôle litho-structural prononcé (influence de la nature intrinsèque des milieux affectés par des plis et des discontinuités) sous l'action majeure d'une érosion continentale établie au cours des différentes variations eustatiques :

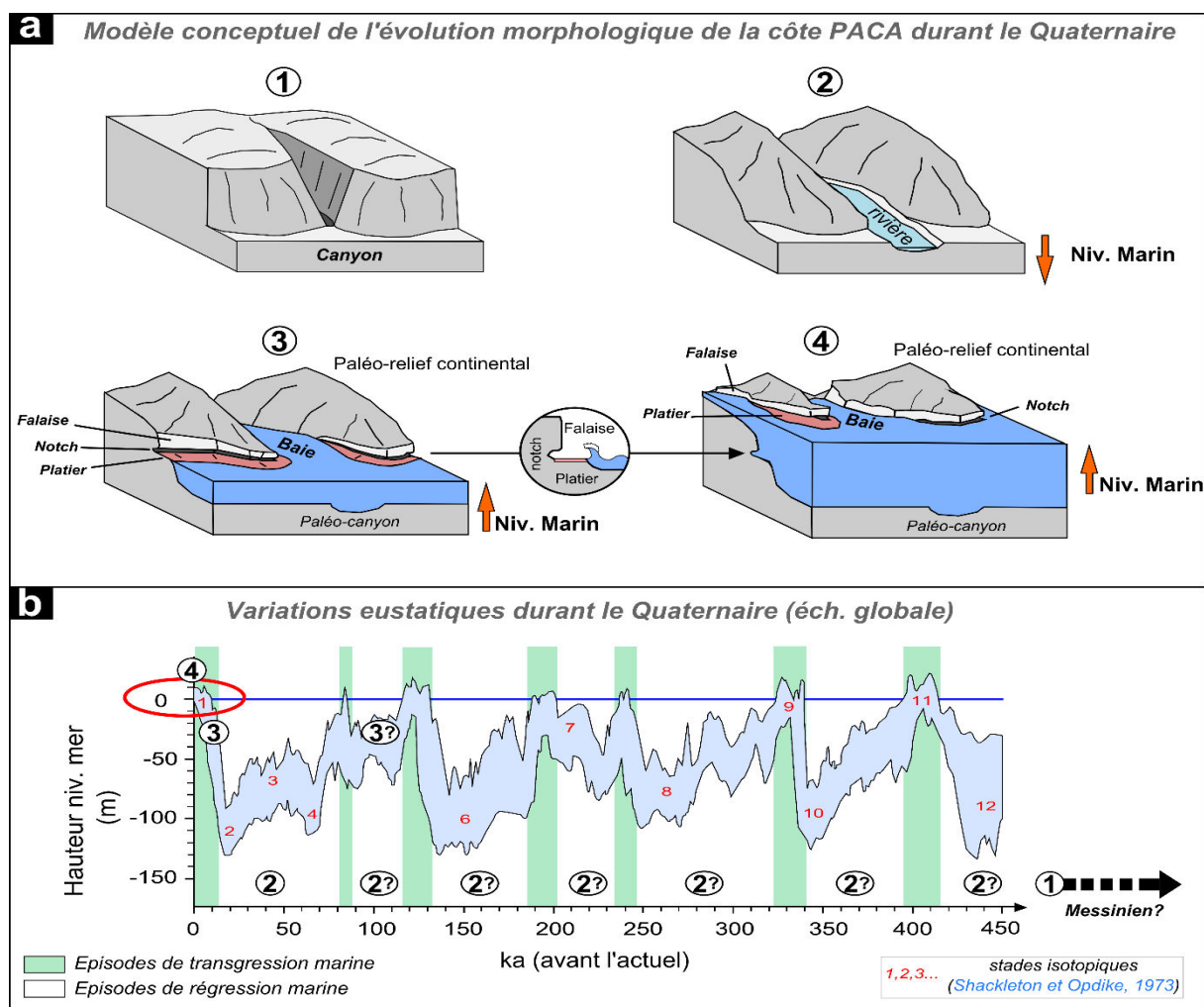


Figure 129. Modèle conceptuel de l'évolution du littoral sur le long terme au cours du Quaternaire (basé sur les observations du Chapitre 5). a- Illustration des 4 stades majeurs observés dans ce travail. b- Repositionnement temporel des stades majeurs en fonction des variations eustatiques sur la première moitié du Quaternaire (compilation des courbes marines à partir des courbes globales d'Imbrie et al., 1987 ; Pisias et al., 1990 ; Hemleben et al., 1996 ; Rohling et al., 1998 ; Shackleton, 2000 ; Hodell et al., 2003 ; Lea et al., 2002 ; Waelbroek et al., 2002 ; Sidall et al., 2003 ; Bintanja et al., 2005).

- ① La grande majorité des modelés côtiers actuels aurait été initiée lors de la crise de Salinité Messinienne à la suite d'un abaissement du niveau marin vers 5,9 Ma. Cette régression brutale a engendré des **incisions** importantes du réseau hydrographique continental avec notamment la création de canyons de plus de 1000 m de profondeur sur le pourtour du bassin méditerranéen (Clauzon, 1973 ; 1978 ; 1979 ; 1982 ; 1996 ; Chumakov, 1973) : tels que les canyons de la *Môle*, de l'*Argens* ou du *Var* situés sur la portion Est de la région (ex. Jolivet et al., 2006).
- ② Puis au cours du Quaternaire la zone côtière a subi d'autres importantes **régressions marines** favorisant la mise en place des reliefs au travers d'une érosion continentale (ex. réseaux hydrographiques) sur une période cumulée d'environ 700 ka. Ainsi les plus faibles temps d'action de l'érosion marine lors des maxima marins (~50 ka) joueraient bien un rôle mineur sur la morphologie régionale.
- ③ Lors des derniers épisodes de la transgression Holocène (~8 ka), la courbe bathymétrique -25 m aurait enregistré une érosion marine durant un peu moins de 1 ka (Lambeck et Bard, 2000; Rufin-Soler et al., 2014). Toutefois, malgré la présence de marqueurs attestant d'une érosion marine active (ex. sous-cavage, platier et falaise et falaise sous-marine), la morphologie générale des reliefs (hérités du point 2) est très peu modifiée. L'érosion s'effectue donc de manière parallèle à la morphologie des massifs côtiers selon le mode des **côtes primaires**. À noter que le paléo-trait de côte (-25m) pourrait aussi être mis en place durant la phase de stabilisation du niveau marin établie entre 110 ka et 70 ka (soit une période de 40 ka). La compréhension de l'origine exacte de ce niveau référent pourrait être validée grâce à une campagne de datation des surfaces sous marines érodées.
- ④ Enfin la dernière transgression Holocène (~7 ka) a permis de mettre en place les systèmes contemporains des falaises/plateformes, comme on a pu les observer au niveau du massif de la Nerthe. Le retrait des falaises au profil du développement des plateformes s'effectue aussi de manière parallèle aux reliefs préexistants, sans modifier la morphologie initiale.

Une analyse plus approfondie concernant l'ampleur de ces contrôles sur la morphologie côtière pourra être élargie en intégrant l'influence de différents environnements qui conditionnent le littoral. Par exemple, l'étude de certaines portions Ouest de la côte Corse

permettra de tester, pour un environnement géologique et microtidal similaire, si les modèles côtiers sont similaires à ceux de la région PACA. L'analyse de la côte bretonne pourra révéler l'influence potentielle du régime macrotidal, tout comme la côte californienne permettra d'aborder les questions de l'influence des soulèvements tectoniques dans le façonnement des littoraux.

CONCLUSION GENERALE.

Au cours de ces dernières décennies, l'intérêt portant sur la dynamique des systèmes côtiers a permis de mieux appréhender les processus d'érosion en révélant par exemple l'importance du rapport de force entre la *morphologie des reliefs*, les *propriétés intrinsèques* de la roche et l'*action des forçages* météo-climatiques dans le conditionnement de l'érosion des côtes rocheuses. Cet aspect fondamental justifie ainsi l'importance de considérer globalement la morphogénèse des systèmes côtiers dans le principal objectif de contraindre à la fois l'*ampleur de l'érosion en fonction de l'expression temporelle des forçages naturels* (marins et subaériens) et la *part du contrôle litho-structural sur l'expression des modèles littoraux*.

Ces études ont d'ailleurs permis de mieux appréhender la dynamique des côtes caractérisées par un régime méso à macrotidal. Par exemple les côtes du Nord de l'Europe évolueraient avec un recul de l'ordre de la dizaine de centimètres par an depuis la dernière transgression marine Holocène (~6-7 ka) jusqu'à l'actuel. Quant à la dynamique des côtes issues des environnements microtidaux, elle est à ce jour encore très peu étudiée. Pour cette raison nous avons tenté de comprendre à partir de l'exemple de la région *Provence-Alpes-Côte d'Azur* quelle était la dynamique érosive des côtes rocheuses à falaise situées dans un environnement microtidal méditerranéen.

Le choix de ce territoire s'est justifié en réponse à une problématique sociétale concernant la gestion des risques, et identifiée depuis plusieurs années comme prioritaire par le Conseil Régional PACA qui apporte régulièrement un soutien financier dans l'objectif de mieux appréhender les aléas côtiers susceptibles d'impacter près de 70% de la population régionale. Or les occurrences gravitaires à l'échelle de la région n'ont cependant jamais été étudiées dans le cadre d'une approche globale combinant à la fois des études *géomorphologiques*, *météo-climatiques*, des *mesures multi-échelles de terrain* afin d'établir plusieurs modèles conceptuels de la réponse érosive et de contraindre la cinématique des systèmes côtiers.

Ce travail doctoral a tout naturellement débuté par une analyse fine des différents modèles théoriques propres à l'érosion des côtes rocheuses, du contexte géomorphologique ainsi que celui des régimes météo-climatiques spécifiques à la région PACA (*cf. Chapitre 1*). Cette dernière analyse a permis d'établir pour la première fois une synthèse complète du signal des forçages naturels méditerranéens depuis la saison jusqu'au Quaternaire (ex. expression des *précipitations*, *tempêtes*, *variations eustatiques*) facilitant ainsi la caractérisation de l'impact

des forçages sur le littoral. Cette réflexion s'inscrit particulièrement dans le courant d'une volonté générale d'établir, à plus grande échelle, l'influence climatique sur l'ensemble de la côte du bassin méditerranéen (ex. de l'émergence des projets transfrontaliers européens *Intereg. – Italie/France* visant à étudier communément les territoires du Nord de la Mer Tyrrhénienne, soit les régions PACA, Ligurie, Toscane, Sardaigne et Corse).

Toute la difficulté de l'étude de l'érosion multi-échelle a consisté à optimiser par la suite le choix des fenêtres d'observation dans le but de déterminer si la magnitude du recul des falaises était continue ou bien si elle décrivait plutôt une succession aléatoire et emboîtée de plusieurs cycles d'érosion. Pour cette raison, nous avons testé la **performance de quatre méthodes** sur leur capacité à mesurer différents épisodes érosifs produits sur des intervalles de temps contrastés. L'intérêt était donc de caractériser l'ampleur de l'érosion et de préciser si elle se comportait de manière continue à l'échelle annuelle (*levés LiDAR embarqués sur bateau*), chronique à l'échelle séculaire (*comparaisons des orthophotographies aériennes*) et exceptionnelle voir catastrophique sur les temps propres à l'Holocène et au Quaternaire (*datations aux cosmogéniques in situ par le nucléide ^{36}Cl – analyses morphométriques*).

Nous concluons au terme de cette exploration méthodologique que la performance des levés LiDAR embarqués sur bateau (*cf. Chapitre 2*) permet de quantifier des valeurs significatives de l'érosion des falaises de Carry-le-Rouet (Bouches-du-Rhône, 13) avec une résolution centimétrique et ce même pour un contexte caractérisé par une faible activité gravitaire (érosion moyenne $\sim 1 \text{ cm.an}^{-1}$). Ce premier travail a notamment souligné l'influence d'une certaine saisonnalité (tempêtes hivernales et précipitations automnales) sur l'occurrence de petits effondrements ($\leq 1 \text{ m}^3$). Les falaises subissent dans ce cas une phase de dégradation préparant les futures instabilités gravitaires plus conséquentes.

En revanche les comparaisons des orthophotographies à l'échelle du siècle (*cf. Chapitre 3*) ne sont pas favorables à la mesure d'un recul significatif des falaises compte tenu du fait que les seuils de détection (ordre centimétrique à métrique) sont supérieurs au signal de l'érosion régionale (supposé $\leq 4 \text{ cm.an}^{-1}$). Toutefois, même si l'analyse n'a pas révélé l'occurrence de nombreux événements gravitaires de grande ampleur (la surface totale des terres perdues serait au minimum de seulement 1,5 ha sur l'ensemble régional), l'affirmation qu'il n'y a pas d'érosion n'est techniquement pas valable. Nous avons donc interprété qu'à l'échelle du XX^e siècle la côte régionale subirait aussi une phase majeure de dégradation.

Puis les datations aux cosmogéniques in-situ à partir du ^{36}Cl (*cf. Chapitre 4*) ont permis de calculer des âges significatifs propres à l'installation des *plateformes d'abrasion marine* sur

la bordure méridionale du massif de la Nerthe (Bouches-du-Rhône, 13), au cours des échelles pluri-séculaires jusqu'au Quaternaire récent. Au regard de l'incertitude des âges, les datations comprises dans l'intervalle de temps séculaire à pluri-millénaire offrent une résolution suffisamment fine pour distinguer plusieurs épisodes érosifs associés à des crises de tempêtes climatiques avérées (ex. des “*pulses*” exceptionnels voir catastrophiques de 6,8 ka BP et probablement de la tempête historique de 1742). En revanche, étant donné que l'incertitude est trop importante pour des âges plus anciens, il n'est pas possible de distinguer plusieurs épisodes climatiques à l'échelle du MIS 5.5 (entre 132 et 118 ka BP).

Enfin, la performance des mesures morphométriques (cf. Chapitre 5) s'est avérée très efficace pour caractériser le comportement morphogénétique de la côte régionale sur le long terme, c'est-à-dire depuis l'Holocène jusqu'au Quaternaire. La *comparaison* des orientations de la côte avec les accidents tectoniques a permis de mettre en évidence l'importance du contrôle litho-structural dans le façonnement du littoral. L'utilisation de l'AMT a confirmé ce contrôle géologique en précisant la forme et la dimension multi-spatiale de la rugosité des modelés côtiers. Quant à la comparaison de cette rugosité avec les morpho-structures supposées d'origines continentales et/ou marines, elle a révélé l'implication majeure des incisions continentales sur la morphogénèse littorale au cours des stades glaciaires du Quaternaire.

Ainsi au regard de ces observations mesurées et interprétées à partir du cadre *géoclimatique* de la Méditerranée Occidentale, nous proposons, au terme de ce travail, de reconstruire les **grandes lignes qui ont marqué la morphogénèse de la côtes régionale PACA** depuis son origine jusqu'à l'actuel (quatre épisodes majeurs) :

① L'origine la plus probable de la morphologie côtière serait associée à l'ouverture du bassin Liguro-Provençal dont la rotation du bloc Corso-Sarde aurait amorcé vers 35-20 Ma une “*proto-forme*” du littoral actuel qui évoluera sous l'action d'importantes incisions continentales pendant les épisodes de régression marine (ex. de la création des canyons messiniens sur plus de 1000 m de profondeur vers 5,9 Ma).

② Puis au cours du Quaternaire la zone côtière va subir d'autres épisodes de régression étalés sur des temps cumulés suffisamment longs (~700 ka) pour entretenir et développer les futurs reliefs côtiers sous la dominance d'une érosion continentale. Cette morphogénèse est principalement contrôlée par le cadre litho-structural hérité de l'histoire géodynamique de la Méditerranée Occidentale. Les environnements contenant des déformations prononcées favoriseraient une morphologie de baie et de cap imbriquée sur des longueurs d'ondes pluri-

kilométriques qui sont précisément fonction de l'amplitude des antiformes et synformes (érosion différentielle), alors que les environnements tabulaires exerceraient plutôt un contrôle au travers des discontinuités structurales en prédéterminant des plans de faiblesse aux échelles kilométriques (ex. 1 et 2 km). De cette façon les plus faibles temps d'action des maxima marins joueraient à l'échelle du Quaternaire (période cumulée ~50 ka) un rôle secondaire sur l'architecture générale de la côte puisque la progression des plateformes marines s'effectuerait de manière parallèle à la morphologie des massifs côtiers. Dans ce cas la côte serait issue en grande partie d'une *formation primaire* et l'intensité des forçages de la mer Méditerranée ne serait pas suffisante pour s'affranchir du contexte litho-structural.

③ Toutefois le développement des plateformes marines témoigne qu'à l'échelle des maxima marins (≤ 10 ka) l'action de la Méditerranée possédait un caractère suffisamment érosif pour engendrer un recul significatif des falaises (ex. du MIS 5.5 et de l'Holocène). Dans ce cas la côte primaire est de manière plus détaillée *polygénique*. L'installation des plateformes au cours de la deuxième moitié de l'Holocène sur la bordure du massif de la Nerthe (vers 6,8 ka BP) aurait pu être initiée par une "*purge eustatique*" sous l'impact du déferlement des premières tempêtes sur une côte qui était déjà altérée par des forçages subaériens (établis depuis le dernier stade glaciaire sur une période d'environ 110 ka). Quant au processus marin à l'origine de la progression des plateformes, il serait contrôlé à l'échelle pluri-millénaire par un ou plusieurs "*pulses*" climatiques :

- en l'absence de perturbations météo-climatiques exceptionnelles, la mer impacterait faiblement la côte qui subirait plutôt une dégradation des matériaux sous l'action des processus subaériens (phases préparatoires à l'érosion) ;
- par contre la combinaison des tempêtes avec des épisodes exceptionnels voir catastrophiques de surcotes millénaires (+3 m NGF) engendrerait une érosion significative sur les portions de falaises déjà altérées (facteur déclenchant). Dans la limite de nos observations, l'exemple le plus récent de cet épisode se serait produit au cours du XVIII^e siècle (probablement associé à la tempête de 1742).

La durée de la phase préparatoire à l'érosion dépendrait de la période de retour de ces phénomènes de surcotes.

④ Enfin, la tendance évolutive de la côte depuis le XX^e siècle jusqu'à l'actuel serait principalement régie par l'action des forçages annuels (absence de l'expression dominante des sollicitations historiques). Les précipitations généreraient une érosion totale légèrement plus

importante sous la forme de *chute de blocs* et de reprise des *glissements de terrain* préexistants, alors que l'action des tempêtes engendrerait une érosion plus localisées en *incisant* de façon plus efficace l'intérieur des criques et les sous-cavages. De manière plus générale, les occurrences gravitaires annuelles et séculaires se produisent selon une loi-échelle. Cette dernière décrit que la dimension de l'érosion est contrôlée par une relation puissance sous l'influence du grain structural qui conditionne plutôt une érosion "*épidermique*" (morphologie en plaquette parallèle à la côte). Quant au contrôle lithologique, il influe plutôt sur l'efficacité de l'érosion (notamment à l'échelle annuelle). Toutefois l'ampleur de l'érosion est relativement faible (ordre du millimètre à quelques centimètres par an) et s'apparenterait plutôt à la production d'évènements précurseurs ("*bruit de fond*") à une rupture plus conséquente. Ainsi à l'échelle des temps courts, les falaises subissent plutôt une phase de dégradation préparant l'occurrence des futures instabilités gravitaires plus conséquentes (action des prochaines tempêtes pluri-séculaires à millénaires ?).

Au regard de cette histoire établie au cours du Quaternaire nous concluons finalement que la contribution des forçages microtidaux méditerranéens est relativement faible sur la morphogénèse de la côte régionale par rapport aux côtes situées dans les environnements méso à macrotidaux telles que la Manche. Ainsi les conditions de la Méditerranée relatives à un faible marnage combiné avec des tempêtes peu intenses (*faible fetch*) constituent les principaux facteurs limitant de l'action marine en comparaisons des mers plus ouvertes ou des océans. Toutefois il est primordial d'avoir un regard interprétatif global sur l'érosion de la côte PACA dans l'objectif d'appréhender les aléas côtiers en fonction de l'ampleur des occurrences relatives à des gammes temporelles contrastées (Quaternaire, Holocène, séculaire/annuel).

Bien qu'à l'échelle du Quaternaire la morphogénèse de la côte actuelle est à *contrario* d'origine continentale et ne présente pas d'éléments susceptibles d'impacter les aléas actuels, il sera important, d'un point de vue fondamental, de réaliser des analyses plus approfondies concernant l'ampleur du contrôle litho-structural sur la morphologie des côtes similaires à la région PACA, et de déterminer par exemple quelle est l'influence des environnements méso/macrotidaux ou subissant des soulèvements tectoniques sur la morphogénèse générale.

En revanche à l'échelle Holocène, les tempêtes de surcotes exceptionnelles peuvent engendrer le développement des plateformes marines. Même si leur progression reste inférieure à celle des plateformes de Normandie, l'occurrence de ces tempêtes à l'échelle pluri-millénaire peut toutefois avoir des conséquences considérables sur la côte PACA en l'impactant jusqu'à plus de 3 m NGF. Rappelons tout de même que l'événement le plus récent remonterait

seulement au XVIII^e siècle. Dans un objectif de durabilité, ce type d'épisode climatique doit être intégré avec précaution dans les questions de l'aménagement du territoire et de la gestion des risques côtiers. L'interprétation des âges complémentaires devra être effectuée par la suite dans le but de mieux contraindre quelle est l'ampleur de ces épisodes sur l'initiation et la progression des plateformes de la Nerthe. Cette axe s'inscrit dans un courant émergent des études "*néo-catastrophiques*" afin d'appréhender par analogie les futures évolutions des systèmes côtiers, notamment dans un contexte d'une amplification avérée des tempêtes au cours de la dernière décennie combinée avec les prédictions d'une hausse maximale d'environ 1 m du niveau marin pour les horizons 2100.

Enfin bien qu'aux échelles séculaires et annuelles les falaises témoignent plutôt d'une phase préparatoire à l'érosion, la magnitude de certaines occurrences gravitaires est suffisante pour impacter les portions littorales fortement urbanisées (ex. des chutes de blocs comprises entre 20 m³ et 500 m³ générées en 2005, 2008 et 2013 à proximité des habitations de la commune de Carry-le-Rouet). La prise en compte des lois d'échelle permettra de mieux appréhender l'évaluation des risques actuels. Mais dans un souci d'une gestion intégrée il sera crucial de poursuivre ces mesures de télédétection au cours des prochaines décennies afin d'évaluer des lois probabilistes permettant de prédire l'occurrence et la taille des futurs phénomènes gravitaires. En effet les conditions limitantes des observations séculaires combinées avec des mesures à hautes résolutions spatiales (LiDAR) mais restreintes sur seulement un an et demi n'ont pas permis d'avoir une vision suffisamment représentative du comportement de l'érosion des falaises. Compte tenu du coût important des levés LiDAR, ces futures acquisitions pourront être effectuées au moyen des nouvelles technologies de photogrammétrie numérique qui garantissent une alternative équivalente aux mesures lasergrammétriques mais avec un coût relativement faible.

Références bibliographiques.

A

- Abellán, A., Calvet, J., Vilaplana, J.M., Blanchard, J., 2010. Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology* 119, 162-171.
- Abellán, A., Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Rosser, N.J., Lim, M., Lato, M.J., 2014. Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 80-97.
- Abellán, A., Vilaplana, J.M., Martínez, J., 2006. Application of a long-range terrestrial laser scanner to a detailed rockfall study at Vall de Núria (Eastern Pyrenees, Spain). *Engineering Geology* 88 (3-4), 136-148.
- Adams, P. N., Anderson, R. S., Revenaugh, J., 2002. Microseismic measurement of wave energy delivery to a rocky coast. *Geology* 30, 895-898.
- Adams, P. N., Storlazzi, C. D., Anderson, R. S., 2005. Nearshore wave-induced cyclical flexing of sea cliffs. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 110, F2: F02002, 10.1029/2004JF000217.
- Alessio, G., Alfonsi, L., Brunori, C.A., Cinti, F.R., Civico, R., Cucci ; L., D'Addezio, G., De Ritis, R., Falcucci, E., Fracassi, U., Gasparini, A., Gori, S., Lisi, A., Mariano, S., Mariucci, M.T., Montone, P., Nappi, R., Pantosti, D., Patera, A., Piedominici, S., Pignone, M., Pinzi, S., Vannoli, A., Venuti, A., Villani, F., 2009. Evidence for surface associated with the Mw 6.3 L'Aquila earthquake sequence of April 2009 (central Italy). EMERGEO working group, 23 pp.
- Alfimov, V., and Ivy-Ochs, S., 2009. How well do we understand production of ³⁶Cl in limestone and dolomite? *Quaternary Geochronology* 4, 462-474.
- Alho, P., Kukko, A., Hyyppä, H., Kaartinen, H., Hyyppä, J., Jaakkola, A., 2009. Application of boat-based laser scanning for river survey. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1831-1838.
- Alpert, P., Ben-gai, T., Baharad, A., Benjamini, Y., Yekutieli, D., Colacino, M., Diodato, L., Ramis, C., Homar, V., Romero, R., Michaelides, S., Manes, A., 2002. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophysical research letters* 29 (0), doi 10.1029/2001GL013554.
- American Society of Photogrammetry, 1980. *Manual of Photogrammetry*, (Ed) Slama C.C., Theurer, C., Hendrikson, S.W. Falls Church, Va., Fourth Edition, 1056 pp.
- Amitrano, D., Grasso, J. R., Senfaute, G., 2005. Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophysical Research Letters* 32, L08314, doi: 10.1029/2004GL022270.
- Anders, F.J., Byrnes, M.R., 1991. Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. *Shore Beach* 59, 17-26.
- Anderson, R. S., Anderson, S.P., 2010. *Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscape*. Cambridge University Press, 637 pp.
- Andreani, L., Loget, N., Rangin, C., Pichon, X.L., 2010. New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 181, 547-563.
- Andriani, G.F., Walsh, N., Pagliarulo, R., 2005. The influence of geological setting on the morphogenetic evolution of the Tremiti Archipelago (Apulia, Southeastern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5, 29-41.
- Andrle, R., 1994. The angle measure technique: a new method for characterizing the complexity of geomorphic lines. *Mathematical Geology* 26, 83-97.
- Andrle, R., 1996. The west coast of Britain: statistical self-similarity vs. characteristics scales in the landscape. *Earth Surface Processes Landforms* 21, 955-962.

- AR4 IPCC, 2007. Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge, 940 pp.
- Argüelles-Fraga, R., Ordóñez, C., García-Cortés, S., Roca-Pardiñas, J., 2013. Measurement planning for circular cross-section tunnels using terrestrial laser scanning, *Automation in Construction* 31, 1-9.
- Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddaddouche, K., Braucher, R., Finkel, R.C., Nottoli, E., Benedetti, L., Merchel, S., 2013. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER after 4 years: Status and recent developments on 36Cl and 129I. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. Sect. B* 294, 24-28.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gott dang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res.* 268 (B), 1954-1959.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, 139-171.
- Arthaud, F., Séguret, M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lyon (Sud de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23, 51-63.
- Audra, A., Mocochain, L., Camus, H., Gilli, E., Clauzon, C., Bigot, J.Y., 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta* 17(6), 27-38.
- Augris, C., Clabaut, P., Costa, S., Gourmelon, F., Latteaux, B., 2004. Evolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime. Ifremer, Conseil général de la Seine-Maritime, EDF. Ed. Ifremer, Bilanx and Prospectives, 159 pp.
- Aulard, F.A., 1793. Recueil des Actes du Comité de salut public (1), 474pp.
- B**
- Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10Be and 26Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174-195.
- Baltsavias E.P., 1996. Quality analysis and calibration of DTP scanners. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing* 31(B1), 13-19.
- Baltsavias, E.P., 1994. Test and calibration procedures for images scanners. *International Archive of Photogrammetry and Remote Sensing* 30(1), 163-170.
- Baltsavias, E.P., 1999. Airborne laser scanning: basic relations and formulas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 54, 199-21.
- Barber, D., Mills, J., Smith-Voysey, S., 2008. Geometric validation of a ground-based mobile laser scanning system. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 63, 128-141.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J., 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides, *Tellus* 52B, 958-992.
- Barlow, J., Lim, M., Rosser, N., Petley, D., Brain, M., Norman, E., Geer, M., 2012. Modeling cliff erosion using negative power law scaling of rockfalls. *Geomorphology* 139-140, 416-424.
- Baroux, E., 2000. Tectonique active en région à sismicité modérée : le cas de la Provence (France). Apport d'une approche pluridisciplinaire. Thèse de doctorat de l'Université Paris Sud, Orsay, 327 pp.
- Baroux, E., Bethoux, N., Bellier, O., 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophys. J. Int.* 145, 336-348.
- Baroux, E., Pino, N.A., Valensise, G., Scotti, O., Cushing, M.E., 2003. Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake: A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations. *J. Geophys. Res.*, 108 (B9), 2454, doi: 10.1029/2002JB002348.

- Bartley, J.D., Buddemeier, R.W., Bennett, D.A., 2001. Coastline complexity: a parameter for functional classification of coastal environments. *Journal of Sea Research* 46, 87-97.
- Baudrimont, A. F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 1, (1) 261-308.
- Bauve, V., Rolland, Y., Sanchez, G., Giannerini, G., Schreiber, D., Corsini, M., Perez, J.L., Romagny, A., 2012. Pliocene to Quaternary deformation in the Var Basin (Nice, SE France) and its interpretation in terms of "slow-active" faulting. *Swiss J Geosci* DOI 10.1007/s00015-012-0106-4.
- Becker, R. A., Chambers, J. M., Wilks, A. R., 1988. *The New S Language*. Wadsworth and Brooks/Cole.
- Belov, A.P., Davies, P., Williams, A.T., 1999. Mathematical modeling of basal coastal erosion in uniform strata: a theoretical approach. *Journal of Geology* 107, 99-109.
- Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F., Flerit, F., 2002. Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ³⁶Cl cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquakes. *Geophysical Research Letters* 29, 87-1.
- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M., Séranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, vol. 15, 6, 1192-1212.
- Bergerat, F. 1985. Déformation cassante et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse de doctorat, Univ. Paris VI, 291 pp.
- Bergerat, F., 1987. Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision, *Tectonics* 6, 99-132.
- Bernatchez, P., Fraser, C., Lefavre, D., Dugas, S., 2011. Integrating anthropogenic factor, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal flooding and erosion hazards. *Oceans and Coastal Management* 54, 621-632.
- Bertolini, G., Casagli, N., Ermini, L., Malaguti, C., 2004. Radiocarbon Data on Lateglacial and Holocene Landslides in the Northern Apennines. *Natural Hazards* 31, 645-662.
- Bertrand M., 1887, Ilot triasique du Beausset (Var), Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris, *Bulletin de la société géologique de France*, 3, XV, 667-702.
- Besl, P. J., McKay, N. D., 1992. A Method for Registration of 3-D Shapes. *IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence* 14 (2), 239-256.
- Besson, D., 2005. Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. Thèse, Ecole des Mines, Paris, 438 pp.
- Bestani, L., 2015. Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal : Modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille, 246 pp.
- Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Floquet, M., Philip, J., Bellier, O., Hollender, F., 2015, Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France, In: Serrane M. et al., Eds, *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The circum-Mediterranean basins and analogues*, *Bulletin de la société géologique de France*, 186, sp issue (in press).
- Béthoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattano, M., Eva, C., Feignier, B., Nicolas, M., Granet, M., 1992. A closing Ligurian sea? *Pure and Applied Geophysics* 139, 179-194.
- Béthoux, N., Tric, E., Chery, J., Beslier, M.O., 2008. Why is the Ligurian basin (Mediterranean sea) seismogenic? Thermomechanical modelling of a reactivated passive margin. *Tectonics* 27, doi: 10.1029/2007TC002232.
- Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Boulès, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., Stéphan, J.F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 141-150.
- Billen, R., Cornélis, B., 2000. Géométrie de la spatiocarte : correction et validation. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* 38, 25-42.

- Billen, R., Cornélis, B., Sheeren, D., Donnay, J.P., Pantazis, D., 1999. Influence de la précision absolue des points d'amer sur la qualité de la géoréférenciation des images à très hautes résolutions. Actes des VIII^{es} journées scientifiques du Réseau Télédétection de l'IAUF : La télédétection en francophonie : analyse critique et perspectives, à paraître.
- Bintanja, R., van de Wal, R.S.W., Oerlemans, J., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature* 437, 125-128.
- Bishop, P., Cowell, P., 1997. Lithological and drainage network determinants of the character of drowned, embayed coastlines. *Journal of Geology* 105, 685-699.
- Bitelli, G., Dubbini, M., Zanutta, A., 2004. Terrestrial laser scanning and digital photogrammetry techniques to monitor landslide bodies, in: Altan, O. (Eds.), *Proceedings of XX ISPRS Congress, Istanbul, Turkey. Commission V, WG V/2*, 246-251.
- Blanc, P.L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Strait assessing the size of a cataclysm. *Geodin. Acta* 15, 303-317.
- Blanco Chao, R., Costa, Casais, M., Martinez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., Trenhaile, A.S., 2003. Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 757-775.
- Bloom, A.L., 1965. The explanatory description of coasts. *Zeitschrift für Geomorphologie* 9, 422-436.
- Boezio, M., Carlson, P., Francke, T., Weber, N., Suffert, M., Hof, M., Menn, W., Simon, M., Stephens, S.A., Bellotti, R., Cafagna, F., Circella, M., De Marzo, C., Finetti, N., Papini, P., Piccardi, S., Spillantini, P., Ricci, M., Casolino, M., De Pascala, M.P., Morselli, A., Picozza, P., Sparvoli, R., Barbiellini, G., Schiavon, P., Vacchi, A., Zampa, N., Grimani, C., Mitchel, J.W., Ormes, J.F., Streitmatter, R.E., Bravar, U., Golden, R.L., Stochaj, S.J., 2000. Measurement of the flux of atmospheric muons with the CAPRICE94 apparatus. *Phys. Rev. D* 62, 032007.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130-2136.
- Bordoni, P., Valensise, G., 1998. Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications. Special Publication. In: Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. (Eds.), *Coastal Tectonics* 146, 71-110.
- Borgatti, L., Soldati, M., 2010. Landslides as a geomorphological proxy for climate change: A record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology* 120, 56-64.
- Bowman, D., Goldsmith, V., 1983. Bar morphology of dissipative beaches: an empirical model. *Marine Geology* 51, 15-33.
- Brandimarte, L., Di Baldassarre, G., Bruni, G., D'Odorico, P., Montanari, A., 2011. Relation between the north-Atlantic oscillation and hydroclimatic conditions in Mediterranean areas. *Water resour manage* 25, 1269-1279.
- Braucher, R., Bourlès, D., Merchel, S., Vidal Romani, J., Fernandez-Mosquera, D., Marti, K., Keddadouche, K., 2013. Determination of muon attenuation lengths in depth profiles from in situ produced cosmogenic nuclides. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 294, 484-490.
- Braucher, R., Bourlès, D.L., Brown, E.T., Colin, F., Muller, J.-P., Braun, J.-J., Delaune, M., Edou Minko, A., Lescouet, C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 2003. Application of in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. *Chemical Geology* 170, 95-111.
- Braucher, R., Colin, F., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Bamba, O., Raisbeck, G. M., Koud, J.M., 1998. African laterite dynamics using in situ-produced ¹⁰Be. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1501-1507.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depths: A multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 1-9.
- Brodu, M., Lague, D., 2012. 3D terrestrial lidar data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion: Application in geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 68, 121-134.
- Brooke, P.B., Young, R.W., Bryant, E.A., Murray-Wallace, C.B., Price, D.M., 1994. A Pleistocene origin for shore platforms along northern Illawarra coast, New South Wales. *Australian Geographer* 25, 178-185.

- Brooks, S.M., Spencer, T., 2010. Temporal and spatial variations in recession rates and sediment release from soft rock cliffs, Suffolk coast, UK. *Geomorphology* 124, 26-41.
- Brossard, J., Duperret, A., 2004. Coastal chalk cliff erosion: experimental investigation on the role of marine factors. *Coastal Chalk Cliff Instability*, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications 20, 109-120.
- Brunel, C., 2010. Evolution séculaire de l'avant côte de la Méditerranée Française, impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille 1, 470 pp.
- Brunel, C., 2012. Tempêtes et élévation marine : sur les plages françaises de Méditerranée. Milieux naturels et sociétés – Approches géographiques. ISBN 978-2-296-99817-9. Edition Harmattan. 290 pp.
- Brunel, C., Sabatier, F., 2007. Pocket beach vulnerability to sea-level rise. *Journal of Coastal Research* 50, 604-609.
- Brunel, C., Sabatier, F., 2009. Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast. *Geomorphology* 107, 47-57.
- Bruneton, H., 1999. Evolution Holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique. Les plaines d'Arles. Thèse de géographie physique, Université de Provence, 363 pp.
- Bruneton, H., Provansal, M., Devillers, B., Jorda, C., Ollivier, V., Miramont, C., Blanchemanche, P., Berger, J.F., Leveau, P., 2002. Relations entre paléohydrologie et morphogenèse holocènes des petits et moyens bassins versants en basse Provence et Languedoc oriental. In : J.P. Bravard et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, 259-268.
- Brunsdon, D., Lee, E.M., 2004. Behaviour of coastal landslide systems: an interdisciplinary view. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 134, 1-112.
- Budetta, P., Galiotta, G., Santo, A., 2000. A methodology for the study of the relation between coastal cliff erosion and the mechanical strength of soils and rock masses. *Engineering Geology* 56 (3-4), 243-256.
- Budetta, P., Santo, A., Vivencio, F., 2008. Landslide Hazard mapping along the coastline of the Cilento region (Italy) by means of a GIS-based parameter rating approach. *Geomorphology* 94, 340-352.
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geol. Helv.*, 83 (3), 559-583.
- C**
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaiffi, L., Shackleton, N.J., Scho'nfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperature during the last 30,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40-52.
- Calais, E., Galisson, L., Stephan, J.F., Delteil, J., Deverchere, J., Larroque, C., Mercier de Lepinay, B., Popoff, M., Sosson, M., 2000. Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics* 319, 1-17.
- Campredon, R., 1977. Les formations paléogènes des alpes maritimes franco-italiennes. Thèse de Doctorat d'Etat, Nice.
- Caplain, B., 2011. Etude expérimentale de l'érosion d'un massif de sable cohésif par une houle monochromatique. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 164pp.
- Caputo, R., 2007. Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Change* 57, 417-423.
- Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D., 1997. *Coastal evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, 523pp.
- Casini, S., Martino, M., Petitta, M., Prestininzi, A., 2006. A physical analogue model to analyze interactions between tensile stresses and dissolution in carbonate slopes. *Hydrology Journal*, 14(8), 1387-1402.
- Castedo, R., Murphy, W., Lawrence, J., Peredes, C., 2012. A new process-response coastal recession model of soft rock cliffs. *Geomorphology*, 177/178, 128-143

- Cazenave, A., 2004. Les mesures satellitaires confirment la montée du niveau des océans. *La Recherche*, Dossier n° 17.
- Challinor, J., 1949. A principle in coastal geomorphology. *Geography* 34, 212-215.
- Champagnac, J.-D., Sue, C., Delacou, B., Burkhard, M., 2004. Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova* 16 (4), 232-242.
- Champion, C., 1999. Déformation de la Provence occidentale depuis le Miocène : étude structurale, utilisation des surfaces géomorphologiques marqueurs et analyse quantitative du relief. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille III, 222pp.
- Chappell, J., Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, 137-140.
- Chardon, D., Bellier, O., 2003, Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake: structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline, *Bulletin de la Société Géologique de France* 174, 497-510.
- Chelli, A., Pappalardo, M., Llopis, I.A., Federich, P.R., 2010. The relative influence of lithology and weathering in shaping shore platforms along the coastline of the Gulf of La Spezia (NW Italy) as revealed by rock strength. *Geomorphology* 118, 93-104.
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Wasserburg, G.J., 1991. Precise chronology of the Last Interglacial period: ²³⁴U/²³⁰Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin* 103, 82-97.
- Chumakov, I. S., 1973. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and Upper Egypt, Deep Sea Drill Project, Initial report, *Washington* 13(2), 1242-1243.
- Church, J. A., White, N.J., 2006. 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters* 33, L01602.
- Ciavola, P., Armaroli, C., Chiggiato, J., Valentini, A., Deserti, M., Perini, L., Luciani, P., 2007. Impact of storms along the coastline of Emilia-Romagna: the morphological signature on the Ravenna coastline (Italy). *Journal of Coastal Research* SI 50, 540-544.
- Cignoni, P., Rocchini, C., 1998. Metro: measuring error on simplified surfaces. *Computer Graphics Forum* 17 (2), 167-174.
- Clauzon G., 1984. Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son Piémont : l'exemple du Lubéron (Vaucluse, France). *Montagnes et Piémonts*, Toulouse, R.G.P.S.O.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône Valley. Deep Sea Drill Project, Initial report, *Washington* 13(2), 1251-1256.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var Canyon (Provence, southern France): paleogeographic implications. *Marine Geology* 27(3-4), 231-246.
- Clauzon, G., 1979. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol* 29, 15-40.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du « dessiccated deep basin model » (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 24, 231-246.
- Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie* 1, 3-22.
- Clauzon, G., Fleury, J., Schlupp, A., 2004. Evolution géodynamique du Bas-Rhône (section Orange/Beaucaire) depuis 6 Ma. Rapport interne CEA, 89 pp.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Aguilar, J.P., Ambert, P., Cappetta, H., Cravatte, J., Drivaliari, A., Doménech, R., Dubar, M., Leroy, S., Martinell, J., Michaux, J., Roiron, P., Rubino, J.L., Savoye, B., Vernet, J.L., 1996. Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean region. *Paleontologia I Evolucio, Mém. Sp. 2*, 132-186.
- Colantoni, P., Menucci, D., Nesci, O., 2004. Coastal processes and cliff recession between Gabicce and Pesaro (northern Adriatic Sea): a case history. *Geomorphology* 62, 257-268.
- Collina-Girard, J., 1995. Analyse multiscalaire et multisource des directions structurales du Massif des Calanques et de leur expression morphologique : application au Cap Morgiou et à la grotte Cosquer (Marseille, France) / Multiscalar analysis of structural

- directions in the «Massif des Calanques» and associated morphological trends in the vicinity of Cosquer cave (cape Morgiou, Marseille, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1 (2), 67-84.
- Collina-Girard, J., 1999. Observation en plongée de replats d'érosion eustatique à l'île d'Elbe (Italie) et Marie-Galante (Antilles) : une séquence bathymétrique mondiale? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 328, 823-829.
- Collina-Girard, J., 2002. Underwater mapping of Late Quaternary submerged shorelines in Western Mediterranean Sea and the Caribbean Sea. *Quaternary International* 92, 63-72.
- Collins, B., Sitar, N., 2008. Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, Pacifica, California, USA. *Geomorphology* 97(3), 483-501.
- Collins, E.S., Scott, D.B., Gayes, P.T., 1999. Hurricane records on the South Carolina coast: can they be detected in the sediment record? *Quaternary International* 56, 15-26.
- Combes, P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques, Méthodologie de la zonation tectonique en relation avec la sismicité. Thèse de doctorat, Strasbourg, Université Louis Pasteur, 182 pp.
- Coombes, M.A., Naylor, L.A., Thompson, R.C., Roast, S.D., Gomez-Pujol, L., Fairhurst, R.J., 2011. Colonization and weathering of engineering materials by marine micro-organisms: an SEM study. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 582-593.
- Corbel, J., 1956. Un karst méditerranéen de basse altitude : le massif des Calanques et la formation de son relief. *Revue de géographie de Lyon* 31(2), 129-136.
- Cornélis, B., Pattyn, F., 1997. Geocoding SPOT image coverage of Belgium: evaluation and optimization of rectification procedures. Etude de faisabilité, SURFACES, Université de Liège et Geografisch Instituut, Vrije Universiteit Brussel. in Bille, R., Cornélis, B., 2000. Géométrie de la spatio-carte : correction et validation. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* 38, 25-42.
- Corroy, G., Tempier, C., Durand, J.P., 1964. Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. *C. R. Acad. Sci. Fr.* 258(D), 1556-1557.
- Corsini, M., Rolland, Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *C. R. Geoscience* 341(2009), 241-223.
- Cory, M.-J., McGill, A., 1999. DTM Derivation at Ordonance Survey Ireland, (OEEPE Workshop, Automation in Digital Photogrammetric Production, 22-24 juin 1999, École Nationale des Sciences Géographiques, Marne-la-Vallée.)
- Cosentino, D., Cipollari, P., Lo Mastro, S., Giampaolo, C., 2005. High-frequency cyclicity in the latest Messinian Adriatic foreland basin: Insight into palaeoclimate and palaeoenvironments of the Mediterranean Lago-Mare episode. *Sedimentary Geology* 178, 31-53.
- Costa, S., 1997. Dynamique littorale et risques naturels : L'impact des aménagements, des variations du niveau marins et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme. Thèse de doctorat, Université de Paris I. 376 pp.
- Costa, S., 2004. Le suivi des éboulements/écroulements des falaises crayeuses du Pays de Caux (Le Tréport/Veules-les-Roses) entre 2002 et 2004. Conseil Général de la Seine-Maritime. Rapport final, 28 pp.
- Costa, S., Delahaye, D., Freiré-Díaz, S., Davidson, R., Di Nocera, L., Plessis, E., 2004. Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis, in Mortimore, R.N and Duperret, A. (Eds), *Coastal Chalk Cliff Instability*, Geological Society, London, Engineering Geology. Special Issue 20, 139-148.
- Costa, S., Freiré-Díaz, S., Di-Nocera, L., 2001. Le littoral haut-normand et picard : une gestion concertée. *Annales de Géographie* 658, 117-135.
- Cotton, C.A., 1954. Deductive morphology and the genetic classification of coasts. *Scientific Monthly*. 78, 163-181.
- Courboux, F., Larroque, C., Deschamps, A., Gélis, C., Charreau, J., Stéphan, J.F., 2003. An unknown active fault revealed by microseismicity in the south-east of France. *Geophysical Research Letters* 30, doi: 10.1029/2003GL017171.

- Courboulex, F., Larroque, C., Deschamps, A., Kohrs-Sansorny, C., Gélis, C., Got, J.L., Charreau, J., Stéphan, J. F., Béthoux, N., Virieux, J., Brunel, D., Maron, C., Duval, A.M., Pérez, J.L., Mondielli, P., 2007. Seismic hazard on the French Riviera: observations, interpretations and simulations. *Geophysical Journal International* 170, 387-400.
- Cromwell, P.J., Leatherman, S.P., Buckley, M.K., 1991. Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research* 7(3), 839-852.
- Crozier, M. J., 1986, *Landslides: Causes, Consequences and Environment*: London, Croom Helm.
- Crozier, M.J., Deimel, M.S., Simon, J.S., 1994. Investigation of earthquake triggering for Seep-Seated Landslide, Taranaki, New Zealand. *Quaternary International* 25, 65-73.
- Cruslock, E.A., Naylor, A.N., Foote, Y.L., Swantesson, J.O., 2010. Geomorphologic equifinality: A comparison between shore platforms in Högå Kusten and Fårö, Sweden and the Vale of Glamorgan, South Wales, UK. *Geomorphology*, 114, 78-88.
- Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, (t. II-4), p. 529-546.
- Cushing, E.M., Bellier, O., 2003. La Faille de la Moyenne Durance : précision concernant le tracé en surface de la faille entre Pertuis et Château Arnoux. Note technique n°03-21, 16 pp., 1 Annexe, 1 carte au 1/100.000.
- Cushing, E.M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, P., Dervin, P., Guignard, P., Bove, L., 2008. A multidisciplinary study of a slow-dipping fault for seismic hazard assessment. The exemple of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophys. J. Int.* 172, 1163-1178.
- D**
- D'Alessandro, L., De Pippo, T., Donadio, C., Mazzarella, A., Miccadei, E., 2006. Fractal dimension in Italy: a geomorphological key to interpretation. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*. 50, 479-499.
- Dahl-Jensen, T., Larsen, L.M., Pedersen, S.A.S., Pedersen, J., Jepsen, H.F., Pedersen, G.K., Nielsen, T., Pedersen, A.K., Von platen-Hallermund, F., Weng, W., 2004. Landslide and tsunami 21 November 2000 in Paatuut, West Greenland. *Natural Hazards* 31, 277-287.
- Dai, Z.J., Li, C.C., Zhang, Q.L., 2004. Fractal analysis of shoreline patterns for crenulated-bay beaches, Southern China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 61, 65-71.
- Daigneault, M., 2001. Processus d'altération/érosion à l'interface Océan/Continent/Atmosphère : aspects quantitatifs et semi-quantitatifs. Exemple des falaises de l'Est du Canada (Gaspésie). Thèse de doctorat. Université Jean Monnet (Saint-Etienne), 319 pp.
- Damgaard, J., Dong, P., 2004. Soft cliff recession under oblique waves: physical model tests. *Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering* 130(5), 234-242.
- Darnault, R., 2012. Étude de l'évolution géomorphologique des versants de montagne et des déstabilisations gravitaires associées: une approche couplée de datations géochronologiques, d'observations sismotectoniques et de modélisations. Thèse de doctorat, Nice, Université de Nice Sophia-Antipolis, 240 pp.
- Davidson, J.P., Reed, W.E., Davis, P.M., 2002. *Exploring Earth: an Introduction to Physical Geology*. Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, NJ, 477pp.
- De Guidi, G., Scudero, S., 2013. Landslide susceptibility assessment in the Peloritani Mts. (Sicily, Italy) and clues for tectonic control of relief processes. *Natural Hazard and Earth System Sciences* 13, 949-963.
- De Lange, W.P., Moon, V.G., 2005. Estimation long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology*, 80, 292-301.
- De Martonne, E., 1909. *Traité de géographie physique*. A. Colin, Paris, 910 pp.

- Delfaud, J., Toutin-Morin, N., Morin, R., 1989. Un cône alluvial en bordure d'un bassin intramontagneux : la formation permienne du Rocher de Roquebrune (Bassin du Bas-Argens, Provence orientale), *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 309, 1811-1817.
- Demory, F., Conesa, G., Oudet, J., Mansouri, H., Munch, P., Borgomano, J., Thouveny, N., Lamarche, J., Gisquet, F., Marié, L., 2011. Magnetostratigraphy and paleoenvironments, in *Shallow-water carbonates: the Oligocene-Miocene sediments in the northern margin of the Liguro-Provençal basin (West Marseille, southeastern France)*. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182(1), 37-55.
- Derruau, M. 1972. Les formes du relief terrestre : notion de géomorphologie. Ed. Masson : 119 pp.
- Derruau, M., 1967. Précis de géomorphologie. Masson et Cie, Paris, 415 pp.
- Dewez, T. J. B., Rohmer, J., Closset, L., 2007. Laser survey and mechanical modeling of chalky sea cliff collapse in Normandy, France, in: Mc Innes, R., Jakeways, J., Fairbanks, H. and Mathie, E. (Eds.), *Proceedings of Landslides and Climate Change, Challenges and Solutions (Isle of Wight, England)*, 281-288.
- Dewez, T. J. B., Rohmer, J., Regard, V., Cnudde, C., 2013. Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys: case study from Mesnil Val (Normandy, northern France), in Conley, D., Masselink, G., Russel, P., O'Hare, T. (Eds.), *Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England)*, *Journal of Coastal Research. Special Issue* 65, 702-707.
- Dewez, T.J.B., 2014. Reconstructing 3D coastal cliffs from airborne oblique photographs without ground control points. *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2(5), 113-116.
- Dickson, M.E., Woodroffe, C.D., 2005. Rock coast morphology in relation to lithology and wave exposure, Lord Howe Island, south-west Pacific. *Annals of Geomorphology*. 49, 239-251.
- Dolan, R., Hayden, B.P., May, P., May, S., 1980. The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs, *Shore and Beach*, 48, 4, 22-29. Dolan, R., Fenster, M.S., Holme, S.J., 1991. Temporal analysis of shoreline positions: a test of algorithms. *Journal of Coastal Research* 3(1), 723-744.
- Dong, P., Guzzetti, F., 2005. Frequency-size statistics of coastal soft-cliff. *Coastal Eng.* 131(1), 37-42.
- Donnelly, J.P., 2005. Evidence of past intense tropical cyclones from backbarrier salt pond sediments: a case study from Isla de Culebrita, Puerto Rico, USA. *Journal of Coastal Research* 21(4), 201-210.
- Dornbusch, U., Robinson, D.A., Moses, C.A., Williams, R.B.G., 2008. Temporal and spatial variations of chalk cliff retreat in East Sussex, 1873 to 2001. *Mar. Geol.* 249, 271-282.
- Dornbush, U., Robinson, D.A., Moses, C., Williams, R., 2006. Chalk coast erosion and its contribution to the single budget in East Sussex. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband* 144, 215-230.
- Dornbush, U., Robinson, D.A., Moses, C., Williams, R., 2006. Retreat of Chalk cliffs in the eastern English Channel during the last century. *Journal of Maps* 2006, 71-78.
- Dortch, J. M., Owen, L.A., Haneberg, W.C. Caffee, M.W., Dietsch, C., Kamp, U., 2009. Nature and timing of large landslides in the Himalaya and Transhimalaya of northern India. *Quaternary Science Reviews* 28, 1037-1054.
- Douglas, C., Crowell, M., 2000. Long-term shoreline position prediction and error propagation, *Journal of Coastal Research* 16(1) 145-152.
- Doumenge, F., 1965. *Géographie des Mers. Collection "Magellan". La géographie et ses problèmes* 3, P.U.F., 278 pp.
- Dubar, M., Aguilar, J.P., Chaline, J., Michaux, J., Semah, F., 1998. Données chronologiques (mammifères et magnétostratigraphie) sur les dépôts plio-pléistocènes au toit du bassin de Valensole ; implications morphodynamiques. *Géologie de la France*, 57-68.
- Dubar, M., Innocent, C., Sivan O., 2008. Radiometric dating (U/Th) of the lower marine terrace (MIS 5.5), West of Nice (French Riviera). Morphological and neotectonic quantitative implications. *C.R. Geoscience* 340, 723-731.
- Dumas, B., Hoang, C.-T., Raffy, J., 2006. Record of MIS 5 sea-level highstands based on dated coral terraces of Haiti. *Quaternary International*, 145/146, 106-118.

- Dunai, T.J., 2000. Scaling factors for the production rates of in-situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. *Earth and Planetary Science Letters* 176(1), 159-171.
- Dunai, T.J., 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters* 193(1-2), 197-212.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3-11
- Dunning, S.A., Massey, C.R., Rosser, N.J., 2009. Structural and geomorphological controls on landslides in the Bhutan Himalaya using Terrestrial Laser Scanning. *Geomorphology* 103, 17-29.
- Duperret, A., Genter, A., Martinez, A., Mortimore, R. N., 2004. Coastal chalk cliff instability in NW France: role of lithology, fracture pattern and rainfall. *Coastal Chalk Cliff Instability*, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 20, 33-55.
- Duperret, A., Genter, A., Mortimore, R. N., Delacourt, B., De Pomerai, M. R., 2002. Coastal rock cliff erosion by collapse at Puys, France: The role of impervious marl seams within chalk of NW Europe. *Journal of Coastal Research* 18, 52-61.
- Duperret, A., Taibi, S., Mortimore, R. N., Daigneault, M., 2005. Effect of groundwater and sea weathering cycles on the strength of chalk rock from unstable coastal cliffs of NW France. *Engineering Geology* 78, 321-343.
- Durand J.P., Guieu, G., 1980. Cadre structural du bassin de l'Arc. *Industrie minérale. Supplément juin 1980*, Edition BRGM.
- Durand, P., 1998. Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et de cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-Plage à Saint-Cyprien (Roussillon, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2, 155-166.
- Durand, P., 1999. L'évolution des plages de l'Ouest du Golfe du Lion au XXème siècle. Thèse de doctorat, Lyon, Université Lumière Lyon 2, 461 pp.
- Durand, P., Heurtefeux, H., 2005. Impact de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un cordon littoral lagunaire: une méthode d'évaluation; exemple des étangs de Vic et de Pierre Blanche (littoral méditerranéen, France). *Zeitschrift für Geomorphologie* 50(2), 221-243.

E

- Earlie, C.S., Masselink, G., Russell, P.E., Shail, R.K., 2014. Application of airborne LiDAR to investigate rates of recession in rocky coast environments. *Journal of Coast Conservation*, 15p, DOI 10.1007/s11852-014-0340-1.
- Eberhardt, E., Stead, D., Coggan J., 2004. Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes - the 1991 Randa rockslides. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 41, 69-87.
- Edel, J.B., 1980. Etude paléomagnétique en Sardaigne conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Thèse de doctorat, Strasbourg, Université de Strasbourg, 310 pp.
- Ellum, C., El-Sheimy, N., 2002. Land-based mobile mapping systems. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 68 (1), 13-17.
- Emanuel, K., 2006. Hurricanes: tempests in a greenhouse. *Physics Today* 59, 74-78.
- Emery, K., Kuhn, G., 1982. Sea cliffs: their processes, profiles, and classifications. *Geol. Soc. Am.* 93, 644-654.
- Erikson, L., Larson, M., Hanson, H., 2007. Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. *Marine Geology* 245, 1-19.
- Esbensen, K.H., Kvaal, K., Hjelmen, K.H., 1996. The AMT approach in chemometrics – first foray. *Journal of Chemometrics*. 10, 569-590.
- Evans, J.M., Stone, J.O.H., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., 1997. Cosmogenic chlorine-36 production in K-feldspar. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 123, 334-340.

F

- Federici, P.R., Pappalardo, M., 2006. Evidence of Marine Isotope Stage 5.5 highstand in Liguria (Italy) and its tectonic significance. *Quaternary International*, 145-146, 68-77.
- Feng Q.H., Roshoff, K., 2004. In-situ mapping and documentation of rock faces using a full-coverage 3D laser scanning technique. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci* 41, 1-6.
- Fenton, C.R., Hermanns, R.L., Blikra, L.H., Kubik, P.W., Bryant, C., Niedermann, S., Meixner, A., Goethals, M.M., 2011. Regional 10Be production rate calibration for the past 12 ka deduced from the radiocarbon-dated Grøtlandsura and Russenes rock avalanches at 69° N, Norway. *Quatern. Geochronol.* 6, 437-452.
- Ferhat, G., Feigl, K.L., Ritz, J.F., Souriau, A., 1998. Geodetic measurement of tectonic deformation in the Southern Alps and Provence, France, 1947–1994. *Earth Planet. Sci. Lett.* 159, 35-46.
- Finkl, C.H., 2004. Coastal classification: Systematic approaches to consider in the development of comprehensive system. *Journal of Coastal Research*, 20(1), 166-213.
- Folving S., Denègre, J., 1994. Méthodes de combinaison des informations d'origine satellitaire et des informations de sources classiques. *Cartographie thématique dérivée des images satellitaires, un guide* (Denègre, J., Ed), 234-250.
- Foucault, A., Raoult, J.F., 1995. *Dictionnaire de Géologie*. Masson Paris 4^{ième} Ed : 324 pp.
- Franceschi, M., Teza, G., Preto, N., Pesci, A., Galgaro, A., Girardi, S., 2009. Discrimination between marls and limestones using intensity data from terrestrial laser scanner. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 64(6), 522–528.
- Franco, M., 1982. Etude géologique de la bordure des chaînes subalpines méridionales entre St-Vallier de Thiey et Thorenc (Alpes-Maritimes). Thèse de doctorat, Nice, Université de Nice, 136 pp.
- Frappier, A., Knutson, T., Liu, K.B., Emanuel, K., 2007. Perspective: coordinating paleoclimate research on tropical cyclones with hurricane–climate theory and modelling. *Tellus* 59A, 529-537.
- Frayssines, M., Hantz, D., 2006. Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine ranges (French Alps). *Engineering Geology* 86, 256-270.
- G**
- Galili, E., Zviely, D., Ronen, A., Mienis, H.K., 2007. Beach deposits of MIS 5e high sea stand as indicators for tectonic stability of the Carmel coastal plain, Israel. *Quaternary Science Reviews* 26, 2544-2557.
- Gao, J., and Xia, Z.G., 1996. Fractals in physical geography. *Progress in Physical Geography*. 20, 178-191.
- Garibaldi, C., Guillou-Frottier, L., Lardeaux, J.-M., Bonte, D., Lopez, S., Bouchot, V., and Ledru, P., 2010, Thermal anomalies and geological structures in the Provence Basin; implications for hydrothermal circulations at depth, *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 363-376.
- Gattacceca J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 258, 359-377.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravette, J., Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sci., Paris II* 318, 1103-1109.
- Gellatly A.F., Whalley W.B., Douglas G.R., 1984. Rockfalls in mountainous regions: establishing a rationale for effective study. In: *Actes du colloque Mouvements de terrain*. Université de Caen, France, mars 1984, Documents du BRGM 83, 101-108.
- Genter, A. Duperret, A. Martinez, A. Mortimore, R. N., Vila, J. L., 2004. Multiscale fracture analysis along the French chalk coastline for investigated erosion by cliff collapse. *Geological Society Engineering Geology Special Publications*, 20, 57-74.
- Gervais, M., 2012. Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen. Thèse de doctorat, Perpignan, Université de Perpignan Via Domitia, 401 pp.
- GIEC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. IPCC Working Group I Contribution to AR5, 1535 pp.

- Gignoux, M., 1925. Géologie stratigraphique. Masson et Cie, Paris.
- Gilli E., 2001. Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Provence. 7e coll. Hydrogeol. en pays calcaire et milieu fissuré. Besançon, 20-22 sept 2001, 157-160.
- Girardeau-Montaut, D., 2006 Détection de changement sur des données géométriques tridimensionnelles. Thèse de doctorat, TELECOM PARIS, Ecole nationale supérieur des télécommunications, 184 pp.
- Girardeau-Montaut, D., 2011. CloudCompare, a 3D point cloud and mesh processing free software. Technical Report, EDF Research and Development, Telecom ParisTech. <http://www.danielgm.net/cc/> (accessed 01.19.12).
- Girardeau-Montaut, D., Roux, M., Marc, R., Thibault, G., 2005. Change Detection on Points Cloud Data acquired with a Ground Laser Scanner. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences 36(3), 30-35.
- Giuliano, J., Godard, V., Lebourg, T., Dewez, T.J.B, Tric, E., Marçot, N., 2013. Large scale structural control on regional coastline orientations: example from South-eseastern France, in Conley, D., Masselink, G., Russel, P., O'Hare, T. (Eds), Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England), Journal of Coastal Research. Special Issue 65, 1687-1691.
- Glassey, P., Gibb, J.G., Hoverd, J., Jongens, R., Alloway, B.V., Coombes, K., Benson, A.P., 2003. Establishing a methodology for coastal cliff hazard mapping: an East Coast Bays, Auckland, pilot study. In: Kench, P., Hume, T. (Eds.), Coasts and Ports Australasian Conference, Auckland, Paper 49, 1 -12.
- Glennie, C., Brooks, B., Ericksen, T., Hauser, D., Hudnut, K., Foster, J., Avery, J., 2013. Compact multipurpose mobile laser scanning system-initial tests and results. Remote Sensing 5, 521-538.
- Godard, V., Burbank, D.W., Boulès, D.L., Bookhageb, B., Braucher, R., Fisher, G.B., 2012. Impact of glacial erosion on ¹⁰Be concentrations in fluvial sediments of the Marsyandi catchment, central Nepal. Journal of Geophysical Research, 117, F03013, doi: 10.1029/2011JF002230.
- Goguel, J., 1936. Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. Mém. Serv. Carte géol. Fr. 360 pp.
- Goldstein, G., 1966. Partial half-life for β -decay of ³⁶Cl. Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry 28, 937-939.
- Gómez-Pujol, L., Fornos, J.J., Swantesson, O.H., 2006. Rock surface millimetric-scale roughness and weathering of supratidal Mallor cancarbonate coasts (Balearic Islands). Earth Surface Processes and Landforms 31, 1792-1801.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Alvarez-Ellacuria, A., Méndez, F.J., Medina, R., Tintoré, J., 2007. Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. Mar. Geol. 242, 235-246.
- Goodchild, M., 1980. Fractals and the accuracy of geographical measures. Mathematical Geology. 12, 85-98.
- Goodchild, M.F., Mark, D.M., 1987. The fractal nature of geographic phenomena. Annals of the Association of America Geographers. 77, 265-278.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews 20, 1475-1560.
- Gouvernet C., 1963, Structure de la région toulonnaise, Mémoire de la Carte Géologique détaillée de la France, 244 pp.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). Geomorphology 50, 251-268.
- Graciansky (de) P.C, Arnaud, H., Busnardo, R., Dardeau, G., Gerlier, A., Lemoine, M., Mascle, G., Philip, J., 1987 : Rifting et basculement de blocs au Crétacé inférieur dans les Alpes occidentales françaises : un écho à l'ouverture du Golfe du Gascogne. C. R. Acad. Sc. Paris, D, 305, II, 711-713.
- Graciansky (de), P.C, Lemoine, M., 1988. Early Cretaceous tectonics in the southwestern French Alps: A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. Bull. Soc. Géol. Fr, 5, 733-737.
- Grasso, F., 2009. Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages. Thèse de doctorat, Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels, et Université Joseph Fourier, Grenoble, 141 pp.

- Gratier, J.-P., Ménard, G., Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpine of the western Alps, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, 65–81, eds Coward, M., Dietrich, D. and Park, R.G., The Geological Society, London.
- Greve, C., 1996. *Digital Photogrammetry: An Addendum to the Manual of Photogrammetry*. American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, Bethesda, MD.
- Griggs, G.B., Plant, N.G., 1998. Coastal-bluff failures in Northern Monterey Bay induced by earthquake. In: Keefer, D.K. (ed) *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 – Landslides*. US Geological Survey, Reston, VA. Professional Papers 1551-C, 33-50.
- Griggs, G.B., Trenhaile, A.S., 1994. Coastal cliffs and platforms. In: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds), *Coastal Evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 425-450.
- Guéry, R., Pirazzoli, P., Troussset, P., 1981. Les variations du niveau de la mer depuis l'antiquité à Marseille et à la Couronne. *Hist. Archéol.* 60, 8-17.
- Guiou, G., 1967. Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 610-630.
- Guiou, G., 1968. *Etude tectonique de la région de Marseille*. Publications de l'Université de Provence, 2 tomes, Aix en Provence, 636 pp.
- Guignard, P., Bellier, O., Chardon, D., 2005. Géométrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France). *C. R. Geosciences* 337, 375-384.
- Guilcher, A., 1964. *Coastal and Submarine Morphology*. Methuen, London, 274 pp.
- Guizien, K., 2009. Spatial variability of wave conditions in the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Vie and Milieu* 59 (3–4), 1-10.
- Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchoff, V., 2011. Near-surface temperatures and heat balance of bare outcrops exposed to solar radiation. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1577-1589.
- Gutiérrez, F., Carbonel, D., Guerrero, J., McCalpin, J.P., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M. 2012. Late Holocene episodic displacement on fault scarps related to interstratal dissolution of evaporites (Teruel Neogene Graben, NE Spain). *Journal of Structural Geology* 34, 2-19.
- Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P., Carbonel, D., 2012. Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). *Lithosphere* 4, 331-353.
- Guyonnet-Benaize, C., 2011, *Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la moyenne Durance (SE France): Thèse de doctorat*, Aix Marseille Université, 187 pp.

H

- Hall, A., Hansom, J., Jarvis, J., 2008. Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands: The grind of the navir, Shetland, Scotland. *Marine Geology* 248, 28-46.
- Hall, A.M., 2011. Storm wave currents, boulder movement and shore platform development: A case study from East Lothian, Scotland. *Marine Geology* 283, 98-105.
- Hall, A.M., Hamson, J.D., Williams, D.M., Jarvis, J., 2006. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: examples from the high energy coasts of Scotland and Ireland. *Marine Geology* 232, 131-155.
- Hall, J.W., Meadowcroft, I.C., Lee, E.M., van Gelder, P., 2002. Stochastic simulation of episodic soft coastal cliff recession. *Coastal Engineering* 46, 159-174.
- Hampton, M., 2002, Gravitational failure of sea cliffs in weakly lithified sediment. *Environmental and Engineering Geoscience* 8(3), 175-192.

- Hampton, M., Dingler, J., 1998, Short term evolution of three coastal cliffs in San Mateo County, California. *Shore and Beach* 66(4), 24-30.
- Hampton, M.A., Griggs, G.B., 2004. Formation, Evolution, and Stability of Coastal Cliff-Status and Trends. USGS, Washington, DC, Professional Paper 1693, 1-129.
- Hanafin, J., Quilfen, Y., Arduin, F., Vandemark, D., Chapron, B., Feng, H., Sienkiewicz, J., Quenffeuou, P., Obrebski, M., 2012. Phenomenal sea states and swell radiation: a comprehensive analysis of the 12-16 February 2011 North Atlantic storms. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93, 1825-1832.
- Hansom, J., Barltrop, N., Hall, A., 2008. Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm waves. *Marine Geology* 253, 36-50.
- Hantz D., Dussauge-Peisser C., Jeannin M., Vengeon J-M., 2003. Rock fall hazard assessment: from qualitative to quantitative failure probability. *Int. conf. on Fast Slope Movements, Naples, 11-13 May 2003*, 263-267.
- Hantz, D., Vengeon, J.M., Dussauge-Peisser, C., 2003. An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 1-9.
- Hapke, C.J., Reid, D., 2007. National Assessment of Shoreline Change, Part 4: Historic Coastal Cliff Retreat along the California Coast. Open-File Report 2007/1133, U.S. Department of the Interior and U.S. Geological Survey.
- Hapke, C.J., Richmond, B., 2002. 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* 187, 259-278.
- Hearty, P.J., Hollin, J.T., Neumann, A.C., O'Leary, M.J., McCulloch, M., 2007. Global fluctuations during the last interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews* 26, 2090-2112.
- Hearty, P.J., Kindler, P., 1995. Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and the Bahamas). *Journal of Coastal Research* 11 (3), 675-689.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 357-369.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Nolte, E., 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 345-355.
- Helmstetter, A., Garambois, S., 2010. Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *Journal of Geophysical Research* 115, 15 pp. doi: 10.1029/2009JF001532.
- Hemleben, Ch., Meischner, D., Zahn, R., Almogi-Labin, A., Erlenkeuser, H., Hiller, B., 1996. Three hundred eighty thousand year long stable isotope and faunal records from the Red Sea: influence of global sea level change on hydrography. *Paleoceanography* 11 (2), 147-156.
- Hénaff A, Lageat Y, Costa S, Plessis E., 2002. Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux: détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 2, 107-118.
- Heritage, G., Hetherington, D., 2007. Towards a protocol for laser scanning in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 66-74.
- Himmelstoss, E., Fitzgerald, D., Rosen, P., Allen, J., 2006. Bluff evolution along coastal drumlins: Boston harbor islands, Massachusetts. *Journal of Coastal Research* 22(5), 1230-1240.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Nury, D., Bergerat, F., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics*, 226, 15-35.
- Hippolyte, J.C., Bourlès, D., Léanni, L., Braucher, R., Chauvet, F., Lebatard, A.E., 2012. ^{10}Be ages reveal > 12 ka of gravitational movement in a major sacking of the Western Alps (France). *Geomorphology* 171-172, 139-153.
- Hippolyte, J.-C., Nury, D., Angelier, J., Bergerat, F., 1991. Relation entre tectonique extensive et sédimentation continentale : exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence. *Bulletin de la société géologique de France*, 162(6), 1083-1094.

- Hodell, D.A., Charles, C.D., Curtis, J.H., Mortyn, P.G., Ninnemann, U.S., Venz, K.A., 2003. Data report oxygen isotope stratigraphy of ODP LEG 177 sites 1088, 1089, 1090, 1093 and 10941. In: Gersonde, R., Hodell, D.A., Blum, P. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 77, 1-26.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., Raymo, M.E., 2001. Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic: Paleooceanography 16, 164-178.
- Höhle, J., Höhle, M., 2009. Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 64, 398-406.
- Huang, J., Esbensen, K.H., 2000. Application of AMT (Angle Measure Technique) in image analysis - Part I: A new methodology for in-situ powder characterization. Chemometrics and Intelligent Laboratory systems 54, 1-19.
- Huang, J., Esbensen, K.H., 2001. Application of AMT (Angle Measure Technique) in image analysis - Part II: Prediction of powder functional properties and mixing components using Multivariate AMT Regression (MAR). Chemometrics and Intelligent Laboratory systems 57, 37-56.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. Environmental and Engineering Geoscience 7, 221-238.
- Hunter, G., Pinkerton, H., Airey, R., Calvari, S., 2003. The application of a long-range laser scanner for monitoring volcanic activity on Mount Etna. Journal of Volcanology and Geothermal Research 123, 203-210.
- Hutchinson, J. N., 1988. General Report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. Proc. 5th Int. Symp. On Landslides. Lausanne, Balkema. 1, 335 pp.

I

- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the maine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A.L., et al. (Ed.), Milankovitch and Climate, Part I. Reidel Publ. Company, Dordrecht, 269-305.
- Imbrie, J., Mix, A.C., Martinson, D.G., 1993. Milankovitch theory viewed from Devil Hole. Nature 363, 531-533.
- Ingensand, H., 2006. Metrological Aspects in Terrestrial Laser-Scanning Technology, in: Chrzanowski, A., Wilkins, R. (Eds), Proceedings of 3rd IAG / 12th FIG Symposium, Baden, Germany. 22-24 May.
- Ingensand, H., Ryf, A., Schulz, T., 2003. Performances and Experiences in Terrestrial Lasers canning, in: Grün, A., Kahmen, H. (Eds.), Proceedings of Optical 3D-Measurement Techniques VI, Zurich. 22-25 September.
- Insee, 2009. L'observation du littoral : démographie et économie du littoral. Observatoire du Littoral (Ifen), Janvier 2009, n° 1.
- Insee, 2011. Portrait de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur. Septembre 2012, n°7.
- Isenburg. M., 2013. LAS File Processing Using LASTOOLS, Technical Report, Minnesota Department of Natural Resources. ftp://ftp.lmic.state.mn.us/pub/data/elevation/lidar/LAS_File_Processing_Using_LASTOOLS.pdf
- Ivaldi, J.P., Bellon, H., Guardia, P., Mangan, C., Müller, C., Perez, J.L., Terramorsi, S., 2003. Contexte lithostructural, agées 40K-40Ar et géochimie du volcanisme calco-alkalin tertiaire de Cap-d'Ail dans le tunnel ferroviaire de Monaco. Comptes Rendus Géosciences 335, 411-421.

J

- Jaakkola, A., Hyyppä, J., Hyyppä, H., Kukko, A., 2008. Retrieval algorithms for road surface modelling using laser-based mobile mapping. Sensors 8, 5238-5249.
- Jaboyedoff, M., Demers, D., Locat, J., Locat, A., Locat, P., Oppikofer, T., Robitaille, D., Turmel, D., 2009. Use of terrestrial laser scanning for the characterization of retrogressive landslides in sensitive clay and rotational landslides in river banks. Canadian Geotechnical Journal 46, 1379-1390.

- Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International* 200, 4-8.
- Jalut, G., Esteban Amat, A., Riera I Mora, S., Fontune, M., Mook, R., Bonnet, L., Gauquin, T., 1997. Holocene climatic change in the western Mediterranean climate. *C.R. Acad. Sci. Paris, Science de la terre et des planets / Earth and Planetary Sciences* 325, 327-334.
- Jeftic, L., Milliman, J.D., Sestini, G., 1992. Climatic change and the Mediterranean: Environmental and societal impacts of climatic change and sea-level rise in the Mediterranean region. Edward Arnold, London, XII, 673 pp.
- Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., Daix, N., 2007. The 16,000 event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research* 112, doi: 10.1029/2006JB004878.
- Jiang, J.W., Plotnick, R.E., 1998. Fractal analysis of the complexity of United States coastlines. *Mathematical Geology* 30, 535-546.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D.K., 2004. Landslides triggered by the 2002 Denali Fault, Alaska, earthquake and the inferred nature of the strong shaking. *Earthquake Spectra* 20, 669-691.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D.K., 2006. Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002. *Engineering Geology* 83, 144-160.
- Jiménez, J.A., Ciavola, P., Balouin, Y., Armaroli, C., Bosom, E., Gervais, M., 2009. Geomorphic coastal vulnerability to storms in microtidal fetch-limited environments: Application to NW Mediterranean and N Adriatic Seas. *Journal of Coastal Research*, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium, Lisbon, Portugal), 1641-1645.
- Jiménez, J.A., Sanchez-Arcilla, A., Bou, J., Ortiz, M., 1997. Analysing short-term shoreline changes along the Ebro delta (Spain) using aerial photographs, *Journal of Coastal Research* 13(4) 1256-1266.
- Johson, D.W., 1919. *Shore Processes and Shoreline Development*. New York: Wiley, 584pp.
- Jolet, P., 1996. Etude stratigraphique et sédimentologique d'une plate-forme mixte carbonatée silicoclastique : le Turonien de Provence. (SE France). Thèse de doctorat, Marseille, Université de Provence, 178 pp.
- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., Rouchy, J.-M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology* 188/189, 9-33.
- Jonnes, J.R., Comerson, B., Fisher, J.J., 1993. Analysis of cliff retreat and shoreline erosion: Thompson Island, Massachusetts USA. *Journal of Coastal Research* 9(1), 87-96.
- Jorda, C., 2000. Morphogenèse alluviale et aménagements dans la plaine deltaïque du Lez depuis 6000 ans : fouille archéologique de sauvetage de Port-Ariane (Lattes, Hérault), *Méditerranée* 1-2, 25-32.
- Jouzel, J., Hoffmann, G., Parrenin, F., Waelbroeck, C., 2002. Atmospheric oxygen 18 and sea-level changes. *Quat. Sci. Rev.* 21, 307-314.

K

- Kaasalainen, S., Jaakkola, A., Kaasalainen, M., Krooks, A., Kukko, A., 2011. Analysis of incidence angle and distance effects on terrestrial laser scanner intensity: search for correction methods. *Remote Sensing* 3 (10), 2207–2221. Lichti, D.D., 2005. Spectral filtering and classification of terrestrial laser scanner point clouds. *The Photogrammetric Record* 20(111), 218–240.
- Kaczynski, R., Ziobro, J., 1999, Digital Aerial Triangulation for DTM and Orthophoto Generation, (OEEPEWorkshop, Automation in Digital Photogrammetric Production, 22-24 juin 1999, École Nationale des Science Géographiques, Marne-la-Vallée.
- Kazhdan, M., Bolitho, M., Hoppe, H., 2006. Poisson surface reconstruction. Proceedings of the fourth Eurographics symposium on Geometry processing, 66-70.
- Keefer, D.K., 1994. The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. *Geomorphology* 10, 265-284.
- Kemeny, J., Post, R., 2003. Estimating three-dimensional rock discontinuity orientation from digital images of fracture traces. *Computers and Geosciences* 29, 65-77.

- Kennedy, D. M., 2010. Geological control on the morphology of estuarine shore platforms: Middle Harbour, Sydney, Australia. *Rock Coast Geomorphology* 114(1-2), 71-77.
- Kessler, M. A., Anderson, R. A., Briner, J. P., 2008. The intersection of fjords into continental margins. *Nature Geoscience* 1(6), 365-369.
- Kim, K.J., Englert, P.A.J., 2004. Profiles of in situ ¹⁰Be and ²⁶Al at great depths at the Macraes Flat, East Otago, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 223, 113-126.
- Kindler, P., Davaud, E., Strasser, A., 1997. Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea levels and shifting climate belts during the Last Interglacial (isotope substage 5e). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 1-25.
- Kirk, R.M., 1977. Rates and forms of erosion on the tidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand *Journal of Geology and Geophysics* 20, 571-613.
- Klar, A., Aharonov, E., Kalderon-Asael, B., Katz, O., 2011. Analytical and observational relations between landslide volume and surface area. *Journal of Geophysical Research* 116(F2).
- Knippertz, P., Ulbrich, U., Marques, F., Corte-Real, J., 2003. Decadal changes in the link between El Niño and springtime North Atlantic Oscillation and Europe–North African rainfall. *Int J. Climatol* 23, 1293-1311.
- Knut Kvaal, K., Kucheryavski, S.V., Halstensen, M., Kvaal, S., Flø, A.S., Minkinen, P., Esbensen, K.H., 2008. eAMTexplorer - A Software Package for Texture and Signal Characterization using Angle Measure Technique. *Journal of Chemometrics* 22,717-721.
- Kogure, T., Aoki, H., Maekado, A., Hirose, T., Matsukura, Y., 2006. Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the ryukyus, japan. *Geomorphology* 80, 236-244.
- Kölbl, O., 1999. Reproduction of Image Sharpness with Photogrammetric Scanner, Conclusions of the OEEPE Scanner test, (OEEPE Workshop, Automation in Digital Photogrammetric Production, 22-24 juin 1999, École Nationale des Sciences Géographiques, Marne-la-Vallée.
- Komar, P.D., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. (2nd Ed.) Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 544 pp.
- Kong, P., Fink, D., Na, C., Xiao, W., 2010. Dip-slip rate determined by cosmogenic surface dating on a Holocene scarp of the Daju fault, Yunnan, China. *Tectonophysics* 493, 106-112.
- Kopp, R.E., Simons, F.J., Mitrovica, J.X., Maloof, A.C., Oppenheimer, M., 2009. Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature* 462, 863-867.
- Krauss, K., 1993. *Photogrammetry*. Volume 1, 4^e (Ed) Dummlers Verlag, Bonn.
- Krauss, K., 1997. *Photogrammetry, advanced methods and applications*. Volume 2, Dummlers Verlag, Bonn.
- Krautblatter, M., Dikau, R., 2007. Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply. *Geografiska Annaler Series a Physical Geography* 89A, 21-40.
- Krautblatter, M., Moser, M., 2009. A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 1425-1432.
- Krautblatter, M., Verleysdonk, S., Flores-Orozco, A., Kemna, A., 2010. Temperature calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps). *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 115. F02003.
- Kubik, P.W., Ivy-Ochs, S., Masarik, J., Frank, M., Schlüchter, C., 1998. ¹⁰Be and ²⁶Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Köfels, Ötz Valley, Austria. *Earth and Planetary Science Letters* 161, 231-241.
- Kucheryavski, S.V., Kvaal, K., Halstensen, M., Mortensen, P.P., Dahl, C.K., Minkinen, P., Esbensen, K.H., 2008. Optimal Corrections for Digitization and Quantification Effects in Angle Measure Technique (AMT) Texture Analysis. *Journal of Chemometrics* 22(11-12), 722-737.

Kuhn, D., Prüfer, S., 2014. Coastal cliff monitoring and analysis of mass wasting processes with the application of terrestrial laser scanning: A case study of Rügen, Germany. *Geomorphology* 213, 153-165.

Kukko, A., Kaartinen, H., Hyyppä, J., Chen, Y., 2012. Multiplatform mobile laser scanning: usability and performance. *Sensors* 12, 11712-11733.

L

Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., Blanc, P.L., 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature* 327, 477-481.

Laborel, J., Morhange, C., Lafont, R., Le Campion, J., Laborel-Deguen, F., Sartoretto, S., 1994. Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coast of continental southwestern France Corsica. *Marine Geology* 120, 203-223.

Lague, D., Brodu, N., Leroux, J., 2013. Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 82, 10-26.

Lajoie, K. R., Mathieson, S. A., 1998, 1982-83 El Niño coastal erosion, San Mateo County, California: U. S. Geological Survey Open File Report 98(41), 61 pp.

Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: In situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 424-439.

Lal, D., Malhotra, P.K., Peters, B., 1958. On the production of radioisotopes in the atmosphere by cosmic radiation and their application to meteorology. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 12, 306-328.

Lal, D., Peters, B., 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the earth. Springer Berlin Heidelberg. In *Kosmische Strahlung II/Cosmic Rays II* (pp. 551-612).

Lam, N.S., Quattrochi, A.A., 1992. On the issue of scale, resolution, and fractal analysis in the mapping sciences. *The Professional Geographer* 44, 88-98.

Lambeck, K., Bard, E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 175, 203-222.

Land Ocean Interaction in the coastal Zone (LOIC project), 2010. *lbrprint*, issue 3. ISSN 2070-2442, 48pp.

Landes, T., Grussenmeyer, P., 2011. Les principes fondamentaux de la lasergrammétrie terrestre : systèmes et caractéristiques (partie ½). *Revue XYZ* 128, 39-51.

Landsea, C.W., Harper, B.A., Hoarau, K., Knaff, J.A., 2006. Can we detect trends in extreme tropical cyclones? *Science* 313, 452-454.

Larnicol, G., Ayoub, P.Y., Le Traon, N., 2002. Major changes in Mediterranean Sea level variability from 7 years of TOPEX/Poseidon and ERS-1/2 data. *J. Mar. Syst.* 33/34, 63-89.

Larroque, C., Béthoux, N., Calais, E., Courboux, F., Deschamps, A., Déverchère J., Stéphan, J.-F., Ritz, J.-F., Gilli, E., 2001. Active and recent deformation at the Southern Alps-Ligurian basin junction. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw* 80, 255-272.

Larroque, C., Delouis, B., Godel, Bélanda, Nocquet, J.-M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps-Ligurian basin junction (France-Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics* 467, 22-34.

Larroque, C., Delouis, B., Hippolyte, J.-C., Deschamps, A., Lebourg, T., Courboux, F., Bellier, O., 2011. Etude multidisciplinaire de la faille de Saint-Sauveur – Donaréo (basse vallée du Var, Côte d’Azur) : Contribution à l’évaluation de l’aléa sismique dans la zone urbanisée de Nice. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182, 323-336.

Larroque, C., Scotti, O., Ioualalen, M., 2012. Reappraisal of the 1887 Ligurian earthquake (western Mediterranean) from macroseismicity, active tectonics and tsunami modeling. *Geophys. J. Int.* 190, 87-104.

Larsen, I. J., Montgomery, D. R., Korup, O., 2010. Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geoscience* 3(4), 247-251.

- Larson, M., Sunamura, T., Erikson, L., Bayram, A., Hanson, H., 2010. An analytical model to predict dune and cliff notching due to wave impact. In 32nd Conference on Coastal Engineering, Shanghai, China, ASCE.
- LAS Specification version 1.4_R6. Technical Report, American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS). http://www.asprs.org/a/society/committees/lidar/LAS_1-4_R6.pdf (accessed 08.15.11).
- Lateltin, O., Beer, C., Raetzo, H., 1997. Landslides in flysch terranes of Switzerland: causal factors and climate change. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90, 401-406.
- Laurent, O., 1998. Modalités de la structuration d'un prisme de front de chaîne : l'exemple de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales, France). Thèse de doctorat, Nice, Université de Nice Sophia Antipolis, 279 pp.
- Laurent, O., Stéphan, J.F., Popoff, M., 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France* 3, 33-65.
- Laval, H., Medus, J., Roux, M., 1991. Palynological and sedimentological records of Holocene human impact from the Etang de Berre, Southeastern France. *The Holocene* 1(3), 269-272.
- Laverne, C., Bronner, G., Bellot, J.P., 1997. Les ultrabasites du massif hercynien des Maures (Var), témoins d'une zone avant-arc? Evidences pétrographiques et minéralogiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 325, 765-771.
- Le Campion-Alsunard, T., Golubic, S., Pantazidou, A., 1996. On the endolithic genus *Solentia* Ercegovic (Cyanophyta/Cyanobacteria). *Algological Studies* 83, 107-127.
- Le Dortz, K., 2010. Cinématique de l'Iran central et oriental : Morphotectonique et datations cosmogéniques et OSL. Thèse de doctorat, Paris, Université Pierre et Marie Curie, 288 pp.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 218, 111-131.
- Letortu, P., 2013. Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale et orientale : de la quantification de l'élévation à la caractérisation des risques induits. Université de Caen Basse-Normandie, thèse de doctorat, Caen, 408pp.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J. F., Jongmans, D., Bourles, D., Braucher, R., Leanni, L., 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 236-245.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K., Spero, H.J., 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quat. Sci. Rev.* 21, 283-293.
- Leatherman, S.P., 1983. Historical and projected shoreline mapping. In: Magoon, O.T., (Ed), *Coastal Zone* 3, 2902-2911.
- Lebourg, T., Analyse géologique et mécanique de glissements de terrain dans des moraines des Pyrénées Centrales et Occidentales (France). Université de Bordeaux, Thèse de doctorat, Bordeaux, 360 pp.
- Lebourg, T., Zerathe, S., Fabre, R., Giuliano, J., Vidal, M., 2014. A Late Holocene deep-seated landslide in northern French Pyrenees. *Geomorphology* 2008, 1-10.
- Lee, E., 2008. Coastal cliff behaviour: Observations on the relationship between beach levels and recession rates. *Geomorphology* 101, 558-571.
- Lemoine, M., 1984 : La marge occidentale de la Thétys ligurienne. In : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Boillot G. (Ed), Masson, Paris, part. 3, 157-248.
- Lemoine, M., Trümpy, R., 1987. Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics* 133, 305-320.
- Li, G., West, A.J., Densmore, A.L., Jin, Z., Parker, R.N., Hilton, R.G., 2014. Seismic mountain building: Landslides associated with the 2008 Wenchuan earthquake in the context of a generalized model for earthquake volume balance. *Geochemistry, Geophysics. Geosystems* 15, 833-844. doi: 10.1002/2013GC005067.

- Licciardi, J.M., Denoncourt, C.L., Finkel, R.C., 2008. Cosmogenic ³⁶Cl production rates from Ca spallation in Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 365-377.
- Lichti, D., Gordon, S., Tipdecho, T., 2005. Error models and propagation in directly georeferenced terrestrial laser scanner networks. *J Surv Eng* 131, 135-142.
- Lichti, D.D., Steward, M.P., Tsakiri, M., Snow, J., 2000a. Calibration and Testing of a Terrestrial Laser Scanner. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 33 (B5), 485-492.
- Lichti, D.D., Steward, M.P., Tsakiri, M., Snow, J., 2000b. Benchmark Tests on a Three-Dimensional Laser Scanning System. *Geomatics Research Australia* 72, 1-24.
- Lim, E.H., Suter, D., 2009. 3D terrestrial lidar classifications with super-voxels and multi-scale conditional random fields. *Computer-Aided Design* 41(10), 701-710.
- Lim, M., Petley, D. N., Rosser, N. J., Allison, R. J., Long, A. J. and Pybus, D., 2005. Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution. *The Photogrammetric Record* 20(110), 109-129.
- Lim, M., Rosser, N. J., Allison, R. J., Petley, D. N., 2010. Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. *Geomorphology* 114, 12-21.
- Lim, M., Rosser, N., Petley, D., Norman, E., Barlow, J., Brain, M., 2010. Characterising coastal cliff erosional environments. *Microclimate-rock interactions*, 393-400.
- Lionello, P., Bhend, J., Buzzi, A., Della-Marta, P.M., Krichak, S., Jansá, A., Maheras, P., Sanna, A., Trigo, I.F., Trigo, R., 2006. Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment, in *Mediterranean Climate Variability*. In: Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R. (Eds.), *Mediterranean Climate Variability. : Developments in Earth and Environmental Sciences*, 4. Elsevier ed., 324-372.
- Llopis, I.A., 2006. Factors in the development of rocky coasts between Lerici and Tellaro (Gulf of La Spezia, Liguria, Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 29(1), 71-81.
- Loget, N., Van den Driessche, J., Davy, P., 2005. How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nova*, 17, 414-419.
- López, F., Ordóñez, C., Roca-Pardiñas, J., García-Cortés, S., 2014. Point cloud comparison under uncertainty. Application to beam bridge measurement with terrestrial laser scanning. *Measurement* 51, 259-264.
- Lopez, J., Frances, F., 2010. Influence of the North Atlantic Oscillation and the Western Mediterranean oscillation in the maximum flow events in Spain. *International workshop advances in statistical hydrology*, may 23-25, 2010 Taormina, Italy.
- Luhmann, T., Robson, S., Kyle, S., Böhm, J., 2013. *Close range photogrammetry: 3D imaging*. Germany: Walter De Gruyter Inc, 702 pp.
- ## M
- Magny, M., de Beaulieu, J.L., Drescher-Schneider, R., Vannière, B., Walter-Simonnet, A.V., Miras, Y., Millet, L., Bossuet, G., Peyron, O., Brugiapaglia, E., Leroux, A., 2007. Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 26, 1736-1758.
- Magri, O., Mantovani, M., Pasuto, A., Soldati, M., 2008. Geomorphological investigation and monitoring of lateral spreading along the north-west coast of Malta. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 31, 171-180.
- Malamud, B. D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. Landslides, earthquakes, and erosion. *Earth Planet. Sci. Lett* 229(1-2), 45-59.
- Mandelbrot, B., 1967. How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science, New Serie* 165, 636-638.
- Mandelbrot, B.B., 1982. *The Fractal Geometry of Nature*. Freeman, San Francisco. 460 pp.
- Maramai, A., Graziani, L., Alessio, G., Burrato, P., Colini, L., Cucci, L., Nappi, R., Nardi, A., Vilardo, G., 2005. Near- and far-field survey report of the 30 December 2002 Stromboli (Southern Italy) tsunami. *Marine Geology* 215, 93-106.

- Marçot, N., 2006. Prise en compte de la problématique des risques liés aux falaises côtières dans l'aménagement du territoire en Provence-Alpes-Cote-D'Azur – Année 2 : Définition des enjeux sur le linéaire de falaises côtières, caractérisation et hiérarchisation des risques. Rapport BRGM RP-54316-FR.
- Marçot, N., 2007. Prise en compte de la problématique des risques liés aux falaises côtières dans l'aménagement du territoire en Provence-Alpes-Cote-D'Azur – Année 3 : Etude de segments représentatifs, propositions d'aménagement et établissement d'une méthodologie de gestion de risque communale. Rapport BRGM RP-55945-FR.
- Marçot, N., Azibi, L., 2008. Prise en compte de la problématique des risques liés aux falaises côtières dans l'aménagement du territoire en Provence-Alpes-Côte d'Azur – Année 3 : Etude de segments représentatifs, propositions d'aménagement et établissement d'une méthodologie pour réduire la vulnérabilité à l'échelle d'une commune. BRGM, RP-56090-FR.
- Marçot, N., Colas, B., Terrier, M., 2007. Etude préliminaire de l'aléa tsunami en Méditerranée occidentale – Mouvements de terrain côtier de grande ampleur. Rapport BRGM RP-55356-FR.
- Marçot, N., Mathon, C., 2004. Prise en compte de la problématique des risques liés aux falaises côtières dans l'aménagement du territoire en Provence-Alpes-Cote-D'Azur – Année 1 : Bilan des connaissances, définition des instabilités et qualification de l'aléa. Rapport BRGM RP-52829-FR.
- Marçot, N., Sculler, L., Mathon, C., 2014. Actualisation des connaissances et cartographie de l'aléa instabilités de falaises côtières sur le littoral des Bouches-du-Rhône. Rapport final BRGM/RP-62643-FR.
- Marie, G., 2006. Processes preparing growth and erosion of the lava deltas formed by the Pu'u 'O'o-Kupaianaha lava flows at Kilauea volcano, Hawaii. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 2, 75-90.
- Mark, D.M., Aronson, P.B., 1984. Scale-dependent fractal dimensions of topographic surfaces: an empirical investigation with applications in geomorphology and computer mapping. *Mathematical Geology* 16, 671-683.
- Marques, F. M. S. F., 2006. Rates, patterns and timing of cliff retreat. A case study on the west of Portugal. *Zeitschrift für Geomorphologie-Supplementbande* 144, 231-257.
- Marques, F. M. S. F., 2006. A simple method for the measurement of cliff retreat from aerial photographs, *Z. Geomorphol. Supplementbande* 144, 39-59.
- Marshall, R.J.E., Stephenson, W.J., 2011. The morphodynamics of shore platforms in a micro-tidal setting: Interactions between waves and morphology. *Marine Geology* 288, 18-31.
- Marthaler, M., 2001. Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. Edition LEP, Le Mont sur Lausanne, 96 pp.
- Martin, M., 2012. Etude des forêts anciennes du Massif des Maures (83) selon le protocole d'évaluation du degré de naturalité du WWF. Université de Lorraine, 40 pp.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J.D., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age Dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- Martín-Vide, J., Lopez-Bustins, J. A., 2006. The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula, *Int. J. Climatol.* 26, 1455-1475.
- Masse, J.-P., Fenerci, M., Pernacic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates. The Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 200, 65-81.
- Masse, J.-P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 2(XVIII, 1), 49-66.
- Masselink, G., Austin, M., Tinker, J., O'Hare, T., Russell, P.E., 2008. Cross-shore sediment transport and morphological response on a macro-tidal beach with intertidal bar morphology, Truc Vert, France. *Marine Geology* 251, 141-155.
- Matsuoka, N., 2008. Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. *Geomorphology* 99, 353-368.

- Mattox, T.N., Mangan, M.T., 1997. Littoral hydrovolcanic explosions: a case study of lava-seawater interaction at Kilauea Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75(1-2), 1-17.
- Mauffret, A., Gorini, C., 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics* 15, 356-375
- Mc Calpin J.P., 1999. Geomorphology, hydrology and hydrogeology of Medano Creek, Great Sand Dunes National Monument, southern Colorado: Hydrologic, geologic, and biologic research at great sand dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Proceedings of National Park Service Research Symposium 1 (US Geological Survey)*, 8-30.
- McIlroy de la Rosa, J.P., Warke, P.A., Smith, B.J. 2014. The effects of lichen cover upon the rate of solutional weathering of limestone. *Geomorphology* 220, 81-92.
- Ménabréaz, L., Thouveny, N., Bourlès, D.L., Vidal, L., 2014. The Geomagnetic Dipole Moment Variation Between 250 and 800 ka BP Reconstructed from the Authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ Signature in West Equatorial Pacific Sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 385, 190-205.
- Mendoza, E.T., Jimenez, J.A., 2006. Storm-induced beach erosion potential on the Catalanian coast. *Journal of Coastal Research*, SI 48 (Proceedings of the 3rd Spanish Conference on Coastal Geomorphology, Las Palmas de Gran Canaria – Spain), 81-88.
- MET Eiran, 2007. *Monthly Weather Bulletin*, 260 (December 2007), 16 pp.
- Michoud, C., Carrea, D., Costa, S., Derron, M.H., Jaboyedoff, M., Delacourt, C., Maquaire, O., Letortu, P., Davidson, R., 2014. Landslide detection and monitoring capability of boat-based mobile laser scanning along Dieppe coastal cliffs, Normandy. *Landslides*, Technical Note. DOI 10.1007/s10346-014-0542-5.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.* 10(9-11), 885-894.
- Mocochain, L., 2007. Les manifestations géodynamiques -externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plateforme carbonatée peri-méditerranéenne : Le karst de la Basse Ardèche (Moyenne Vallée du Rhône ; France). Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille I, 223 pp.
- Molliex, S., 2009. Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France). Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille, 351 pp.
- Molliex, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G., Espurt, N., 2011. Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France); importance of the Salon-Cavaillon Fault. *Tectonophysics* 501, 1-16.
- Monserat, O., Crosseto, M., 2008. Deformation measurement using terrestrial laser scanning data and least square 3D surface matching. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 63, 142-154.
- Moore, L.J., 2000. Shoreline mapping technique. *Journal of Coastal Research* 16(1), 11-124.
- Moore, L.J., Benumof, B., Griggs, G.B., 1999. Coastal erosion hazards in Santa Cruz and San Diego Counties, California. In: Crowell, M., Leatherman, S.P. (Eds.), *Coastal Erosion Mapping and Management*. *J. Coast. Res.*, SI 28, 121-139.
- Moore, L.J., Griggs, G.B., 2002. Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology* 181, 265-283.
- Morhange, C., Laborel, J., Hesnard, A., Prone, A. 1996. Variation of relative mean sea level during the last 4000 years on the Northern shores of Lacydon, the ancient harbour of Marseilles (Chantier J. Verne), *Journal of Coastal Research*, 12, 4, 841-849.
- Morhange, M., Laborel, J., Hesnard, A., 2001. Changes of sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseille, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 166, 319-329.
- Mortensen P.P., Esbensen, K.H., 2005. Optimization of the Angle Measure Technique for image analytical sampling of particulate matter. *Chemometrics and Intelligent Laboratory systems*. 75, 219-229.
- Morton, R.A., McKenna, K.K., 1999. Analysis and projection of erosion hazard areas in Brazoria and Galveston Counties, Texas. In: Crowell, M., Leatherman, S.P. (Eds.), *Coastal Erosion Mapping and Management*. *J. Coast. Res.*, SI 28, 106-120.

- Moses, C.A., Robinson, D.A., 2011. Chalk coast dynamics: Implications for understanding rock coast evolution. *Earth Science Reviews*, 109, 63-73.
- Moura, D., Gabriel, S., Jacob, J., 2011. Coastal morphology along Central Algarve rocky coast: Driver mechanisms. *Journal of Coastal Research*. SI 64, 790-794.
- Murakami, H., Nakagawa, K., Hasegawa, H., Shibata, T., Iwanami, E., 1999. Change detection of buildings using an airborne laser scanner. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 54, 148-152.
- Muraz J., Durrieu, S., Labbe, S., Andreassian, M., Tangara, M., 1999. Comment valoriser les photos aériennes dans les SIG ? *Ingénierie, EAT*, 39-58.

N

- Naylor, L.A., Stephenson, W.J., 2010. On the role of discontinuities in mediating shore platform erosion. *Geomorphology* 114, 89-100.
- Naylor, L.A., Stephenson, W.J., Trenhaile, A.S., 2010. Rock coast geomorphology: Recent advances and future research directions. *Geomorphology* 114, 3-11.
- Nerem, R., S., Leuliette, E., Cazeauve, A. 2006. Present-day Sea Level Change: A Review, *Comptes rendus Geoscience*, 338, p.1077–1083. Pirazzoli, P.A., 1993. Global sea-level changes and their measurements. *Glob. Planet. Change* 8, 135-148.
- Neumann, 1968. *Ocean currents*. Elsevier publishing company, New York, 352 pp.
- Neumann, A.C., Moore, W.S., 1975. Sea level events and Pleistocene coral ages in the northern Bahamas. *Quaternary Research* 5, 215-224.
- Nield, J.M., Wiggs, G.F.S., Squirrell, R.S., 2011. Aeolian sand strip mobility and protodune development on a drying beach: examining surface moisture and surface roughness patterns measured by terrestrial laser scanning. *Earth Surface Processes and Landforms* 36(4), 513-522.
- Nishi, R., Kraus, N., 1996. Mechanism and calculation of sand dune erosion by storms. In 25th Coastal Engineering Conference, ASCE, 3034-3047.
- Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic ray production rates of ¹⁰Be and ²⁶Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research* 94, 17907-17.
- Nissen, K.M., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G., Renggli, D., Ulbrich, S., Ulbrich, U., 2010. Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: characteristics, trends and links to large-scale patterns. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 1379-1391.
- Nist, 2005. *Proceedings of the 2nd NIST LADAR Performance Evaluation Workshop, March 12-13, 2005*. NISTIR 7266 (Ed, G.S. Cheok). National Institute of Standards analysis and Technology, Gaithersburg, MD, USA.
- Nunes, M., Ferreira, O., Schaefer, M., Clifton, J., Baily, B., Moura, D., Loureiro, C., 2009. Hazard assessment in rock cliffs at Central Algarve (Portugal): A tool for coastal management. *Ocean and Coastal Management* 52, 506-515.

O

- O'Neal, M.A., Pizzuto, J.E., 2011. The rates and spatial patterns of annual riverbank erosion revealed through terrestrial laser-scanner surveys of the South River, Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms* 36(5), 695-701.
- Okal, E.A., Fryer, G.J., Borrero, J.C., Ruscher, C., 2002. The landslide and local tsunami of 13 September 1999 on Fatu Hiva (Marquesas Islands; French Polynesia). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 173, 359-367.
- Olsen, M., Johnstone, E., Driscoll, N., Ashford, S., Kuester, F., 2009. Terrestrial laser scanning of extended cliff sections in dynamic environments: parameter analysis. *Journal of Surveying Engineering* 135, 161-169.
- Olsen, M.J., Johnstone, E., Kuester, F., Driscoll, N., Ashford, S.A., 2011. New automated Point-Cloud Alignment for Ground-Based Ligth Detection and Ranging Data of Long Coastal Sections. *Journal of Surveying Engineering* 137(1), 14-25.

- Orsini, J.B., Coulon, C., Coccozza, T., 1980. La dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne. *Géol. Alp.* 56, 169-202.
- Oudet, J., Muench, P., Borgomano, J., Quillevère, F., Melinte-Dobrinescu, M.C., Demory, F., Viseur, S., Corneé, J.-J., 2010. Land and sea study of the northeastern Golfe du Lion rifted margin; the Oligocene-Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 181, 591-607.
- Ouimet, W. B. (2010), Landslides associated with the May 12, 2008 Wenchuan earthquake: Implications for the erosion and tectonic evolution of the Longmen Shan. *Tectonophysics* 491(1-4), 244-252.
- Overton, M.F., Grenier, R.R. Jr., Judge, E.K., Fisher, J.S., 1999. Identification and analysis of coastal erosion hazard areas: Dare and Brunswick Counties, North Carolina. In: Crowell, M., Leatherman, S.P. (Eds.), *Coastal Erosion Mapping and Management*. J. Coast. Res., SI 28, 69-84.
- P**
- Palumbo, L., Benedetti, L., Bourlès, D., Cinque, A., Finkel, R., 2004. Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from ³⁶Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 163-176.
- Pánek, T., Hradecký, J., Smolková, V., Šilhán, K., 2008. Gigantic low-gradient landslides in the northern periphery of the Crimean Mountains (Ukraine). *Geomorphology* 95, 449-473.
- Panini, T., Amandier, L., 2005. Climats pluviométriques et thermiques en région Provence-Alpes-Côte d'Azur, Analyse des données météorologiques 1961-1996 et cartographie par Système d'Information Géographique, *Forêt Méditerranéenne* XXVI, 4, 299-308.
- Panizza, M., Pasuto, A., Silvano, S., Soldati, M., 1996. Temporal occurrence of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy). *Geomorphology* 15, 311-326.
- Parker, R. N., Densmore, A. L., Rosser, N. J., de Michele, M., Li, Y., Huang, R., Whadcoat, S., Petley, D. N., 2011, Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature Geoscience* 4(7), 449-452.
- Particle Data Group, 1998. Review of particle physics. *Eur. Phys. J.C* 3, 1-794.
- Pasuto, A., Soldati, M., 1996. Rock spreading. In: Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M.L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley and Sons, Chichester, 122-136.
- Pedrazzini, A., Oppikofer, T.O., Jaboyedoff, M., Guelli Pons, M., Chantry, R., Stampfli, E., 2010. Assessment of rockslide and rockfall problems in an active quarry: case study of the Arvel quarry (western Switzerland). In: *European rock mechanics symposium (EUROCK 2010)*, Lausanne, Switzerland. CRC Press, Leiden, 593-596.
- Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A.S., Pires, A., López-Bedoya, J., Chaminé, H.I., Gomes, A., 2012. The effect of boulders on shore platform development and morphology in Galicia, north west Spain. *Continental Shelf Research* 48, 122-137.
- Perg, L.A., Anderson, R.S., Finkel, 2003. Use of cosmogenic radionuclides as a sediment tracer in the Santa Cruz littoral cell, California, United States. *Geology* 31(4): 299-302.
- Perg, L.A., Anderson, R.S., Finkel, R.C., 2002. Young ages of the Santa Cruz marine terraces determined using ¹⁰Be and ²⁶Al, Reply to comments by Brown and Bourles. *Geology* 30(12): 1148, doi: 10.113/0091-7613(2002)0301148:2.0.CO;267.
- Pesci, A., Teza, G., 2008. Effects of surface irregularities on intensity data from laser scanning: an experimental approach. *Annals of Geophysics* 51(5-6), 839-848.
- Pesci, A., Teza, G., Bonali, E., 2011. Terrestrial Laser Scanner Resolution: Numerical Simulations and Experiments on Spatial Sampling Optimization, *Remote Sensing* 3, 167-184.
- Petley, D. N., 2004. The evolution of slope failures: Mechanisms of rupture propagation. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 4, 147-152.
- Petley, D. N., Higuchi, T., Petley, D. J., Bulmer, M. H., Carey, J., 2005. Development of progressive landslide failure in cohesive materials. *Geology* 33, 201-204.

- Philip, J., 1970. Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse de doctorat, Marseille, Université de Provence, 438 pp.
- Philip, J., 1998. Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings: the cenomanian-turonian stages of Provence (southern France). S.E.P.M. Special Publication 60, 343-359.
- Philip, J., 2013. Comments on the paper entitled "New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction" by L. Andreani, N. Loget, C. Rangin and X. Le Pichon, Bull. Soc. géol. Fr., (2010), 181, n° 6, 547-563. Bull. Soc. Geol. Fr. 184, 273-278. doi:10.2113/gssgfbull.184.3.273
- Pirazzoli, P.A., 1996. Sea level changes: the last 20,000 years. Wiley, p. 224.
- Pisias, N.G., Mix, A.C., Zahn, R., 1990. Nonlinear response in the global Climate system: evidence from benthic oxygen isotopic record in core RC13-110. Paleoceanography 5(2), 147-160.
- Plan, L., 2005. Factors controlling carbonate dissolution rates quantified in a field test in the Austrian alps. Geomorphology 68, 201-212.
- Plug, L.J., Gosse, J.C., McIntosh, J.J., Bigley, R., 2007. Attenuation of cosmic ray flux in temperate forest. Journal of Geophysical Research Atmospheres 112(F02022), doi: 10.1029.
- Porter, N.J., Trenhaile, A.S., Prestanski, K., Kanyaya, J.I., 2010. Patterns of surface downwearing on shore platforms in eastern Canada. Earth Surface Processes and Landforms 35, 1793-1810.
- Porter-Smith, R., McKinlay, J., 2012. Mesoscale coastal complexity and its relationship to structure and forcing from marine processes. Marine Geology 323-325, 1-13.
- Prager, C., Zangerl, C., Patzelt, G., Brandner, R., 2008. Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. Natural Hazards and Earth System Sciences 8, 377-407.
- Prémaillon, M., 2014. Mesure de l'érosion pluri-mensuelle des falaises côtières de Carry-Le-Rouet (Bouches-du-Rhône) à partir de levés au laser mobile monté sur bateau. Rapport de stage de fin d'étude, Ecole Nationale supérieure de Géologie, Université de Lorraine, 53pp.
- Prick A., 1996. Etude de la cryoclastie et de l'haloclastie par méthode dilatométrique. Thèse. Liège : Université de Liège, 311 pp.
- Prick, A. 1996. La désagrégation mécanique des roches par le gel et l'haloclastie. Application de la méthode dilatométrique et mise en relation avec le comportement hydrique et les caractéristiques physiques des échantillons, Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire, Notes et Comptes Rendus du Groupe Régionalisation du Périglaciaire XXI, 3, 55-62.
- Provansal, M., Morhange, C., 1994. Seuils climatiques et réponses morphogéniques en Basse-Provence depuis 5000 ans. Quaternaire 5(3-4), 113-118.
- Putnam, A.E., Schaefer, J.M., Barrell, D.J.A., Vandergoes, M., Denton, G.H., Kaplan, M.R., Kelley, S.E., 2010. In situ cosmogenic ^{10}Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand. Quaternary Geochronology 5, 392-409.

Q

- Queffeuilou, P., Bentamy, A., 2007. Analysis of Wave Height Variability Using Altimeter Measurements: Application to the Mediterranean Sea. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 24, 2078-2092.
- Quinn, J. D., Rosser, N. J., Murphy, W., Lawrence, J. A., 2010. Identifying the behavioural characteristics of clay cliffs using intensive monitoring and geotechnical numerical modelling. Geomorphology 120, 107-122.

R

- R Core Team (2012, 2013, 2014, 2015). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org>

- Raible, C.C., Yoshimori, M., Stocker, T.F., Casty, C., 2007. Extrememidlatitude cyclones and their implications to precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics* 28, 409-423.
- Recorbet, F., 2008. Caractérisation multi-méthodes des grands glissements de versants : Application à la falaise de Cap de Canaille. Thèse de doctorat, Marseille, Université Paul-Cézanne. 318p.
- Recorbet, F., Rochette, P., Braucher, R., Bourlès, D., Benedetti, L., Hantz, D., Finkel, R.C., 2010. Evidence for active retreat of a coastal cliff between 3.5 and 12 ka in Cassis (South East France). *Geomorphology* 115, 1-10.
- Reedy, R.C., Arnold, J.R., Lal, D., 1983. Cosmic-ray record in solar system matter. *Annual Review of Nuclear and Particle Science* 33, 505-538.
- Regard, V., Dewez, T., Bourlès, D.L., Anderson, R.S., Duperret, A., Costa, S., Leanni, L., Lasseur, E., Pedoja, K., Maillet, G.M., 2012. Late Holocene seacliff retreat recorded by ^{10}Be profiles across a coastal platform: Theory and example from the English Channel. *Quaternary Geochronology* 11, 87-97.
- Regard, V., Dewez, T.J.B., Cnude, C., Hourizadeh, N., 2013. Coastal chalk platform erosion modulated by step erosion and debris shielding: example from Normandy and Picardy (northern France). In Conley, D., Masselink, G., Russel, P., O'Hare, T. (Eds), *Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England)*, *Journal of Coastal Research. Special Issue* 65, 1692-1697.
- Ricour, J., 1960. Contribution à une révision du Trias français. Thèse de doctorat. Service Carte géologique, Paris, 471 pp.
- Righter, K., Caffee, M., Rosas-Elguera, J., Valencia, V., 2010. Channel incision in the Rio Atenguillo, Jalisco, Mexico, defined by ^{36}Cl measurements of bedrock, *Geomorphology* 120, 279-292.
- Ringrose, P.S., 1994. Structural and lithological controls on coastline profiles in Fife, Eastern Britain. *Terra Nova* 6, 251-254.
- Ritz, R.F., 1991. Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'oligocène. Implications sismotectoniques. Thèse de doctorat, Montpellier, Université de Montpellier, 187 pp.
- Robin, M., 2002. Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique, in : *Le littoral, regards, pratiques et savoirs*, Ed. Rue d'Ulm, Paris, 376 p.
- Robinson, L.A., 1977. Marine erosive processes at the cliff foot. *Marine Geology* 23, 257-271.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315, 209-229.
- Rochet, L., 1987. Application des modèles numériques de propagation à l'étude des éboulements rocheux. *Bull. Liaison. Labo. P et Ch.*, 150/151, oct. 1987, 84-95.
- Rodo X., Baert E., Comin F.A., 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño - Southern Oscillation. *Clim. Dyn.* 13, 275-28.
- Rohling, E.J., Fenton, M., Jorissen, F.J., Bertrand, P., Ganssen, G., Caulets, J.P., 1998. Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. *Nature* 394, 162-165
- Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., Hayes, A., 2002. Holocene atmosphere – ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. *Clim. Dyn.* 18, 587-593.
- Rohmer, J., Dewez, T.J.B., 2013. On the deviation of extreme sea cliff instabilities from the power law frequency volume distribution: practical implications for coastal management, in Conley, D., Masselink, G., Russel, P., O'Hare, T. (Eds), *Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England)*, *Journal of Coastal Research. Special Issue* 65, 1698-1703.
- Rosser, N.J., Lim, N., Petley, D.N., Dunning, S., Allison, R.J., 2007. Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. *Journal of Geophysical Research* 112, F04014.
- Rosser, N.J., Brain, M.J., Petley, D.N., Lim, M., Norman, E.C., 2013. Coastline retreat via progressive failure of rocky coastal cliffs. *Geology* 41, 939-942.

- Rosser, N.J., Petley, D.N., Lim, M., Dunning, S.A., Allison, R.J., 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 38, 363-375.
- Rouchy, J.M., Orszag-Sperber, F., Blanc-Valleron, M.M., Pierre, C., Rivière, M., Combourieu-Nebout, N., Panayides, I., 2001. Paleoenvironmental changes at the Messinian-Pliocene boundary in the eastern Mediterranean (southern Cyprus basins): significance of the Messinian Lago-Mare. *Sedimentary Geology* 145, 93-117.
- Roure, F., Colletta, B., 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and the Alps. In Ziegler, P.A., Horvath, F. (Ed), *Peri-Tethys memoir 2: Structure and prospects of Alpine Basins and Forelands*. *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.* 170, 173-209.
- Rovere, A., Vacchi, M., Firpo, M., Carobene, M., 2011. Underwater geomorphology of the rocky coastal tracts between Finale Ligure and Vadoligure (western Liguria, NW Mediterranean Sea). *Quaternary International* 232, 187-200.
- Rowlands, K.A., Jones, L.D., Whithworth, M., 2003. Landslide laser scanning: a new look at an old problem. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol* 36, 155-157.
- Rudkiewicz, J-L., 1988. Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8(IV), 623-632.
- Rufin-Soler, C., Mörner, N.A., Laborel, J., Collina-Giraf, J., 2014. Submarine Morphology in the Maldives and Holocene Sea-Level Rise. *Journal of Coastal Research* 30(1), 30-40.
- Ryan, W. B. F., 2007. Unique tectonic responses during the Messinian Salinity Crisis: Feedbacks from the loading of the crust by weight of brine, precipitates and detritus and the unloading from erosion. *Colloque Géodynamique et paléogéographie de l'aire méditerranéenne au Mio-Pliocène: l'interférence eustatisme –tectonique*. Villeurbanne, 05-06 mai 2008, 67-68.
- Ryan, W. B. F., Hsü, K. J., Cita, M. B., Dumitrica, P., Lort, J. M., Maync, W., Nesteroff, W. D., Pautot, G., Stradner, H., Wezel, F. C., 1973. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 13 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger Lisbon, Portugal to Lisbon, Portugal, August-October 1970. *Init. Repts Deep Sea Drill. Project*, 13, Part 2, 1447 pp.
- S**
- Sabatier, F., Suanez, S., 2003. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 47, 283-300.
- Sabatier, P., Dezileau, L., 2010. Sedimentary record in Aigues-Mortes Gulf lagoons : storm risk estimation for the last 2000 years / Archives sédimentaires dans les lagunes du Golfe d'Aigues-Mortes. *Quaternaire* 21/1, 5-11.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000 years of paleostorms activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 7-11.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., Blanchemanche, P., 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology* 251, 224-232.
- Sabatier, P., Samat, O., Ullmann, A., Suanez, S., 2009. Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhône delta. *Geomorphology* 107, 79-89.
- Sage, F., Beslier, M.-O., Thinon, I., Larroque, C., Dessa, J.-X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stéphan, J.-F., Sonnette, L., 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1263-1282.
- Saillard, M., 2008. Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales : Etude de l'évolution géomorphologique et datations (10Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou - Nord Chili). Thèse de doctorat, Université de Toulouse (France), 314 pp.
- Saillard, M., Petit, C., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D., Zerathe, S., Revel, M., Jourdon, A., 2013. Late Quaternary incision rates in the Vésudie catchment area (Southern French Alps) from in situ-produced ³⁶Cl cosmogenic nuclide dating: Tectonic and climatic implications. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, AGU Publication. 10.1002/2013JF002985.
- Sallenger, A.H., Krabill, W., Brock, J., Swift, R., Manizade, S., Stockdon, H., 2002. Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño. *Marine Geology* 187, 279-297.

- Salomon, J.N., 2008. Géomorphologie sous-marine et littorale. Pessac : Presses Universitaires de Bordeaux, 391pp.
- Samson, C., English, C., Deslauriers, A., Christie, I., Blais, F., 2001. Imaging and Tracking Elements of the International Space Station Using a 3D Auto-Synchronized Scanner, Acquisition, Tracking, and Pointing XVI, SPIE Vol. 4714, 87-96.
- Sanchez, G., 2010. Chronologie et évolution de la déformation de la croûte moyenne à la surface d'un prisme collisionnel en décrochement – Impact sur l'aléa simo-gravitaire : L'exemple des Alpes Sud-occidentales. Thèse de doctorat, Nice, Université Nice Sophia-Antipolis, 290 pp.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Braucher, R., Bourlès, D., Arnold, M., Aumaître, G., 2009. Relationships between tectonics, slope instability and climate change: cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology* 117, 1-13.
- Sanders, N., 1968. Wave tank experiments on the erosion of rocky coasts. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania* 102, 11-16.
- Savoie, B., Rehault, J.P., Le Suavé, R., Monti, S., Le Drezen, E., 1997. Synthèse bathymétrique et imagerie acoustique (Corse et mer Ligure) : Notice des cartes bathymétriques et imagerie acoustique de la mer Ligure au 1/500 000^e. IFREMER, 23pp.
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Kallel, N., Paterne, M., Cacho, I., Ziveri, P., Shackleton, N., 2001. Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during the Late Quaternary. *Mar. Geol.* 178, 39-62.
- Schaller, M., Hovius, N., Willett, S.D., Ivy-Ochs, S., Synal, H.A., Chen, M.C., 2005. Fluvial bedrock incision in the active mountain belt of Taiwan from in situ-produced cosmogenic nuclides, *Earth Surf. Processes Landforms* 30, 955–971.
- Schellmann, G., Radtke, U., 2004. The Marine Quaternary of Barbados. *Kölner Geographische Arbeiten*, vol. 81. Geographisches Institut der Universität zu Köln, Heft, 137pp.
- Schenk, T., 1999. Digital Photogrammetry. Volume 1, TerraScience, Laureville, 428 pp.
- Schettino, A., Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic, *Geological Society of America Bulletin*, 123, 89-105, doi: 10.1130/B30064.1.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P.H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A., 2009. Sources of in-situ ³⁶Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology* 4, 441-461.
- Schlagenhauf, A., Gaudemer, Y., Benedetti, L., Manighetti, I., Palumbo, L., Schimmelpfennig, I., Finkel, R., Pou, K., 2010. Using in situ Chlorine-36 cosmogenic nuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps: a reappraisal of methodology and interpretations. *Geophysical Journal International* 182, 36-72.
- Schwarz, K.P., Chapman, M.A., Cannon, M.W., Gong, P., 1993. An Integrated INS/GPS Approach to the Georeferencing of Remotely-Sensed Data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 59(11), 1667-1674.
- Sciaioni, M., Feng, T., Lu, P., Qiao, G., Tong, X., Li, R., Barazzetti, L., Previtali, M., Roncella, R., 2015. Close-Range Photogrammetric Technique for Deformation Measurement: Application to Landslides. *Modern Technologies for Landslide Monitoring and Prediction Springer Natural Hazards*, 13-41.
- Sébrier, M., Ghafiri, A. and Blès, J.-L., 1997. Paleoseismicity in France: Fault trench studies in a region of moderate seismicity. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 207-217.
- Senfaute, G., Duperret, A., Lawrence, J. A., 2009. 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* 9, 1625-1641.
- Séranne, M., Merle, O., 1999. Cenozoic rifts basins of Western Europe, in *GeoFrance3D - Résultats et perspectives*, vol. Doc. N°293, 112-115, BRGM, Orleans.
- Seward, D., Mancktelow, N. S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission track dating. *Geology* 22, 803-806.
- Sewell, R.J., Barrows, T.T., Campbell, S.D.G., Fifield, L.K., 2006. Exposure dating (¹⁰Be, ²⁶Al) of natural terrain landslides in Hong Kong, China. *Special Papers – Geological Society of America* 415, 131-146

- Seyler, M., 1986. Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques. L'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France). Thèse d'état, Université de Lyon, 371 pp.
- Shackleton, N.J., 2000. The 100,000-year Ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897-1902.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale. *Quaternary Research* 3, 39-55.
- Sheather, S. J. and Jones, M. C., 1991. A reliable data-based bandwidth selection method for kernel density estimation. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* 53, 683-690.
- Shepard, F.P., 1948. *Submarine Geology*. New York: Harper. 348 pp.
- Shepard, F.P., 1973. *Submarine Geology*. New York: Harper Row. 519 pp.
- Shih, N.J., Wu, M.C., Kunz, J., 2004. The Inspections of As-built Construction Records by 3D Point Clouds. CIFE Working Paper #090, Stanford University.
- SHOM, 2008. *Annuaire des Marées*, Brest, 136 pp.
- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cushing, M., Bourlès, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G. and Yiou, F., 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). *Earth and Planetary Science Letters* 220, 345-364.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res.*, 109, B08104, doi: 10.1029/2003JB002514.
- Sibuet, J-C., Ryan, W.B.F., 1979. Initial Reports DSDP, 47, part 2, Washington D.C., Gov. Print. Off., 787 pp.
- Sidall, M., 2005. The riddle of sediments. *Nature* 437, 39-41.
- Sidall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Melschner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853-858.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.-K., 2006. Eustatic sea level during past interglacials. In: Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez Goñi, M.F., Litt, T. (Eds.), *The Climate of Past Interglacials*. Elsevier, Amsterdam, 75-92.
- Slama, C.C., 1980. *Manual of Photogrammetry*. American Society of Photogrammetry, Falls Church, VA, 1056 pp.
- Smullin, L.D., Fiocco, G., 1962. Project Luna See. *Institute of Electrical and Electronics Engineers Proceedings* 50, 1703-1704.
- Sogreah, 1984. *Protection du littoral Ouest de Valras-Plage, Rapport pour la commune de Valras-Plage*, 63 pp.
- Sonnette, L., 2012. *Etude structurale et paléomagnétique de la courbure des systèmes plissés et chevauchants des arcs de Nice, de Castellane et du Nord-Est de Taiwan*. Thèse de doctorat, Nice, Université Nice Sophia-Antipolis, 336p.
- Soudarissanane, S., Lindenbergh, R., Menenti, M., Teunissen, P., 2011. Scanning geometry: influencing factor on the quality of terrestrial laser scanning points, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 66, 389-399.
- Spini, H., 1978. *Etude géologique de la bordure des chaînes subalpines méridionales au Nord de Grasse (A-M)*. Thèse de doctorat, Nice, Université Nice Sophia Antipolis, 101 pp.
- Stafford, B.D., 1971. *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, 36.
- Staiger, R., 2005. The geometrical quality of Terrestrial Laser Scanner. *FIG Working Week, Cairo, Egypt, April 16-21, 2005*, 1/2.
- Stark, C. P., Hovius, N., 2001. The characterization of landslide size distributions. *Geophysical Research Letters* 28(6), 1091-1094.

- Stéphan P., Suanez S., 2004. 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* 3, 438-448.
- Stephenson, W. J., Kirk, R. M. 2000. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand - II: the role of subaerial weathering. *Geomorphology* 32(1-2), 43-56.
- Stephenson, W.J., Finlayson, B.L., 2009. Measuring erosion with the micro-erosion-meter – Contributions to understanding landform evolution. *Earth-Science Reviews*, 53-62.
- Stephenson, W.J., Kirk, R.M., 1998. Rates and patterns of erosion on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 1071-1085.
- Stephenson, W.J., Kirk, R.M., 2001. Surface Swelling of Coastal Bedrock on Inter-tidal Shore Platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Geomorphology* 41, 5-21.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T., 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 745-762.
- Stock, G.M., Bawden, G.W., Green, J.K., Hanson, H., Downing, G., Collins, B.D., Bond, S.D., Leslar, M., 2011. High-resolution three-dimensional imaging and analysis of rock falls in Yosemite Valley, California. *Geosphere* 7(2), 573-581.
- Stone, J., Lambeck, K., Fifield, L.K., Evans, J.M., Cresswell, R.G., 1996. A late glacial age for the Main Rock Platform, western Scotland. *Geology* 24, 707-710.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105(B10), 23753-23759.
- Stone, J.O., Allan, G.L., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., 1996. Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 679-692.
- Stone, J.O.H., Evans, J.M., Fifield, L.K., Allan, G.L., Cresswell, R.G., 1998. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 433-454.
- Stradner, H., Wezel, F. C., 1973. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 13 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger Lisbon, Portugal to Lisbon, Portugal, August-October 1970. *Init. Repts Deep Sea Drill. Project*, 13, Part 2, 1447 pp.
- Suanez, S., Garcin, M., Bulteau, T., Rouan, M., Lagadec, L., David, L., 2012. Les observatoires du trait de côte en France métropolitaine et dans les DOM. *EchoGéo* 19, 17 pp.
- Suanez, S., Prosper-Laget, V., Provansal, M., 1997. Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille, implications tectoniques et/ou climatiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris*, 324 (IIa), 639-646.
- Suanez, S., Simon, B., 1999. Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral oriental du delta du Rhône (France, Sud-Est). *Photo-Interprétation* 3-4, 147-176.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.* 104(B11), 25, 611-622.
- Sunamura, T., 1978. Mechanisms of shore platform formation on the southeastern coast of the Izu Peninsula, Japan. *Journal of Geology* 86, 211-222.
- Sunamura, T., 1983. Processes of sea cliff and platform erosion. In: Komar, P.D (Ed.), *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*, CRC Press, Boca Raton Florida, 233-265.
- Sunamura, T., 1992. *Geomorphology of Rocky Coasts*. Chichester, UK: John Wiley, 302p.
- Trenhaile, A.S., 1987. *The Geomorphology of Rock Coasts*. Oxford University Press, Oxford. 384pp.
- Sunamura, T., 1994. Rock control in coastal geomorphic processes. *Transactions - Japanese Geomorphological Union*, 15, 253-272.
- Swanson, T.W., Caffee, M.L., 2001. Determination of ³⁶Cl production rates derived from the well-dated deglaciation surfaces of Whidbey and Fidalgo islands, Washington. *Quaternary Research* 56, 366-382.

T

- Tabeaud, M., 1995. Les tempêtes sur les côtes françaises de Méditerranée. In: *Annales de Géographie* 104(584), 389-401.
- Taibi, S., Meddi, M., Mahé, G., Assani, A., 2014. Variability of Annual and extreme rainfall over Northern Algeria and relationship with teleconnections patterns. *Proceedings of the Mediterranean Meeting on "Monitoring, modelling and early warning of extreme events triggered by heavy rainfalls"*. PON 01_01503 - MED-FRIEND project University of Calabria, Cosenza (Italy), June 26th-28th, 2014.
- Tapoul, 1977. Etude géologique de la bordure Sud-oriental de l'arc de Castellane entre le Loup et la Cagne. PhD Thesis, Université Nice Sophia Antipolis, 158 pp.
- Tassy, A., 2012. Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque : Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural. Thèse de doctorat, Marseille, Université Aix-Marseille, 416 pp.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, (3), 533-540.
- Terrier, M., Pedreros, R., Poisson, B., 2007. Tsunamis : étude de cas au niveau de la côte méditerranéenne française. Rapport BRGM RP-55768-FR.
- Terrier, M., Serrano, O., Hanot, F., 2008. Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model. *Geodin. Acta* 21, 231-238.
- Terzaghi K., 1943. *Theoretical soil mechanics*. Wiley, New-York, 510 pp.
- Teza, G., Galgaro, A., Zaltron, N., Genevois, R., 2007. Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: a new approach. *International Journal of Remote Sensing* 28, 3425-3446.
- Thenhaile, A.S., 1987. *The geomorphology of Rock Coasts*, Oxford Research Studies in Geography. Clarendon Press-Oxford, 384p.
- Thieler, E.R., Danforth, W.W., 1994. Historical shoreline mapping: Improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research* 10(3), 600-620.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Ergul, A., 2009. The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0 - An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change. Open-File Report. US Geological Survey Report No. 2008-1278: <http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/dsas/version4/>
- Thom, C., Souchon, J.P., 1999. The IGN Digital Camera System, (OEEPE Workshop, Automation in Digital Photogrammetric Production, 22-24 juin 1999, École Nationale des Sciences Géographiques, Marne-la-Vallée.
- Thornton, L.E., Stephenson, W.J., 2006. Rock Strength: A control of shore platform elevation. *Journal of Coastal Research*, 22(1), 224-231.
- Thouvenot, F., Senechal, G., Hirm, A., Nicolich, R., 1990. ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. *Mem. Soc. Geol. Fr.* 156, 97-106.
- Tibaldi, A., Ferrari, L. Pasquarè, G., 1995. Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: an example from Ecuador. *Geomorphology* 11, 215-226.
- Tramblay, Y., El Adlouni, S., Servat, E., 2013. Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb countries. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 3235-3248.
- Trenhaile, A.S., 1974. The geometry of shore platforms in England and Wales. *Trans. Inst. British Geogr* 62, 129-142.
- Trenhaile, A.S., 1983. The width of shore platforms: a theoretical approach. *Geografiska Annaler* 65A, 147-158.
- Trenhaile, A.S., 1987. *The Geomorphology of Rock Coasts*. Oxford University Press, Oxford. 384pp.
- Trenhaile, A.S., 1997. *Coastal Dynamics and Landforms*. Oxford University Press, Oxford. 366pp.
- Trenhaile, A.S., 1999. The width of shore platforms in Britain, Canada and Japan. *Journal of Coastal Research*. 15, 355-364.

- Trenhaile, A.S., 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology* 166, 163-178.
- Trenhaile, A.S., 2001. Modeling the effect of late Quaternary in interglacial sea level wave-cut shore platforms. *Marine Geology* 172, 205-223.
- Trenhaile, A.S., 2001. Modeling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1103-1128.
- Trenhaile, A.S., 2002. Rock coasts, with particular emphasis on shore platform. *Geomorphology*. 48, 7-22.
- Trenhaile, A.S., 2008. Modeling the role of weathering in shore platform development. *Geomorphology* 94, 24-39.
- Trenhaile, A.S., Byrne, M.-L., 1986. A Theoretical Investigation of the Holocene Development of Rock coasts, with Particular Reference to Shore Platforms: *Geografiska Annaler* 68(1-2), 1-14.
- Trenhaile, A.S., Pepper Alberti, D.A., Trenhaile, R.W., Dalimonte, M., 1998. Stacks and notches at Hopewell Rocks, New Brunswick, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*. 23, 975-988.
- Trenhaile, A.S., Pérez Alberti, A., Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M., Blanco Chao, R., 1999. Rock coast inheritance: an example from Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*. 24, 1-7.
- Tricart, 1965. *Principes et Méthodes de la Géomorphologie* (Eds) Massons et Cie, 484pp.
- Trigo, I.F., Davies, T.D., Bigg, G.R., 2000. Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research Letters* 27, 2913-2916.
- Tsujimoto, H., 1987. Dynamic conditions for shore platform initiation. *Science Reports University of Tsubuka, Institute of Geoscience, Section A(8)*, 45-93.
- V**
- Vaaja, M., Hyyppä, J., Kukko, A., Kaartinen, H., Hyyppä, H., Alho, P., 2011. Mapping topography changes and elevation accuracies using a mobile laser scanner. *Remote Sensing* 3, 587-600.
- Vaaja, M., Kukko, A., Kaartinen, H., Kurkela, M., Kasvi, E., Flener, C., Hyyppä, H., Hyyppä, J., Järvelä, J., Alho, P., 2013. Data processing and quality evaluation of a boat-based mobile laser scanning system. *Sensors* 13, 12497-12515.
- Valentin, H., 1952. *Die Küsten der Erde*. Petermanns Geographisches Mitteilungen Ergänzungsheft, 246, 118pp.
- Valla, P.G., Van Der Beek, P.A., Carcaillet, J., 2010. Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrins-Pelvoux massif) using cosmogenic ¹⁰Be. *Terra Nova* 22, 18-25.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Finkel, R., Mériaux, A.S., Caffee, M., Guoguang, Z., Qunlu, H., 1998. Holocene leftslip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). *Geology*, 26, 695-698.
- Van Rijn, L.C., 1998. *Principles of coastal morphology*. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands, 4323-4325.
- Varnes, D. J., 1978, Landslides types and processes. in S. R. L. K. R.J., ed., *Landslides Analysis and Control*, Washington D.C., Transportation Research Board Special Report 176, p. Chap. 2, 11-33.
- Vella, C., 1999. *Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université de Provence UI, 225 pp.
- Vella, C., Demory, F., Canut, V., Dussouillez, P., Fleury, T.J., 2011. First evidence of accumulation of mege boulders on the Mediterranean rocky coast of Provence (southern France). *Nat. Hazards Earth. Syst. Sci.* 11, 905-914.
- Vella, C., Provansal, M., 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhone delta, France. *Marine Geology* 170(1-2), 27-39.
- Vermeesch, P., 2007. CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8.

- Vernet, J., 1986. Travertins et végétations holocènes méditerranéennes. *Méditerranée* 1-2, 25-30.
- Vidal, L., Bickert, T., Wefer, G., Rohl, U., 2002. Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: Relation to Messinian events. *Marine Geology*, 180, 71-85.
- Villegier, M., Andrieux, J., 1987. Phases tectoniques post-Eocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales). *Bull. Soc. geol. Fr.* 8, 147-156.
- Vim, 1993. *International Vocabulary of Basic and General Terms in Metrology (VIM)*, 2nd edition, International Organization for Standardization (ISO).
- Vögtle, T., Steinle, E., 2004. Detection and Recognition of Changes in Building Geometry Derived From Multitemporal Laserscanning Data. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 35 (B2), 428-433.
- Volant, P., Berge-Thierry, C., Dervin, P., Cushing, M., Mohamadioum, G., Mathieu, F., 2000. The South Eastern Durance fault permanent network: Preliminary results. *Journal of Seismology* 4, 175-189.
- Vosselman, G., Gorte B.G.H., Sithol, G., 2004. Change Detection for Updating Medium Scale Maps Using Laser Altimetry. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 35 (B3), 207-212.
- Vosselman, G., Maas, H., 2010. *Airborne and terrestrial laser scanning*. CRC Press, Boca Raton, 336 pp.

W

- Waelbroek, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.* 21, 295-305.
- Walkden, M.J., Hall, J.W., 2011. A Mesoscale Predictive Model of the Evolution and Management of a Soft-Rock Coast. *Journal of Coastal Research* 27, 529-543.
- Webster, P.J., Holland, G.J., Curry, J.A., Chang, H.R., 2005. Change in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science* 309, 1844-1846.
- Whaley, P.W., 1984. Entropy Production during Fatigue as a Criterion for Failure. A local Theory of Fracture in Engineering Materials. ONR Technical Report No.2. College of Engineering, Lincoln: University of Nebraska.
- White, B., Curran, H.L., Wilson, M.A., 1998. Bahamian coral reefs yield evidence of a brief sea-level lowstand during the Last Interglacial. *Carbonates and Evaporites* 13 (1), 10-22.
- Whitford, D.J., Thornton, E.B., 1993. Comparison of wind and wave forcing of longshore currents. *Continental Shelf Research* 13(11), 1205-1218.
- Willett, S.D., Schlunegger, F., Picotti, V., 2006. Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. *Geology* 34, 613-616.
- Wilmet, J., 1996. Télédétection aérospatiale, méthodes et applications. SIDES, Fontay-sous-Bois in Billen, R., Cornélis, B., 2000. Géométrie de la spatiocarte : correction et validation. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* 38, 25-42.
- Woodroffe, C.D., 2003. *Coasts: Form, process and evolution*. University of Cambridge Press, 625 pp.
- Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., Okusu, A., 2009. Exploring typhoon variability over midto- late Holocene: evidence of extreme coastal flooding from Kamikoshiki, Japan. *Quaternary Science Reviews* 28, 1774-1785.

Y

- Yen, N.L., Fong, C.J., Chu, C.H., Miao, J.J., Liou, Y.A., and Kuo, Y.H., 2010. Global GNSS radio occultation mission for meteorology, ionosphere and climate, *Aerospace Technologies Advancements*, (Eds) Thawar T. A., ISBN 978-953-7619-96-1, Intech, Croatia, 241-258.

- Young, A. P., Adams, P. N., O'Reilly, W. C., Flick, R. E., Guza, R. T., 2011. Coastal cliff ground motions from local ocean swell and infragravity waves in southern California. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 116, 10.1029/2011jc007175.
- Young, A. P., Guza, R. T., Flick, R. E., O'Reilly, W. C., Gutierrez, R., 2009. Rain, waves, and short-term evolution of composite seacliffs in southern California. *Marine Geology* 267, 1-7.
- Young, A. P., Guza, R. T., O'Reilly, W. C., Flick, R. E., Gutierrez, R., 2011. Short-term retreat statistics of a slowly eroding coastal cliff. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11, 205-217.
- Young, A.P., Ashford, S.A., 2006. Application of airborne LIDAR for seacliff volumetric change and beach sediment contributions. *Journal of Coastal Research* 22, 307-318.
- Young, A.P., Ashford, S.A., 2007. Quantifying sub-regional seacliff erosion using mobile terrestrial LIDAR. *Shore Beach* 75, 38-43.
- Young, A.P., Ashford, S.A., 2008. Instability investigation of cantilevered seacliffs. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1661-1677.
- Young, A.P., Flick, R.E., Gutierrez, R., Guza, R.T., 2009. Comparison of short-term seacliff retreat measurement methods in Del Mar, California. *Geomorphology* 112, 318-323.
- Young, A.P., Olsen, M.J., Driscoll, N., Flick, R.E., Gutierrez, R., Guza, R.T., Johnstone, E., Kuester, F., 2010. Comparison of airborne and terrestrial LIDAR estimates of seacliff erosion in southern California. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 76, 421-427.
- Z**
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F., Roquero, E., 2008. The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic–Mediterranean Spanish linkage area: sea level and climate changes. *Quaternary International* 181, 72–87.
- Zerathe, S., 2013. Origine et evolution des ruptures gravitaires de grande ampleur dans les chaînes subalpines méridionales à l'Holocènes – Contraintes géomorphologiques, géochronologiques et géophysiques. Thèse de doctorat, Nice, Université Nice Sophia-Antipolis, 321 pp.
- Zerathe, S., Braucher, R., Lebourg, T., Bourlès, D., Manetti, M., Léanni, L., 2013. Dating chert (diagenic silica) using in-situ produced ^{10}Be : Possible complications revealed through a comparison with ^{36}Cl to coexisting limestone. *Quaternary Geochronology*, 17, 81-93.
- Zerathe, S., T. Lebourg, R. Braucher, and D. Bourlès., 2014, Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ^{36}Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity, *Quat. Sci. Rev.*, 90, 106-127.
- Zhu, X.H., Cai, Y.L., Yang, X.C., 2004. On fractal dimensions of China's coastlines. *Mathematical Geology*. 36, 447-461.
- Zink, J.M., 2002. Using modern photogrammetric techniques to map historical shorelines and analyze shoreline change rates: case study on Bodie Island, North Carolina, PhD Thesis, North Carolina State University, 90 pp.
- Zreda, M.G., Phillips, F.M., Elmore, D., Kubik, P.W., Sharma, P., Dorn, R.I., 1991. Cosmogenic chlorine-36 production rates in terrestrial rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 105, 94-109.
- Zuzek, P.J., Robert, B.N., Scott J.T., 2003. Spatial and temporal considerations for calculating shoreline change rates in the Great Lakes basin. *Journal of Coastal Research* 38, 125-146

ANNEXES

TABLE DES ANNEXES :

ANNEXE 1 : Action et processus des forçages naturels météo-marins.....347

1. Introduction.....	349
2. Forçage et processus subaérien.....	349
3. Forçage et processus marin.....	354
Référence bibliographique de l'Annexe 1	370

ANNEXE 2 : Caractéristiques qualitatives de la qualité intra-nuage obtenue à partir de l'analyse sur des murs.375

1. Introduction.....	377
2. Détermination de la qualité intra-nuage.....	377
3. Synthèse de la qualité intra-nuage des murs.	381

ANNEXE 3 : Notice détaillée du traitement des nuages de points (classification et visibilité).383

1. Introduction au traitement des données LiDAR.....	385
2. Pour bien démarrer... présentation des outils techniques... ..	387
3. Exécution du traitement étape par étape.....	390

ANNEXE 4 : Tableau synthétique de l'érosion séculaire entre 1924-1998 et 1998-2011 (analyse régionale PACA par comparaison des orthophotos aériennes).....401

ANNEXE 5 : Coupes géologiques des secteurs surfaces mesurées au ³⁶Cl (en cours d'analyse).403

ANNEXE 6 : Codes développés pour le calcul de l'AMT (programmation R).409

ANNEXE 1 : Action et processus des forçages naturels météo-marins.

ANNEXE 1 : Action et processus des forçages naturels météo-marins.....	347
1. Introduction	349
2. Forçage et processus subaérien.	349
(1) Action des précipitations :	349
(2) Action de la température (ex. cryoclastie) :	351
(3) Action des vents sur les escarpements (particularité des milieux côtiers) :	353
3. Forçage et processus marin.	354
3.1. Action directe des forçages et processus marins.	354
(1) Les courants marins :	354
(2) La marée :	355
(3) Les vagues :	357
3.2. Action indirecte des forçages et processus marins.	365
(1) Processus d'humidification/séchage :	365
(2) Processus d'haloclastie :	366
(3) Processus de bio-érosion marine :	367
Référence bibliographique de l'Annexe 1	370

1. Introduction.

L'action des cycles d'érosion à l'origine du recul des falaises et de la formation des plateformes marines varie autant dans le temps que dans l'espace en fonction des sollicitations hydro-météoritiques. En effet les forçages météo-climatiques sont modulés dans le temps et impactent différemment les falaises en fonction de la zone d'action affectée (pied, paroi ou tête). Selon leur fréquence, intensité et zone d'action, la contribution sur l'érosion diffère fortement d'un environnement à un autre. C'est d'ailleurs la prédominance d'un forçage par rapport à un autre qui définit, pour un instant donné, l'expression dominante des processus subaériens, marins ou intermédiaires. Il convient donc de décrire les différents facteurs responsables de l'**érosion subaérienne** et **marine** (cf. *Chapitre 1* - Figure 13) afin d'interpréter leur mode d'action dans les modèles d'érosion.

2. Forçages et processus subaériens.

Les processus subaériens engendrent une dégradation de la roche au travers des (1) *précipitations*, (2) des *variations de température* et (3) des *vents*. Les procédés de fragilisation sont chimiques et physiques pour les précipitations et principalement physiques pour les variations de température et l'action des vents.

(1) Action des précipitations :

Les précipitations se présentent sous trois formes : liquides (**pluie**, bruine), verglaçantes (pluie et bruine verglaçante) et solides (neige, grésil et grêle) (Sicard, 2006). En climat océanique et méditerranéen, le littoral est principalement soumis aux pluies dont les principes actifs à l'origine des instabilités gravitaires sont l'augmentation de la pression interstitielle à l'intérieur des massifs et la dissolution des milieux rocheux, notamment pour les carbonates (altération de la roche). Compte tenu de l'acidité des eaux de pluies pour les milieux tempérés (ph avoisinant 5 associé à la présence du CO₂ atmosphérique Sicard, 2006), la capacité à dissoudre les surfaces carbonatées augmente pour des régimes très pluvieux et diminue pour les zones de basses altitudes, c'est à dire qui subissent des températures plus douces (Figure 130). En effet plus la quantité d'eau est importante, plus elle contient du CO₂ qui d'un point

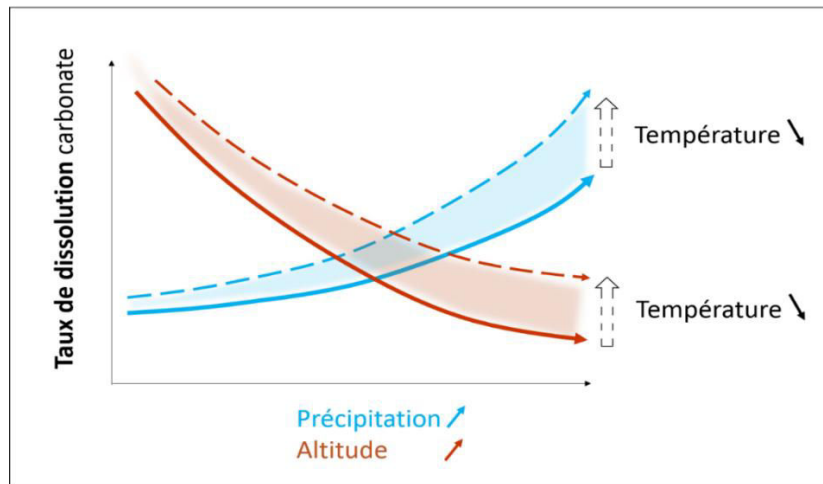


Figure 130. Evolution conceptuelle des taux de dissolution des carbonates en fonction de l'altitude et de la quantité des précipitations. L'augmentation de la température contribue aussi à amplifier les taux de dissolution (inspiré de Gérôme-Kupper, 1980 ; Plan, 2005).

de vue thermodynamique est plus soluble à basse température. Ainsi c'est le degré de solubilité du CO_2 qui conditionne la dissolution des carbonates en fonction de l'environnement géographique (Gérôme-Kupper, 1980 ; Plummer et Busenberg, 1982 ; Plan, 2005 ; Salomon et Pulina, 2005). En conséquence, les climats relativement doux des milieux côtiers ne permettent pas d'optimiser autant les valeurs de dissolution que certains milieux montagneux plus froids.

A l'arrivée au sol, les eaux de pluie se répartissent selon trois composantes qui déterminent le bilan hydrique d'une surface élémentaire de sol : l'évapotranspiration réelle (évaporation physique et transpiration de la biomasse), l'infiltration dans les massifs (quantité d'eau qui s'infiltré dans le sol) et le ruissellement en surface (excédent de la pluie qui dépasse la capacité d'évapotranspiration et d'infiltration). La proportion du fractionnement selon ces trois composantes dépend de la configuration du site (ex. pente, exposition du versant, occupation du sol), du climat (ex. régime pluviométrique, température) et de la perméabilité du massif. Le mécanisme d'érosion qui en découle est principalement fonction de l'infiltration et du ruissellement.

L'**infiltration** des eaux à l'intérieur des massifs provoque une dissolution et des actions hydromécaniques. La dissolution des matériaux au sein des discontinuités (joint, fracture et strate) modifie leur rhéologie, augmente le réseau de fracturation (*karstification*) et réduit la surface des ponts rocheux (Casini et al., 2006 ; Le Roux et al., 2009 ; Helmstetter et al. 2010). Par exemple la dissolution différentielle d'une série lithologique plus soluble localisée entre deux strates moins solubles engendre inévitablement une diminution de la résistance de l'ensemble du soubassement et peut conduire à des effondrements (ex. Gutiérrez et al., 2012),

alors que la dissolution des ponts rocheux (point d'attache des blocs en équilibre précaire) favorise plutôt la production des chutes de blocs. Même si les taux de dissolution sont relativement lents pour les milieux continentaux (ex. $10 \mu\text{m}\cdot\text{an}^{-1}$, Plan, 2005), ils constituent des facteurs importants de la désagrégation des massifs rocheux. Quant aux actions hydromécaniques, elles engendrent au travers des écoulements une poussée vers la bordure externe des escarpements modifiant ainsi leur rhéologie (ex. Pasuto et Soldati, 1996 ; Pánek et al, 2008). Cette augmentation de la pression interstitielle au sein des aquifères côtiers est à l'origine d'une déstabilisation anticipée, surtout lors des intenses épisodes pluvieux (Duperret et al., 2002 ; Hénaff et al., 2002 ; Collins et Sitar, 2008 ; Krautblatter et Moser, 2009). C'est d'ailleurs le degré de saturation des matériaux qui conditionne la résistance mécanique à la compression uni-axiale.

Le **ruissellement** engendre un lessivage en surface qui varie en fonction du régime de pluie, de la nature lithologique, de l'état de fracturation et de la couverture (sédimentaire et végétale). C'est un processus à la fois mécanique (dessiccation et arrachement des particules constitutive de la roche) et chimique (dissolution). De manière générale les pertes horizontales en surface des régions tempérées sont comprises entre 5 et $50 \mu\text{m}\cdot\text{an}^{-1}$ pour les carbonates (ex. Gêrôme-Kupper, 1980 ; Plan, 2005). Compte tenu d'une plus faible capacité de dissolution des environnements côtiers, les taux peuvent être considérés au minima (ex. entre 5 et $10 \mu\text{m}\cdot\text{an}^{-1}$). La perte horizontale sur le sommet des falaises ou sur la surface des plateformes marines ("downwearing") pourrait alors être comprise entre 0,5 et 5 cm pour 1000 ans, de 5 à 50 cm pour 10 ka et de 5 à 500 cm pour 100 ka. Ces valeurs théoriques indiquent une faible influence du *downwearing* à court terme. En revanche sur le long terme, les anciens marqueurs d'érosion situés sur les plateformes qui datent du dernier interglaciaire (~125 ka – MIS 5.5) peuvent être totalement effacés.

(2) Action de la température (ex. cryoclastie) :

La température décrit le degré d'agitation thermique des particules. Son action favorise la fracturation des massifs rocheux au travers des processus de *gélifraction* et de *dilatation/contraction* (Anderson, 1998 ; Hénaff et al., 2002 ; Frayssines, 2005 ; Matsuoka, 2008 ; Krautblatter et al., 2010 ; Gunzburger et Marrien-Soukathchoff, 2011). Bien que les littoraux des climats océaniques bénéficient d'un climat plutôt doux, ils subissent tout de même de forts écarts de température, mais dans une moindre fréquence que les milieux montagneux (seulement quelques jours par an). Par exemple les épisodes de grands froids (inférieurs à -17°

C) en France et ce jusque sur le pourtour méditerranéen se sont produits en 763, 1423, 1491, 1494, 1595, 1729, 1766, 1789, 1830, 1940, 1947 ou 1956 (Garnier, 1967).

L'impact des processus de *cryoclastie* (*cryo*, froid et *clastie*, fragment) sur la désagrégation des roches compte parmi les processus les plus efficaces. Ils sont très bien corrélés avec la production des chutes de blocs appelés *gélifrac*s (Figure 131) (ex. Frayssines et Hantz, 2006). L'expansion volumique de l'eau gelée contenu dans les pores de la roche engendre une surpression qui la fragilise (Matsuoka, 2008). Pour que l'endommagement mécanique soit irréversible, la saturation en eau doit être supérieure à 91% (Weiss, 1992 in Prick, 1996). C'est précisément les cycles jour/nuit associés à l'ensoleillement qui favorisent les contrastes thermiques à l'origine des cycles de gel/dégel. Quant à la morphologie caractéristique des *gélifrac*s produits, elle dépend directement du degré de découpage et de

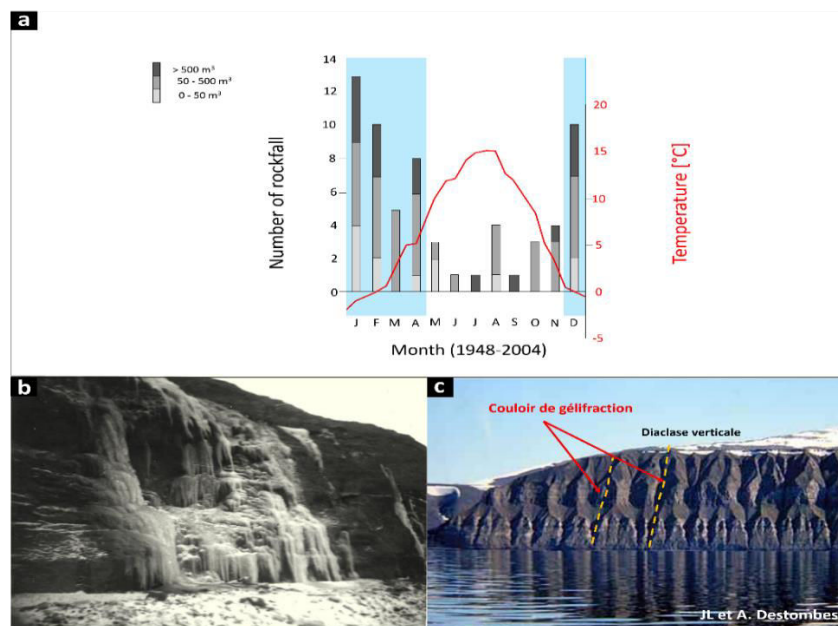


Figure 131. Action générale de la gélifraction. a- Distribution annuelle des chutes de blocs rocheux en fonction de la moyenne des températures minimales de la période 1948-2004 (station Saint-Martin d'Hères, Rhône-Alpes, Frayssines et Hantz, 2006). b- Exemple d'un épisode de gel sur les falaises de Vierville en 1963¹⁶⁸ (Calvados). c- Escarpement calcaire du Spitzberg¹⁶⁹ (Norvège) strié de couloirs de gélifraction installés dans les diaclases verticales.

¹⁶⁸ Crédit photo : <http://vierville.free.fr/431-HistoireGeologiqueRivage.htm>

¹⁶⁹ Crédit photo (tous droits réservés), auteurs : J.L. & A. Destombes.

l'orientation des diaclases. L'efficacité du processus dépend donc de l'intensité et de la durée du gel, de la quantité d'eau mobilisable et des caractéristiques litho-structurales (Bost, 2008).

Au-delà de la gélifraction, la température agit aussi sur les cycles de dilatation thermique de la roche, mais cette fois-ci pour des températures plus chaudes¹⁷⁰. Ce processus est particulièrement efficace lorsque la falaise est régulièrement humidifiée par les vagues (*cf. 3.2.1 – Processus d'humidification/séchage*).

(3) Action des vents sur les falaises :

L'impact des vents sur les falaises est difficilement quantifiable, mais peut être approché selon de nombreux aspects qualitatifs. Les vents sont générés lors de forts épisodes de tempêtes (installation de cyclogenèses locales) ou bien lors des cycles d'inversions thermiques (liés au contraste des températures entre la mer et le continent). Ces inversions sont associées aux vents de mer établis durant la journée (brises marines) et aux vents de terre établis pendant la nuit.

Ainsi lors des brises marines le vent est canalisé en pied de falaise et favorise une zone de turbulence dont la vélocité s'accroît du pied vers la tête de la falaise (Figure 132, Bowen et Lindley, 1977). A l'inverse lors des brises de terre, le vent est plus chaotique au niveau des falaises avec une amplification des vitesses qui est fonction de la hauteur de l'escarpement. Les déflations accroissent la déstabilisation gravitaire des blocs maintenus en position précaire et contrôlent une partie de la quantité d'eau reçue pendant les précipitations et par conséquent le degré de saturation de la falaise (Parriaux, 2006).

D'autre part le refroidissement éolien, contribue à amplifier les processus de gélifraction lors des épisodes froids. En effet, la conjugaison d'une faible température de l'air ambiant à 0°C avec un vent de 10 km.h⁻¹, engendre une température équivalente de -2°C. Si la vitesse du vent est de 70 km.h⁻¹, la température équivalente sera de -17°C. Ce phénomène permet donc d'augmenter la fréquence des gels en milieu côtier (Daigneaults, 2001). Enfin, les vents sont aussi des vecteurs directs du transport des particules (sel et sable) contribuant aux processus indirects de l'érosion marine tels que l'*haloclastie* et les *tafoni* (*cf. 3.2.2 - Processus d'haloclastie*).

¹⁷⁰ Par exemple la surface des falaises méditerranéennes peut atteindre en été une température de 70°C (Boudouresque, 2013).

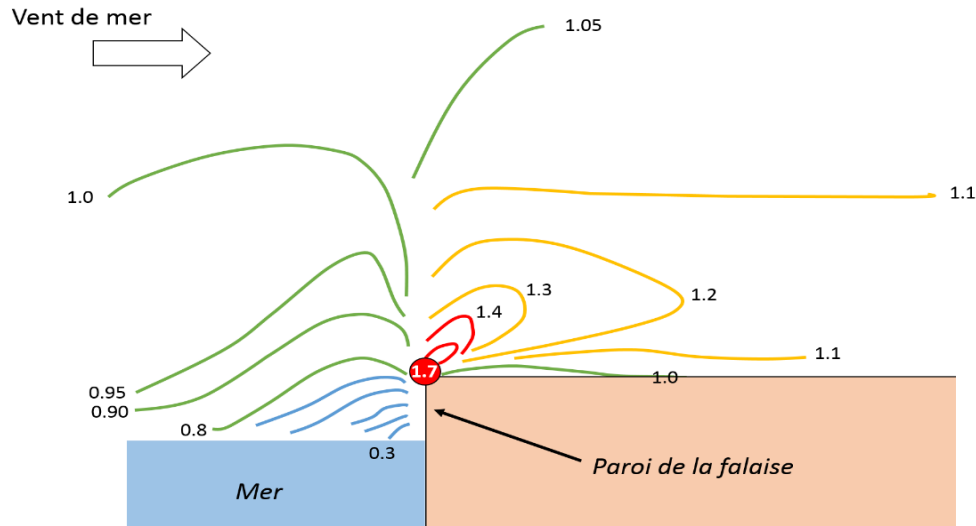


Figure 132. Coefficients d'accélération des vents de mer sur une falaise d'après le modèle de Bowen et Lindley (1977).

3. Forçages et processus marins.

Les processus marins engendrent une dégradation de la roche sous des formes directes et indirectes. Les procédés de l'érosion **directe** sont principalement associés à l'action hydromécanique des courants, de la marée et des vagues. Quant aux procédés **indirects**, ils sont liés à la proximité du milieu marin et surtout aux conséquences des éclaboussures des vagues qui favorisent des processus d'humidification/séchage, d'haloclastie et l'installation d'une biodiversité halophile.

3. 1. Action directe des forçages et processus marins.

Les principales actions marines qui agissent directement sur la côte sont les actions hydrodynamiques des (1) *courants marins*, (2) de la *marée* et (3) des *vagues*.

(1) Les courants marins :

Les courants marins sont des mouvements de masse d'eau en surface induits par un rééquilibrage thermique entre les océans et l'atmosphère. Malgré une multitude de courants dont l'intensité dépend de leur mode de formation (Lacombe, 1965) on dénote deux principaux courants de surface susceptibles d'agir dans le cycle d'érosion des falaises : les *courants de dérive* et les *courants de pente* (Derruau, 1988). Leurs actions contribuent principalement à

l'évacuation des dépôts situés en pied de falaise, c'est-à-dire à la reprise du cycle d'érosion d'une falaise *morte*.

L'action des vents génère un ***courant de dérive*** (ou de *débris*) par entraînement au large des eaux de surface. Sous l'influence de la *force de Coriolis*, le courant est dévié à 45° de la direction du vent. Ce courant engendre des vagues obliques et incidentes par rapport à la normale de la côte (Figure 133-a et b). Étant donné que le retrait des vagues s'effectue avec un angle d'incidence similaire, il en découle une abrasion des dépôts de la côte **par transport sédimentaire** selon une "**trajectoire sinusoïdale**" (Derruau, 1972). Le rôle du vent sur le courant de dérive est d'autant plus important s'il est oblique à la côte (Whitford et Thornton, 1993) puisqu'il permet de multiplier par trois la force du courant (Hubertz 1986). Sur la côte, la vitesse du courant représente en moyenne 3% de celle du vent, qui peut se combiner à la houle pour atteindre 5% de la vitesse du vent. Ainsi un courant de dérive généré par une tempête de vent (ex. 90km.h⁻¹) dépassera la vitesse de 27 km.h⁻¹.

D'autre part les reliefs côtiers constituent des obstacles pour les courants de dérive, ce qui engendre une accumulation ou au contraire un retrait d'eau (phénomène de *surcote* ou de *décote*, Figure 134). Au bout d'un certain temps, cette accumulation ou ce retrait d'eau est compensée par un ***courant de pente*** (ou de *retour*, Figure 133-c). La force des courants de pente est d'autant plus importante que le taux de dissipation des vagues est élevé. Avec une vitesse supérieure à 0,5 m.s⁻¹ (soit 1,8 km.s⁻¹), ce courant permet d'évacuer les débris d'une falaise vers la base de l'avant côte (Masselink et Black, 1995 ; Gallagher et al. 1998). Son action peut donc modifier la bathymétrie (ex. formation de barre à l'origine de brisant), et par conséquent contrôler à terme la dynamique des vagues sur la côte (dissipation ou amplification des vagues).

(2) ***La marée :***

La marée fait varier deux fois par jour le niveau du plan d'eau (zone mésotidale) selon une amplitude qui est fonction des cycles lunaires (27,55 jours) et terrestres (365,25 jours). Par exemple on compte des marées de vives eaux (amplitude maximum atteinte deux fois par cycle lunaire) et des marées exceptionnelles de l'année (deux fois par an lors des équinoxes). La marée module les niveaux d'attaque des vagues puisqu'elle modifie le niveau du plan d'eau. Ainsi lors des marées hautes, l'action des vagues sur les falaises est limitée par la durée du marnage (Trenhaile, 2000) et permet d'amplifier la sollicitation des vagues sur les falaises (Ad-

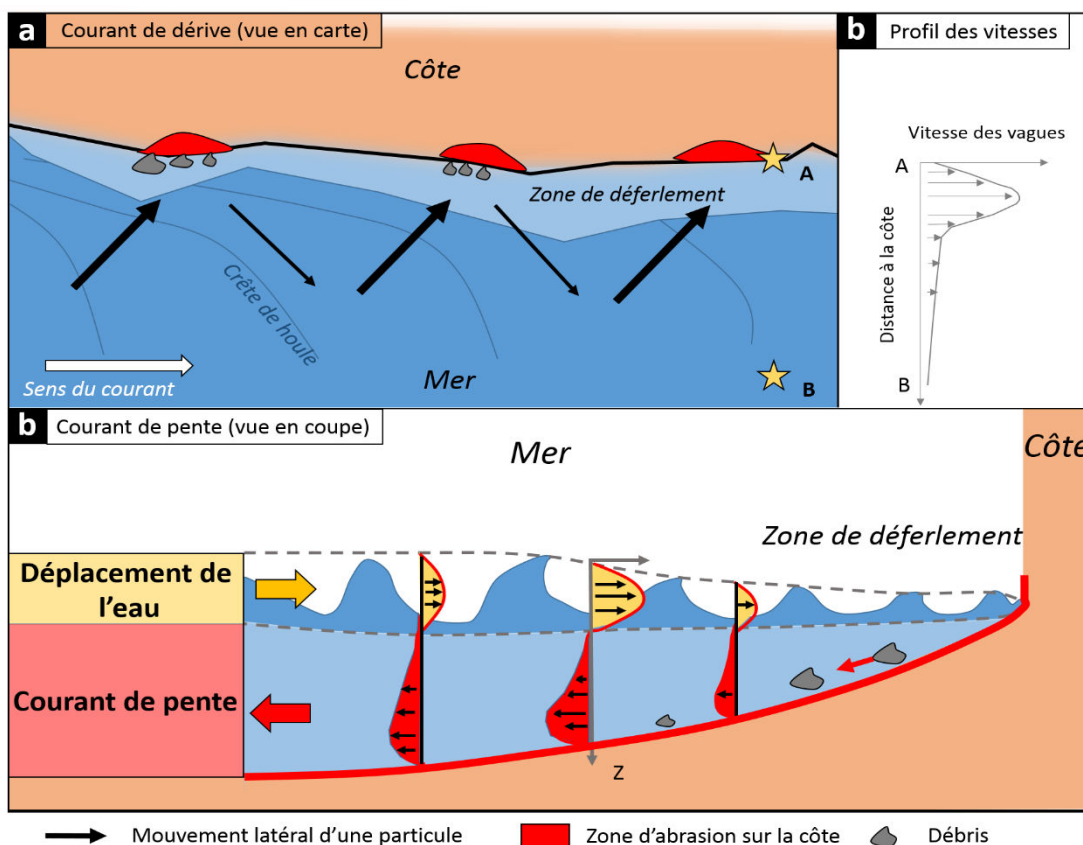


Figure 133. Action des courants de dérive et de pente (modifié de Castelle, 2004). a- Le courant de dérive engendre un mouvement latéral "oscillatoire" des particules sédimentaires en bordure littorale. Ce mode de transport implique une abrasion le long de la côte. b- Profil longitudinal AB de la vitesse des vagues déferlantes sur la côte. c- Le courant de pente évacue vers le large les débris sédimentaires.

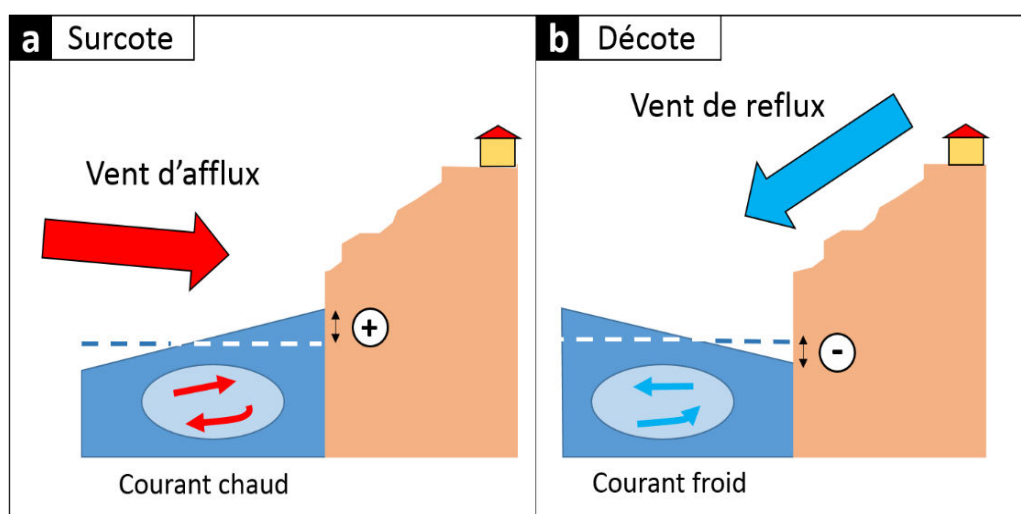


Figure 134. Phénomène de surcote engendrant une accumulation d'eau et de décote engendrant une baisse des niveaux d'eau (modifié de Gervais, 2012).

ams et al., 2002).

Certains modèles numériques incluent le marnage comme variable d'érosion afin de prédire les zones d'impacts des vagues sur les falaises et quelles sont leurs réponses morphologiques (ex. Walkden et Hall, 2005 ; Walkden et Dikson, 2008 ; Ashton et al., 2011). Cependant ces études comparant les relations entre le marnage et les volumes de chutes de blocs ont pour l'instant révélées qu'une faible relation significative (ex. Rosser et al., 2007 ; Lim et al., 2010). Ceci suggérerait l'implication d'autres facteurs d'érosion (ex. hauteur des vagues). De manière générale la contribution spatio-temporelle de la marée à éroder le pied des falaises n'a pas encore été bien établie. Bien que cette exploration présente un grand intérêt pour les milieux macrotidaux tels que la baie de *Fundy* (Canada) qui connaît un marnage record de plus de 16 m, nous ne considérerons pas l'action de la marée compte tenu que la **Méditerranée est affectée par un faible régime microtidal** (amplitude inférieure à 30 cm pour la région PACA).

(3) Les vagues :

Les **vagues** sont principalement générées au large par les vents. Elles sollicitent la base des falaises au travers d'une action hydromécanique. L'origine des vents est engendrée lors d'une situation cyclonique (*dépressionnaire*) issue de la rencontre d'une masse d'air chaude océanique avec une masse d'air froide continentale. Lorsque ces vents atteignent des vitesses supérieures à 90 km.h^{-1} sur une durée minimum de 10 minutes on parle de *tempête de vent*. Par friction la surface de la mer exposée au vent (le "*fetch*") acquiert une onde d'oscillation qui se propage jusqu'à la côte. L'énergie de l'onde est fonction de la vitesse, de la durée du vent, mais aussi de l'étendue du *fetch*. Dès l'instant où ces vagues se propagent au-delà du *fetch* elles se transforment en houle ("*swell*") définie par la période T , la longueur d'onde λ et la hauteur de vague H (Sunamura, 1992 ; Komar, 1998 ; White et Fornberg, 1998 ; Grasso, 2009, Figure 135). La hauteur H caractérise l'état de mer qui peut être *fort* (H de 2,4 à 4m), *très fort* (H de 4 à 6m), et d'*envergures océaniques* ($H > 6\text{m}$).

Le comportement des vagues est contrôlé par la combinaison de nombreux facteurs tels que la morphologie côtière, la bathymétrie, mais aussi les propriétés de diffraction et de réfraction des ondes qui modifient les angles d'attaque (Komar, 1998 ; Grasso, 2009 ; Davidson-Arnott, 2010). La théorie du comportement des vagues est décrite par de nombreuses équations de transformations dont le cadre dépasse ce travail de thèse (pour plus d'informations se référer aux travaux de Battjes et Stive, 1985 ; O'Reilly et Guza, 1993 ; van de Westhuysen, 2010).

A l'approche des côtes, la bathymétrie influence le **déferlement** et la **direction des vagues**. Ces deux aspects déterminent donc l'impact hydromécanique :

- Lors de son trajet (Figure 135) la houle acquiert un comportement différent selon deux zones hydrodynamiques (Grasso, 2009). (1) La **zone de levée** de houle dite “*shoaling zone*” où la hauteur H augmente avec la diminution de la profondeur d , (2) et la **zone de déferlement** appelée “*surf zone*” propice à l'effondrement des vagues lorsque la profondeur d équivaut à la moitié de la longueur d'onde λ (Davidson-Arnott, 2010). L'onde initiale d'oscillation se transforme alors en une onde de translation. En d'autres termes la vague devient dissymétrique jusqu'au déferlement. La présence d'une barre située au large de la côte peut anticiper le déferlement (*zone de brisance*). L'énergie et la puissance d'impact sur les falaises est dans ce cas fortement dissipée.
- D'autre part la bathymétrie contrôle la direction de propagation des vagues (Figure 136). Pour une configuration linéaire de côte et des fonds “plats”, les vagues se réfractent et impactent le milieu selon un angle oblique. En revanche si le fond présente un canyon sous-marin (baie) les vagues divergent vers la côte, alors que pour un promontoire (cap) elles convergent (Komar, 1998). C'est d'ailleurs ce contrôle bathymétrique qui permet d'expliquer le modèle d'évolution à long terme d'une côte dentelée (contenant des caps et baies) vers une côte lisse (modèle classique de l'érosion marine défini dans l'introduction du Chapitre 1 *cf. 1.1* par Valentin, 1952 in Finkl, 2004 ; Bloom, 1965 ; Derruau, 1972 ; Trenhaile, 2002, Figure 4).

En moyenne les vagues déferlent toutes les 6-15s, ce qui correspond à un peu moins de dix mille impacts par jours et deux à trois millions par an (Anderson et Anderson, 2010). L'intensité des sollicitations est modulée au cours de l'année par des tempêtes saisonnières, et au cours du siècle et des millénaires par des épisodes encore plus catastrophiques. Comment les falaises se comportent-elles face à de telles sollicitations ?

L'impact des vagues sur la côte est un problème de transfert d'énergie acquise depuis le large et libérée lors d'un ou plusieurs cycles de déferlement. Ce transfert d'énergie s'effectue par un choc brutal sur les parois et est à l'origine de la fragilisation de la roche. Une campagne de mesure à partir de l'installation de sismomètres sur la tête des falaises de *Santa Cruz* (Adams et al., 2002) a permis de mesurer la propagation des vibrations de la falaise. Les résultats montrent que l'énergie absorbée par la falaise est d'autant plus forte que la hauteur des vagues est élevée (Figure 137-a et b). Dans cet exemple l'amplitude des vibrations (composantes horizontales et verticales) est inférieure à 20 μm pour des vagues inférieures à 5 m de hauteur.

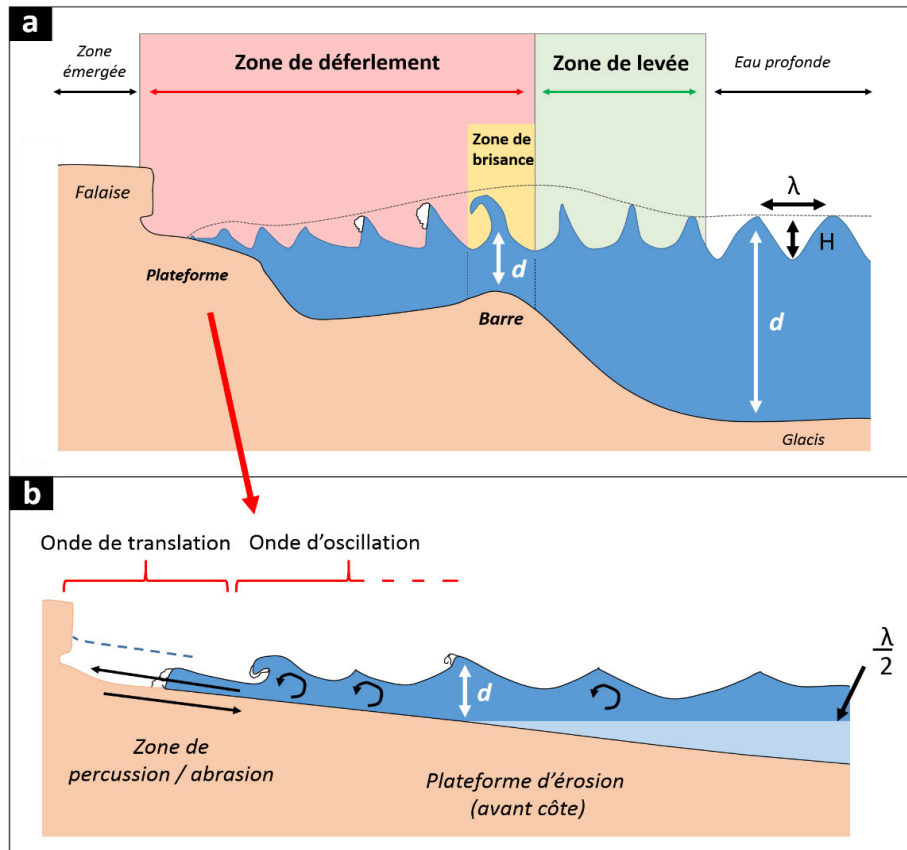


Figure 135. Caractéristiques hydrodynamiques des vagues à l'approche de la côte. a- La houle provenant du large se lève et déferle sous la diminution de la profondeur (modifié de Grasso, 2009). b- Déferlement des vagues sur la côte (modifié de Daigneault, 2001), H est la hauteur de la vague et λ est la longueur d'onde. Lorsque $\lambda/2$ (base de la vague) atteint la profondeur d il y a déferlement de la vague : le mouvement circulaire des particules est interrompu par transformation en une onde de translation.

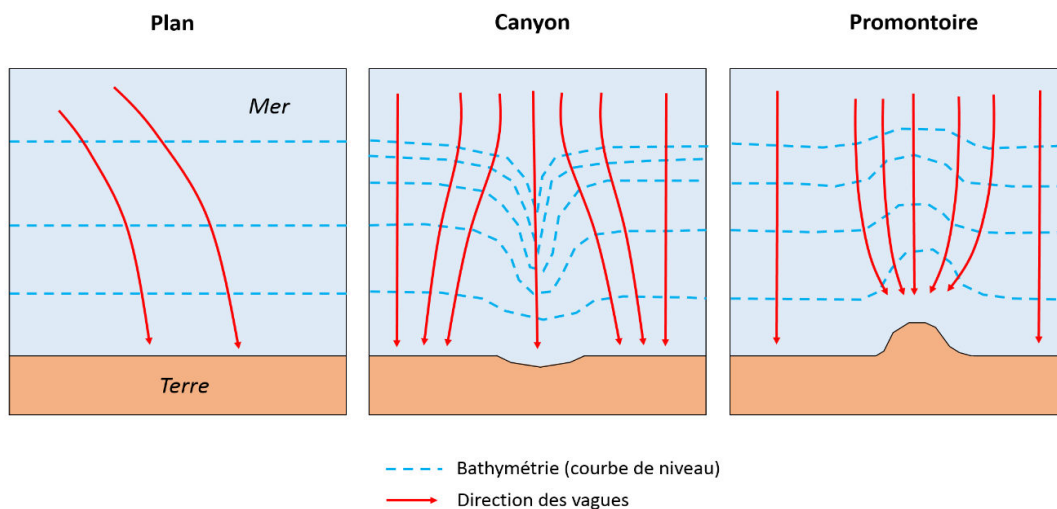


Figure 136. Contrôle de la bathymétrie sur la propagation des vagues arrivant sur la côte (Komar, 1998).

Les pics de marées combinés avec les épisodes de tempêtes engendrent une légère augmentation des vibrations. Même si la vibration au sein de la falaise est très faible, la répétition de plusieurs millions de chocs par an occasionne inévitablement une fatigue des milieux rocheux qui se fracturent progressivement (Adams et al., 2005). Par exemple le modèle de la Figure 137-c considère une portion de roche à l'intérieur d'une falaise. Au début du processus la portion rocheuse n'est pas directement influencée par l'impact des vagues. Mais au fur et à mesure du recul de la falaise, les vibrations qui atteignent la portion référente sont de plus en plus importantes.

Quant à la localisation même de la zone d'impact sur le profil de falaise (pied, paroi ou tête), elle est fonction de la hauteur des vagues (H) par rapport à celle des falaises (H_f) (Hall et al., 2008 ; Hansom et al., 2008). Lorsque la hauteur de la falaise est similaire à la hauteur des vagues ($H \approx H_f$), la totalité de la falaise est fragilisée selon deux modes de comportements. (1) Pour des vagues non-déferlantes (Figure 138-a), la pression est concentrée sur le front de falaise qui dévie la vague sur le sommet en une onde solitaire. Le front et la surface sommitale subissent alors une érosion par entrainement des matériaux (*abrasion marine*). (2) En revanche pour des vagues déferlantes, la force d'impact arrache des blocs et engendre un jet d'eau vertical dont la retombée fracture la partie sommitale de la falaise (Figure 138-b).

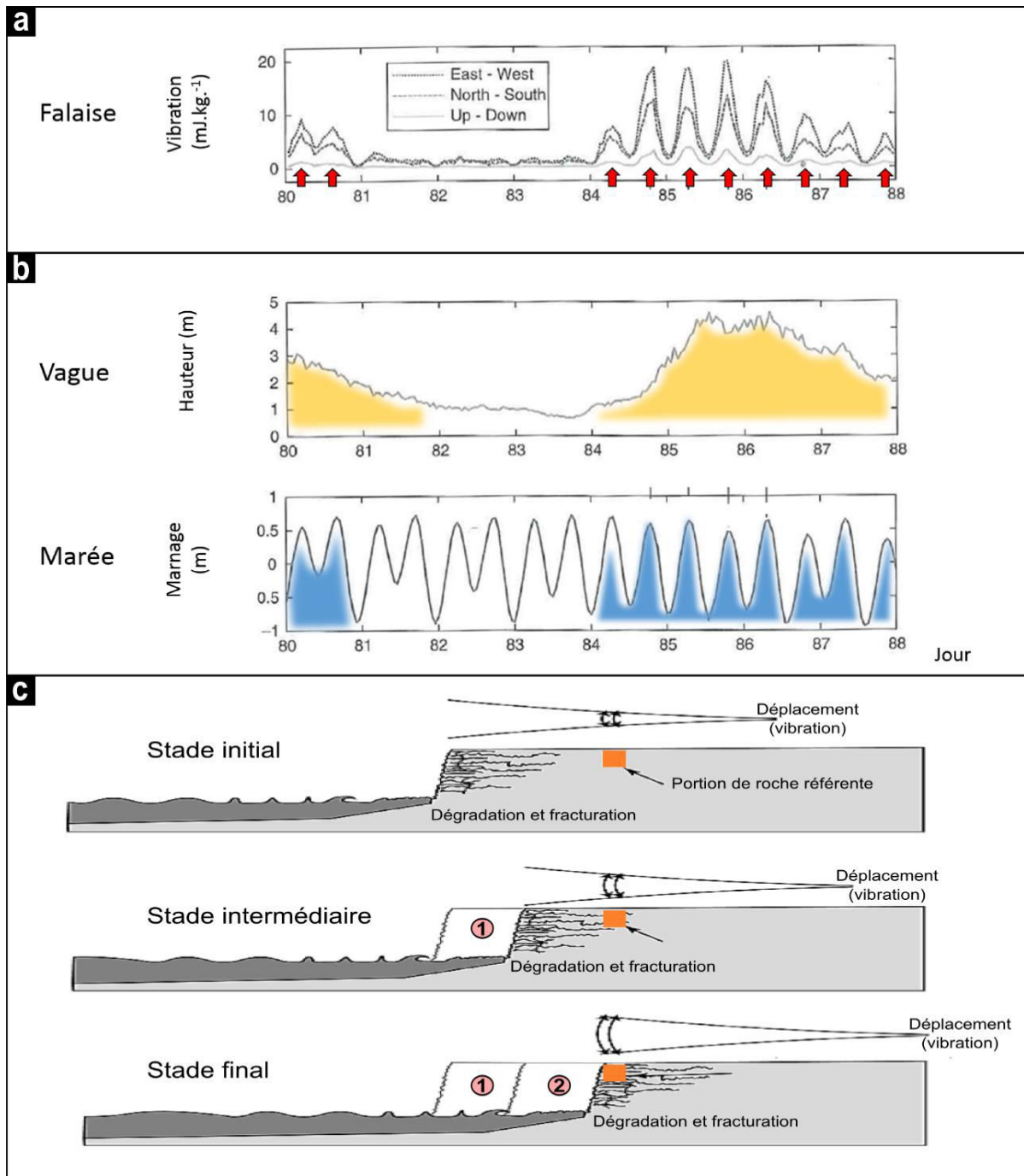


Figure 137. Campagne de mesure de la vibration des falaises de Santa Cruz (Californie) couvrant une période d'une heure sur 8 jours en 2001 (modifié d'Adams *et al.*, 2005). a- Vibration des falaises mesurée sur les trois composantes à partir d'un sismomètre (modifié d'Adams *et al.*, 2002). La mesure de vibration est convertie en une énergie cinétique par unité de masse de la falaise (module de la vitesse). b- Mesure de la hauteur des vagues et de la variation du marnage. Les flèches rouges indiquent les pics de vibration corrélés avec la hauteur des vagues (orange) et la marée haute (bleu). c- Schéma conceptuel du recul des falaises et de l'augmentation de l'influence des vibrations vers l'intérieur des terres.

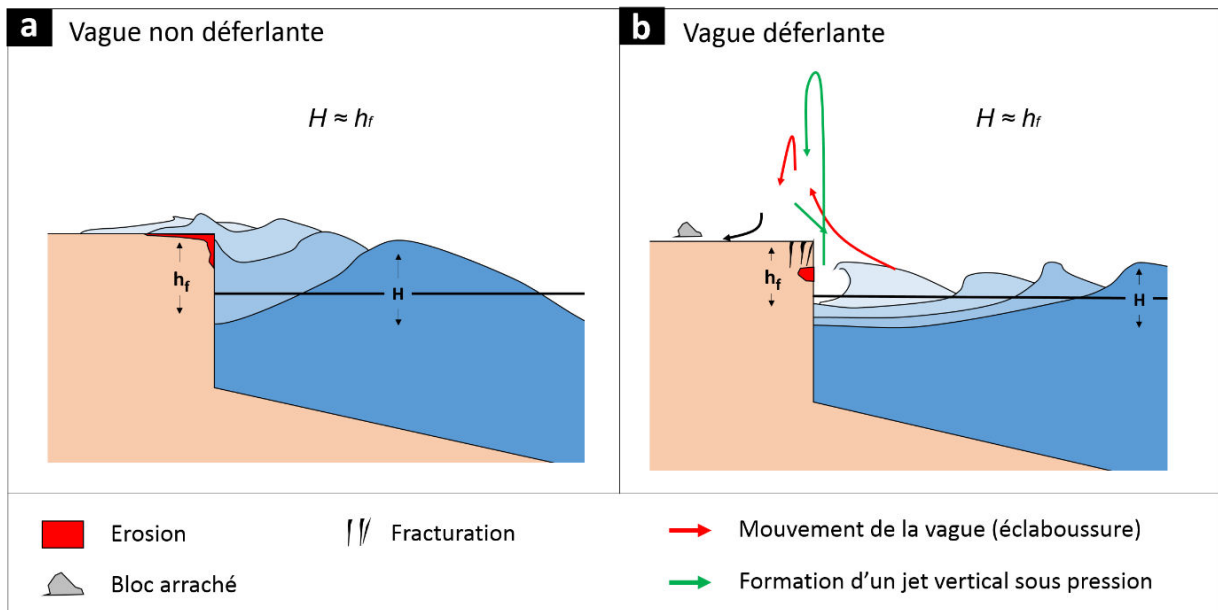


Figure 138. Impact d'une vague sur le front de falaise en fonction de la hauteur H de la vague, et H_f de la falaise (modifié d'Hansom et al., 2008). a- Vague déferlante érodant le front et affaiblissant la partie sommitale. b- Vague non déferlante érodant la partie sommitale.

Toutefois la configuration la plus étudiée correspond aux falaises bien plus hautes que la hauteur des vagues (ex. Schmidt, 1992 ; Sunamura, 1992 ; Oumeraci et al., 1993 ; Damgaard et Dong., 2004 ; Korgure et al., 2006 ; Erikson et al., 2007 ; Young et Ashford, 2008 ; Caplain et al., 2011). Dans ce cas c'est l'action directe des impacts concentrés en pied de falaise qui agit par effet de choc (exemple précédent du modèle d'Adams et al., 2002, 2005), mais aussi par *coup de piston*. Ce dernier est un effet pneumatique qui joue chaque fois que les vagues piègent une poche d'air et d'eau contre la falaise. Lors du retrait de la vague, il se produit une succion pouvant arracher des particules à la roche notamment le long des fractures. La variation de pression peut atteindre localement l'équivalent de plus de 37 tonnes par mètre carré (Djounkovski, 1959). Lorsque la force d'impact des vagues est supérieure à la résistance au cisaillement de la falaise, l'action mécanique fragilise et creuse le pied par sapement en créant une encoche (Figure 139) (Sunamura, 1992 ; Nishi et Kraus, 1996 ; Brossard et Duperret, 2004).

La dynamique de formation d'une encoche est un processus long et complexe à observer. Pour cette raison le processus a été étudié au travers de modélisations analogiques et analytiques d'une falaise (composé de sable, d'argile et ou de plâtre) soumise à l'action des vagues dans un canal à houle (ex. Sanders, 1968 ; Sunamura, 1982, 1992 ; Erikson et al., 2007 ;

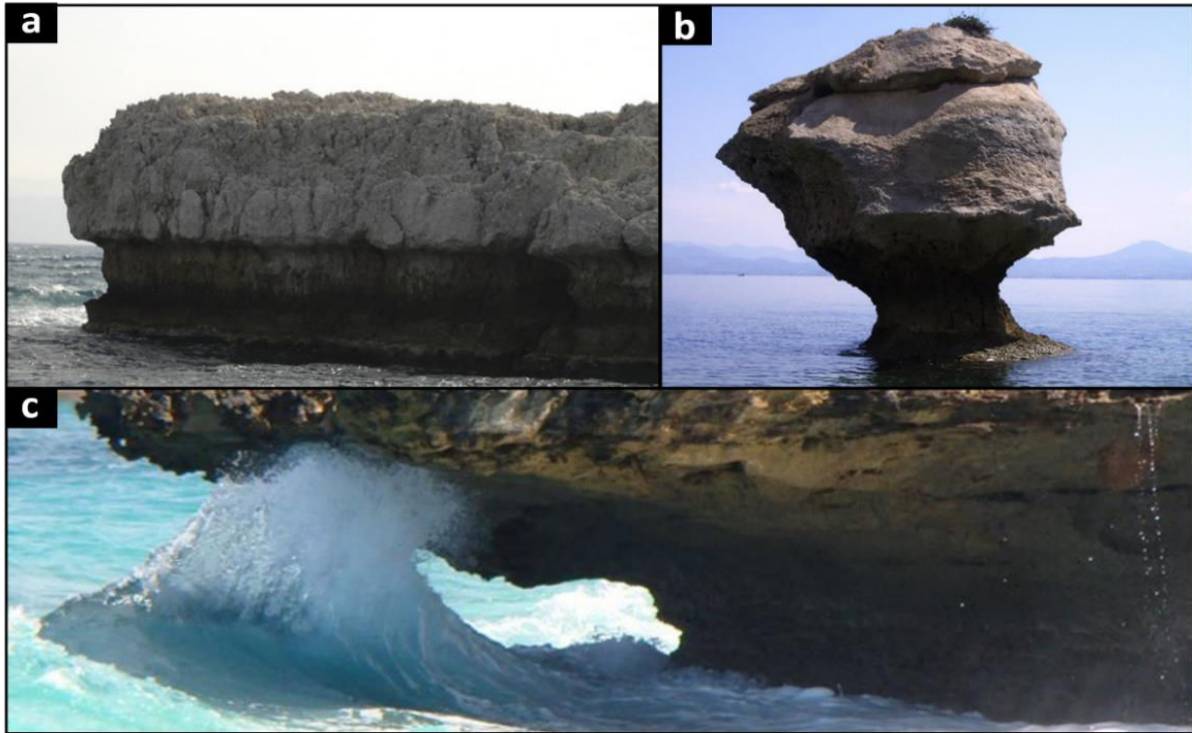


Figure 139. Encoche d'érosion créée en pied de falaise sous l'attaque des vagues. Exemple d'encoche dans des roches carbonatées. a- en Sicile en forme linéaire (Péninsule de Milazzo, Boulton et Stewart, 2013). b- en Grèce avec une forme concave de "champignon" (Péninsule de Perachora, Boulton et Stewart, 2013). c- Illustration de l'impact d'une vague au sein d'une encoche triangulaire en Méditerranée (St-Cyr-sur-Mer, Var).

Larson et al., 2010). L'évolution verticale de la forme de l'encoche est dissymétrique (Figure 140-a). En effet la partie inférieure se développe parallèlement à la pente de la plateforme située devant la falaise alors que la partie supérieure s'érode successivement de manière *convexe*, *linéaire* puis *concave* (Sunamura, 1992). Ces trois formes d'évolution témoignent du stade de maturité de l'érosion. La forme du sous-cavage peut alors être modélisée selon une loi puissance (Figure A1.12) dont l'exposant définit l'état de maturité (ex. $m > 1$ pour une forme convexe, $m = 1$ pour une forme linéaire et $m < 1$ pour une forme concave, Erikson et al., 2007).

Quant à la progression du volume (Figure 140-b) et de la profondeur érodée, elles augmentent fortement au début du processus jusqu'à atteindre la forme concave (fin du stade d'érosion) avant de ralentir progressivement (Sunamura, 1992 ; Larson et al., 2010). Ce ralentissement d'érosion serait associé à la dissipation de l'énergie des vagues compte tenu d'une plus grande profondeur du sous-cavage (Nishi et Kraus, 1996). Un effondrement du surplomb peut alors se produire sous l'action des facteurs déclencheurs (anticipation) ou bien lorsque la profondeur critique du sous-cavage est atteinte.

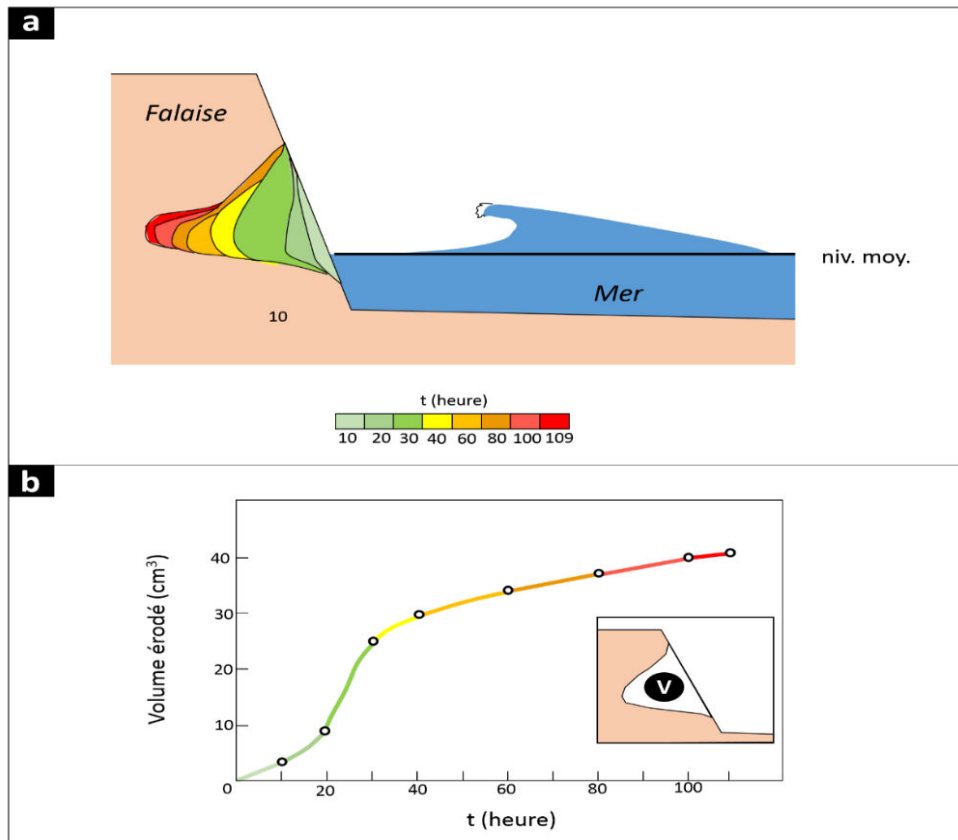


Figure 140. Modélisation de la formation d'une encoche en pied de falaise. Le modèle test l'érosion d'une falaise située dans un canal à houle (modifié de Sunamura, 1992). a- Evolution de la forme de l'encoche en fonction du temps. b- Cumul du volume érodé en fonction de la durée du forçage.

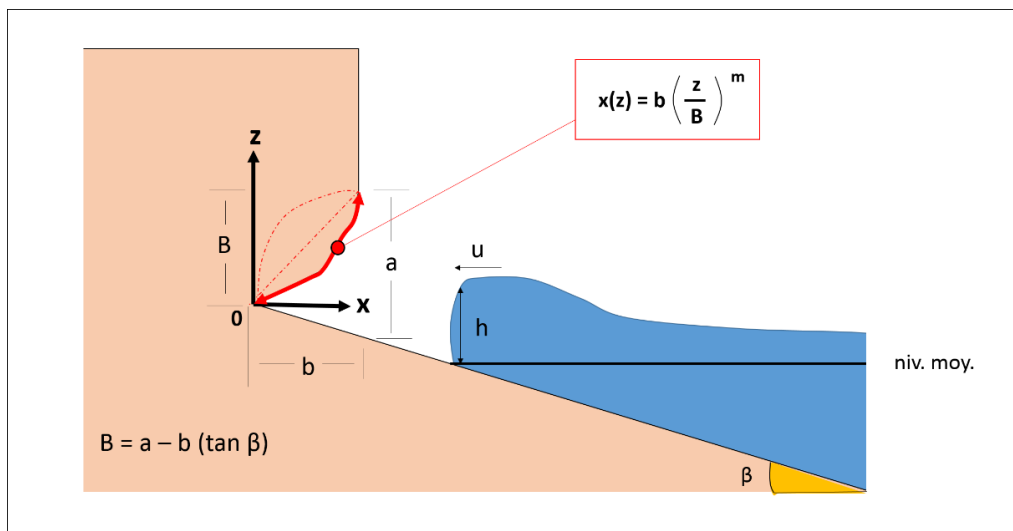


Figure A1.12. Modélisation de la forme d'érosion de l'encoche en pied de falaise (Erikson et al., 2007). Le repère (x ; z) est pris pour origine au niveau de l'intérieur de l'encoche. u est la vitesse de la vague, h la hauteur, a et b sont la hauteur et la profondeur de l'encoche, et B la hauteur intérieure de l'encoche.

3. 2. Action indirecte des forçages et processus marins.

Sous l'influence du milieu marin les forçages d'érosion peuvent agir indirectement au travers des processus (1) d'*humidification/séchage*, (2) d'*haloclastie* mais aussi par le développement d'une (3) *biodiversité halophile*.

(1) Processus d'*humidification/séchage* :

Le processus d'humidification/séchage se produit à la suite du déferlement et du retrait des vagues. La répétition des cycles d'humidification/séchage (Figure 141) fragilise la roche et la prédispose ainsi plus facilement à l'érosion en diminuant la résistance des carbonates par exemple de 40 à 50% (Stephenson et Kirk, 2000 ; Duperret et al., 2005). La dégradation est d'autant plus marquée lors des tempêtes puisque les vagues atteignent des portions de falaise qui ne sont jamais mouillées en période calme. Dans ce cas la résistance peut diminuer de 52 à 70% de sa valeur initiale (ex. de la craie en Normandie, Duperret et al., 2005). A noter que la saturation en eau marine amplifie fortement la baisse de la résistance mécanique de la craie par exemple (Duperret et al., 2005).

Durant la phase d'humidification, les caractéristiques microstructurales de la roche sont responsables de son gonflement et par conséquent de sa fragilisation. L'action du gonflement est d'autant plus importante pour des porosités élevées (Daigneault, 2001) sans pour autant être proportionnelle à la quantité d'eau absorbée. Le gonflement se traduit par une dilatation perpendiculaire au plan de stratification (Hamès et al., 1987) et est plus marquée si la roche contient des inter-bancs argileux, du fait de leur propriété d'absorption capillaire importante (Daigneault, 2001).

Le processus se déroule selon un cycle de quatre phases (Figure 141-a) : les phases d'humidification (1) et de séchage (3) sont plus rapides que les phases de déformation par allongement (2) et raccourcissement (4). Mais la répétition de ces cycles impose à terme une déformation permanente (Figure 141-b) responsable de la désagrégation de la roche (Hamès et al., 1987). Elle est encore plus favorisée pour des climats secs et chauds (Prick, 1996) qui assurent un séchage plus rapide, comme en Méditerranée où la température de la roche en surface peut atteindre 70°C en été (Boudouresque, 2013). Avec de telles températures, les cycles d'humidification/séchage sont alors très fréquents et se répètent en plus grand nombre.

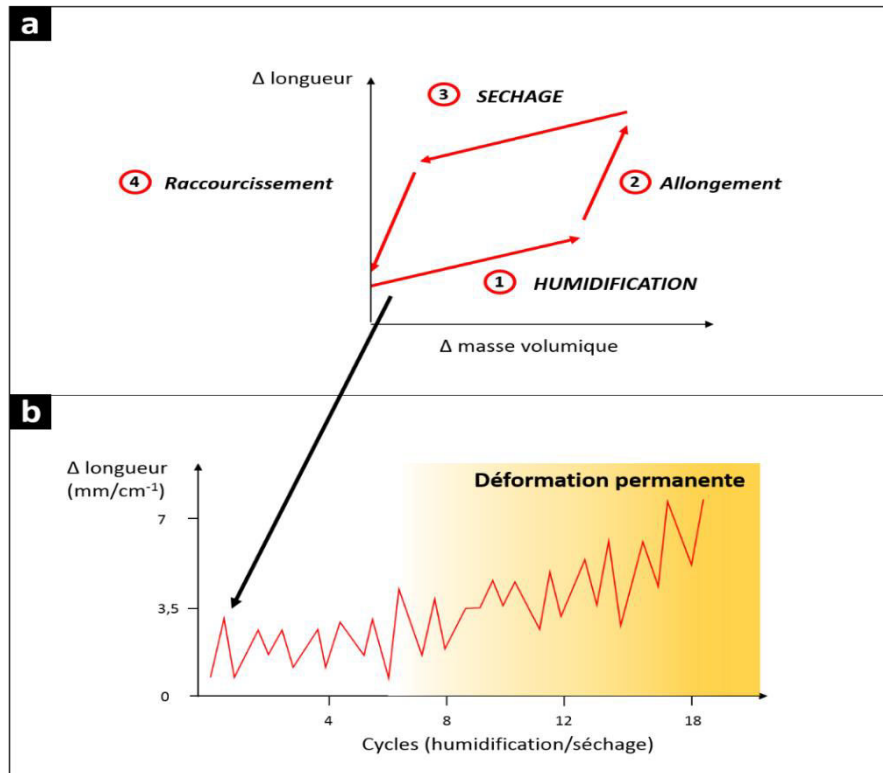


Figure 141. Déformation de la roche au cours du processus d'humidification/séchage (Hamès et al., 1987). a- Les quatre phases d'un seul cycle durant lesquels la longueur et la masse volumique varient, 1. Phase d'humidification, 2. Phase d'allongement de la longueur, 3. Phase de séchage, 4. Phase de raccourcissement de la longueur. b- Application de 17 cycles sur une roche carbonatée, après quelques cycles la déformation devient permanente.

(2) Processus d'haloclastie :

Les embruns marins amènent sur les parois des falaises une quantité de sel non négligeable, pouvant correspondre en Méditerranée à plus 20 kg.m⁻²/an sur les pieds et plus de 3 kg.m⁻²/an sur les têtes de falaise (Muratet, 1983). Evidemment ce dépôt annuel de sel ne s'accumule pas complètement puisqu'il est en partie emporté plus loin par les vents. Toutefois la partie restante s'infiltre lors des précipitations à l'intérieur des réseaux de fracturation (Boudouresque, 2013). Le processus est donc fortement combiné aux actions subaériennes. L'évaporation de l'eau à l'intérieur des pores de la roche est à l'origine de l'**haloclastie** ("halo", sel ; et "klastos", brisé), qui est un processus de désagrégation de la roche par cristallisation des cristaux de sel (ex. halite, Figure 142). Leur croissance engendre une pression désolidarisant les minéraux constitutifs de la roche (Figure 142-a) sous l'action d'une surpression après leur réhydratation (Prick, 1996). Cette dégradation de la roche se présente sous la forme de **tafoni** (du corse "tafone", trou) dont la structure d'érosion est constituée de

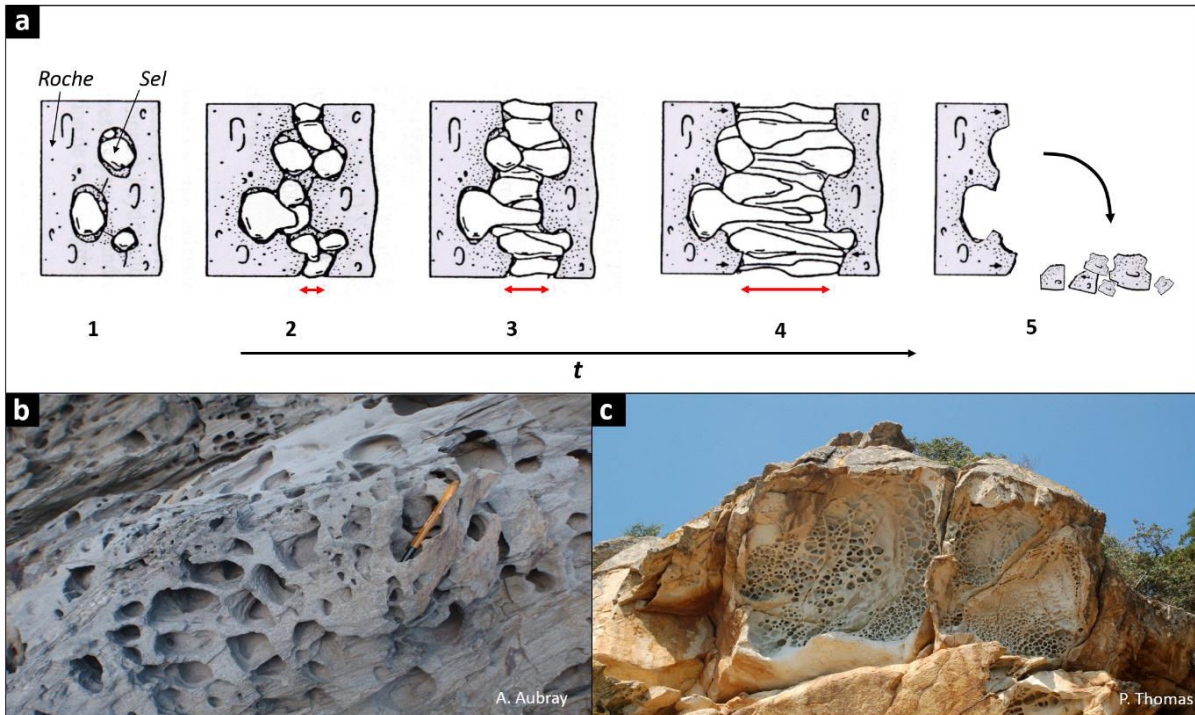


Figure 142. Illustration du processus d'haloclastie et des structures d'érosion des tafoni. a- Processus d'haloclastie formant les tafoni par croissance linéaire des cristaux de sel (modifié de Zehnder et Arnold, 1989), 1. Croissance de sel au sein des pores de la roche, 2. Liaison des pores par croissance des cristaux, 3-4. Écaillage de la roche, 5. Effondrement de la partie externe de la paroi mettant en évidence un vide métrique et des empreintes de croissance centimétriques. b- Tafoni centimétriques affectant les micaschistes du Cap de Creus (Espagne) ; c- Tafoni métriques laissant transparâtre des tafoni centimétriques affectant les granites de la pointe de la Comtesse (île d'Elbe, Italie).

cavités centimétriques à métriques (Figure 142-b et c). Elles sont principalement associées aux embruns marins salés (Bradley et al. 1978; Goudie, 1985; Prick, 1996). Cependant la “tafonisation” ne s’observe pas systématiquement sur tous les pans de falaises du fait que son développement reste fréquemment au stade primaire du processus (stade 1 à 2, Figure 142-a).

(3) Processus de bio-érosion marine :

Contrairement à ce que l’on pourrait penser, l’action biologique marine qu’elle soit mécanique ou chimique peut localement engendrer en Méditerranée une érosion 130 fois supérieure à celle de la simple dissolution d’un carbonate soumis aux précipitations, c’est-à-dire qu’elle est d’environ $1,3 \text{ mm.an}^{-1}$ sur le littoral (Neumann, 1968 ; MacIntyre, 1984 ; Laborel et al., 1999) contre $10 \text{ }\mu\text{m.an}^{-1}$ pour la dissolution d’un carbonate (Plan, 2005 ; Palumbo et al., 2004 ; Schlagenhauf et al., 2010). En effet compte tenu du potentiel de dissolution des milieux carbonatés, de nombreux organismes vivants peuvent se fixer sur la surface grâce à leur pouvoir de dissolution. Par la suite les colonies d’organismes marins fragilisent la roche par

perforation au niveau des pieds de falaise et des plateformes marines. Les vides ainsi créés peuvent constituer jusqu'à 33% du volume de roche en surface (Salomon, 2008).

Cet écosystème peut contenir jusqu'à 1 million d'individus par mètre carré concentrés dans une tranche d'eau de quelques mètres (zone mésotidale, Bourget, 1997 ; Salomon, 2008). Parmi cette diversité biologique incluant des vers, mollusques, échinodermes, et bactéries (MacIntyre, 1984), nous citerons les espèces emblématiques à l'origine de l'abrasion et de la dissolution sur les trois environnements tidaux (Figure 143) depuis la zone infratidale (plateforme) jusqu'à la zone supratidale (tête de falaise) :

- Les **cyanobactéries** (Figure 143-a) sont des organismes endolithes (du grec *endo*, intérieur et *lithe*, pierre). Ces algues (ex. *Solenita*, *Hyella*, *Kyrtuthrix*) se développent à l'intérieur de la roche saine en la perforant jusqu'à 10 µm de profondeur (Le Campion-Alsumard et al., 1996). Elles sont installées sur l'ensemble du milieu infratidal (jusqu'à 60 m de profondeur). Cependant elles prédominent surtout sur les pieds de falaise (limite infra/mésotidale) où la concentration des colonies est suffisante pour engendrer une dissolution des calcaires sous la forme de "carries" (micro-dépressions millimétriques, Boudouresque et Gómez, 1995) par rejet de CO₂ (Neumann, 1968 ; Waterbury, 1989 ; Le Campion-Alsumard et al., 1996). Leur présence est identifiable lorsque la patine des calcaires est foncée (Torunski, 1979).
- Les **mollusques** et **crustacés sessiles** (directement fixés sur la roche) attaquent le pied des falaises (portion mésotidale) par abrasion mécanique à l'aide de leurs valves (Figure 143-b). La *littorine* et la patelle "broutent" littéralement les algues installées à l'intérieur de la roche, alors que d'autres organismes creusent des galeries de 3 à 5 mm de profondeur (Neumann, 1968). L'installation des colonies de *balanes* au niveau des diaclases et fractures fragilise la roche par hydrolyse (instauration d'un milieu humide, Daigneault, 2011).
- Enfin, compte tenu des fortes concentrations salines des parois (portion supratidale), la diversité de la **végétation** est très restreinte (Figure 143-c). Seuls les **lichens** et les **plantes halophiles** (ex. *Criste-marine*) attaquent le substrat par corrosion des surfaces rocheuses à l'aide des racines qui désagrègent la roche au niveau des microfissures et fractures jusqu'à plusieurs mètres de profondeur (action mécanique et chimique,

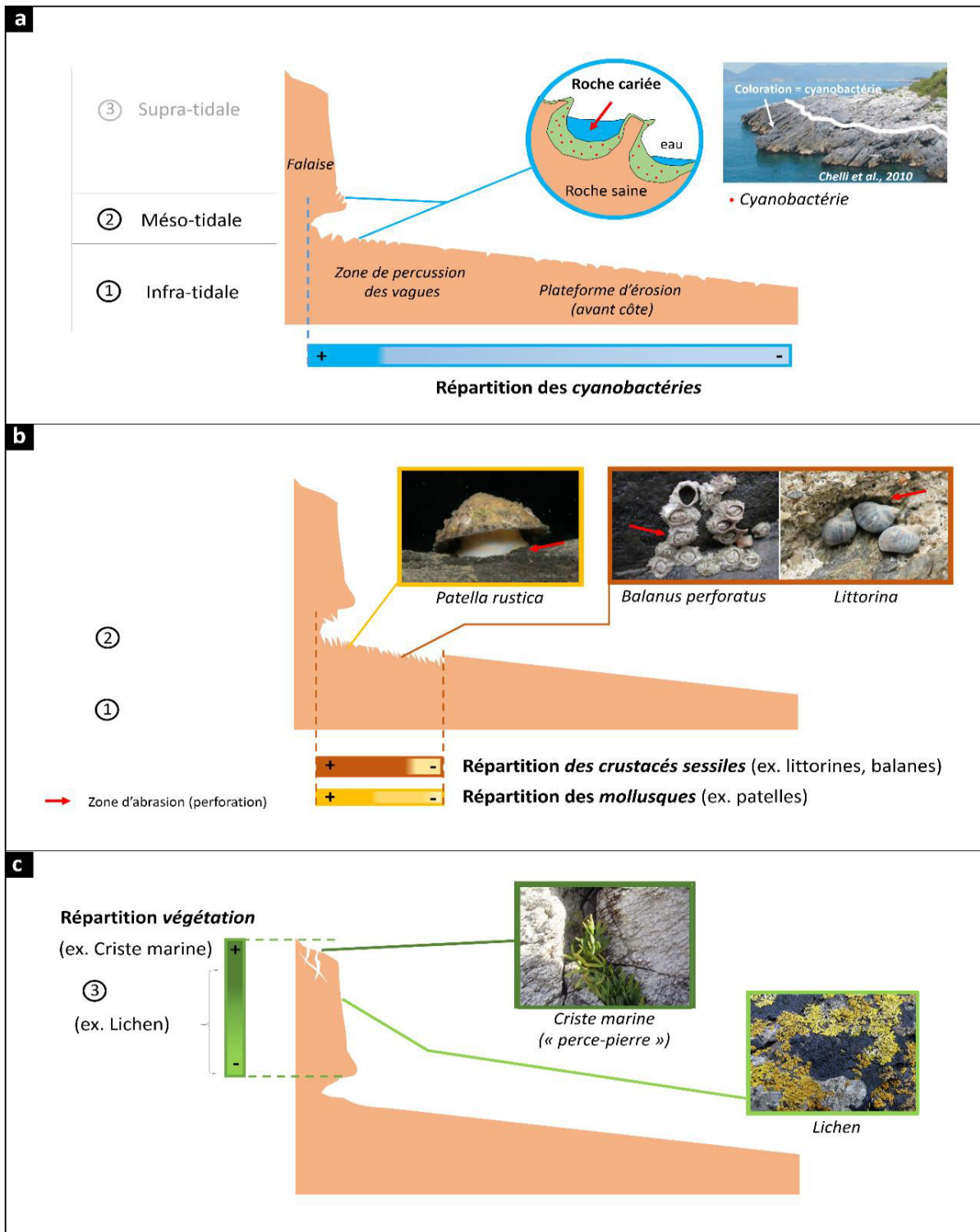


Figure 143. Schéma conceptuel du profil de la bio-érosion en fonction de la répartition des espèces endolithes et lithophages de l'écosystème côtier (depuis l'étage infratidal à supratidal). a- Erosion en carries par les cyanobactéries endolithes sur la partie infra et mésotidale, la densité de population est plus importante sur la zone de déferlement (formation de micro-dépressions en "carries" seulement pour les roches carbonatées, Boudouresque et Gómez, 1995). b- Perforation de cavités par les mollusques et crustacés sessiles installés dans les fractures et diaclases (partie infratidale supérieure et mésotidale). c- Erosion par désagrégation superficielle des lichens (responsables d'une couleur noire de la roche) et par pression mécanique des plantes halophiles installées au sein des fractures.

Boudouresque, 2013). C'est d'ailleurs pour cette raison que la *Criste marine* est surnommé le “*perce-pierre*”.

Les lichens et plantes halophiles sont des agents à la fois bio-destructeurs et bio-protecteurs (Mottershead and Lucas, 2000 ; McIlroy de la Rosa et al., 2014). Au-delà de l'étage halophile (milieu continental) l'action des racines des résineux et feuillus est prédominante (ex. pins et chênes).

Cette bio-érosion majoritairement perforante contribue donc à affaiblir la partie superficielle des parois et des plateformes rocheuses. Elle contribue aussi au développement des biokarsts contenant de nombreuses cuvettes sur les plateformes (Chelli et al., 2010). Ces vasques peuvent atteindre localement 1 m de profondeur en seulement 770 ans (en considérant un taux de 1,3 mm.an⁻¹ proposé par Laborel et al., 1999 pour les régions méditerranéennes). Même si l'on tient compte d'un taux d'érosion plus faible compris entre 0.3-0.7mm.an⁻¹ (Allouc et al. 1996), il ne faudrait que 1400 à 3700 ans. L'action et la répartition spatiale de la bio-érosion sur la côte sont directement associées aux conditions des tempêtes, des vagues et du régime de marée, qui humidifient et contribuent au développement de l'écosystème marin. Cette action peut varier dans le temps selon le régime des tempêtes et le potentiel de prolifération biologique.

Référence bibliographique de l'Annexe 1.

A

Adams, P. N., Anderson, R. S., Revenaugh, J., 2002. Microseismic measurement of wave energy delivery to a rocky coast. *Geology* 30, 895-898.

Adams, P.N., Storlazzi, C.D., Anderson, R.S., 2005. Nearshore wave-induced cyclical flexing of sea cliffs. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 110, F2: F02002, 10.1029/2004JF000217.

Allouc, J., Le Campion-Alsumard, T., Leung-Tack, D., 1996. La bioérosion des substrats magmatiques en milieu littoral : l'exemple de la presqu'île du Cap vert (Sénégal occidental). *Géobios* 29(4), 485-502.

Anderson, R.S., 1998. Near-surface thermal profiles in alpine bedrock: Implications for the frost-weathering of rock. *Arctic and Alpine Research* 30, 362-372.

Anderson, R. S., Anderson, S.P., 2010. *Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscape*. Cambridge University Press, 637pp.

Ashton, A.D., Walkden, M.J.A., Dickson, M.E., 2011. Equilibrium responses of cliffed coast to changes in the rate of sea level rise. *Marine Geology* 284, 217-229.

B

Battjes, J. A., Stive, M. J. F., 1985. Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 90, 9159-9167.

Bloom, A.L., 1965. The explanatory description of coasts. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 9, 422-436.

- Bost M., 2008. *Altération par le gel des massifs rocheux: étude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures*. Thèse. Paris : Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 281 pp.
- Boudouresque, C.F., 2013. *Excursion au Cap-Croisette (Marseille) : le milieu marin*. 13^e édition. GIS Posidonie publishers, Marseilles, 1-52.
- Boudouresque, C.F., Gómez, A., 1995. *Une approche moderne du monde végétal. Première partie*. GIS Posidonie publ., Marseille, 207 pp.
- Boulton, S.J., Stewart, I.S., 2013. Holocene coastal notches in the Mediterranean region: Indicators of paleoseismic clustering. *Geomorphology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.11.012>.
- Bourget, E., 1997. *Les animaux littoraux du Saint-Laurent : guide d'identification*. Les Presses de l'Université Laval, Québec, 268 pp.
- Bowen, A.J., Lindley, D., 1977. A wind-tunnel investigation of the wind speed and turbulence characteristics close to the ground over various escarpment shapes. *Boundary-Layer Meteorology* 12, 259-271.
- Bradley, W.C., Hutton, J.T., Twidale, C.R., 1978. Role of salts in development of granitic tafoni, South Australia, J. Géol. 86, 647-654.
- Brossard, J., Duperret, A., 2004. Coastal chalk cliff erosion: experimental investigation on the role of marine factors. *Coastal Chalk Cliff Instability, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications* 20, 109-120.
- C**
- Casini, S., Martino, M., Petitta, M., Prestininzi, A., 2006. A physical analogue model to analyze interactions between tensile stresses and dissolution in carbonate slopes. *Hydrology Journal* 14(8), 1387-1402.
- Castelle, B., 2004. *Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle : application à la cote aquitaine*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, 282 pp.
- Caplain, B., 2011. *Etude expérimentale de l'érosion d'un massif de sable cohésif par une houle monochromatique*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 164pp.
- Challinor, J., 1949. A principle in coastal geomorphology. *Geography* 34, 212-215.
- Chelli, A., Pappalardo, M., Llopis, I.A., Federich, P.R., 2010. The relative influence of lithology and weathering in shaping shore platforms along the coastline of the Gulf of La Spezia (NW Italy) as revealed by rock strength. *Geomorphology* 118, 93-104.
- Collins, B., Sitar, N., 2008. Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, Pacifica, California, USA. *Geomorphology* 97(3), 483-501.
- Coombes, M.A., Naylor, L.A., Thompson, R.C., Roast, S.D., Gomez-Pujol, L., Fairhurst, R.J., 2011. Colonization and weathering of engineering materials by marine micro-organisms: an SEM study. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 582-593.
- D**
- Daigneault, M., 2001. *Processus d'altération/érosion à l'interface Océan/Continent/Atmosphère : aspects quantitatifs et semi-quantitatifs. Exemple des falaises de l'Est du Canada (Gaspésie)*. Thèse de doctorat. Université Jean Monnet (Saint-Etienne), 319 pp.
- Damgaard, J., Dong, P., 2004. Soft cliff recession under oblique waves: physical model tests. *Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering* 130(5), 234-242.
- Davidson-Arnott, R., 2010. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press: New York, 458 pp.
- De Lange, W.P., Moon, V.G., 2005. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology* 80, 292-301.
- Derruau, M. 1972. *Les formes du relief terrestre : notion de géomorphologie*. Ed. Masson, 119pp.
- Derruau, M. 1988. *Précis de géomorphologie*. Ed. Masson, 533pp.
- Dixon, N., Bromhead, E.N., 2002. Landsliding in London Clay coastal cliffs. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 35, 325-343.
- Djounkovski, N.N., 1959. *La Houle et son action sur les côtes et les ouvrages côtiers*. Paris : Gauthiers-Villars.
- Duperret, A., Genter, A., Mortimore, R. N., Delacourt, B., De Pomerai, M. R., 2002. Coastal rock cliff erosion by collapse at Puys, France: The role of impervious marl seams within chalk of NW Europe. *Journal of Coastal Research* 18, 52-61.
- Duperret, A., Taibi, S., Mortimore, R. N., Daigneault, M., 2005. Effect of groundwater and sea weathering cycles on the strength of chalk rock from unstable coastal cliffs of NW France. *Engineering Geology* 78, 321-343.
- E**
- Erikson, L., Larson, M., Hanson, H., 2007. Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. *Marine Geology* 245, 1-19.
- F**
- Finkl, C.H., 2004. Coastal classification: Systematic approaches to consider in the development of comprehensive system. *Journal of Coastal Research* 20(1), 166-213.
- Frayssines, M., Hantz, D., 2006. Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine ranges (French Alps). *Engineering Geology* 86, 256-270.
- G**
- Gallagher, E.L., Elgar, S., Guza, R.T., 1998. Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research* 103 (C2), 3203-3215.
- Garnier, M., 1967. *Climatologie de la France. Sélection des données statistiques, Mémorial de la météorologie nationale, n°50*, 294 pp.
- Gérôme-Kupper, M., 1980. *Les vitesses d'érosion du calcaire. Etude de processus actuels sous différents climats*. Thèse de doctorat. Université de Liège, 239 pp.

Gibb, J.G., 1986. A New Zealand regional Holocene eustatic sea level curve and its application to determination of vertical tectonic movements. *Royal Society of New Zealand Bulletin* 24, 377-395.

Glasse, P., Gibb, J.G., Hoverd, J., Jongens, R., Alloway, B.V., Coombes, K., Benson, A.P., 2003. Establishing a methodology for coastal cliff hazard mapping: an East Coast Bays, Auckland, pilot study. In: Kench, P., Hume, T. (Eds.), *Coasts and Ports Australasian Conference*, Auckland, Paper 49, 12 pp.

Gómez-Pujol, L., Fornos, J.J., Swantesson, O.H., 2006. Rock surface millimetric-scale roughness and weathering of supratidal Mallor cancarbonate coasts (Balearic Islands). *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1792-1801.

Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Alvarez-Ellacuria, A., Méndez, F.J., Medina, R., Tintoré, J., 2007. Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. *Mar. Geol.* 242, 235-246.

Goudie, A.S., 1985. Salt weathering, Research PAPER 33, University of Oxford School of Geography, Oxford.

Grasso, F., 2009. Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages. Thèse de Doctorat, Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels, et Université Joseph Fourier, Grenoble, 141 pp.

Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchhoff, V., 2011. Near-surface temperatures and heat balance of bare outcrops exposed to solar radiation. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1577-1589.

Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P., Carbonel, D., 2012. Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). *Lithosphere* 4, 331-353.

H

Hall, A.M., 2011. Storm wave currents, boulder movement and shore platform development: A case study from East Lothian, Scotland. *Marine Geology* 283, 98-105.

Hall, A., Hansom, J., Jarvis, J., 2008. Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands: The grind of the navir, shetland, scotland. *Marine Geology* 248, 28-46.

Hames V., Lautridou J.-P., Ozer A., Pissart A., 1987. Variations dilatométriques de roches soumises à des cycles « humidification-séchage ». *Géographie physique et Quaternaire*, Vol. XLI (3), 345-354.

Hansom, J., Barltrop, N., Hall, A., 2008. Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm waves. *Marine Geology* 253, 36-50.

Helmstetter, A., Garambois, S., 2010. Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *Journal of Geophysical Research* 115, 15pp, doi: 10.1029/2009JF001532.

Hénaff A, Lageat Y, Costa S, Plessis E., 2002. Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux: détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes

d'évolution. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement* 2, 107-118.

Hubertz, J.M., 1986. Observations of local wind effects on longshore currents. *Coastal Engineering* 10, 275-288.

K

Kirk, R.M., 1977. Rates and forms of erosion on the tidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand *Journal of Geology and Geophysics* 20, 571-613.

Komar, P.D., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. (2nd Ed.) Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 544pp.

Kogure, T., Aoki, H., Maekado, A., Hirose, T., Matsukura, Y., 2006. Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the ryukyus, japan. *Geomorphology* 80, 236-244.

Krautblatter, M., Moser, M., 2009. A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 1425-1432.

Krautblatter, M., Verleysdonk, S., Flores-Orozco, A., Kemna, A., 2010. Temperature calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps). *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 115, F02003.

L

Laborel J., Morhange C., Collina-Girard J., Laborel-Deguen F., 1999. Littoral bioerosion, a tool for the study of sea level variations during the Holocene. *Bull. geol. Soc. Denmark* 45, 164-168.

Lacombe, H., 1965. *Cours d'océanographie physique*, Paris : Gauthiers-Villars.

Larson, M., Sunamura, T., Erikson, L., Bayram, A., Hanson, H., 2010. An analytical model to predict dune and cliff notching due to wave impact. In *32nd Conference on Coastal Engineering, Shanghai, China, ASCE*.

Le Champion-Alsunard, T., Golubic, S., Pantazidou, A., 1996. On the endolithic genus *Solentia* Ercegovic (Cyanophyta/Cyanobacteria). *Algological Studies* 83, 107-127.

Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J. F., Jongmans, D., Bourles, D., Braucher, R., Leanni, L., 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 236-245.

Lee, E.M., Hall, J.W., Meadowcroft, I.C., 2001. Coastal cliff recession: the use of probabilistic prediction methods. *Geomorphology* 40, 253-269.

Lim, M., Petley, D.N., Rosser, N.J., Allison, R.J., Long, A.J., Pybus, D., 2005. Combined Digital Photogrammetry and Time-of-Flight Laser Scanning for Monitoring Cliff Evolution. *The Photogrammetric Record* 20, 109-129.

Lim, M., Rosser, N. J., Allison, R. J., Petley, D. N., 2010. Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. *Geomorphology* 114, 12-21.

Lim, M., Rosser, N., Petley, D., Norman, E., Barlow, J., Brain, M., 2010. Characterising coastal cliff erosional environments. *Microclimate-rock interactions*, 393-400.

M

Macintyre, I.G., 1984. Preburial and shallow-subsurface alterations of modern scleractinian corals. *Paleont. Am.* 54, 229-244.

Marshall, R.J.E., Stephenson, W.J., 2011. The morphodynamics of shore platforms in a micro-tidal setting: Interactions between waves and morphology. *Marine Geology* 288, 18-31.

Masselink, G., Black, K.P., 1995. Magnitude and cross-shore distribution of bed return flow measured on natural beaches. *Coastal Engineering*, 25, 165-190.

Matsuoka, N., 2008. Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. *Geomorphology* 99, 353-368.

McIlroy de la Rosa, J.P., Warke, P.A., Smith, B.J., 2014. The effects of lichen cover upon the rate of solutional weathering of limestone. *Geomorphology*, 220: 81-92.

Mottershead, D., Lucas, G., 2000. The role of lichens in inhibiting erosion of a soluble rock. *The Lichenologist*, 32: 601-609.

Muratet, S., 1983. Etude de la végétation littorale des départements de l'Aude et des Pyrénées-Orientales. Dipl. Et. approf., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 1-46 + 1-56.

Naylor, L.A., Stephenson, W.J., 2010. On the role of discontinuities in mediating shore platform erosion. *Geomorphology* 114, 89-100.

N

Neumann, 1968. *Ocean currents*. Elsevier publishing company, New York, 352 pp.

Nishi, R., Kraus, N., 1996. Mechanism and calculation of sand dune erosion by storms. In *25th Coastal Engineering Conference, ASCE*, 3034-3047.

O

O'Reilly, W. C., Guza, R. T., 1993. A comparison of 2 spectral wave models in the southern California Bight. *Coastal Engineering* 19, 263-282.

Oumeraci, H., Klammer, P., Partenscky, H. W., 1993. Classification of breaking wave loads on vertical structures. *Coastal and Ocean Engineering* 119(3-4), 381-397.

P

Palumbo, L., Benedetti, L., Bourlès, D., Cinque, A., Finkel, R., 2004. Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from ³⁶Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 163-176.

Pánek, T., Hradecký, J., Smolková, V., Šilhán, K., 2008. Gigantic low-gradient landslides in the northern periphery of the Crimean Mountains (Ukraine). *Geomorphology* 95, 449-473.

Parriaux A., 2006. *Géologie: bases pour l'ingénieur*. 1er éd. Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes, 516 pp.

Pasuto, A., Soldati, M., 1996. Rock spreading. In: Dikau, R., Brunsten, D., Schrott, L., Ibsen, M.L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Courses*. John Wiley & Sons, Chichester, 122-136 pp.

Plan, L., 2005. Factors controlling carbonate dissolution rates quantified in a field test in the Austrian alps. *Geomorphology* 68, 201-212.

Plummer L. N., Busenberg E., 1982. The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO₂-H₂O solutions between 0 and 90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO₃-CO₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 46(6), 1011-1040.

Porter, N.J., Trenhaile, A.S., Prestanski, K., Kanyaya, J.I., 2010. Patterns of surface downwearing on shore platforms in eastern Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 1793-1810.

Prick A., 1996. Etude de la cryoclastie et de l'haloclastie par méthode dilatométrique. Thèse. Liège : Université de Liège, 311 pp.

Prick, A., 1996. La désagrégation mécanique des roches par le gel et l'haloclastie. Application de la méthode dilatométrique et mise en relation avec le comportement hydrique et les caractéristiques physiques des échantillons, *Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire, Notes et Comptes Rendus du Groupe Régionalisation du Périglaciaire XXI*, 3, 55-62.

R

Robinson, L.A., 1977. Marine erosive processes at the cliff foot. *Marine Geology* 23, 257-271.

Rosser, N., Lim, M., Petley, D., Dunning, S., Allison, R., 2007. Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 112, F04014.

S

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

Salomon, J.N., 2008. *Géomorphologie sous-marine et littorale*. Pessac, Presses Universitaires de Bordeaux, 391p.

Salomon J.-N., Pulina, M., 2005. Les karsts des régions climatiques extrêmes. Presses Universitaires de Bordeaux, 222 pp.

Sanders, N., 1968. Wave tank experiments on the erosion of rocky coasts. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania* 102, 11-16.

Schlagenhauf, A., Gaudemer, Y., Benedetti, L., Manighetti, I., Palumbo, L., Schimmelpfennig, I., Finkel, R., Pou, K., 2010. Using in situ Chlorine-36 cosmnuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps: a reappraisal of methodology and interpretations. *Geophysical Journal International* 182, 36-72.

Schmidt, R., Oumeraci, H., Partenscky, H. W., 1992. Impact loads induced by plunging breakers on vertical structures. In *23rd International Conference on Coastal Engineering, Venice, ASCE*, 15451558.

Sicard, P., 2006. Caractérisation des retombées atmosphériques en France en zone rurale sous forme de précipitations, gaz et aérosols. Analyse des tendances spatio-temporelles et séries chronologiques. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, 422 pp.

Stephenson, W.J., Kirk, R.M., 1998. Rates and patterns of erosion on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 1071-1085.

Stephenson, W. J., Kirk, R. M. 2000. Development of shore platforms on kaikoura peninsula, south island, New Zealand - II: the role of subaerial weathering. *Geomorphology*, 32(1-2), 43-56.

Stephenson, W. J., Kirk, R. M., 2000. Development of shore platforms on kaikoura peninsula, south island, New Zealand - part one: The role of waves. *Geomorphology*, 32 (1-2), 21-41.

Stephenson, W.J., Kirk, R.M., 2001. Surface Swelling of Coastal Bedrock on Inter-tidal Shore Platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Geomorphology* 41, 5-21.

Sunamura, T., 1992. *Geomorphology of Rocky Coasts*. Chichester, UK, Jhon Wiley, 302 pp.

Sunamura, T., 1978. A mathematical model of submarine platform development. *Mathematical Geology* 10, 53-58.

Sunamura, T., 1978. Mechanisms of shore platform formation on the southeastern coast of the Izu Peninsula, Japan. *Journal of Geology* 86, 211-222.

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

T

Thornton, L. and Stephenson, W.J., 2006. Rock Hardness: A Control of Shore Platform Elevation. *Journal of Coastal Research* 22, 224-231.

Torunski, H., 1979. Biological Erosion and its Significance for the Morphogenesis of Limestone Coasts and for Nearshore Sedimentation (Northern Adriatic). *Senckenbergiana marit.*, 11, (3/6), 193-265.

Trenhaile, A.S., 1983. The width of shore platforms: a theoretical approach. *Geografiska Annaler* 65A, 147-158.

Trenhaile, A.S., 1987. *The Geomorphology of Rock Coasts*. Oxford Univ. Press, Oxford, 384 pp.

Trenhaile, A.S., 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology* 166, 163-178.

Trenhaile, A.S., 2001. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology* 166, 163-178.

Trenhaile, A.S., 2001. Modeling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1103-1128.

Trenhaile, A.S., 2001. Modeling the effect of late Quaternary in interglacial sea level wave-cut shore platforms. *Marine Geology* 172, 205-223.

Trenhaile, A.S., 2008. Modeling the role of weathering in shore platform development. *Geomorphology* 94, 24-39.

Trenhaile, A.S., 1974. The geometry of shore platforms in England and Wales. *Trans. Inst. British Geogr* 62, 129-142.

Tsujimoto, H., 1987. Dynamic conditions for shore platform initiation. *Science Reports University of Tsubuka, Institute of Geoscience, Section A(8)*, 45-93.

V

Van der Westhuysen, A. J., 2010: Modelling of depth-induced wave breaking under finite-depth wave growth conditions. *J. Geophys. Res.* 115, C01008, doi: 10.1029/2009JC005433.

W

Walkden, M., Dikson, M., 2008. Equilibrium erosion of soft rock shore with a shallow or absent beach under increased sea level rise. *Marine Geology* 251(1-2), 75-84.

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

Waterbury, J.B., 1989. The order Pleurocapsales. *Bergey's Manual of Systematic Bacteriology*, KRIEG N.R., HOLT J.G. édit., Williams & Wilkins publ., Baltimore, 1746-1770.

White B.S., Fornberg B., 1998. On the chance of freak waves at the sea, *J. Fluid Mech.* 255, 113-138.

Whitford, D.J., Thornton, E.B., 1993. Comparison of wind and wave forcing of longshore currents. *Continental Shelf Research* 13(11), 1205-1218.

Y Young, A.P., Ashford, S.A., 2008. Instability investigation of cantilevered seacliffs. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1661-1677.

Z

Zehnder, K., Arnold, A., 1989. Crystal growth in salt efflorescence. *Journal of Crystal Growth* 97, 513-521.

ANNEXE 2 : Caractéristiques qualitatives de la qualité intra-nuage obtenue à partir de l'analyse sur des murs.

1. Introduction	377
2. Détermination de la qualité intra-nuage	377
2. 1. Précision et mis-registation (répétabilité intra-époque d'enregistrement)	377
2. 2. Analyse qualitative des variations de l'espacement inter-point (densité des murs).	378
3. Synthèse de la qualité intra-nuage des murs	381

1. Introduction.

En l'absence de données de références externes, la qualité des nuages peut être évaluée par leur capacité à représenter fidèlement un objet de géométrie connue. Pour cela nous avons utilisé 5 murs compte tenu de leur caractéristique à priori planaire. Leur plan moyen est modélisé par une régression orthogonale des points sur les trois coordonnées X, Y, Z (Analyse en Composante Principale, ACP).

Dans le *Chapitre 2* nous avons présenté la qualité des nuages en considérant l'ensemble des cinq murs. Pour cela leur importance individuelle sur la qualité des données a été pondérée en fonction du nombre de points contenu dans chacun des murs. Dans cette annexe, nous présentons pour chacune des époques d'acquisitions la qualité propre à chaque mur. En effet la qualité intra-nuage est susceptible de varier compte tenue de l'influence potentielle de certains facteurs externes aux acquisitions (ex. influence des vagues sur la mesure).

Pour rappel nous définissons la précision comme étant la capacité du système de mesure à repositionner les coordonnées dans l'espace selon le plan XY, la répétabilité de mesure comme étant la capacité à restituer une même scène numérisée plusieurs fois, et la distance inter-point comme étant la résolution à représenter un objet (densité de point).

2. Détermination de la qualité intra-nuage.

2. 1. Précision et co-registation (répétabilité intra-époque d'enregistrement).

Les cinq murs sont représentés pour chacune des trois époques en vue de face (plan X, Z), en carte et superposée (X, Y). A partir d'une première approche qualitative on peut observer (Figure 144) :

- (i) une **variation** des écarts au plan sur les cinq murs et pour chacune des époques ;
- (ii) de **plus faibles écarts au plan** pour Juillet 2012 par rapport aux deux autres époques (bien apparents sur le mur 2, Figure 144.b2 et 3) ;
- (iii) des écarts semblables pour Février et Novembre 2011 ;
- (iv) l'apparition de **deux populations** bien distinctes pour Novembre 2011 (Figure 144-a.2, b.2, d.2), et uniquement sur le mur 3 de Juillet 2012 sur le mur 3 (Figure 144.c.2 et 3).

A noter que les murs sont affectés par une légère flèche, dont l'amplitude est fortement amplifiée par l'exagération verticale de l'axe des Y par rapport à X. Nous assurons que l'influence de la courbure des murs est mineure dans l'estimation de la résolution planimétrique.

Les distributions des écarts au plan (Figure 145) sont **uni-modales** (Février 2011 et Juillet 2012), et **bimodales** (Novembre 2011). Les distributions uni-modales sont caractéristiques d'une bonne cohérence des écarts au plan moyen. Les écarts sont plus resserrés pour Juillet 2012 (Figure 145-c.3 et e.3) par rapport à Février 2011 (Figure 145-e.1 et d.1). Quant aux distributions bimodales, elles sont associées à deux populations intra-nuage des écarts au plan. La fusion en un seul nuage des mesures provenant des deux passages (aller-retour) a donc été mal co-registrée (Figure 145-c.2 et e.2).

Pour une **même époque** la résolution planimétrique varie sur les cinq murs selon un facteur 2. La variation des valeurs sont de 4,2 à 10,3 cm pour Février, de 5 à 11,4 cm pour Novembre 2011, et de 2 à 5,7 cm pour Juillet 2012. (Quantile 99,9%). L'erreur de co-registrations de Novembre 2011 dégrade la résolution planimétrique.

La registration entre les trois époques est obtenue soit à partir de la différence des médianes ou bien à partir des modes dominants des distributions des écarts au plan (Figure 145). En l'absence de modes dominants sur les distributions bimodales de Novembre 2011, le calcul est effectué à partir de la différence des médianes. Les valeurs de registration intra-époque sur les cinq murs varient selon un facteur 8. Elles sont comprises entre 1 et 7 mm pour le couple Février 2011/Novembre 2011, 1 et 4mm pour Février 2011/Juillet 2012, et 0 et 8 mm pour Novembre 2011/Juillet 2012.

2. 2. Analyse qualitative des variations de l'espacement inter-point (densité des murs).

Pour une même époque la densité varie d'un mur à un autre et à l'intérieur d'un même mur. La variation de densité entre les murs est due à une différence de distance « bateau-mur » imposée par la position du bateau. Par exemple pour Juillet 2012, le mur 1 contient des espacements inter-points plus diffus que le mur 2 (Figure 146.a et b). Quant à la variation de densité à l'intérieur d'un même mur, elle est associée aux conditions d'acquisition. La configuration du scan engendre un enregistrement des points orientés en lignes de scan obliques (Figure 146.b), dont les croisements de direction sur le mur 2 correspondent aux deux passages d'acquisition (aller- retour). Le mouvement du bateau sous l'action des vagues

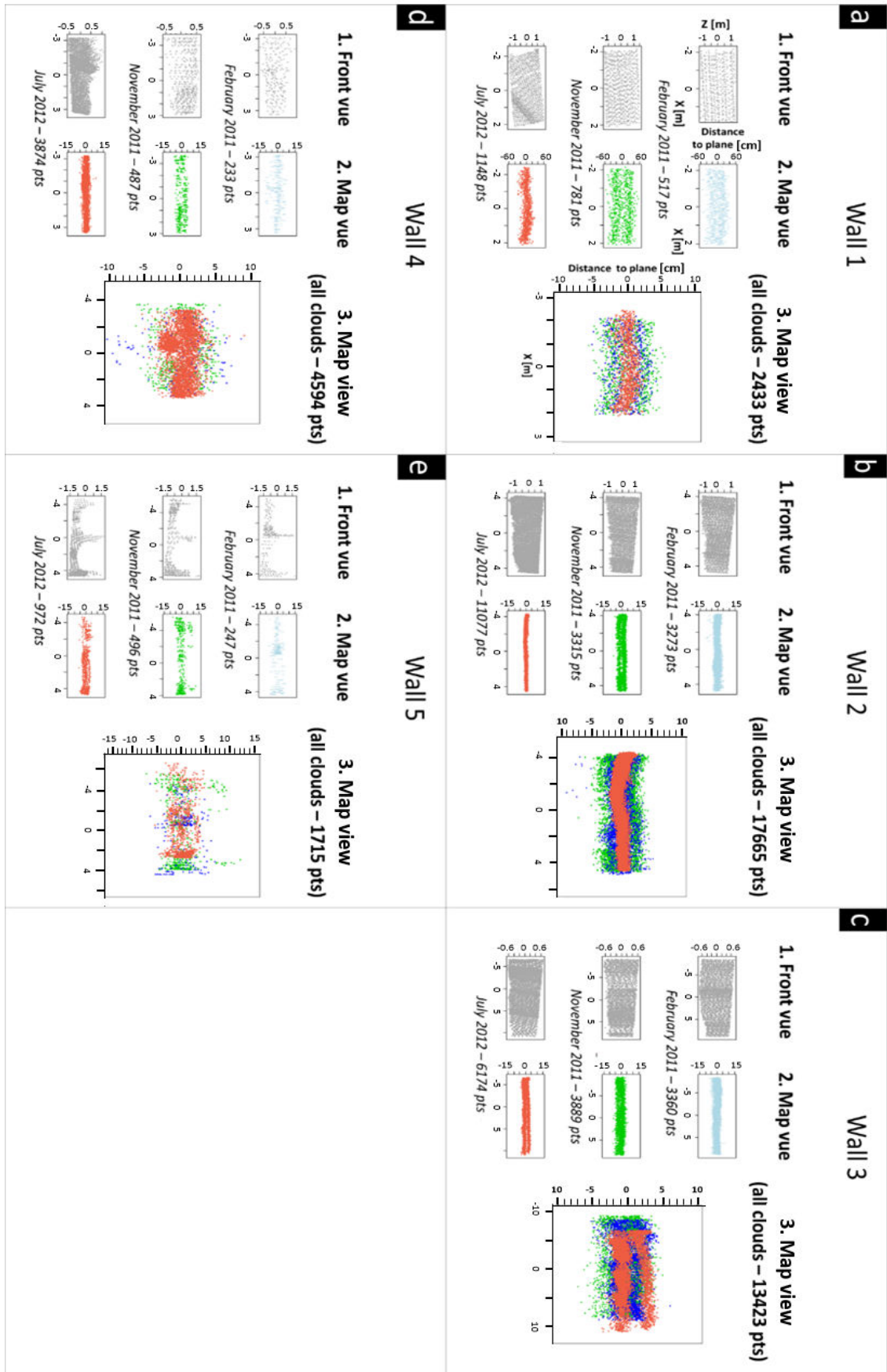


Figure 144. Représentation pour chacun des cinq murs, en vue de face (XZ), en carte (XY), et superposée des trois époques.

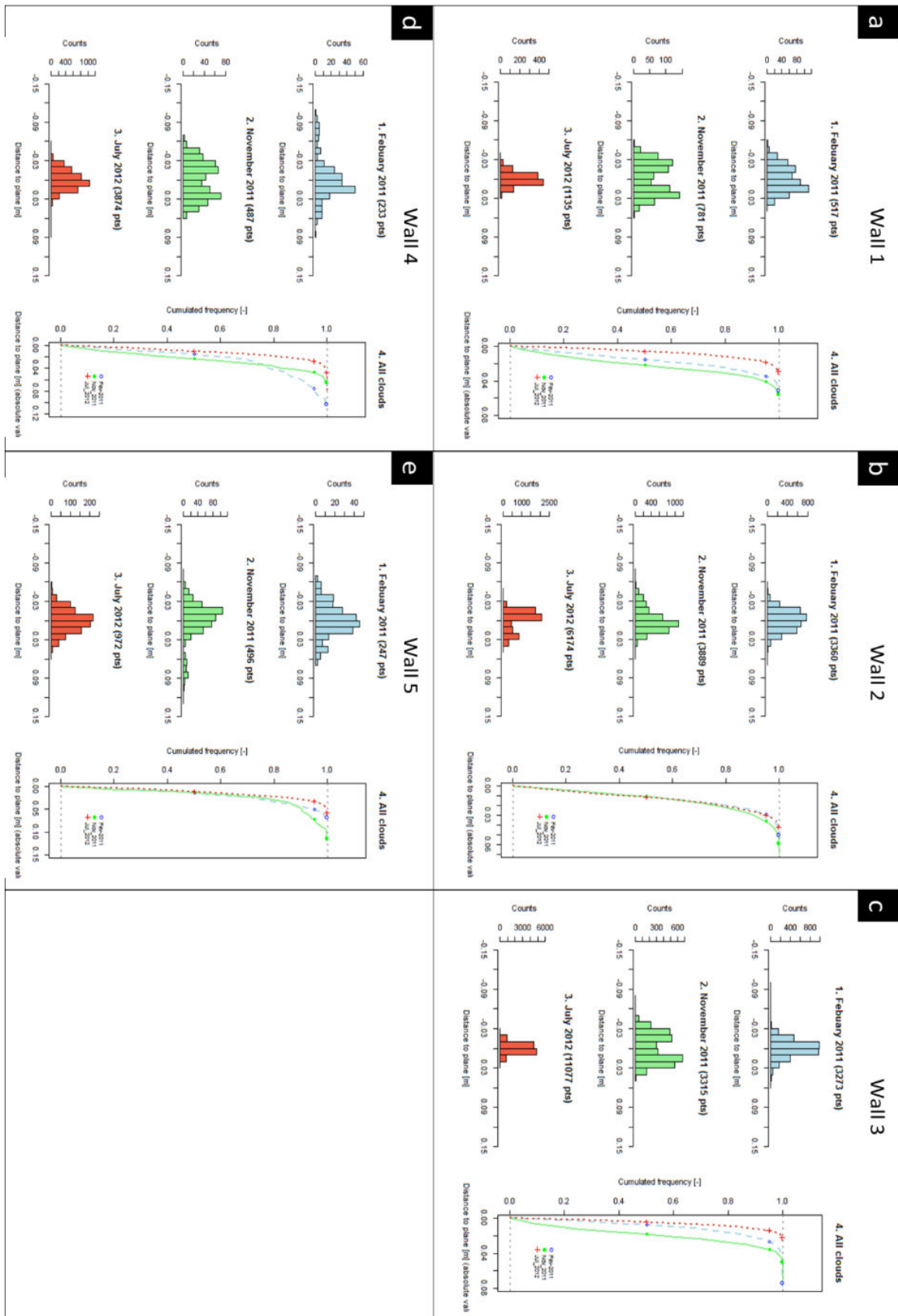


Figure 145. Analyse statistique de la résolution planimétrique et de la registration des cinq murs pour les 3 époques (Février, Novembre 2011 et Juillet 2012), à partir des histogrammes des écarts au plan et des fréquences cumulées des distances absolues.

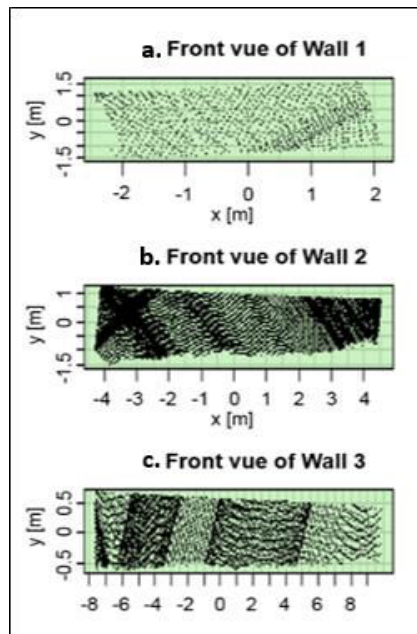


Figure 146. Vue de face des murs 1 à 3 appartenant à l'époque Juillet 2012. La densité inter et intra mur est différente.

(tangage et roulis) est à l'origine de lignes de scan ondulées et une densification plus ou moins importante (Figure 52.c).

3. Synthèse de la qualité intra-nuage des murs.

La précision instrumentale de mesure (propre au scan) est identique pour une même époque. La variation de la qualité intra-époque des cinq murs est donc associée aux conditions mobiles d'acquisition, c'est-à-dire l'action de l'environnement sur la mesure (paramètre externe). La qualité **intra-nuage** du système d'acquisition est sensible aux conditions mobiles. Au sein d'un même nuage la qualité varie selon un facteur 2 et 8 (précision planimétrique et de co-registation, respectivement).

Les paramètres externes contrôlant cette qualité de mesure sont principalement (1) la distance "scène numérisée-bateau" et (2) l'altitude du bateau (roulis et tangage). La **position** du bateau détermine la précision et la densité, alors que la **stabilité** agit sur la densité des points mesurés. Ainsi une position à proximité de la scène et un état stable du bateau garantissent une acquisition de meilleure qualité, dont l'homogénéité assure une meilleure représentation constante en tout point. Cependant la conservation de la position du bateau par rapport aux

falaises est techniquement limitée par la configuration sinueuse de la côte et de la bathymétrie qui obligent parfois des meures plus éloignées.

En dépit de la variation intra-époque, les gammes des qualités montrent une amélioration du dispositif entre le premier et le dernier scan. L'utilisation pour chacune des époques d'un dispositif de mesure de plus en plus performant a permis cette nette progression. Afin de quantifier cette qualité propre aux époques, les données provenant des cinq murs doivent être regroupées par époque en une seule population. C'est ce qui est présenté dans le *Chapitre 2*. Pour rappel, étant donnée de l'influence de l'environnement sur la mesure des murs, les valeurs issues de l'ACP et du calcul des plus proches voisins sont pondérées pour chacune des époques en regroupant les cinq murs dans une même population. La pondération est fonction du nombre de points contenu dans chacun des murs. La qualité est déterminée pour les trois époques en quantifiant la **précision planimétrique**, la **répétabilité** de la mesure et la **densité**. Or cette qualité pourrait être ultérieurement déterminée quantitativement (et non qualitativement, comme nous venons de le faire) à l'intérieur d'une même époque sur plusieurs dizaines d'objets. Ceci permettrait d'aborder les concepts de variation spatiale de la qualité d'un nuage de point, qui est encore négligé dans la littérature compte tenu de la complexité du phénomène.

Finalement, nous préconisons quelques recommandations pour des futures acquisitions :

1. Mesurer avec une densité plus élevée ;
2. Assurer un positionnement absolu de la plus grande qualité possible (pour éviter les problèmes de co-registation intra-nuage) ;
3. Réaliser un ajustement géométrique des passages entre eux avant de fusionner les données (ou trouver un moyen de nous informer sur l'ordre d'acquisition des points) ;
4. Réaliser une ortho-photo à chaque acquisition, afin de faciliter la classification de la végétation ;
5. Nous fournir la position du bateau avec les coordonnées xyzt (le temps est important pour séparer les passages). Cela permettra d'évaluer les occlusions en tête de falaise ;
6. Eviter une acquisition en période de haute fréquentation touristique (présence de plaisanciers détectés sur les scans).

ANNEXE 3 : Notice détaillée du traitement des nuages de points (classification et visibilité).

1. Introduction au traitement des données LiDAR.	385
2. Pour bien démarrer... présentation des outils techniques...	387
2.1. Cygwin.....	387
2.2. LASTools.....	387
2.3. QGis.....	388
2.4. CloudCompare	389
3. Exécution du traitement étape par étape.	390
Etape 0 : préparation des nuages de points.	391
Etape 1 : classification des nuages de points (nature des entités).	391
1.a. Vectorisation des orthophotographies (QGis) :	391
1.b. Segmentation des nuages à partir des polygones (LASTools):	392
Etape 2 : Traitement de la complétude (zones d'ombres à partir) de la carte des co-occlusions (ou carte de présence).	393
2.a. Création des cartes d'occlusion (ex. Février, Novembre 2011 et Juillet 2012):	393
2.b. Création de la carte co-occlusion (ou carte de présence) et vectorisation des valeurs de visibilité :	395
2.c. Segmentation des nuages de points à partir des polygones de co-occlusion (LASTools) :	395
Etape 3 : Attributions des points (valeur de la classe des entités et de visibilité).	396
Etape 4 : Classification des résidus des entités situées au premier plan de la falaise.....	397
4. a. Calcul des distances pour la détection semi-automatique (CloudCompare) :	397
4. b. Détection semi-automatique et segmentation (CloudCompare) :	398

1. Introduction au traitement des données LiDAR.

Le traitement LiDAR nécessite une gestion rigoureuse des données. Cette note a pour objectif d'exposer étape par étape la méthode de classification des entités et des zones d'ombres appliquée sur les trois nuages de points (ex. Février, Novembre 2011 et Juillet 2012) acquis le long des falaises de la Côte-Bleue (Carry Le Rouet, Bouches du Rhône, France).

Les méthodes classiques de classification et de traitement des zones d'ombre ne sont pas appropriées pour des levés mobiles d'une scène complexe relevant d'une configuration "réellement 3D". Une méthode semi-automatique a donc été développée dans le but de traiter ces deux paramètres malgré ces contraintes. Son application nécessite la superposition dans le même référentiel d'un nuage de point sur une photographie de la scène depuis la position du capteur. Nous utilisons donc les nuages déroulés projetés dans le même système que l'orthophotographie panoramique de Novembre 2011 (résolution 4 cm).

Le traitement est organisé en **trois étapes majeures** (Figure 147) : (i) classification, (ii) traitement des zones d'ombre et (iii) des résidus. Les deux premières étapes filtrent 87% des points par application de masques. La qualité du traitement dépend de la résolution de la photo et de la façon dont les masques sont définis. Les 13% restant sont traités à partir d'une méthode de reconnaissance semi-automatique favorisant la détection visuelle des zones à filtrer. Au final le nuage contient en plus des informations concernant les coordonnées déroulées (XD, YD, Z), des attributs de classification et de visibilité (Figure 148). Nous verrons que les trois grandes étapes théoriques se décomposent en pratique en 6 étapes successives.

L'exécution du traitement nécessite donc des nuages de points (format général XD, YD, Z, D) superposables sur les photographies de la scène. Quant aux opérations de traitement, elles sont principalement réalisées en lignes de commandes. Les codes sont volontairement détaillés pour un utilisateur non expérimenté travaillant sur une interface de type *Windows Microsoft*. Nous laissons libre cours de simplifier le cheminement et les codes des différentes opérations (raccourcis voire même suppression de certaines étapes). Après une présentation succincte des outils nécessaires au traitement, les 6 étapes pratiques sont exposées (Figure 149). Elle consiste à (0) préparer le format des nuages de points ; (1) classer les points à partir des entités ; (2) traiter le problème de visibilité (complétude) ; (3) attribuer la valeur des points (classe et visibilité) ; (4) traiter les résidus de points ; (5) et enfin calculer les distances.

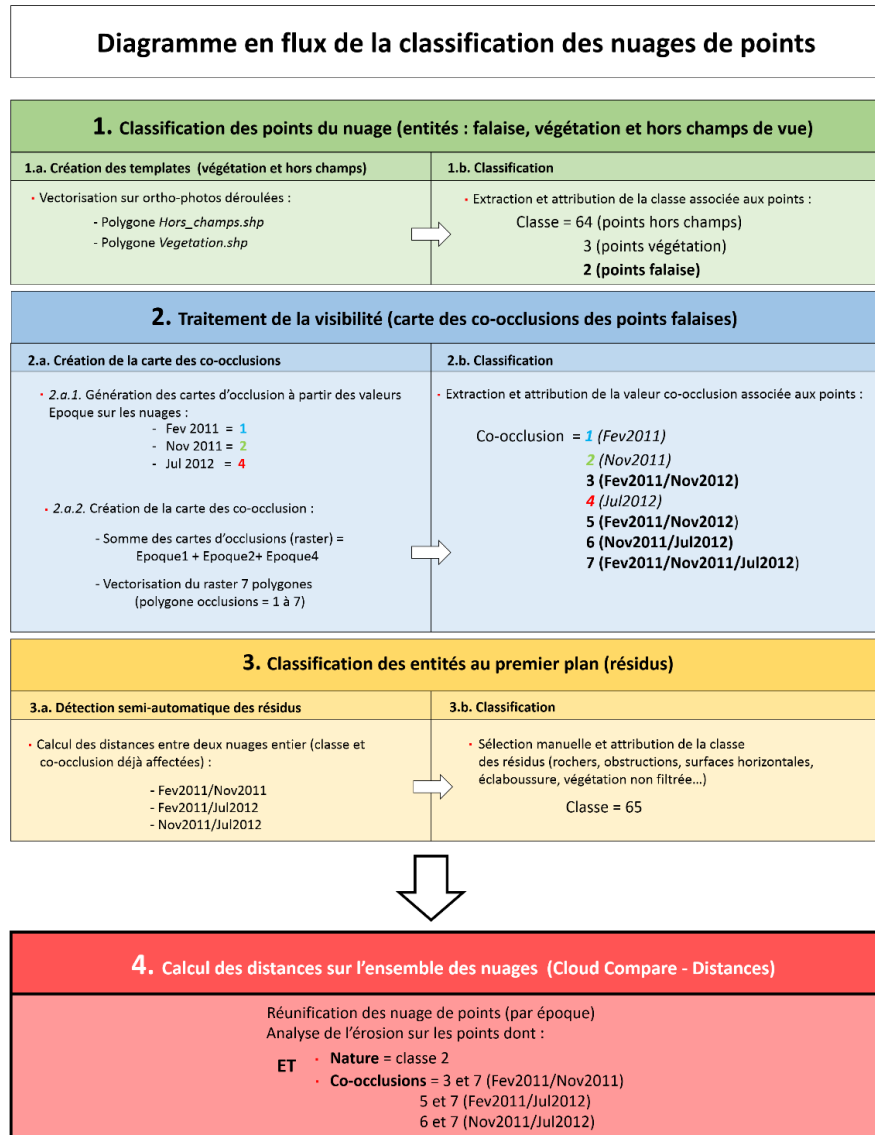


Figure 147. Processus général de classification et du traitement des zones d'ombre développé dans cette étude.

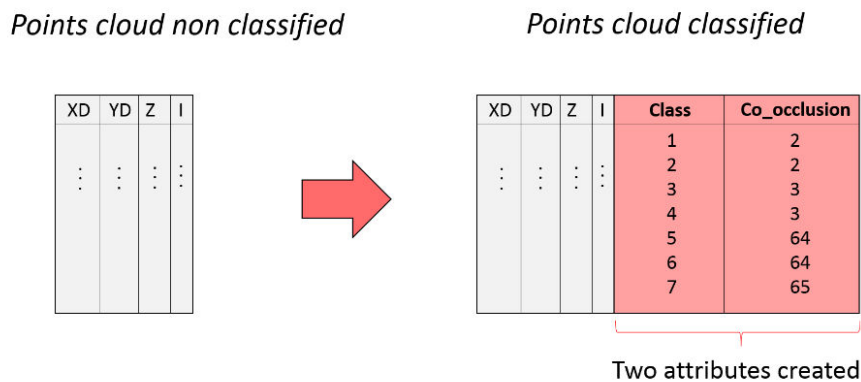


Figure 148. Application de la classification et du traitement des zones d'ombre sur un nuage de point « vierge ». Le traitement final consiste à ajouter deux nouveaux champs contenant l'ensemble des informations sur les entités des points et leur visibilité avec un autre nuage.

2. Pour bien démarrer... présentation des outils techniques...



Quatre outils sont nécessaires : (1) *Cygwin* et l'*Invite de commande* ; (3) *LASTools* ; (4) *QGis* ; (5) *CloudCompare*.

2.1. Cygwin.

L'interface *Cygwin* combinée avec l'*Invite de commande* est utilisée pour un environnement de travail *Windows Microsoft*. *Cygwin* permet à *Windows Microsoft* d'émuler un système Unix. C'est-à-dire d'utiliser des logiciels qui fonctionnent sur des systèmes tels que *Linux* ou *Unix*. Dans notre cas la simulation de l'environnement *Unix* sous *Windows*, rend possible en un temps record des opérations simples sur des millions de points *LiDAR*. L'outil principal utilisé est la commande **awk**. Par exemple, dans le cas où l'on souhaite ajouter sur un nuage de point *XYZ* un quatrième champ (colonne) contenant la valeur 1, l'opération est réalisée en quelques secondes si l'on exécute les quatre lignes de commandes suivantes :

Détail de la « Commande Cygwin »	Principe de l'attribution d'un champs A sur le nuage
>>C/Dossier_de_travail	→ Chemin d'utilisation (emplacement de travail).
\$ echo "1 1 1 1" awk 'BEGIN {OFS="\t" ; print "X",« Y",« Z",« A"}	→ Création de 4 colonnes dont les entêtes sont nommées X Y Z et A (nouveau champs).
{ NR>1 {print \$1,\$2,\$3,\$4=1}' Input.txt	→ Insertion sous les 4 entêtes des valeurs des champs X, Y et Z dans l'ordre des colonnes du fichier Input . Les valeurs du nouveau champs A (colonne 4) sont toutes égales à 1.
>> Output.txt	→ Output correspondant au nouveau fichier (format .txt).

Le chemin doit correspondre bien entendu à l'endroit où l'input est enregistré (le nuage de point à traiter). Dans cet exemple l'input et l'output sont en format texte (.txt) et enregistrés dans le disque C. Pour plus d'informations sur les possibilités de la commande **awk** se référer au document pdf *Programme awk-----Introduction rapide* <http://www.ai.univ-paris8.fr/~fb/Cours/Exposes0405-1/awk.pdf> ou sur les sites <http://www.shellunix.com/awk.html> et <http://www.funix.org/fr/unix/awk.htm>.

2.2. LASTools.

LASTools est un logiciel composé d'une gamme étendue d'outils traitant rapidement des milliards de points *LiDAR* (en format .las). Parmi ces outils *Lasclip* et *Lasgrid* sont utilisés. *Lasclip* permet de découper les points contenus à l'intérieur ou à l'extérieur de polygones.

Lasgrid génère des rasters (type MNT) à partir d'un nuage de points. La taille des pixels peut être définie. La valeur mesurée peut correspondre par exemple à l'altitude moyenne, minimum ou maximum des points (xyz) contenus dans le pixel.

L'utilisation de LAStools est opérée à partir de l'invite de commande de Windows (démarrer -> Tous les programmes -> Accessoires -> Invite de commande). La première ligne de commande vise à lancer le logiciel enregistré dans C par exemple. Les deux exemples suivant illustrent l'utilisation de *Lasclip* et de *Lasgrid* :

Détail de « Invite de Commande » (utilisation LAStools)	Principe du découpage des points à l'intérieur ou extérieur d'un polygone.
>>C:\lastools\bin>... ..	Chemin d'utilisation (emplacement de Lastools disque C).
\$ lasclip	Utilisation de l'outil « lasclip ».
-i Input.las	(découpage à partir de polygones). Input du fichier à découper (format .las).
-poly Polygone.shp	Polygones de découpage (format .shp).
-o Output.las	Output contenant les points découpés (format .las).
-interior -verbose	Fonction du découpage : extérieur
Ou...	
-verbose	intérieur des polygones.
Commentaires : rasterisation d'un nuage de point.	
>>C:\lastools\bin>... ..	
\$ lasgrid	Utilisation de l'outil « lasgrid ».
-i Input.las	(rasterisation du nuage de points).
xyz	Format (xy = coordonnées et z = valeur du pixel).
-oasc (Output)	Output contenant le même nom que l'input (format .asc).
-step 0.10 -highest	Paramètre de rasterisation : grille de 10cm et attribution de la valeur z la plus élevée parmi les points échantillonnés à l'intérieur du pixel.

L'input (fichier en entrée) doit être au format **.las** (l'output, fichier enregistré sera aussi en **.las**). La conversion du format **.txt** vers le format **.las** peut être effectuée sur LAStools, ou à partir de **CloudCompare** (format d'enregistrement, présenté ci-dessous). La valeur de la colonne z peut correspondre à d'autres valeurs que celle de l'altitude (par exemple la distance entre deux nuages de points). En effet le format défini par LAStools est adapté pour la manipulation des données provenant de LiDAR aérien. Pour plus de détails se référer à la note d'introduction de Martin Isenburg :

ftp://ftp.lmic.state.mn.us/pub/data/elevation/lidar/LAS_File_Processing_Using_LASTOOLS.pdf

2.3. QGis.

QGis est un logiciel libre de Système d'Information Géographique (SIG). Dans la méthode nous l'utilisons pour afficher l'orthophotographie (raster) et pour dessiner des polygones superposés. La projection de la couche des polygones et de l'image doit être définie dans le même système que les nuages de points.

2.4. CloudCompare.

CloudCompare est un logiciel libre d'édition et de traitement de nuages de points 3D. Il est conçu pour traiter et afficher plus de 10 millions de points. Son interface permet de visualiser un nuage de point et de naviguer en 3D. Les outils utilisés sont *Clip* et le *calcul de distances* entre deux nuages. *Clip* permet de segmenter manuellement les points en dessinant des poly-lignes à l'écran. Lors de l'enregistrement des données plusieurs formats sont possibles. Nous recommandons d'enregistrer en **.las**. Pour plus de détails se référer au rapport technique de Girardeau-Montaut (concepteur du logiciel) : <http://www.danielgm.net/cc/>

3. Exécution du traitement étape par étape.

L'ensemble du traitement est présenté sous la forme d'un diagramme de flux (Figure 149) selon 6 étapes :

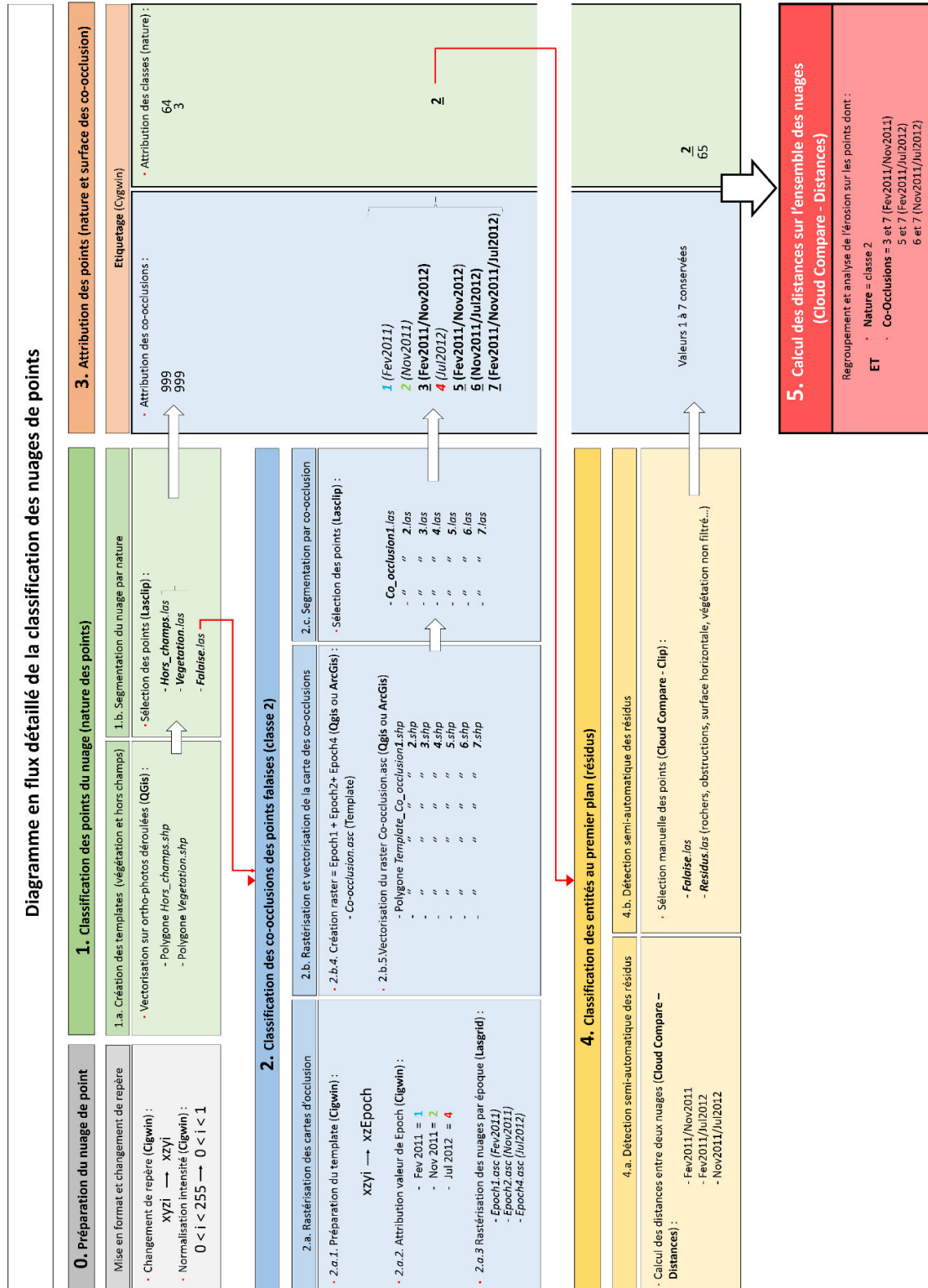


Figure 149. Processus détaillé de la classification et du traitement des zones d'ombre développé dans cette étude.

Etape 0 : préparation des nuages de points.

Le format classique d'un nuage de points est généralement livré par le prestataire sous la forme d'un fichier .LAS ou .txt dont les champs sont organisés en xyzi (i pour l'intensité). Cette représentation ne correspond pas au repère des orthophotos panoramiques (vue de face). Il faut donc changer de repère en inversant la colonne y et z des nuages (xyz -> xzy). Lorsque les données d'intensité ne sont pas standardisées (ex. comprises entre 0 et 1 ou 0 et 255), il faut les normaliser selon le même critère (ex. uniquement entre 0 et 1). Dans notre exemple, pour chacune des époques les nuages de points sont segmentés en différents secteurs. Pour cette raison le nom des inputs est sous le format Secteur_MoisAnne_Deroule. *Secteur* correspond au numéro du secteur, *MoisAnnée* à l'époque d'acquisition ("Fev2011" par exemple), et *Deroule* signifie que c'est le nuage déroulé.

0. Préparation des nuages de points	
Commande Cygwin	Commentaires : changement de repère
<pre>\$ echo "1 1 1 1" awk 'BEGIN {OFS="\t"; print "X","Z","Y","I"} { NR>1 {print \$1,\$3,\$2*(-1),\$4/255}' Secteur_MoisAnnee_Deroule.txt >> Secteur_MoisAnnée_Deroule_xzyi.txt</pre>	<p>Création de 4 colonnes dont les entêtes sont X Z Y et I (changement de repère).</p> <p>Assemblage à l'intérieur des 4 colonnes à partir de l'Input Deroule dans l'ordre : colonne 1 (XD), 3 (ZD), 2 (YD*-1 -> signe négatif lié au changement de repère) et 4 (I/255) dans le cas où 0 < I < 255 on ramène à 0 < I < 1.</p> <p>Output dans le nouveau format.</p>

L'output sera traité dans l'étape 1 (*1.b. Segmentation des nuages à partir des polygones*).

Etape 1 : classification des nuages de points (nature des entités).

1. a. Vectorisation des orthophotographies (QGis).

La vectorisation des ortho-photographies est réalisée après import (raster) sur QGis. Elle servira à la classification des entités des nuages de point. Les deux types d'entités (hors champs et végétation) sont tracés sur deux couches de vecteurs contenant les polygones *Végétation.shp* et *Hors_Champs.shp*. Lors de l'enregistrement des couches plusieurs fichiers sont créés. Seuls les fichiers shapes (.shp) serviront pour le traitement (*1.b. Segmentation des nuages à partir des polygones*). Il est important de ne pas supprimer les autres fichiers si l'on souhaite visualiser

ultérieurement les couches, car ils contiennent des informations nécessaires à l'interface du SIG (comme la projection par exemple).

1. b. Segmentation des nuages à partir des polygones (LAStools).

La segmentation des points est réalisée sur LAStools à partir de l'outil *Lasclip*. Les points situés à l'intérieur des polygones *Hors_Champs.shp* sont sélectionnés, puis ceux situés à l'extérieur correspondant à la fois à la végétation et aux falaises sont à ce stade confondues. Ces derniers points sont ensuite sélectionnés par les polygones *Vegetation.shp*, alors que les points extérieurs correspondent aux falaises.

Les outputs sont enregistrés sous le nom de la classe correspondante et sont rangés séparément :

(1) Les fichiers correspondant aux zones hors champs et à la végétation (class 64 et 3).

Le traitement est terminé. Ils seront étiqueté lors de l'**étape 3** ;

(2) Les fichiers correspondant aux falaises (classe 2). Le problème de visibilité est traité dans l'étape suivante (**étape 2**).

Remarque : en version libre LAStools peut traiter des fichiers contenant moins de 3 millions de points. Au-delà un message d'erreur indique qu'il peut y avoir après traitement une altération sur le positionnement des points. Cette erreur peut engendrer par la suite un biais lors du calcul des distances. Le fichier de Juillet 2012 possède par exemple 42 millions de points. Dans ce cas deux solutions sont possibles : soit le fichier est segmenté en N entités, ou bien il est traité tel quel en prenant le risque d'introduire un biais. Dans ce dernier cas l'erreur a été testée par le calcul des distances aux plus proches voisins entre le nuage traité et l'original. Le résultat indique une erreur d'environ $0,2 \cdot 10^{-4}$ cm, ce qui est très négligeable d'un point de vue global, mais ne permet pas d'assurer avec certitude que localement il n'y a pas quelques erreurs résiduelles.

1.b. Segmentation du nuage (classe 64, 3 et 2)	
Invite de Commande (utilisation LAsTools)	Commentaires : classification (nature des points)
<pre>\$ lasclip -i Secteur_MoisAnnee_xzyi.las -poly Secteur_Hors_champs.shp -o Secteur_MoisAnnee_class64.las -verbose ----- \$ lasclip -i Secteur_MoisAnnee_xzyi.las -poly Secteur_Hors_champs.shp -o Secteur_MoisAnnee_class2_et_3.las -interior -verbose</pre>	<p>Utilisation de l'outil lasclip dans LAsTools.</p> <p>Input correspondant au secteur L1,2,3 ou 4 convertie en .las.</p> <p>Shape contenant les polygones Hors_champs.</p> <p>Output contenant les points Hors_champs</p> <p>Sélection des point à l'intérieur des polygones Hors_champs.</p> <p>-----</p> <p>} Idem que précédemment (input et polygone) à l'exception de l'output et de la fonction sélection :</p> <p>Output contenant les points Falaise et Végétation.</p> <p>Sélection des point à l'extérieur des polygones Hors champs.</p>
<pre>\$ lasclip -i Secteur_MoisAnnee_xzyi.las -poly Secteur_Vegetation.shp -o Secteur_MoisAnnee_class3.las -verbose ----- \$ lasclip -i Secteur_MoisAnnee_xzyi.las -poly Secteur_Vegetation.shp -o Secteur_MoisAnnee_class2.las -interior -verbose</pre>	<p>Output contenant les points Végétation.</p> <p>-----</p> <p>Output contenant les points Falaise.</p>

Etape 2 : Traitement de la complétude (zones d'ombres à partir) de la carte des co-occlusions (ou carte de présence).

Les zones d'ombre sont traitées à partir d'une carte des co-occlusions (ou carte de présence). Sa construction nécessite la génération de cartes d'occlusion pour chacune des trois époques.

2. a. Création des cartes d'occlusion (ex. Février, Novembre 2011 et Juillet 2012).

2. a.1 Préparation du templates des occlusions (Cygwin).

Les cartes d'occlusion sont générées pour chacune des trois époques à partir d'une **copie** des nuages de points (en .txt). Seules les coordonnées x et z sont sélectionnées, et un troisième

attribut est créé (Epoch). Les fichiers correspondent alors à une projection 2D de tous les points sur le plan xz.

2. a.2 Attribution des valeurs du champ Epoch (Cygwin).

La valeur **1**, **2** et **4** est respectivement attribuée dans le champ *Epoch* pour la première acquisition (Février 2011), la deuxième (Novembre 2011) et de la dernière (Juillet 2012). 2.a.1 et 2.a.2 sont résumés en une seule commande :

2.a.1 et a.2 Préparation du template Epoch	
Commande Cygwin	Commentaires : mise en format des données pour la création des MNT des Epochs (occlusions)
<pre>\$ echo "1 1 1 " awk 'BEGIN {OFS="\t" ; print "X","Z",« EPOCH} {NR>1 {print \$1, \$2, \$4=1, 2 ou 4' Secteur_MoisAnnee_class2.txt >> Secteur_MoisAnnee_class2_Epoch1, 2 ou 4.txt</pre>	<p>Création de 3 colonnes dont les entêtes sont X Z et EPOCH.</p> <p>Assemblage à l'intérieur des 3 colonnes à partir de l'Input Falaise (class 2) dans l'ordre : colonne 1 (X), 2 (Z). \$4 correspond à une nouvelle colonne (vierge) dont la valeur est égale à 1 pour Février 2011, 2 pour Novembre 2011, 4 pour Juillet 2012.</p> <p>Output contenant l'époque caractéristique.</p>

A ce stade les fichiers contiennent les points étiquetés par l'Epoch qu'il faut transformer en carte.

2. a.3. Rastérisation des fichiers contenant l'attribut Epoch (LAStools).

Les trois fichiers Epochs (**1**, **2** ou **4**) sont individuellement rastérisés à partir de l'outil Lasgrid afin de générer des cartes d'occlusion. La valeur du pixel vaut **1**, **2** ou **4** en fonction de l'époque :

2.a.3. Rastérisation des nuages par Epoch (1, 2 et 4)	
Invite de Commande (utilisation LAStools)	Commentaires : création des MNT Epoch
<pre>\$ lasgrid -i Input.las xyz -oasc -step 0.10 -highest</pre>	<p>Utilisation de l'outil lasgrid de LAStools.</p> <p>Input correspondant au secteur L1,2,3 ou 4 contenant les époque 1, 2 ou 4 convertie en .las.</p> <p>Echantillonnage par défaut des points de coordonnées (x ; y) sur la valeur z. Ici z correspond à l'époque (3^{ième} colonne)</p> <p>Output contenant le MNT en format .asc Le fichier contient le même nom que l'input.</p> <p>Paramètre de rastérisation : pixel (10cm) échantillonnant la valeur Epoch la plus grande des points situés dans le pixel. Ici toute les valeurs des points sont identiques, ce qui permet de constituer un MNT par époque.</p>

Dans cet exemple la taille du pixel a été définie à 10 cm (à partir de la densité du nuage la plus défavorable, c.à.d. Février 2011).

2. b. Création de la carte co-occlusion (ou carte de présence) et vectorisation des valeurs de visibilité.

2. b.1 Création de la carte de co-occlusion (QGis).

La carte de co-occlusion est calculée à partir de la somme des trois cartes d'occlusion (raster contenant la valeur **1**, **2** ou **4**). Par défaut la rastérisation à partir de LAStools attribue la valeur 999 aux pixels ne contenant pas d'information (zone de vide où il n'y a pas de point). Une fois les cartes importées dans QGis, la valeur 999 des pixels doit être remplacée par 0. Puis la somme des trois rasters est effectuée (outil calculatrice raster).

2. b.2 Vectorisation de la carte des co-occlusions (QGis).

La vectorisation de la carte des co-occlusions (somme des trois rasters) consiste à générer sept couches de polygones correspondant aux sept valeurs de la carte. A partir d'une requête, les pixels contenant la valeur 1 sont vectorisés automatiquement (option *raster to > polygon*). Cette étape est répétée jusqu'à la valeur 7. Les sept couches sont enregistrées. Les shapes seront importés sur LAStools afin de segmenter les visibilitées des points pour les trois nuages.

2. c. Segmentation des nuages de points à partir des polygones de co-occlusion (LAStools).

Les nuages de points falaises (class 2) provenant de l'**étape 1** (*1.b Segmentation des nuages à partir des polygones*) sont segmentés à partir des sept couches des polygones provenant de l'**étape 2.b.2**. L'outil *Lasclip* est pour la seconde fois utilisé. Les points contenus à l'intérieur des polygones sont sélectionnés (ils correspondent à la valeur 7). Tous les autres points (extérieurs) correspondent à une valeur inférieure à 7. Ces derniers sont sélectionnés par les polygones de valeur 6. Et ainsi de suite jusqu'à la valeur 1, et ce pour chacun des trois nuages (Février, Novembre 2011 et Juillet 2012) :

2.c. Segmentation du nuage de point par co-occlusion	
Invite de Commande (utilisation LAsTools)	Commentaires : classification des valeurs issues de la somme des occlusions = co-occlusion
<pre>\$ lasclip -i Secteur_MoisAnnee_class2.las -poly Template_Co_occlusion_7.shp -o Secteur_MoisAnnee_class_Co_occlusion7.las -verbose ----- \$ lasclip -i Secteur_MoisAnnee_class2.las -poly Template_Co_Occlusion_7.shp -o Secteur_MoisAnnee_class2_co_occlusion_inferieur7.las -interior -verbose ----- \$ lasclip -i Secteur_MoisAnnee_class2_co_occlusion_inferieur7.las -poly Occlusion_6.shp -o Secteur_MoisAnnee_class2_sum_occ6.las -verbose ----- \$ lasclip -i Secteur_MoisAnnee_class2_co_occlusion_inferieur7.las -poly Occlusion_6.shp -o Secteur_MoisAnnee_class_co_occlusion_inferieur6.las -interior -verbose Etc... ... jusqu'à -poly Template_Co_occlusion_1.shp.</pre>	<p>Input correspondant au secteur L1,2,3 ou 4 de falaise (class =2) Shape contenant les polygones de Co_occlusion7 (Somme des époques = 7). Output contenant les points Co_Occlusion7. Sélection à l'intérieur.</p> <p>-----</p> <p>Idem que précédemment (input et polygone) à l'exception de l'output et de la fonction sélection :</p> <p>Output contenant les points à l'extérieur du shape Co_occlusion7 (points dont la co-occlusion < 7). Sélection des point à l'extérieur.</p> <p>-----</p> <p>Input correspondant au secteur L1,2,3 ou 4 inférieur à 7. Shape contenant les polygones de Co_Occlusion6. Output (points dont la co-occlusion = 6).</p> <p>-----</p> <p>Input correspondant au secteur L1,2,3 ou 4 inférieur à 7. Output (points dont la co-occlusions < 6).</p>

Etape 3 : Attributions des points (valeur de la classe des entités et de visibilité).

Cette étape consiste à étiqueter tous les points traités lors de l'**étape 1** et **2**. En plus des coordonnées xyz, deux champs sont créés (*Classification LiDAR* et *Co-occlusion*) et sont renseignés pour :

- (i) les points correspondant aux zones hors champs et à la végétation (**étape 1**). La valeur de classifications est 64 et 3 respectivement. Quant à la valeur de co-occlusion, elle est 999 pour les deux fichiers. Cette valeur indique l'absence d'information étant donné que la co-occlusion n'a pas été traitée pour ces points.

- (ii) les points falaises dont la co-occlusion a été traitée (**étape 2**). La valeur de classification est 2, et la valeur de co-occlusion est comprise entre 1 et 7 dépendamment de la segmentation effectuée.

L'ensemble des commandes correspondent à :

3. Attribution des points (nature et co-occlusion)	
Commande Cygwin	Commentaires : attribution des classes végétation (3), hors champs de vue (64) et falaise (2) et la co-occlusion
<pre>\$ echo "1 1 1 1 1 " awk 'BEGIN {OFS="\t" ; print "X","Z", " Y", "CLASS", "CO_OCC"} {NR>1 {print \$1, \$2, \$3,\$4 =3 ou 64 , \$5 =999}' Secteur_MoisAnnee_class3 ou 64.txt >> Secteur_MoisAnnee_class3 ou 64_co_occ999.txt ----- {NR>1 {print \$1, \$2, \$3, \$4=2, \$5=1 à 7}' Secteur_MoisAnnee_class2_Co_occlusion1 à 7.txt >> Secteur_MoisAnnee_class2_co_occlusion3, 5, 6 ou 7.txt</pre>	<p>Création de 5 colonnes.</p> <p>Assemblage à l'intérieur des colonnes à partir de l'Input Class (= 3 ou 64) dans l'ordre : colonne 1 (X), 2 (Z), 3 (Y). \$4 = 3 ou 64 (Class) et \$5= 999 (Co-occlusion).</p> <p>Output contenant les points classifiés et une absence d'information de co-occlusion (999).</p> <p>-----</p> <p>Assemblage à l'intérieur des colonnes à partir du fichier Input Class =2 et Co-Occlusion (= 1 à 7) dans l'ordre : colonne 1 (X), 2 (Z), 3 (Y). \$4 = 2 (Class) et \$5= 1 à 7 (Co-occlusion).</p> <p>Output contenant les points classifiés et leur surface de recouvrement (= 1 à 7).</p>

Les sept fichiers de la classe 2 sont regroupés en un seul nuage à partir d'une commande awk ou bien sur CloudCompare par fusion. Ils contiennent encore des points ne correspondant pas aux falaises qu'il faut traiter dans l'**étape 4**.

Etape 4 : Classification des résidus des entités situées au premier plan de la falaise.

Les fichiers falaises (**classe 2**) contiennent en réalité les « vrais » points falaises et les entités positionnées au premier plan (objets d'obstruction occasionnelle, éclaboussures des vagues et biais de mesure des surfaces horizontales). Il faut donc les filtrer afin d'éviter la présence de bruit lors de l'analyse de l'érosion des falaises.

4. a. Calcul des distances pour la détection semi-automatique (CloudCompare).

Le calcul des distances à partir de CloudCompare permet de reconnaître de manière semi-automatique les formes caractéristiques des entités à segmenter. Les points provenant de

la classe 2 des trois époques sont donc importés sur CloudCompare (en conservant les attributs de classification et de co-occurrence). Les distances sont calculées pour les trois époques (outil *distance*) :

- (1) Février 2011 / Novembre 2011 ;
- (2) Février 2011 / Juillet 2012 ;
- (3) Novembre 2011 / Juillet 2012.

4. b. Détection semi-automatique et segmentation (CloudCompare).

Une fois les distances calculées, le seuil de détection (établi lors de l'analyse de la qualité des nuages) peut être utilisé afin de faciliter la reconnaissance. Le critère de reconnaissance des entités à filtrer est visuel et fonction de leur formes géométriques. La saturation peut être modifiée afin de mieux faire ressortir les entités. Une fois la forme identifiée, les contours sont définis à partir de l'outil **clip**, et l'entité située à l'intérieur est découpée. L'opération segmente alors l'entité du nuage de point en créant un deuxième fichier. La Figure 150 illustre le cas de la segmentation d'un plaisancier. On peut voir que ce secteur contient de nombreuses personnes à filtrer. Cette opération est facilitée par la navigation du logiciel. Les nouvelles segmentations doivent être fusionnées entre elles au fur et à mesure de leur création, en prenant garde à ne pas les fusionner avec la partie falaise.

Seul le nuage contenant les points résiduels devront être étiquetés par la **classe 65** (les valeurs de co-occlusions peuvent être conservées). Quant aux **points falaises**, ils conservent leur classification et les co-occlusions héritées de l'**étape 3** (classe 2 et co-occlusion de 1 à 7). Attention, il faut prendre garde à bien supprimer la dernière colonne contenant les valeurs distances sur les fichiers sortant de CloudCompare.

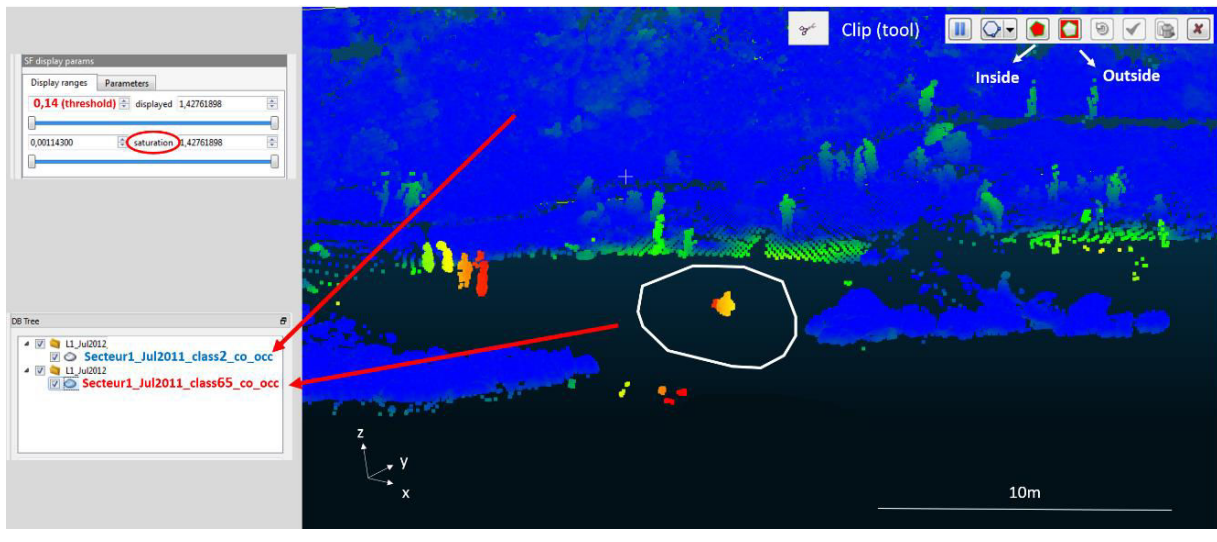


Figure 150. Illustration de l'utilisation du calcul des distances pour filtrer manuellement les résidus. La segmentation est effectuée à parti de polygones (blanc). Deux fichiers sont créés, l'un contenant la partie non segmentée (bleu) et l'autre l'entité filtrée (rouge).

Etape 5 : Calcul des distances sur l'ensemble du nuage.

A ce stade tous les points traités se présentent sous la forme de 4 fichiers (classe 2, 3, 64 et 65) qui doivent être regroupés (à partir d'une commande awk ou bien en les fusionnant sur CloudCompare). Cette étape est à réaliser séparément pour les trois époques.

Une fois les nuages de point reconstitués, les distances peuvent être calculées entre les différentes époques. L'analyse de l'érosion portera sur la partie falaise (classe 2) contenant les co-occlusions :

- (1) 3 et 7 pour le couple Février 2011 / Novembre 2011 ;
- (2) 5 et 7 pour Février 2011 et Juillet 2012 ;
- (3) 6 et 7 pour Novembre 2011 et Juillet 2012.

ANNEXE 4 : Tableau synthétique de l'érosion séculaire entre 1924-1998 et 1998-2011 (analyse régionale PACA par comparaison des ortho-photos aériennes).

Tableau 5. Synthèse des événements détectés à partir des ortho-photos (1924, 1998 et 2011).

ID	SECTEUR	COMMUNE	LIEU-DIT	LITHOLOGIE	SURF. MOY. EROSION* [m]	RECU MOY. EROSION [m]*	*INCERTITUDE [%]	TAUX D'EROSION [cm/an]	INCERTITUDE +/- [cm/an]	PERIODE
1	NERTHE	Marignès (13)	Pontou	carbonate	56,00	21,7	15	11,3	2,4	1998-2011
2	NERTHE	Marignès (13)	Pointe de Bonnieu	carbonate	20,00	4,1	15,9	31,6	5,0	1998-2011
3	NERTHE	Marignès (13)	Pointe Cabagnole	carbonate	231,00	3,7	16,5	28,3	4,7	1998-2011
4	NERTHE	Sausset-les-Pins (13)	Anse du Grand Rouveau	carbonate	9,50	0,8	23,0	6,0	1,4	1998-2011
5	NERTHE	Carry-le-Rouet (13)	Chemin du Rivage	carbonate	6,00	1,1	10,9	8,8	1,0	1998-2011
6	NERTHE	Carry-le-Rouet (13)	Cap Rouisset	carbonate	22,50	1,4	13,0	11,1	1,4	1998-2011
7	NERTHE	Ensaüs-la-Redonne (13)	La Madrague de Gignac	carbonate	51,00	1,5	22,9	11,6	2,7	1998-2011
8	NERTHE	Ensaüs-la-Redonne (13)	Calanques des Anthéniors	carbonate	294,50	3,4	19,0	26,3	5,0	1998-2011
9	NERTHE	Ensaüs-la-Redonne (13)	Calanques des Anthéniors	carbonate	2,57	0,4	31,7	0,5	0,2	1924-1998
10	NERTHE	Ensaüs-la-Redonne (13)	Calanques des Anthéniors	carbonate	92,79	1,5	6,0	2,1	0,1	1924-1998
11	NERTHE	Ensaüs-la-Redonne (13)	Méjean	carbonate	516,61	3,4	0,1	4,7	0,0	1924-1998
12	NERTHE	Ensaüs-la-Redonne (13)	Méjean	carbonate	10,00	0,9	21,5	6,7	1,5	1998-2011
13	CALANQUES	Marseille (13)	Calanque de Callelongue	carbonate	15,00	1,1	6,7	8,3	0,6	1998-2011
14	CALANQUES	Cassis (13)	Cap Canaille	marne	415,88	10,2	3,6	14,4	0,5	1924-1998
15	CALANQUES	Cassis (13)	Cap Canaille	marne	415,88	4,2	0,1	5,9	0,0	1924-1998
16	CALANQUES	Cassis (13)	Cap Canaille	marne	2372,19	5,0	0,7	7,0	0,0	1924-1998
17	TOLON	Saint-Cyr-sur-Mer (83)	Résquiladou	carbonate	415,88	2,8	9,3	4,0	0,4	1924-1998
18	TOLON	Sauvay-sur-Mer (83)	Pointe de la Crède	carbonate	2372,19	1,6	13,4	2,2	0,3	1924-1998
19	TOLON	La Garde (83)	Anse de Magaud	phyllade	415,88	0,8	19,2	1,2	0,2	1924-1998
20	TOLON	La Garde (83)	Anse de Magaud	phyllade	2372,19	1,6	8,6	2,2	0,2	1924-1998
21	TOLON	La Garde (83)	Anse de Magaud	phyllade	415,88	1,6	16,3	2,2	0,4	1924-1998
22	TOLON	La Garde (83)	Anse de Magaud	phyllade	2372,19	1,0	9,0	1,4	0,1	1924-1998
23	TOLON	Carqueiranne (83)	Anse des Salettes	basalte	97,00	3,0	11,9	23,2	2,8	1998-2011
24	HYÈRES	Hyères (83)	Pointe des Chevaliers	phyllade	177,33	2,4	6,4	3,2	0,2	1924-1998
25	HYÈRES	Hyères (83)	Pointe des Chevaliers	phyllade	282,25	2,2	17,6	3,0	0,5	1924-1998
26	HYÈRES	Hyères (83)	Pointe des Chevaliers	phyllade	270,59	3,3	5,3	4,4	0,2	1924-1998
27	HYÈRES	Hyères (83)	Pointe des Chevaliers	phyllade	370,31	2,5	16,8	3,3	0,6	1924-1998
28	MAURES	Bornes-les-Mimosas (83)	Cap de la Pointe Blanche	gneiss	56,00	4,4	6,0	33,5	2,0	1998-2011
29	MAURES	Rayol-Canadel-sur-Mer (83)	Pointe de l'Écuelle	gneiss	313,50	5,3	13,8	41,1	5,7	1998-2011
30	MAURES	Rayol-Canadel-sur-Mer (83)	Pointe de l'Écuelle	gneiss	46,00	2,8	20,6	21,4	4,4	1998-2011
31	MAURES	Rayol-Canadel-sur-Mer (83)	Pointe de l'Écuelle	gneiss	207,00	4,5	13,5	34,6	4,7	1998-2011
32	MAURES	Rayol-Canadel-sur-Mer (83)	Pointe du Trésor	gneiss	770,38	2,6	0,4	3,5	0,0	1924-1998
33	MAURES	Cavalaire-sur-Mer (83)	La Vigie	gneiss	770,38	3,3	16,3	4,4	0,7	1924-1998
34	MAURES	Cavalaire-sur-Mer (83)	La Vigie	gneiss	235,25	2,5	13,7	3,4	0,5	1924-1998
35	MAURES	Cavalaire-sur-Mer (83)	La Vigie	gneiss	228,76	2,6	4,6	3,5	0,2	1924-1998
36	MAURES	Cavalaire-sur-Mer (83)	La Vigie	gneiss	496,33	3,3	10,5	4,5	0,5	1924-1998
37	MAURES	Cavalaire-sur-Mer (83)	La Vigie	gneiss	1028,99	3,1	5,4	4,2	0,2	1924-1998
38	MAURES	La Croix-Valmer (83)	Héraclée	granite	306,50	7,6	8,5	58,3	5,0	1998-2011
39	MAURES	La Croix-Valmer (83)	Pointe du Bruis	granite	458,05	2,4	3,8	3,2	0,1	1924-1998
40	MAURES	Ramatuelle (83)	Pointe du Canabél	granite	124,00	1,7	9,9	13,2	1,3	1998-2011
41	MAURES	La Croix-Valmer (83)	Pointe du Bruis	granite	299,19	4,1	2,0	5,5	0,1	1924-1998
42	MAURES	La Croix-Valmer (83)	Pointe du Bruis	granite	106,50	2,1	6,0	2,8	0,2	1924-1998
43	MAURES	La Croix-Valmer (83)	Pointe du Bruis	granite	804,81	3,1	6,0	4,2	0,3	1924-1998
44	MAURES	Roquebrune-sur-Aigens (83)	Pointe de l'Arpillon	gneiss	1250,50	8,2	7,7	63,4	4,9	1998-2011
45	NICE	Antibes (06)	Cap d'Antibes	carbonate	2951,33	4,8	18,2	6,5	1,2	1924-1998
46	NICE	Antibes (06)	Cap d'Antibes	carbonate	1453,46	4,1	18,0	5,6	1,0	1924-1998

ANNEXE 5 : Coupes géologiques des différents secteurs du massif de la Nerthe échantillonnés (^{36}Cl en cours d'interprétation).

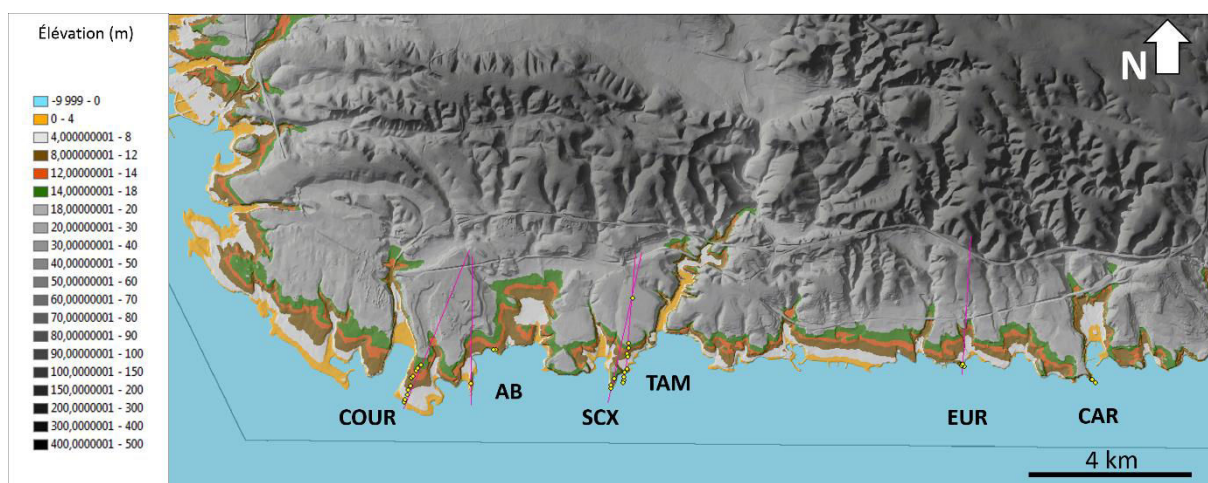


Figure 151. Cadre général des secteurs échantillonnés au niveau du massif de la Nerthe (profils longitudinaux).

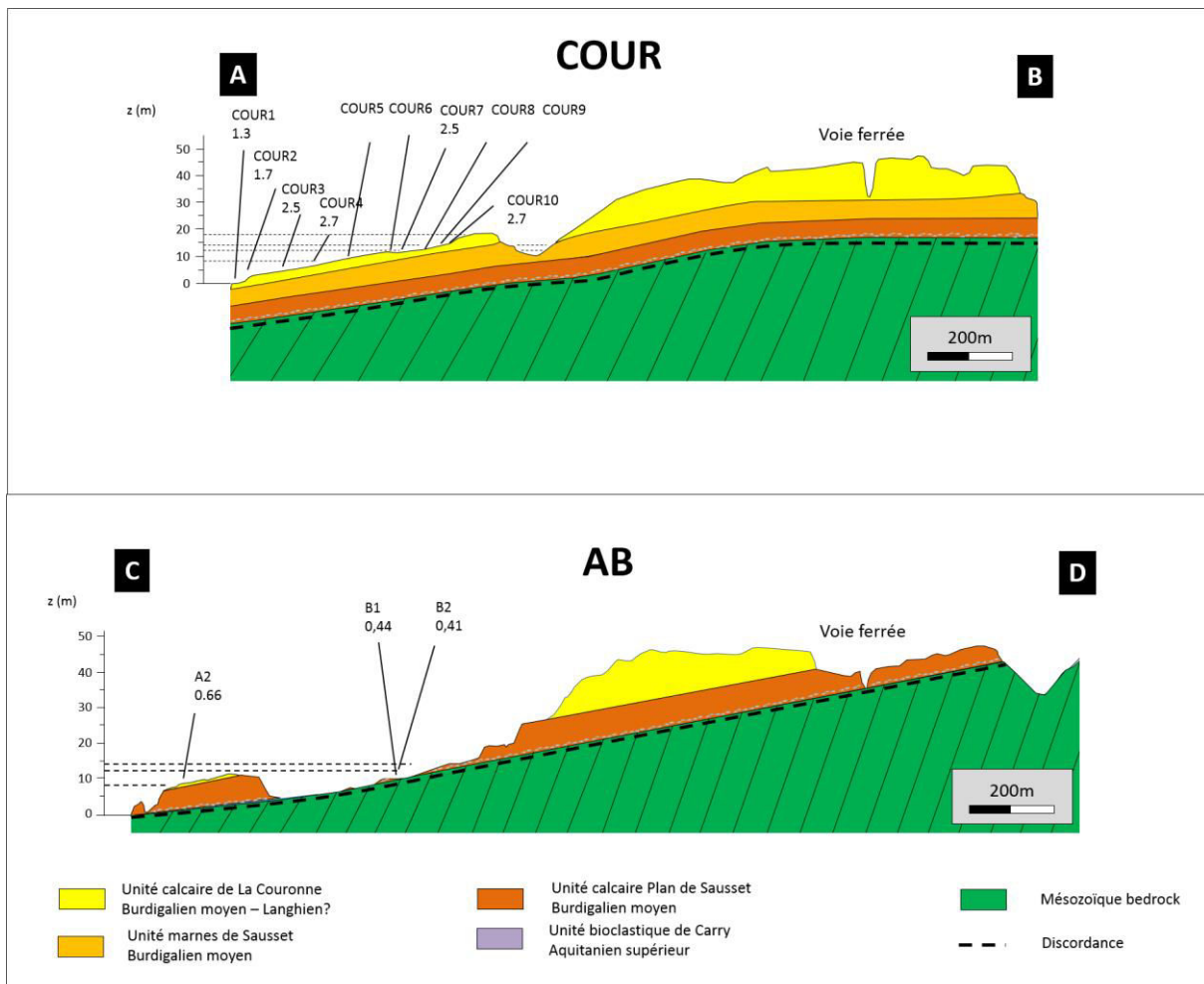
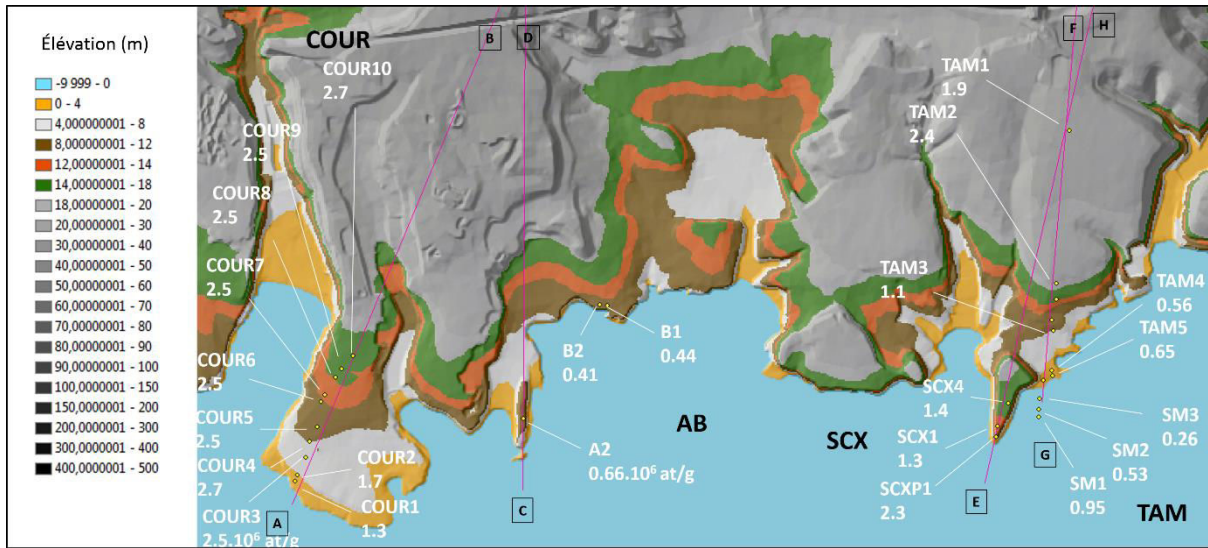


Figure 152. Coupes géologiques et repositionnement des surfaces échantillonnées (Secteur de la Couronne et AB). La valeur des concentrations mesurées est indiquée en 10^6 at.g^{-1} .

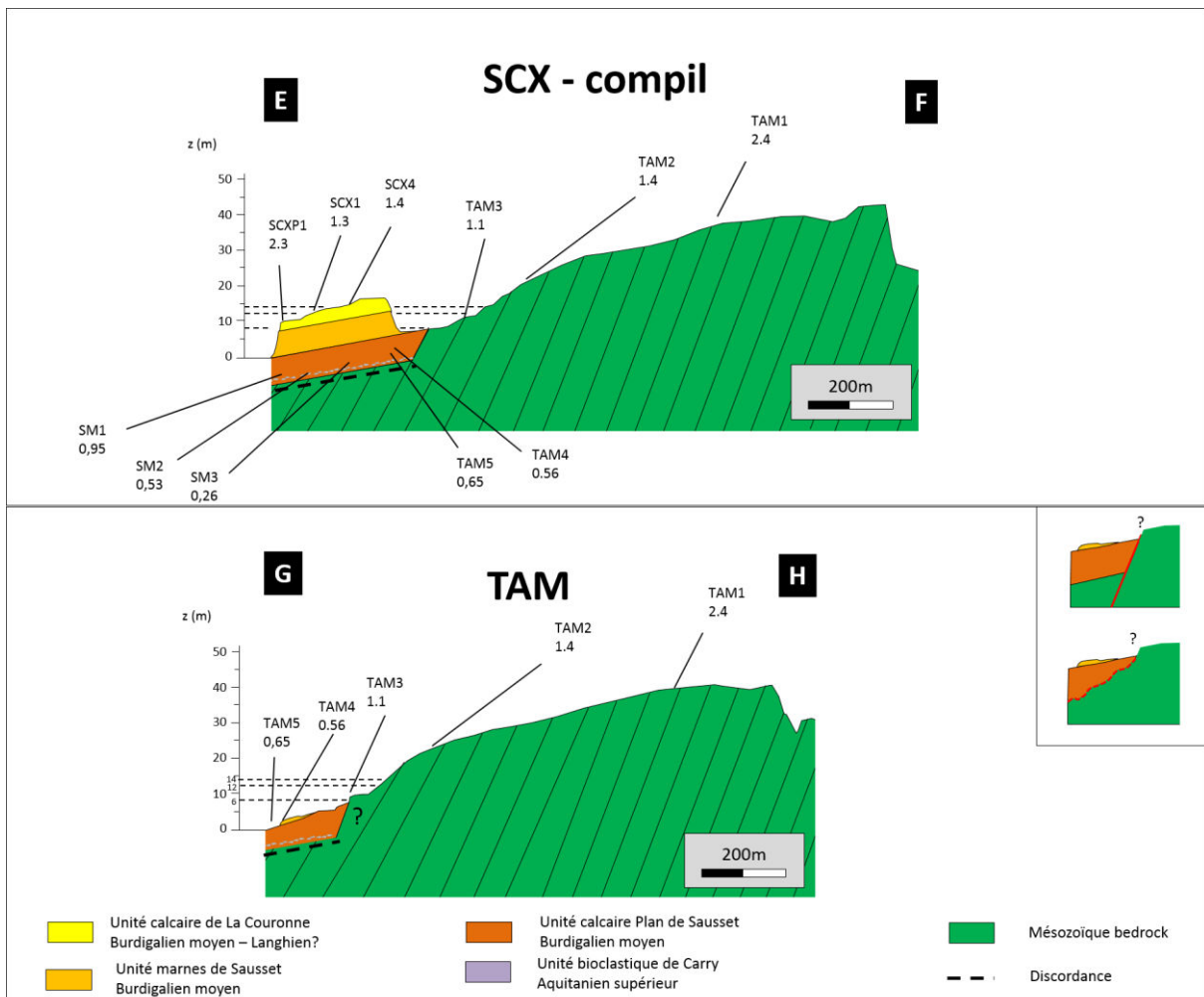
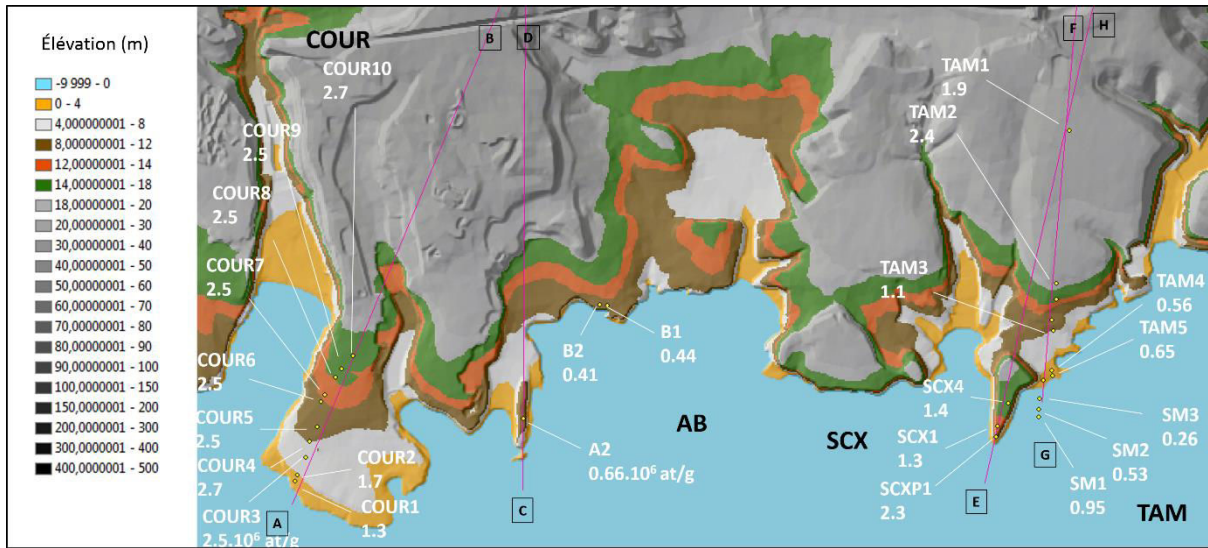


Figure 153. Coupes géologiques et repositionnement des surfaces échantillonnées (Secteur de Sainte-Croix et des Tamaris). La valeur des concentrations mesurées est indiquée en 10^6 at.g⁻¹.

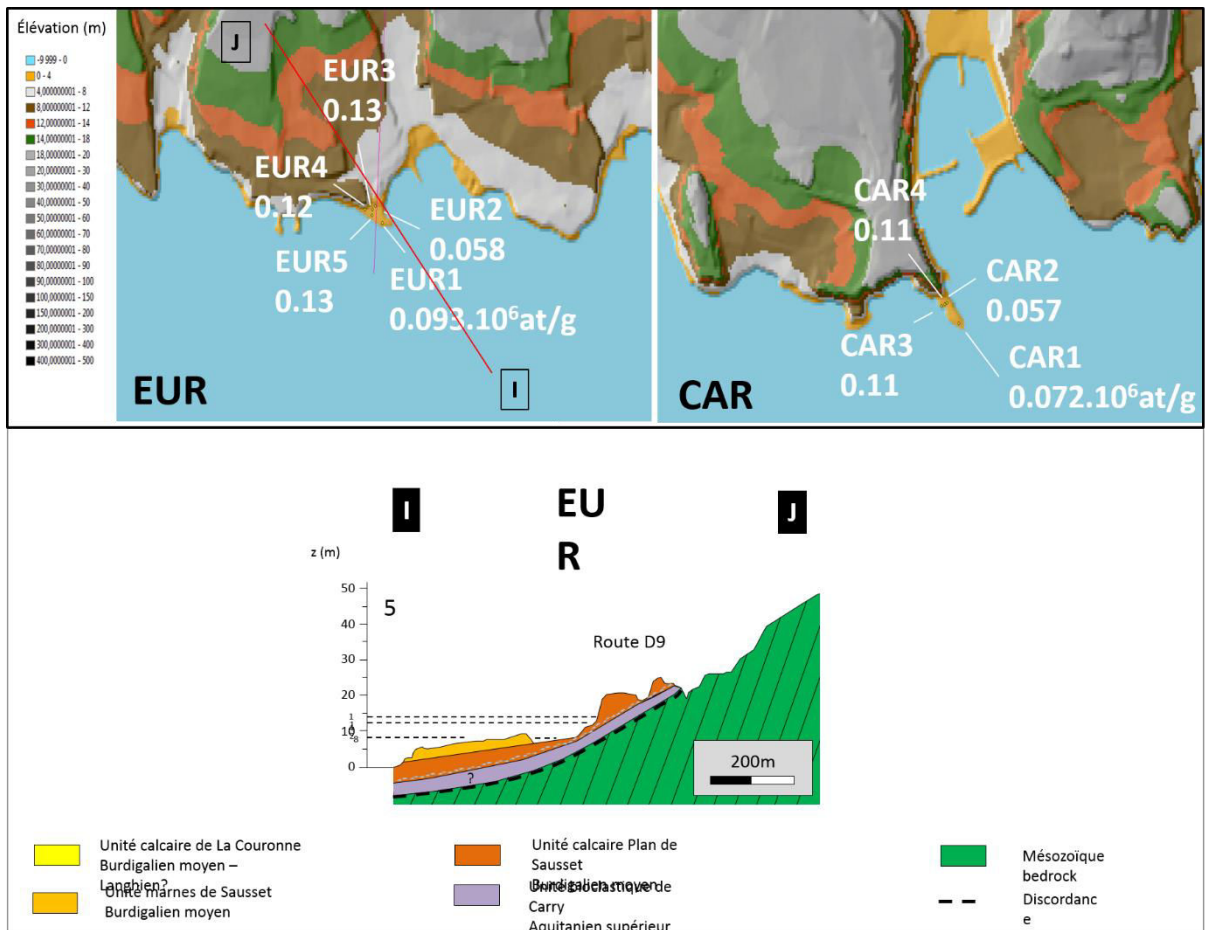


Figure 154. Coupe géologique et repositionnement des surfaces échantillonnées (Secteur du quartier de l'Europe à Sausset-les-Pins). La valeur des concentrations mesurées est indiquée en 10^6 at.g^{-1} .

Tableau 6. Synthèse des concentrations ^{36}Cl mesurées et des paramètres géographiques (données provisoires en cours de traitement).

Name	ID_1	^{36}Cl (at/g)	delta	x (lamb93)	y (lamb93)	altitude (m)	Epoque de la campagne	Scaling (muon)
A2	3	655188,8	18146,93	867153	6249779	9	1	1,00438422
B1	4	436488,4	11320,05	867440	6250213	10	1	1,004872306
B2	5	412078,5	10078,35	867392	6250240	10	1	1,004872306
CAR1	8	72251,5	4887,63	874646	6249830	0,5	1	1,000243164
CAR4	9	57365,5	4887,63	874624	6249862	0,5	1	1,000243164
CAR5	16	111962,12	6709,4	874617	6249867	1	2	1,000486376
CAR6	17	108644,39	6635,53	874605	6249860	0,5	2	1,000243164
COUR1	24	1301772,45	40309,25	866347	6249571	1	2	1,000486376
COUR10	33	2684801,27	79028,81	866573	6250001	18	2	1,00878385
COUR2	25	1655308,41	55937,36	866360	6249592	2	2	1,000972941
COUR3	26	2549689,9	72725,61	866391	6249646	6	2	1,002921103
COUR4	27	2693001,3	98953,78	866406	6249696	6	2	1,002921103
COUR5	28	2547656,13	88980,66	866434	6249754	8	2	1,003896324
COUR6	29	2527660,18	99727,18	866449	6249848	12	2	1,005849049
COUR7	30	2569735,89	76891,95	866461	6249874	13	2	1,006337706
COUR8	31	2637683,71	75451,1	866498	6249931	15	2	1,007315592
COUR9	32	2641725,96	81583,4	866522	6249959	16	2	1,007804821
EUR1	6	92699,5	3545,42	873078	6250009	0,2	1	1,00009726
EUR3	7	73164,9	3441,49	873061	6250037	0,6	1	1,000291803
EUR4	18	131674,12	6365,87	873039	6250020	0,4	2	1,000243164
EUR5	19	131151,23	6559,3	873048	6250035	0,6	2	1,000291803
EUR6	20	123330,8	6646,88	873041	6250036	1	2	1,000486376
SCX(P)	15(1)	2270617,8	76900,0125	868824	6249752	12	2	1,005849049
SCX1	1	1280208	35348,49	868834	6249782	12	1	1,005849049
SCX4	2	1378160	37757,32	868867	6249842	15	1	1,007315592
SCXP1	15(2)	1878521,97	57511,2634	868824	6249752	11,7	2	-
SCXP10	15(12)	400657,058	12437,3816	868824	6249752	8	2	-
SCXP11	15(13)	440366,644	13441,4156	868824	6249752	7,5	2	-
SCXP12	15(14)	395601,901	12801,4532	868824	6249752	7	2	-
SCXP2	15(3)	1489663,57	42919,6467	868824	6249752	11,4	2	-
SCXP3	15(5)	1101355,89	32466,1507	868824	6249752	11,1	2	-
SCXP4	15(6)	921306,184	28015,7583	868824	6249752	10,8	2	-
SCXP5	15(7)	830884,577	25897,1364	868824	6249752	10,5	2	-
SCXP6	15(8)	659127,809	21905,2924	868824	6249752	10	2	-
SCXP7	15(9)	606368,441	19329,7778	868824	6249752	9,5	2	-
SCXP8	15(10)	472338,173	15680,7913	868824	6249752	9	2	-
SCXP9	15(11)	452293,953	13730,5797	868824	6249752	8,5	2	-
SM1	21	949056,82	39822,43	869022	6249827	-4	2	-
SM2	22	530975,88	19400	869026	6249863	-2,4	2	-
SM3	23	262847,95	8380,59	869033	6249921	-1,3	2	-
TAM1	10	1940624,7	56125,7	869085	6250821	40	2	1,019603604
TAM2	11	2379139,74	66796,45	869048	6250361	24	2	1,011725516
TAM3	12	1109597,06	35174,17	869040	6250102	6	2	1,002921103
TAM4	13	560919,19	19417,69	869034	6249974	3,5	2	1,001703146
TAM5	14	645827,12	19380,8	869041	6249964	1	2	1,000486376

ANNEXE 6 : Codes développés pour le calcul de l'AMT (programmation R).

Le script présenté ci-dessous en langage R est celui que nous avons développé pour mesurer la complexité (rugosité) de la côte PACA. Bien que les mesures soient valides, les codes sont dans leur format brut. Ils sont présentés dans le seul but d'indiquer les différentes opérations que nous avons utilisées. Un dernier travail devra permettre de les rendre plus synthétiques, esthétiques et accessibles à un plus large public.

Comme nous l'avons évoqué dans le *Chapitre 5*, l'analyse nécessite deux inputs : le fichier contenant les coordonnées des points du trait de côte et le fichier précisant les différentes échelles d'investigation. Une fois la mesure compilée on obtient un tableau qui représente pour chacune des longueurs d'onde les valeurs de la complexité du littoral (associées à un ID particulier). A partir de cette base de données il est alors possible de tracer les diagrammes AMT.

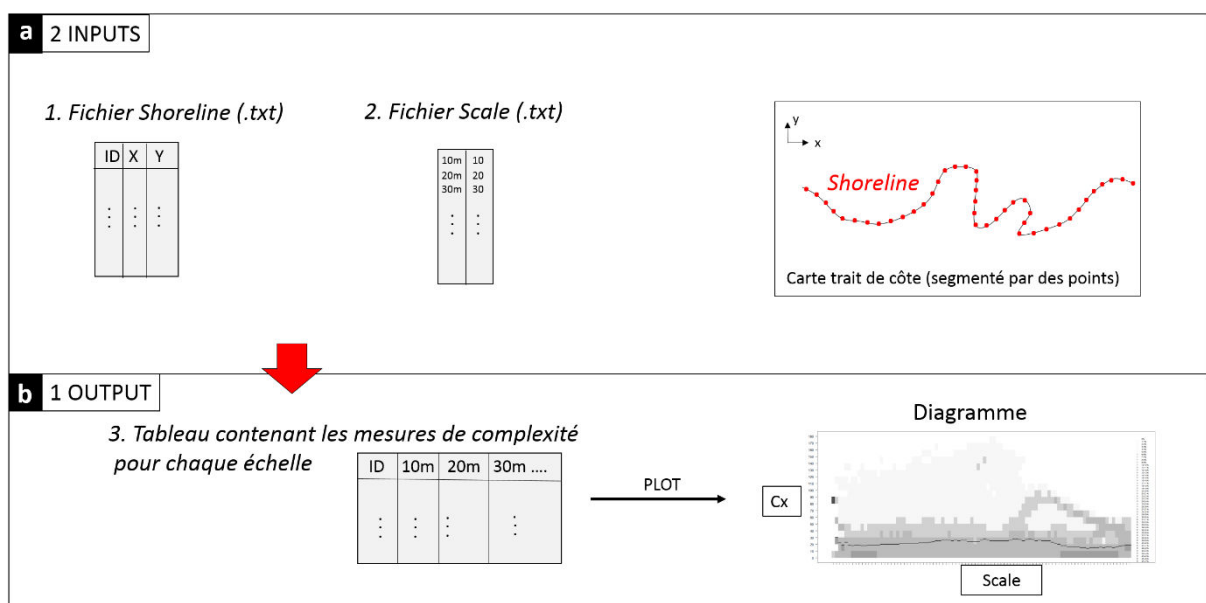


Figure 155. Principe théorique des fichiers en entrée (input) et du fichier sortant (output) propre au script de l'AMT présenté dans la thèse.

Le script est organisé en trois parties : les deux premières permettent de compiler les fonctions de calcul (AMT) et de représentation graphique des diagrammes (en niveau de gris). Quant à la troisième partie, elle correspond à l'interface permettant de lire les fichiers du trait à

analyser et de l'échelle de l'étude (format .txt). C'est uniquement sur cette dernière interface que l'utilisateur doit utiliser les commandes pour lancer les calculs et afficher les résultats. A noter que le calcul des différences de deux mesures AMT est aussi indiqué.

```
#####
##### I- FUNCTION AMT #####
#####
AMT <- function(scales.file, shoreline.file, n.tirage){
  ### Determination du segment d'intersection ###
  next.seg <- function(sens){
    w <- 1.5 *.5*sens
    next.ID <- next.IDs[w]
    next.point <- c(shoreline$x[next.ID], shoreline$y[next.ID])
    while (dist(rbind(A, next.point), "euclidean")<S && next.ID>1 && next.ID<max.ID){
      next.ID <- next.ID + sens
      next.point <- c(shoreline$x[next.ID], shoreline$y[next.ID])
    }
    next.IDs[w] <<- next.ID
    if (next.ID == 1) return(NULL)
    if (next.ID == max.ID) return(NULL)
    seg.end <- next.point
    seg.ini <- c(shoreline$x[next.ID-sens], shoreline$y[next.ID-sens])
    seg <- as.data.frame(rbind(seg.ini, seg.end))
    colnames(seg)<- c("x","y")
    result <- seg
  }
  #
  ### Coordonnees intercection cercle avec la ligne ###
  intercept <- function(seg){
    seg <- seg-rbind(A,A) # changement de repere: centre du cercle=origine
    ini <- seg[1,]
    end <- seg[2,]
    Xi <- ini$x
    dX <- end$x - ini$x
    Yi <- ini$y
    dY <- end$y - ini$y
    b0 <- Xi^2 + Yi^2 - S^2
    b1 <- 2*(Xi*dX + Yi*dY)
    b2 <- dX^2 + dY^2
    inter <- Re(polyroot(c(b0, b1, b2)))
    t1 <- inter[1]
    t2 <- inter[2]
    if ((0<=t1)&&(t1<=1.001)) t <- t1 else t <- t2
    if (abs(t)>1.001) count <<- count +1
    inter.x <- Xi + t*dX
    inter.y <- Yi + t*dY
    result <- c(inter.x, inter.y)
  }
  #
  ### Determination angle complémentaire (supplémentaire) ###
  ### NB : B.r, C.r deux points c(x,y) en coordonnees relatives au point A
  suppl <- function(B.r,C.r){
    D.r <- - C.r # point D, symetrique de C par rapport au point A
    D.z <- complex(real=D.r[1], imaginary= D.r[2])
    B.z <- complex(real=B.r[1], imaginary= B.r[2])
    DAB <- round(180/pi * abs(Arg(B.z) - Arg(D.z)))
    if (DAB>180) DAB <- 360-DAB
    Az.B <- (90 - round(180*Arg(B.z)/pi))%%360
    Az.D <- (90 - round(180*Arg(D.z)/pi))%%360
    return(c(DAB, Az.B, Az.D))
  }
#####
# CALCUL AMT
```



```

#####
# Choix de la gamme d'échelles des longueurs d'ondes pour l'étude (ici en METRES)
sc      <- read.table(scales.file, header=FALSE, quote="")
scales  <- as.double(sc[,2])
scales.names<- as.character(sc[,1])
n.scales <- length(scales)
max.scale <- max(scales)
#
#Choix du trait de cote, coordonnees limites
shoreline <- read.table(shoreline.file, h=TRUE)
colnames(shoreline) <- c("ID", "x", "y")
max.ID    <- max(as.numeric(shoreline$ID))
#
# tirage des ID points A (100% à petite échelle, puis le tirage diminue en fonction des longueurs de plus en plus grandes)
points.ID <- sort(sample(seq(from=1, to=max.ID), floor(n.tirage*max.ID), replace=F)) # tirage des ID
n.points  <- length(points.ID)
points.A  <- shoreline[points.ID,]
row.names(points.A) <- NULL
#
# Creation des data.frame pour les resultats
Cx <- data.frame(matrix(nrow=n.points, ncol=n.scales))
colnames(Cx)<- scales.names
az.B <- az.C <- az.D <- Cx
count <- 0
#
for (i in 1:n.points){
cat("Processing point", i, "of", n.points, "\n", sep=" ")
ID.A <- points.A$ID[i]
A <- c(points.A$x[i], points.A$y[i])
next.IDs <- c(ID.A, ID.A)
for (j in 1:n.scales){
S <- scales[j]
# determiner B
seg.B <- next.seg(+1)
if (!is.null(seg.B)) B.r <- intercept(seg.B)
#
# Détermination de C
seg.C <- next.seg(-1)
if (!is.null(seg.C)) C.r <- intercept(seg.C)
if (!is.null(seg.B)&& !is.null(seg.C)){
# determiner l'angle BAD
DAB <- suppl(B.r.C.r)
#on stocke les donnees
Cx[i,j] <- DAB[1]
az.B[i,j] <- DAB[2]
az.D[i,j] <- DAB[3]
az.C[i,j] <- (DAB[3]-180)%%360
}
}
}
cat("count = ", count, "\n")
Cx <- cbind(points.ID, Cx)
az.B <- cbind(points.ID, az.B)
az.C <- cbind(points.ID, az.C)
az.D <- cbind(points.ID, az.D)
return(list(Cx, points.A, az.B, az.C, az.D))
}
#
#
#####
##### II- FONCTION REPRESENTATION GRAPHIQUE #####
#####
#
#####
### 1- Generation du plot AMT simple (pas les différences) ###
#
#####

```

```

####Génération du texte de la légende
#####
lgd.txt <- function(n.coul){
  lgd <- "0%"
  gap <- floor(100/(n.coul-1))
  for (i in 1:(n.coul-2)) {
    lvl <- paste(as.character(1+gap*(i-1)), "-", as.character(gap*i), "%", sep="")
    lgd <- c(lgd, lvl)
  }
  last <- paste(as.character(1+gap*(n.coul-2)), "-100%", sep="")
  lgd <- c(lgd, last)
}
#
plot.coul <- function(ang, w.br, n.coul){
# Préparation des données
ang <- ang[,-1] # suppression de la première colonne correspondant aux ID des points
n.scales <- ncol(ang)
scales <- colnames(ang)
#
# Choix largeur de classes pour histogramme (break)
#####
hist.br <- seq(0, 180, w.br)
n.case <- length(hist.br)-1 # = le nb de cases pour chaque niveau de scale
#
# Data.frame des fréquences pour chacune des classes
#####
data.freq <- data.frame(matrix(nrow=n.case, ncol=n.scales))
for (i in 1:n.scales){
  temp <- ang[,i]
  temp.hist <- hist(temp, breaks=hist.br, plot=FALSE) # nombre de break en fonction de l'histogramme (à choisir # lors de
l'exécution du graph dans le fichier resultat : valeur comprise entre 0 et 1).
#temp.hist <- hist(temp, breaks=5, plot=FALSE)
  temp.freq <- temp.hist$density * w.br
  data.freq[,i] <- temp.freq
}
colnames(data.freq)<-scales
#
# Affichage de la valeur MEDIANE pour chacune des classes de longueur d'onde
#####
#med <- boxplot(ang, na.rm=T, plot=F)$stats[3,]
med <- apply(ang, median, MARGIN=2, na.rm=T)
#
## OPTION 1 DES MESURES EN COULEUR :
#coul.ls <- rev(terrain.colors(n.coul))
#coul.ls <- rev(gray(seq(from=0, to=1, by= 1/n.coul)))
#coul.ls <- c("blue", "blue", "blue", "blue", "green", "green", "green", "green", "green", "blue", "blue", "blue", "blue", "blue",
"green", "green", "green", "green", "green", "green", (seq(from=0, to=1, by= 1/n.coul)))
#coul.ls <- c("white", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#AEAEAE",
"#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE", "#888888", "#888888", "#888888", "#4D4D4D",
"#4D4D4D", "#4D4D4D", (seq(from=0, to=1, by= 1/n.coul)))
#myCol<-rev(grey.colors(100))
#AUTRES (un seul bloc)
#coul.ls <- c("white",
#"#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6",
#"#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC", "#CCCCCC",
#"#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE", "#AEAEAE",
#"#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888",
#"#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888", "#888888",
#"#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D",
#(seq(from=0, to=1, by= 1/n.coul)))
#"#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6", "#E6E6E6",

```

```

##
##
#####
# OPTION 2 EN GRSI = exemple de cette étude :
#####
coul.ls <- (c("white",
"gray97","gray97", "gray97", "gray97", "gray97",
"#D1D1D1", "#D1D1D1", "#D1D1D1", "#D1D1D1", "#D1D1D1",
"#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB",
"#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB", "#BBBBBB",
"#BBBBBB", "#BBBBBB",
"#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A
0A0",
"#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A
0A0",
"#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A0A0", "#A0A
0A0",
"#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F
7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F", "#7F7F7F",
"#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D",
"#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D",
"#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D", "#4D4D4D",
(seq(from=0, to=1, by= 1/n.coul))))
#
#####
# TRACER LE DIAGRAMME
#####
w <- .5 # astuce pour le plot
plot.new()
plot.window(xlim=c(0,n.scales + 4), ylim=c(0,180))
par(bty="o")
#
for (j in 1:ncol(data.freq)){
for (i in 1:nrow(data.freq)){
polygon(x=c(j-w, j+w, j+w, j-w), y=c(hist.br[i], hist.br[i], hist.br[i+1], hist.br[i+1]), col=coul.ls[round(1+ data.freq[i,j]*(n.coul-
1))], border=NA)
}

lines(x=c(j-w, j+w), y=c(hist.br[i], hist.br[i]), type="l", lwd=2)
}
axis(1, at=c(1:n.scales), labels=scales, cex=.4, las2) # Si on souhaite afficher les echelles.
#axis(1, at=c(1:n.scales), labels=F) # pour ne pas les afficher.
axis(2, at=hist.br, labels=hist.br, cex=.4, las=2)
box()
legend(x=n.scales+1, y = 180, legend=lgd.txt(n.coul), pch=22, col=coul.ls, pt.bg=coul.ls, bty="n", cex=.6, pt.cex=.9,
y.intersp=1.2)
}
#####
### 2- Generation du plot AMT des différences (pour deux mesures d'AMT) ###
#####
#
plot.diff <- function(ang1, ang2, w.br, n.coul){
# Préparation des données
#####
ang1 <- ang1[,-1] # suppression de la première colonne = les ID des points
ang2 <- ang2[,-1]
n.scales <- ncol(ang1)
scales <- colnames(ang1)
# Choix de la largeur des classes pour l'histogramme (break)
hist.br <- seq(0, 180, w.br)
n.case <- length(hist.br)-1 # = nombre de cases pour chaque niveau de scale
# Data.frame des fréquences de chaque classe
data.freq1 <- data.frame(matrix(nrow=n.case, ncol=n.scales))
for (i in 1:n.scales){
temp <- ang1[,i]
temp.hist <- hist(temp, breaks=hist.br, plot=FALSE)
temp.freq <- temp.hist$density * w.br

```

```

data.freq1[,i] <- temp.freq
}
data.freq2 <- data.frame(matrix(nrow=n.case, ncol=n.scales))
for (i in 1:n.scales){
temp <- ang2[,i]
temp.hist <- hist(temp, breaks=hist.br, plot=FALSE)
temp.freq <- temp.hist$density * w.br
data.freq2[,i] <- temp.freq
}
data.freq <- data.freq1 - data.freq2
colnames(data.freq)<-scales
abs.freq <- 0.5 * apply(abs(data.freq), FUN=sum, MARGIN=2, na.rm=T)
cat("différence max", max(abs.freq), "\n")
#
#####
# COULEUR et GRAPHE
#####
coul.ls <- colorRampPalette(c("blue", "white", "red"))(n.coul)
w <- .5 # astuce pour le plot...
plot.new()
plot.window(xlim=c(0,n.scales + 4), ylim=c(0,180))
par(bty="o")
for (j in 1:ncol(data.freq)){
for (i in 1:nrow(data.freq)){
polygon(x=c(j-w, j+w, j+w, j-w), y=c(hist.br[i], hist.br[i],hist.br[i+1], hist.br[i+1]),
col=coul.ls[round(((1+(data.freq[i,j]+1)*(n.coul-1)/2))], border=NA)
}
}
#points(x=1:n.scales, y=180*abs.freq, pch="+")
#axis(1, at=c(1:n.scales), labels=scales, cex=.4, las=2) # pour afficher les échelles de longueur d'onde
axis(1, at=c(1:n.scales), labels=F) # ne pas les afficher (notre cas)
axis(2, at=hist.br, labels=hist.br, cex=.4, las=2)
#axis(2, at=seq(0, 20, 180), labels=F)
#axis(2, at=c(0, 45, 90, 135, 180), labels=c("0%", "25%", "50%", "75%", "100%"), cex=.4, las=2)
box()
legend(x=n.scales+1, y = 180, legend=as.character(round(seq(from=1, to=-1, by=-2/(n.coul-1)), digits=2)), pch=22,
col=rev(coul.ls), pt.bg=rev(coul.ls), bty="n", cex=.6, pt.cex=.9, y.intersp=1.2)
}
#####
### 3- Generation du plot AMT des différences positives (pour deux mesures d'AMT) ###
#####
# Script but, peu esthétique...
#
plot.diff_positive <- fonction(ang1, ang2, w.br, n.coul){
# Préparation des données
ang1 <- ang1[,-1] # on enleve la première colonne = les ID des points
ang2 <- ang2[,-1]
n.scales <- ncol(ang1)
scales <- colnames(ang1)
# Choix largeur de classes pour histogramme
hist.br <- seq(0, 180, w.br)
n.case <- length(hist.br)-1 # = le nb de cases pour chaque niveau de scale
# Data.frame des fréquences de chaque classe
data.freq1 <- data.frame(matrix(nrow=n.case, ncol=n.scales))
for (i in 1:n.scales){
temp <- ang1[,i]
temp.hist <- hist(temp, breaks=hist.br, plot=FALSE)
temp.freq <- temp.hist$density * w.br
data.freq1[,i] <- temp.freq
}
data.freq2 <- data.frame(matrix(nrow=n.case, ncol=n.scales))
for (i in 1:n.scales){
temp <- ang2[,i]
temp.hist <- hist(temp, breaks=hist.br, plot=FALSE)
temp.freq <- temp.hist$density * w.br
data.freq2[,i] <- temp.freq
}
}

```

```

data.freq <- data.freq1 - data.freq2
colnames(data.freq)<-scales
abs.freq <- 0.5 * apply(abs(data.freq), FUN=sum, MARGIN=2, na.rm=T)
cat("difference max", max(abs.freq), "\n")
coul.ls <-colorRampPalette(c("blue","white", "red"))(n.coul)
w <- .5 # astuce pour le plot...
plot.new()
plot.window(xlim=c(0,n.scales + 4), ylim=c(0,180))
par(bty="o")
# for (j in 1:ncol(data.freq)){
# for (i in 1:nrow(data.freq)){
# polygon(x=c(j-w, j+w, j+w, j-w), y=c(hist.br[i], hist.br[i],hist.br[i+1], hist.br[i+1]),
col=coul.ls[round((1+(data.freq[i,j]+1)*(n.coul-1)/2)], border=NA)
# }
# }
points(x=1:n.scales, y=180*abs.freq, pch="+")
#axis(1, at=c(1:n.scales), labels=scales, cex=.4, las=2) # pour afficher les échelles
axis(1, at=c(1:n.scales), labels=F) # pas d'échelle, notre cas
#axis(2, at=hist.br, labels=hist.br, cex=.4, las=2)
axis(2, at=seq(0, 20, 180), labels=F)
axis(2, at=c(0, 45, 90, 135, 180), labels=c("0%", "25%", "50%", "75%", "100%"), cex=.4, las=2)
box()
#legend(x=n.scales+1, y = 180, legend=as.character(round(seq(from=1, to=-1, by=-2/(n.coul-1)), digits=2)), pch=22,
col=rev(coul.ls), pt.bg=rev(coul.ls), bty="n", cex=.6, pt.cex=.9, y.intersp=1.2)
}
#####
##### III- EXECUTION DU SCRIPT : fenêtre de commande#####
#####
# compiler les fonctions AMT (I) et GRAPH (II) avant d'utiliser cette interfa ce de travaai.
#####
### 1- Lecture des fichiers source
#####
setwd("~/==WORK==/R/_AMT") # indiquer le chemin où se trouver les fonctions (AMT, Graph, les fichier .txt
#coordonnées traite de côte "shoreline" et les échelles d'investigation "scales.txt").
source("AMT.r") # appel de la fonction AMT
source("AMT_graph(1).r") # appel de la fonction AMT_graph (pour afficher les résultats sous la forme de #diagrammes)
#
### 2- Calcul de l'AMT sur un trait de côte et une courbe de niveau
#####
res1 <- AMT("scales_.txt", "sho1.txt", 1) # 1 défini le % de tirage initial dès les plus petite echelle (conseil : 1er #essai mettre
0.1 car le calcul peut être très longs (12h...!))
res2 <- AMT("scales_.txt", "sho2.txt", 1) # 1 idem que ci-dessus.
#
### 3- Plot des deux AMT + Plot des difference entre les deux AMT
#####
# AMT shoreline 1 :
plot.coul (ang=res1, w.br=10, n.coul=11) # faire varier les breaks (w.br) et le nombre de couleur (n.coul)
# AMT shoreline 2 :
plot.coul (ang=res2, w.br=10, n.coul=11) # idem
# AMT difference :
plot.diff(ang1=res1, ang2=res2, w.br=10, n.coul=101) idem, remarque = # n.coul impair.
#
#####

```

Erosion des falaises de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur : évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée

Télé-détection, géochronologie, géomorphologie

Résumé :

L'intérêt croissant pour l'étude de la morphogénèse des côtes à falaises a permis de mieux appréhender les environnements méso/macrotidaux, mais en délaissant les environnements microtidaux. Pour cette raison, nous proposons d'étudier, à partir d'une approche exploratoire multi-échelle, *la dynamique érosive des côtes à falaises en Méditerranée* à travers l'exemple de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur. Le choix de ce territoire s'est justifié en réponse à une problématique relative à la gestion des risques côtiers identifiée par le Conseil-Régional-PACA qui a financé ce travail doctoral. Les principaux objectifs visent à caractériser d'une part *l'ampleur relative des occurrences érosives en fonction de la variabilité temporelle des forçages météo-climatiques*, et d'autre part *le degré du contrôle géologique sur la morphologie côtière*. Toute la difficulté de l'étude réside donc dans l'optimisation des fenêtres d'observation afin de distinguer les comportements érosifs. Nous proposons donc de tester l'apport de quatre méthodes permettant de définir si l'érosion se produit de manière (1) continue à l'échelle annuelle (*levés LiDAR embarqués depuis un bateau*), (2) chronique à l'échelle séculaire (*orthophotographies aériennes*) et (3) exceptionnelle voir (4) catastrophique sur les temps propres à l'Holocène et au Quaternaire (*datations aux cosmogéniques in situ ³⁶Cl et analyses morphométriques*). Au regard des résultats mesurés et interprétés, il apparaît que l'activité gravitaire produite au cours du XX^e siècle (érosion moyenne de l'ordre du cm.an⁻¹) est très faible par rapport aux environnements méso/macrotidaux. En revanche pour les échelles pluri-séculaires (0,29 ka BP) à pluri-millénaires (6,8 ka BP), des tempêtes associées à des surcotes exceptionnelles de +3 m NGF pourrait être à l'origine d'une érosion suffisamment intense pour installer des plateformes d'abrasion marine. Enfin à l'échelle du Quaternaire, la côte régionale serait façonnée par un fort contrôle litho-structural sous l'action majeure d'une érosion continentale établie au cours des variations eustatiques.

Mots clés : érosion ; falaise ; côte ; Méditerranée ; géomorphologie ; climat ; LiDAR ; scanner-laser ; photo-aérienne ; datation ; cosmonucléide ; AMT ; morphométrie.

Rocky cliff erosion in the region Provence-Alpes-Côte d'Azur: evolution and origin of the coastal morphology in the Mediterranean.

Remote sensing, geochronology, geomorphology

Abstract:

Increasing interest in studying rocky cliff coastline morphogenesis allowed a better understanding of meso/macrotidal environments, but let microtidal environments apart. Thus we propose studying the dynamic of cliff coastlines erosion in Mediterranean in the South-East of France, through a multi-scale explorative approach. This doctoral work was supported by the region Provence-Alpes-Côte d'Azur, which identified a problematic in relation with coastal hazard management. The main objectives aim at characterizing on one hand *how the temporal variability of meteorologic and climatic forcings affects the magnitude of erosion*, and on other hand *to which extent the geological setting controls the coastline morphology*. The great challenge of this work therefore consists in optimizing the observation range in order discriminate erosive behaviours. Thus we propose assessing the contribution of four methods in determining whether erosion takes place (1) continuously at annual scale (*boat-borne laser scanning surveys*), (2) chronic at secular scale (*aerial orthophotographies*) and (3) exceptional even (4) catastrophic over the characteristic timescales of Holocene and Quaternary (*cosmic ray exposure dating from in-situ ³⁶Cl and morphometric analysis*). The interpretation of the results shows that erosion rate observed through the XXth century (order of magnitude of cm.y⁻¹) is very low compared to meso/macrotidal environments. However at timescales ranging from pluri-secular (0.29 ka BP) to pluri-millennar (6.8 ka BP), exceptional storms surges of +3 NGF could initiate an erosion process resulting in the formation of horizontal shore platforms. Finally at the timescale of Quaternary, the regional coastline appears to be the result of a strong litho-structural control under the major influence of terrestrial erosion processes related to eustatic level changes.

Keywords: erosion ; cliff ; coast ; Mediterranean ; geomorphology ; climate ; LiDAR ; laser-scanning ; aerial-photography ; datation ; cosmogenic nuclide ; AMT ; morphometry.