



Érosion des falaises de flysch du Pays Basque français : apports d'une approche typologique des instabilités gravitaires

Lucie Guillen

► To cite this version:

Lucie Guillen. Érosion des falaises de flysch du Pays Basque français : apports d'une approche typologique des instabilités gravitaires. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Pau et des Pays de l'Adour, 2024. Français. NNT : 2024PAUU3015 . tel-04816712

HAL Id: tel-04816712

<https://theses.hal.science/tel-04816712v1>

Submitted on 3 Dec 2024

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.

THESE DE DOCTORAT

ED 211- Sciences exactes et leurs applications

Présentée et soutenue le : 28 juin 2024

Par : Lucie GUILLEN

Thèse pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour

Spécialité Géosciences

Érosion des falaises de flysch du Pays Basque français : apports d'une approche typologique des instabilités gravitaires

Thèse dirigée par : Christian LA BORDERIE et Yannick THIERY

JURY

Président du jury

- Jean-Michel CAROZZA, Professeur des universités, HDR, Laboratoire LIENSs, La Rochelle Université

Rapporteurs

- Olivier MAQUAIRE, Professeur des universités, HDR, Laboratoire IDEES, Université de Caen Normandie
- Jean-Michel CAROZZA, Professeur des universités, HDR, Laboratoire LIENSs, La Rochelle Université

Examineurs

- Candide LISSAK, Maître de conférences, IRSET, Université de Rennes
- Philippe RAZIN, Professeur des universités, HDR, ENSEGID, Université de Bordeaux
- Aurélie MASPATAUD, Chercheuse, Unité Risques Côtiers et Changement Climatique, BRGM
- Thomas DEWEZ, Chercheur, HDR, Unité Risques Instabilités Gravitaires et érosion des sols, BRGM

Directeurs

- Christian LA BORDERIE, Professeur des universités, ISA BTP, UPPA
- Yannick THIERY, Chercheur, Unité Risques Côtiers et Changement Climatique, BRGM





Érosion des falaises de flysch du Pays Basque français :
apports d'une approche typologique des instabilités gravitaires



Thèse co-encadrée par :

ECOLE DOCTORALE

ED 211 – Sciences Exactes et leurs Applications

LABORATOIRE

Sciences pour l'Ingénieur Appliquées à la Mécanique et au génie
Electrique (SIAME)

UR 4581

Et

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)

Direction Prévention des Risques / Unité Risques Instabilités
Gravitaires et érosion des sols

Financée par :

Le projet FEDER EZPONDA

Piloté par la Communauté d'Agglomération du Pays Basque



Sommaire

Remerciements	5
Liste des sigles et abréviations	5
Introduction	9
1. Enjeux de la recherche	9
2. Problématique de la recherche	12
3. Contexte de la zone d'étude et approche	15
4. Structure de la thèse	17
Chapitre 1 : Erosion des falaises de flyschs : constats et besoins de recherche	19
1. Les falaises, un morphotype littoral diversifié aux processus d'érosion multiples	20
2. Une quantification de l'érosion complexe	25
3. Un type de falaise particulier : les falaises de flyschs	30
4. Synthèse : interrogations et besoins concernant l'érosion des falaises de flyschs par instabilités gravitaires	37
Chapitre 2 : L'érosion des falaises basques françaises : contexte, facteurs et processus gravitaires	39
1. Une géologie diversifiée	40
2. Une géomorphologie scindée en morphotypes	46
3. Erosion et instabilités gravitaires : un couple indissociable impliqué dans l'évolution des falaises basques	55
4. Les facteurs de contrôle des instabilités gravitaires	62
5. Quantification et répartition de la dynamique érosive des falaises basques	80
6. Conclusion du chapitre 2	89
Chapitre 3 : Erosion d'une falaise de flysch résistante, Socoa	93
1. La falaise de Socoa, un massif relativement résistant considéré comme uniforme mais aux particularités locales	94
2. La lithologie comme facteur structurant	107
3. La structure, un facteur prépondérant à la spatialisation des concavités ?	117
4. Une érosion localisée soumise à un cycle	123
5. Conclusion du chapitre 3	137
Chapitre 4 : Erosion d'une falaise de flysch peu résistante, Bidart	141
1. La falaise de Bidart : un massif altéré et peu résistant en érosion	142
2. Une histoire géologique mouvementée	147
3. Un façonnement récent par diverses instabilités gravitaires	173
4. Conclusion du chapitre 4	202
Chapitre 5 : Analyse comparative des dynamiques érosives des sites vers une méthode générique et perspectives d'application régionale	205
1. Méthode de caractérisation des types d'instabilités gravitaires et de leurs vitesses de recul à partir des facteurs de prédisposition	206
2. Apports et limites de la méthode transposée à l'échelle régionale	222
3. Conclusion du chapitre 5	227
Conclusion générale	229
Références bibliographiques	237
Liste des figures	249
Liste des tableaux	253
Annexes	254
Table des matières	285

Remerciements

Ce manuscrit est l'aboutissement de cinq années de recherche réalisées au Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), au sein de la Direction Risques et Prévention (DRP), dans l'unité Risques et Instabilités Gravitaires (RIG), à Orléans, ainsi qu'au laboratoire des Sciences pour l'Ingénieur Appliquées à la Mécanique et au génie Electrique (SIAME), UR 4581 de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour, à Anglet. Je remercie ces deux structures pour l'accueil et le soutien matériel qui m'ont été accordés.

Je souhaite remercier Yannick Thiery, chercheur au BRGM et co-directeur de cette thèse, tout d'abord pour m'avoir accordé sa confiance sur ce projet et pour m'avoir fait découvrir le travail de recherche, facette des sciences que je n'avais jamais abordée jusqu'alors dans mon parcours de géologue. Je lui suis reconnaissante pour sa supervision et sa grande disponibilité tout au long de ce travail. Ses conseils, sa vision globale du projet et sa rigueur scientifique m'ont aidée à m'approprier mon sujet et à mener ce travail à bien. J'ai énormément appris à ses côtés en termes de démarche scientifique et de géomorphologie. Je tiens à le remercier pour sa patience et ses remarques avisées au cours des nombreuses relectures. Ce sujet m'a passionnée et je lui suis reconnaissante de m'avoir partagé son enthousiasme aux étapes clés de ce travail et face à de nouvelles pistes de recherche.

Je suis reconnaissante à Domenico Gallipoli, professeur des Universités à l'ISA BTP de l'UPPA et à l'Université de Gênes, co-directeur de cette thèse au cours des trois premières années. Je le remercie pour son expertise en matière de géotechnique qui m'a permis de m'initier à cette thématique. Je lui suis reconnaissante pour ses remarques et ses pistes de réflexion qui m'ont aidée à changer de perspective. Je le remercie pour sa disponibilité et son implication durant toute la durée de cette thèse.

Je remercie Christian La Borderie, professeur des Universités à l'ISA BTP de l'UPPA, co-directeur de cette thèse au cours des deux dernières années. Son recul en termes de modélisation géotechnique a permis de recentrer les dernières pistes de recherche. Je le remercie pour sa disponibilité et ses suggestions éclairantes jusqu'à la soutenance.

Je souhaite remercier Olivier Maquaire, professeur des Universités à l'Université de Caen Basse-Normandie et Jean-Michel Carozza, professeur des Universités à La Rochelle Université, d'avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse. Je leur suis reconnaissante de m'avoir permis, par leurs commentaires judicieux, de prendre davantage de recul sur ce travail. Je remercie Candide Lissak, Maître de conférences à l'Institut de Recherche en Santé, Environnement et Travail, à l'Université de Rennes et Aurélie Maspataud, chercheuse au BRGM à Pessac, d'avoir accepté d'être examinatrices. Je tiens à remercier chaleureusement Philippe Razin, professeur des Universités à l'Université de Bordeaux, pour son intérêt pour ce sujet dès les débuts de la thèse. C'est grâce à sa connaissance fine de la géologie locale et à maintes discussions passionnantes, que nous avons pu établir des relations entre géologie et géomorphologie. Je lui suis reconnaissante pour le temps qu'il m'a accordé, tant sur le terrain qu'à distance, ainsi que d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Je remercie Thomas Dewez, chercheur au BRGM à Orléans, pour son encadrement, sa bienveillance et les nombreuses discussions éclairantes et encourageantes. Je le remercie de m'avoir partagé son savoir en matière de démarche scientifique, d'analyse photogrammétrique et de données LiDAR. C'est grâce à lui que j'ai appris à améliorer la représentation graphique des données pour obtenir des figures de qualité. Enfin, merci pour sa patience au cours des relectures et d'avoir accepté d'être examinateur.

Cette thèse a été financée par le projet FEDER EZPONDA. Je souhaite remercier la Communauté d'Agglomération du Pays Basque, pilote de ce projet, ainsi que toutes les personnes y ayant contribué,

pour les échanges scientifiques stimulants lors des diverses réunions. Je remercie également les communes de Bidart, d'Urrugne et Ciboure de nous avoir accordé de déployer des dispositifs de suivi et de réaliser des investigations de terrain.

Je souhaite remercier les membres des différents comités de thèse, pour leurs remarques et conseils qui ont aidé à orienter les réflexions de ce travail : Céline Perlot-Bascoulès, professeur des Universités à l'UPPA ; David Grégoire, professeur des Universités à l'UPPA ; Stéphane Costa, professeur des Universités à l'Université de Caen ; François Nicot, professeur des Universités à l'Université Savoie Mont-Blanc ; Gilles Grandjean, Directeur de programme au BRGM à Orléans et Walter Agostino Bruno, professeur des Universités à l'Université de Gênes.

Je remercie Christophe Garnier, ingénieur géotechnicien au BRGM à Pessac et chef de ce projet pour le BRGM. Je lui suis reconnaissante pour sa confiance et de m'avoir partagé son savoir sur ces falaises. Je le remercie aussi pour son appui régulier en matière d'organisation et de logistique.

Merci à Clara Lévy, chercheuse au BRGM à Orléans, pour nos discussions stimulantes et son expertise éclairante en matière de chutes de blocs. Je la remercie chaleureusement pour son soutien et ses conseils au cours de la dernière ligne droite de rédaction.

Merci à Séverine Caritg, géologue structuraliste au BRGM à Montpellier, pour son expertise tant sur le terrain qu'en modélisation 3D. Je la remercie de m'avoir transmis avec engouement, son savoir en matière de modélisation et de m'avoir aidé à comprendre certaines complexités structurales de la côte basque.

Je remercie Pierre Bourbon, géologue régional au BRGM à Pessac, d'avoir partagé ses connaissances de la géologie de cette côte et de m'avoir ainsi permis d'aiguiser mon œil et d'adopter une vision régionale grâce aux modèles 3D.

Je souhaite remercier Luc Closset, ingénieur géotechnicien au BRGM à Orléans, pour son expertise en modélisation géotechnique et avoir contribué directement à la production de modèles 3D. Je le remercie pour nos échanges qui ont permis, progressivement d'étoffer les modèles de différents modes de rupture. Je te souhaite aujourd'hui une belle retraite !

Merci à Alessia Cuccurullo, professeur Assistante à l'Université Libre de Bruxelles, qui était post-doctorante dans le cadre du projet EZPONDA, au début de ma thèse. Je la remercie pour nos nombreux échanges sur des questions géotechniques qui m'ont permis de mieux comprendre la difficulté d'analyser certains des matériaux des falaises basques. Je lui suis reconnaissante de m'avoir initiée à différents types d'essais géotechniques et d'avoir été régulièrement disponible pour recueillir des données sur le terrain.

Merci à Olivier Douez, directeur régional adjoint au BRGM à Pessac, pour son appui en matière d'hydrogéologie ainsi que pour ses explications et sa bienveillance pour la novice que j'étais en la matière.

Je remercie Cyril Mallet, responsable de l'unité Risques Côtiers et Changement Climatique, au BRGM à Pessac, pour son expertise concernant l'impact des tempêtes sur la côte.

Je souhaite remercier chaleureusement Lisa Martins, qui était, au début de cette thèse, stagiaire de Master 2 au BRGM et aujourd'hui ingénieure risques au BRGM à Pessac. Je la remercie pour sa contribution substantielle sur les volets de quantification du recul du sommet de falaise et d'inventaire des instabilités gravitaires.

Je remercie Thomas Batascome, stagiaire de Master 2 au BRGM, qui a élaboré différents modèles de rupture selon les mécanismes observés sur la côte.

Merci également à Jean-Michel Baltassat, Jacques Deparis, Ianis Gaudot et François Bretaudeau, géophysiciens au BRGM à Orléans, pour leurs contributions en matière d'acquisition, d'analyse et d'interprétation du sous-sol.

J'adresse mes remerciements à Claire Rault, chercheuse au BRGM de La Réunion, pour nos discussions stimulantes et encourageantes. Je la remercie pour ses explications et ses cours particuliers de prise en main d'analyse de données sous Python qui m'a été d'une grande aide.

Je tiens à remercier Melody Prémaillon, ingénieure gestion de l'après-mine au BRGM, qui a dédié sa thèse à l'étude du site de Socoa. Merci pour son recul, nos discussions enthousiasmantes et ses divers conseils tout au long de ce travail.

Je remercie Olivier Cerdan, pour m'avoir conseillé, dès les premiers jours de ma thèse, de structurer mon sujet sur un document écrit et dont l'évolution m'aura servi de référence tout au long de ce travail.

Je remercie mes collègues de l'unité RIG : Rosalie Vandromme, Séverine Bernardie, Silvain Yart, Thomas Grangeon, Florian Masson, Sophie Barthélémy, Aurore Ramage, Lucas Lachérade, Claire Brugeron, Margaux Flipo, Feng Feng Zhang, Isabelle Halfon, Marc Peruzzetto, David Ribes et mon chef d'unité, Sébastien Gourdier, de m'avoir accordé de leur temps, soit pour discuter, soit pour relire des passages de ce manuscrit et m'apporter leur regard extérieur qui m'a grandement aidé à achever ces pages.

De façon plus générale, je tiens à remercier chaleureusement l'ensemble de mes collègues, les stagiaires, les alternants, les doctorants et les post-doctorants de l'unité RIG, pour leur accueil, la chouette ambiance de travail et leurs conseils prodigués avec bienveillance pendant ces cinq ans. J'ai été chanceuse d'évoluer dans ce cadre de travail et je les en remercie.

J'ai également une pensée pour mes anciens collègues du BRGM qui m'ont soutenue et encouragée avant que je me lance dans cette thèse, en particulier : Ysoline Hannion, ingénieure risques naturels, Pierre Pannet, directeur adjoint des actions territoriales, Mendy Bengoubou Valérius, sismologue, Yoann Legendre, chercheur en risques naturels et Ywenn De La Torre, directeur régional en Guadeloupe.

Pour finir, je souhaite remercier spécialement Mathilde, Eloïse, Marie et Anta, qui ont toujours répondu présentes, pour leur patience et leurs encouragements durant ces cinq années. J'exprime aussi toute ma gratitude à Florian, mon compagnon, pour son soutien sans faille et qui a toujours su me remonter le moral. Enfin, je remercie ma famille et spécifiquement mes parents, pour leurs relectures attentives et leurs encouragements.

Liste des sigles et abréviations

BDMVT : Base de Données Mouvements de Terrain.
BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
BSS : Banque de données du Sous-Sol.
CANDHIS : Centre d'Archivage National des Données de Houle In Situ.
CAPB : Communauté d'Agglomération du Pays Basque.
CEREMA : Centre d'Etudes et d'expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement.
DREAL : Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement.
DEM : *Digital Elevation Model* (Modèle Numérique de Terrain, MNT).
DoD : *DEM of Difference* (différentiel de MNT).
E : Est.
FEDER : Fonds Européen de Développement Régional.
GIEC : Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat.
GSI : *Geological Strength Index* (Indice de résistance géologique).
IFREMER : Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer.
IGN : Institut national de l'information géographique et forestière.
IPCC : *Intergovernmental Panel on Climate Change* (GIEC).
Lidar : *Light Detection And Ranging* (télédétection par laser).
MNS : Modèle Numérique de Surface.
MNT : Modèle Numérique de Terrain.
N : Nord.
OCNA : Observatoire de la Côte Nouvelle-Aquitaine.
OECD : *Organisation for Economic Co-operation and Development* (Organisation de coopération et de développement économiques, OCDE).
O : Ouest.
SHOM : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine.
S : Sud.

Introduction

1. Enjeux de la recherche

1.1. Le littoral rappel et enjeux

Le littoral est un espace à l'interface entre la lithosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère (Delannoy et al., 2016). Cet espace inclut les domaines sous-marins et continentaux qui subissent l'influence de la mer. Les limites spatiales du littoral évoluent en avançant ou en reculant par rapport au continent. Cette dynamique résulte de l'effet de forçages externes marins, météorologiques, gravitaires et anthropiques (Derruau, 1974; Bird, 2008). Il existe différents types de littoraux (Derruau, 1974; Bird, 2008; Delannoy et al., 2016) :

- Les plages et les dunes. Leur dynamique est dominée par l'accumulation de matériaux ;
- Les falaises et les côtes rocheuses. Elles évoluent par ablation ;
- Les deltas et les estuaires, typiques des milieux fluvio-marins. Ils présentent respectivement des dynamiques d'accumulation et d'ablation ;
- Les côtes artificialisées, qui figent l'interface littorale.

Du point de vue géographique, le littoral concentre 3,2 milliards de personnes, soit 40% de la population mondiale¹, sur une frange comprise jusqu'à 100 km. La densité de la population littorale est près de trois fois plus élevée que la densité mondiale (avec 112 personnes au km² (Small et Nicholls, 2003)). Ce milieu regroupe des activités économiques qui représentaient 31 millions d'emplois et une valeur de 1,5 trillion de dollars en 2010 (OECD, 2016).

Or, le recul du littoral menace la pérennité des populations et des activités côtières. Ce recul est contrôlé par deux processus : la submersion marine et l'érosion (Bird, 1985). La submersion marine provoque l'inondation de terres émergées. Elle résulte soit de phénomènes météo-marins, soit d'une hausse du niveau marin. L'érosion implique l'enlèvement de matériaux, soit par processus d'abrasion, d'extraction de blocs ou d'instabilités gravitaires (Sunamura, 1992; Whipple et al., 2000). La submersion et l'érosion marines constituent des aléas : c'est-à-dire qu'ils ont une probabilité d'occurrence spatiale et temporelle pour une intensité définie, sur une période donnée (Cruden et Varnes, 1996). Lorsque ces aléas menacent des enjeux humains ou matériels dans une fenêtre spatiale et temporelle donnée, ces enjeux sont exposés à un risque de dommages (pertes de vies, blessures, destruction d'infrastructures et perturbation des activités) (Varnes, 1984). Le risque induit par le recul du littoral est un sujet d'autant plus d'actualité qu'il est accentué par les conséquences du réchauffement climatique à l'échelle mondiale (Mukhopadhyay et al., 2012; *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) ou Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) 2023).

En effet, l'augmentation globale des températures contribue à la hausse du niveau marin (IPCC, 2022), avec 1,7 mm.an⁻¹ entre 1900 et 2009 (Church et White, 2011) et 3,3 mm.an⁻¹ entre 1990 et 2010 (Cazenave et Le Cozannet, 2014). Ce réchauffement global participe également à l'intensification des phénomènes météo-marins, constatée depuis 30 ans dans l'Atlantique Nord (IPCC, 2022). D'après les modèles du GIEC, la hausse du niveau marin devrait se poursuivre *a minima* jusqu'en 2100 (IPCC, 2023), participant à l'augmentation du risque de recul du littoral vis-à-vis des enjeux humains et économiques (Mcgranahan et al., 2007; Mukhopadhyay et al., 2012; IPCC, 2022, 2023). Les conséquences de ce recul impliqueraient une perte de 6 000 à 17 000 km² de surface continentale, induisant le déplacement de

¹ Pourcentage total de la population habitant en zone côtière

https://www.un.org/esa/sustdev/natlinfo/indicators/methodology_sheets/oceans_seas_coasts/pop_coastal_areas.pdf

1,6 à 5,3 millions de personnes et des coûts associés de 160 à 300 milliards de dollars par an (Hinkel et al., 2013; IPCC, 2023). Si ces chiffres représentent une faible proportion de la population côtière (environ 0,17 % sur 3,2 milliards de personnes), leur coût annuel équivaldrait entre un huitième et un quart des investissements mondiaux en 2022 (de 1 300 milliards de dollars, United Nations Conference on Trade et Development, 2023). Par conséquent, les impacts du recul du littoral représentent une menace pour les populations mais surtout un coût financier non négligeable.

Ces risques de submersion et d'érosion pourraient être réduits par des mesures anticipées visant à déplacer les enjeux ou à aménager le littoral selon les contextes (IPCC, 2022). Des analyses coûts-bénéfices mettent en évidence que l'adaptation anticipée du recul côtier est jusqu'à 4 à 5 fois moins coûteuse que d'en réparer les dommages (Reguero et al., 2018; Abadie et al., 2020). Ainsi, afin d'anticiper les mesures adaptées aux différents contextes, il est nécessaire de qualifier et de quantifier l'évolution de cette interface dans l'espace et dans le temps. Pour cela, le trait de côte, considéré comme délimitant l'interface entre la terre et la mer, est communément utilisé. Il caractérise la mobilité de la frange littorale (Boak et Turner, 2005) et se matérialise par différents marqueurs d'ordre géomorphologique, altimétrique ou de végétation qui dépendent du type de côte considéré (Boak et Turner, 2005; Mallet et Michot, 2012). En effet, selon le type de côte, la mobilité du littoral est contrôlée par des processus différents (e.g. submersion des côtes sableuses, érosion des falaises). Par conséquent, il est nécessaire de distinguer les processus et les facteurs qui contribuent à la mobilité de chaque type de côte pour en comprendre l'évolution.

1.2. Les falaises : un objet géomorphologique à part

Plus de la moitié du linéaire littoral mondial est constitué de falaises (52%, Young et Carilli, 2019), caractérisées par une rupture de pente « au contact de la terre et de la mer due à l'action ou à la présence marine » (Guilcher, 1954; Derruau, 1974). Différents types de falaises peuvent être distingués en fonction des hauteurs, des pentes et de leur géologie (Guilcher, 1954 ; Derruau, 1974 ; Emery et Kuhn, 1982 ; Sunamura, 1992). Leur morphologie dépend notamment de la résistance de la géologie et des forçages auxquels elles sont soumises (Emery et Kuhn, 1982).

Les falaises s'érodent par différents processus, notamment par instabilités gravitaires telles que les chutes de blocs et les glissements de terrain (e.g. : rotationnels, translationnels, etc.) (Sunamura, 1992; Hampton et Griggs, 2004; Bird, 2008; Rosser et al., 2013). Leur vitesse de recul est variable selon les contextes, allant du millimètre au mètre par an (Prémaillon et al., 2018).

Le coût économique de l'érosion des falaises par instabilités gravitaires n'est pas connu à l'échelle mondiale. Il existe quelques exemples d'évaluation des coûts directs (travaux de réfection, assurances) tel qu'en Grande-Bretagne avec une estimation de 160 millions de dollars de pertes par an (Pritchard et al., 2013). Cependant, les coûts indirects sont bien souvent négligés. Par exemple, la route touristique Highway 1 en Californie (Etats-Unis) est régulièrement coupée par des instabilités gravitaires sur différents tronçons (Canon, 2021; Herrera, 2023) : ces événements ont nécessairement un impact économique sur la réorganisation des flux routiers et sur l'activité touristique mais ne sont pas connus.

Depuis 2012, la France s'est dotée d'un outil national afin de réduire le risque d'érosion du littoral : la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte². Cette stratégie traite aussi bien des côtes à falaises que des côtes sableuses. Elle repose sur le développement de la connaissance de la dynamique littorale et a impulsé la mise en place du réseau national des observatoires du trait de côte³. Ces

² https://webissimo.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/sngitc_pg2017-2019_web_cle73e4c7.pdf; Code de l'Environnement [article L. 321-13 A](#).

³ <https://observatoires-littoral.developpement-durable.gouv.fr/>

observatoires ont pour missions de caractériser les processus, la répartition et les vitesses d'érosion du littoral dans le but d'évaluer et de spatialiser l'aléa.

Dans ce cadre, la méthode utilisée pour évaluer l'aléa d'érosion des falaises est fondée sur la quantification des vitesses de recul et l'identification des processus impliqués à dire d'expert (Bernon et al., 2016). Ces vitesses d'érosion sont estimées en comparant la position du sommet de falaise entre deux dates. Cette approche est une approximation à la fois temporelle et spatiale ; elle est contrainte par la disponibilité des données en matière : (1) de durée de la période d'étude et (2) de résolution spatiale. En effet, pour caractériser l'aléa de façon représentative, la période d'étude doit être assez large pour couvrir au moins un cycle d'érosion complet de la falaise (Cambers, 1976), ce qui n'est pas toujours possible.

Au-delà de ces aspects de quantification, il convient de mentionner que la compréhension de la dynamique et des processus d'érosion des falaises est souvent négligée. Les projections sont réalisées de manière linéaire temporellement en partant du principe que les vitesses d'érosion seront les mêmes sur certaines périodes données. Toutefois, comme il est mentionné plus haut, la dynamique érosive peut être différente selon le contexte géologique et géomorphologique, que ce soit à l'échelle globale ou locale. Ce sujet est une question de recherche abordée par différentes approches dans la communauté scientifique.

1.3. Caractériser les falaises en domaine lithologique hétérogène : une question toujours d'actualité

Afin de comprendre la dynamique érosive des falaises, il a été entrepris de rechercher les relations entre les vitesses de recul et les facteurs qui y contribuent (Sunamura, 1992; Woodroffe, 2002; Kennedy et al., 2014; Letortu et al., 2015; Prémaillon et al., 2018; Costa et al., 2019). A l'échelle globale, les vitesses de recul ont été corrélées avec la résistance mécanique des matériaux (Prémaillon et al., 2018). Cependant, cette approche suppose que la résistance d'une falaise est homogène sur sa hauteur, alors que ce n'est pas toujours le cas. Il existe des falaises dont la lithologie et la résistance sont hétérogènes, telles que pour des roches sédimentaires stratifiées, dont les épaisseurs de bancs sont inférieures à la hauteur de falaise. C'est le cas des falaises de flyschs qui peuvent être constituées de strates de résistance contrastée. Leurs vitesses d'érosion varient d'un facteur 300, de 0,0034 à 1 m.an⁻¹ (Prémaillon et al., 2018; Martins et al., 2021).

Les flyschs sont des roches sédimentaires détritiques déposées dans les bassins océaniques profonds par accumulation de dépôts d'avalanches sous-marines : des turbidites (Bouma, 1962; Mutti et Ricci Lucchi, 1972; Raoult et Foucault, 1988; Shanmugam, 2021). Les turbidites sont constituées de bancs grano-décroissants, d'épaisseur variable millimétrique à pluridécamétrique (Figure 1). Leur résistance diffère d'un banc à l'autre, de 2 à 3 ordres de grandeur (1-5 à 50-100 MPa en compression uniaxiale, Cano et Tomás, 2013), ce qui ne permet pas d'utiliser l'approche par résistance homogène de Prémaillon et al. (2018). Actuellement, pour des falaises constituées d'une géologie hétérogène, il n'existe pas d'approche générique qui prenne en compte ces différents facteurs géologiques pour identifier lesquels d'entre eux contrôlent les vitesses de recul.

Dans l'optique de comprendre quels processus et quels facteurs contrôlent la dynamique érosive de falaises constituées d'une géologie hétérogène, les flyschs présentent l'avantage d'une classification par faciès en fonction de leur granulométrie (diamètre et composition), des alternances de bancs et des structures de dépôt (Mutti et Ricci Lucchi, 1972; Pickering et al., 1986). De ce fait, les faciès de flyschs correspondent à des combinaisons de différents facteurs géologiques. Nous proposons que ces faciès puissent servir d'analogues afin d'identifier des combinaisons de facteurs géologiques génériques qui conditionnent la dynamique érosive des falaises composées de géologies hétérogènes.

La proportion du linéaire côtier des falaises de flysch n'est pas connue à l'échelle mondiale mais elles sont présentes en Europe, en Asie, en Amérique, en Afrique et en Océanie (Suzuki et al., 1970; Barnes et Normark, 1985; Razin, 1989; Moon et Healy, 1994; Cluzel, 1998).

Ainsi, les travaux de cette thèse se focalisent sur la compréhension de la dynamique érosive des falaises de flyschs par instabilités gravitaires.



Figure 1 : Alternances lithologiques du flysch de la Pointe Sainte-Anne, Hendaye (64-Pyrénées Atlantiques, France), 27/03/2021.

2. Problématique de la recherche

Ces dernières décennies, les différents travaux scientifiques conduits sur l'érosion des falaises de flyschs se sont attachés essentiellement à : (1) identifier les instabilités gravitaires contribuant à l'érosion (Šegina et al., 2012; Cano et Tomás, 2013; Budetta, 2013), (2) établir des relations entre ces instabilités, les facteurs de prédisposition (internes au massif) et les facteurs de déclenchement (ou forçages externes) (Budetta et al., 2008; Šegina et al., 2012; Cano et Tomás, 2013; Prémaillon et al., 2018), (3) plus rarement, quantifier les vitesses de recul (Budetta et al., 2000; Prémaillon, 2018).

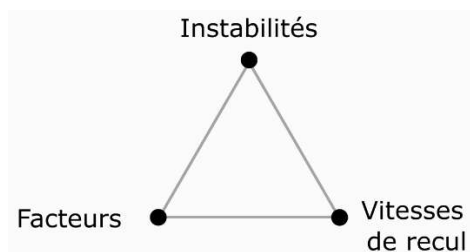


Figure 2 : Pôles des trois aspects étudiés dans l'érosion des falaises de flyschs.

D'une façon générale, les études sur l'érosion des falaises de flyschs sont systématiquement appliquées aux échelles du site et locale (i.e. 1 : 2 500^{ème} au 1 : 25 000^{ème}) et portent soit sur : (1) les instabilités gravitaires, (2) les vitesses de recul, (3) les facteurs contributifs (de prédisposition et de déclenchement) ; représentés par les trois pôles de la Figure 2. Peu de recherches s'intéressent aux

relations entre ces pôles. Pourtant, compte-tenu de la diversité géologique des falaises de flyschs, de leurs types d'instabilités gravitaires et de leur large gamme de vitesses, ces falaises mériteraient une réflexion globale axée sur les relations entre ces pôles. Ainsi, deux points d'intérêt sont identifiés :

1. Traditionnellement, la quantification des vitesses de recul des falaises repose sur l'évolution de la position d'un indicateur linéaire : le trait de côte (représenté par le sommet ou le pied de la falaise). Cette quantification tient rarement compte du type et de la répartition spatiale des instabilités gravitaires impliquées. Ainsi, de manière générale, les instabilités gravitaires sont souvent simplifiées par des termes génériques « glissement de terrain (i.e. *landslide*) », « chute de blocs » ou « effondrement de masse ». Pour les falaises de flyschs, une seule étude met en évidence la relation entre le type d'instabilité et les vitesses de recul associées (Moon et Healy, 1994). De ce fait, les gammes de vitesses de recul des falaises par type d'instabilité sont encore mal définies. Etablir ce type de relation permettrait de mieux comprendre la répartition des vitesses de recul, d'affiner les cartes locales d'aléa et de mieux répondre en termes de gestion du risque (e.g. travaux adaptés aux types de processus).
2. Les facteurs de prédisposition et de déclenchement aux différents types d'instabilités gravitaires côtières sont partiellement abordés dans la littérature. En effet, les flyschs sont étudiés de manière globale sans tenir compte de l'ensemble des critères géologiques qui définissent leurs faciès (i.e. granulométrie, alternance de bancs, structure et résistance). Toutefois, il a été mis en évidence que certains de ces critères géologiques, et donc facteurs de prédisposition, peuvent être corrélés à différents types d'instabilités (Cano et Tomás, 2013). Cependant, les résultats présentés par Cano et Tomás (2013) ne dégagent pas de tendances génériques des facteurs de prédisposition contribuant aux instabilités. De plus, ces facteurs de prédisposition ne sont pas mis en relation avec les vitesses de recul des falaises. Il reste donc un champ d'investigations sur les relations entre les facteurs de prédisposition inhérents aux faciès de flyschs et les types d'instabilités gravitaires afin de dégager des combinaisons de facteurs de prédisposition génériques aux instabilités gravitaires.

Compte-tenu de ces constats et besoins concernant l'érosion des falaises de flyschs, cette thèse s'articule autour d'une problématique principale, résumée par cette question :

Quels sont les instabilités gravitaires et les facteurs qui contribuent aux vitesses de recul des falaises de flyschs ?

Cette problématique peut être déclinée en deux sous-questions, conceptualisées sur la Figure 3 :

- Quels facteurs de prédisposition et de déclenchement conditionnent les types d'instabilités gravitaires ?
- Les types d'instabilités gravitaires conditionnent-ils les gammes de vitesses de recul des falaises de flyschs ?

Questions de recherche

→ Quels sont les instabilités gravitaires et les facteurs qui contribuent aux vitesses de recul des falaises de flyschs ?

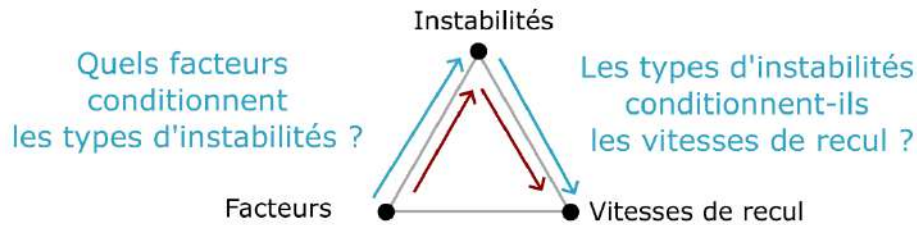


Figure 3 : Questions de recherche de ce travail de thèse. La problématique principale en rouge est déclinée en deux sous-questions en bleu.

Ce travail vise donc à améliorer la caractérisation de la dynamique érosive des falaises de flyschs en considérant d'une part, des types d'instabilités gravitaires et d'autre part, leurs facteurs contributifs (de prédisposition et de déclenchement). Il aura pour objectif de répondre aux deux sous-questions.

Ainsi, je propose d'aborder trois aspects de l'érosion des falaises de flyschs (Figure 3) avec :

1. La caractérisation des types d'instabilités gravitaires impliqués dans l'érosion des falaises de flyschs ;
2. La quantification des vitesses de recul de ces falaises, en fonction des types d'instabilités gravitaires ;
3. La caractérisation des facteurs contributifs (de prédisposition et de déclenchement) à l'érosion des falaises de flyschs au regard des types d'instabilités gravitaires. Parmi les facteurs de prédisposition, nous tâcherons de faire la part entre ceux qui sont inhérents au type de faciès de flysch et ceux qui n'en dépendent pas, afin de déterminer la pertinence de cette approche par faciès.

3. Contexte de la zone d'étude et approche

Ce travail de recherche s'inscrit dans le cadre d'un projet de recherche initié et financé par le projet FEDER EZPONDA porté par la Communauté d'Agglomération du Pays Basque (CAPB) et dédié à « l'étude des paramètres mécaniques et chimiques à l'origine de l'altération des falaises rocheuses de la côte basque et des ouvrages de défense »⁴.

Ainsi, notre secteur d'étude se concentre sur la côte basque française, dans les Pyrénées-Atlantiques (64, Figure 4). Les falaises de ce département s'étendent sur 40 km de linéaire et sont un site d'étude idéal pour atteindre les objectifs fixés, étant donné qu'elles présentent une variabilité géomorphologique (Genna et al., 2004a) et géologique, notamment en termes de différents faciès de flyschs (Offroy, 1984; Mathey, 1986; Razin, 1989). Plusieurs morphologies de falaises ont été caractérisées, distinguant des falaises au comportement mécanique relativement : (1) résistant tel qu'à Socoa et (2) peu résistant tel qu'à Bidart (Genna et al., 2004a, Figure 4). Enfin, ces falaises s'érodent par instabilités gravitaires (Nédellec et al., 2005; Aubié et al., 2007) à des vitesses variant d'un facteur 300, de 0,0034 à 1 m.an⁻¹ (respectivement Prémaillon et al. (2018) et Martins et al. (2021)). Ce littoral expose des enjeux humains et matériels à l'aléa instabilités gravitaires côtières. Plusieurs événements (15 entre 2019 et 2020, 16 entre 2020 et 2021 ; Garnier, 2021; Garnier et Martins, 2021) ont été observés ces dernières années (Dubieilh, 2020; Géolithe, 2020).

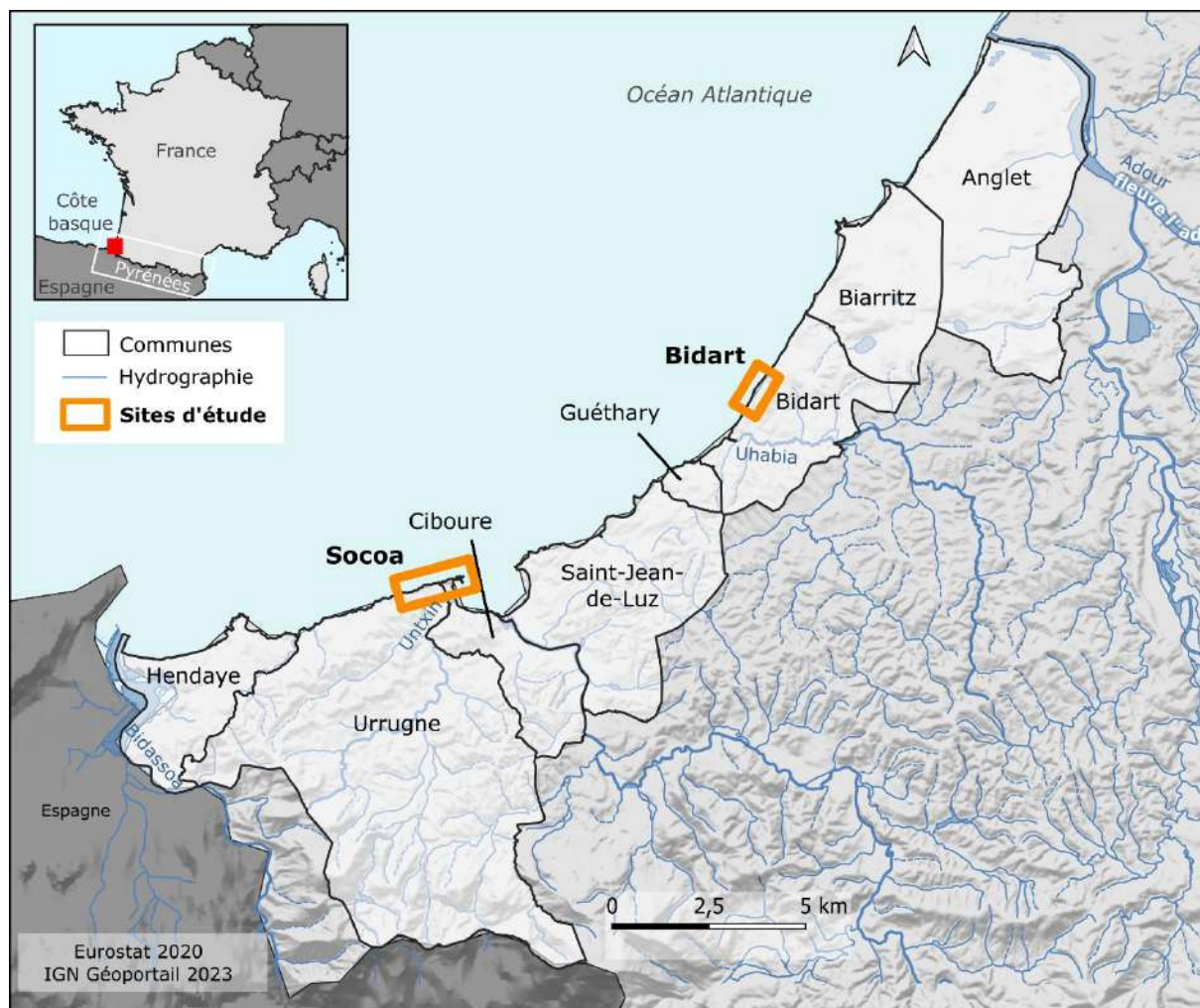


Figure 4 : Localisation de la côte basque française et des sites d'étude de Socoa et de Bidart (contour orange)

⁴ <https://www.communaute-paysbasque.fr/annuaire-des-projets/projet/projet-ezponda>

Afin de comprendre la répartition des processus gravitaires des falaises et la contribution des facteurs de prédisposition et de déclenchement sur cette dynamique, nous allons déployer une démarche naturaliste et quantifiée fondée sur des observations géomorphologiques, géologiques et des données pluviométriques. Cette étude repose sur une comparaison des processus gravitaires, des vitesses de recul et des facteurs de prédisposition entre des falaises constituées de différents faciès de flyschs. Pour cela, ce travail est réalisé à deux échelles spatiales : régionale et locale, ainsi qu'à deux échelles temporelles : pluridécennale et pluriannuelle (Figure 5).

D'une part, l'échelle spatiale est subdivisée en échelles régionale et locale. L'échelle régionale (1 : 25 000^{ème}) inclut l'ensemble des falaises observées sur ce département et permettra de considérer la diversité des vitesses de recul du sommet de falaise, de leurs processus gravitaires et de certains facteurs de déclenchement et de prédisposition. Cependant, cette échelle de travail ne permettra pas d'avoir une résolution suffisante pour : (1) caractériser les facteurs de prédisposition géologiques liés aux différents faciès de flyschs, (2) quantifier l'érosion sous le sommet de la falaise par type de processus gravitaire et fonction du faciès de flysch. Notre démarche se voulant générique, une approche régionale ne permettra pas de dégager des tendances locales par faciès de flysch. Ainsi, nous travaillerons à une échelle locale (1 : 2 500^{ème}) sur deux falaises dont les faciès de flyschs, les processus gravitaires et les vitesses de recul sont notablement différents : Socoa et Bidart (Figure 5).

D'autre part, l'échelle temporelle se décline sur une période longue pluridécennale (1938-2018) et une période courte pluriannuelle (entre 2018 et 2022). La période longue permettra de quantifier l'érosion sommitale des falaises de la façon la plus représentative possible (Cambers, 1976), ainsi que de qualifier les processus érosifs. La période courte offrira la possibilité d'identifier et de quantifier les processus érosifs dans le versant, sous le sommet de falaise.

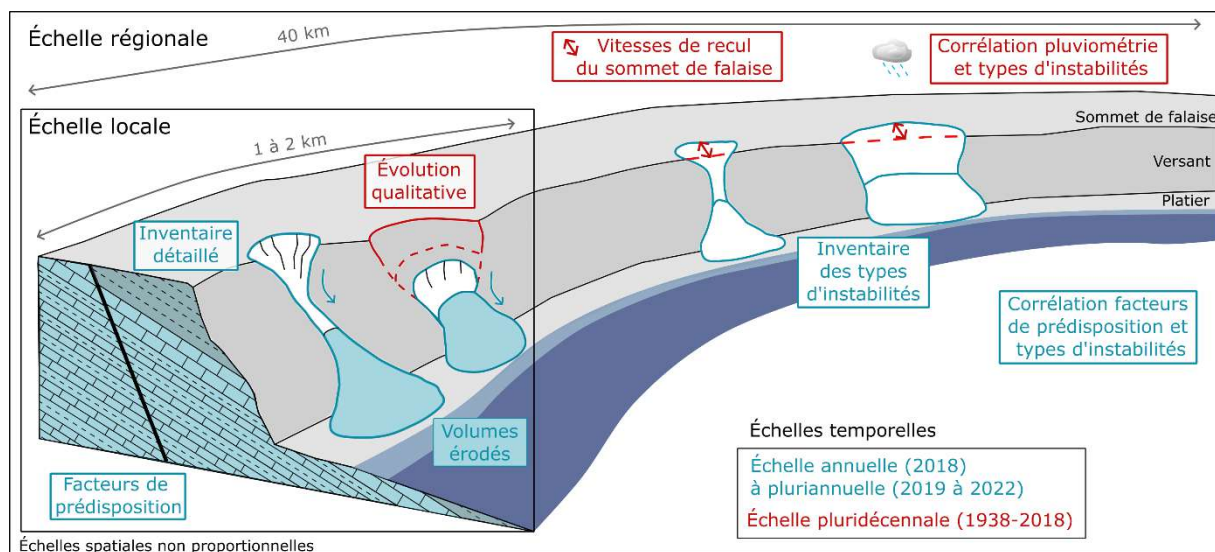


Figure 5 : Imbrication des échelles spatiales et temporelles (pluriannuelle en bleu et pluridécennale en rouge) pour chaque caractérisation réalisée.

4. Structure de la thèse

Le travail de recherche est subdivisé en six chapitres (Figure 6).

Le **chapitre 1** est dédié à exposer les besoins de recherche concernant l'érosion des falaises de flyschs par instabilités gravitaires. Il définira les objets d'étude : les falaises, les flyschs, l'érosion par instabilités gravitaires, et fera un état des lieux des connaissances à l'échelle internationale afin d'en déterminer les manques.

L'exemple des falaises de la côte basque sera présenté dans le **chapitre 2**, en précisant les contextes géologique, géomorphologique et climatique. La dynamique d'érosion sera caractérisée à l'échelle régionale en quantifiant les vitesses de recul et en inventoriant les instabilités gravitaires. Les vitesses de recul des falaises seront quantifiées et spatialisées par analyse diachronique du sommet de falaise à partir de photographies aériennes verticales géoréférencées entre 1938 et 2018 (IGN). Les instabilités gravitaires seront identifiées et inventoriées par analyse de photographies aériennes obliques (CombyAVM) et verticales (IGN) de 2018. Des corrélations seront recherchées entre les facteurs contributifs (géologiques, géomorphologiques et pluviométriques), les instabilités gravitaires et leurs vitesses de recul.

Les **chapitres 3 et 4** sont consacrés à la caractérisation de la dynamique érosive des falaises et de leurs facteurs de prédisposition à l'échelle locale sur deux sites différents. Ainsi, les facteurs de prédisposition géologiques seront identifiés et spatialisés à partir d'une approche naturaliste, par mesures et observations de terrain (lithologie, discontinuités, altération et résistance des matériaux). L'analyse de données photogrammétriques récentes (2019-2022, l'Avion Jaune) aidera à confirmer les discontinuités mesurées sur le terrain. Nous déterminerons si certains de ces facteurs de prédisposition sont inhérents au type de faciès de flysch. Ensuite, l'inventaire des types d'instabilités gravitaires sera réalisé à partir d'observations de terrain récentes (entre 2019 et 2022). Leur évolution sera qualifiée sur l'échelle temporelle longue (1938 à 2018) par analyse qualitative de photographies aériennes verticales. Cette érosion sera quantifiée sur l'ensemble du versant et sur l'échelle temporelle courte, en calculant les volumes érodés entre deux MNT levés à trois ans d'intervalle. Des schémas conceptuels seront proposés pour interpréter les processus et les facteurs contribuant à l'érosion de ces falaises.

Le **chapitre 3** se concentre sur la falaise de Socoa, dont le flysch, composé d'un seul faciès, est qualifié de résistant, avec une vitesse de recul moyenne de 0,010 à 0,034 m.an⁻¹ (Martins et al., 2021; Prémaillon et al., 2021). Les processus érosifs identifiés sont des chutes de blocs, des glissements rocheux banc sur banc et du *plucking* (Nédellec et al., 2005; Prémaillon et al., 2021). Le **chapitre 4** étudie la falaise de Bidart, constituée de plusieurs faciès de flyschs et qualifiée de peu résistante, avec une vitesse de recul moyenne de 0,063 m.an⁻¹ (Martins, 2020). Ce massif présente des variations latérales d'altération. Cette altération peut être un des facteurs de prédisposition aux instabilités gravitaires, caractérisées ici par des glissements et des éboulements (Nédellec et al., 2005).

Le **chapitre 5** synthétise les relations caractérisées sur les sites d'études, entre les facteurs de prédisposition, les types d'instabilités gravitaires et les vitesses de recul associées. Cette synthèse a pour objectif d'améliorer la compréhension des facteurs et processus contribuant aux variations de vitesses d'érosion des falaises de flyschs. Ainsi, nous proposons une méthodologie générique et naturaliste d'aide à la caractérisation des vitesses de recul par type d'instabilité gravitaire dans les falaises de flyschs. Elle repose sur des observations de terrain et se présente sous forme d'arbre décisionnel. Son fonctionnement sera d'abord présenté puis testé sur d'autres sites. Ensuite, nous discuterons les apports de ces travaux en matière de vitesses de recul, de phénomènes gravitaires et

de leurs facteurs contributifs. Cette réflexion permettra de proposer des perspectives dans le but d'affiner l'aléa de recul des falaises à l'échelle régionale.

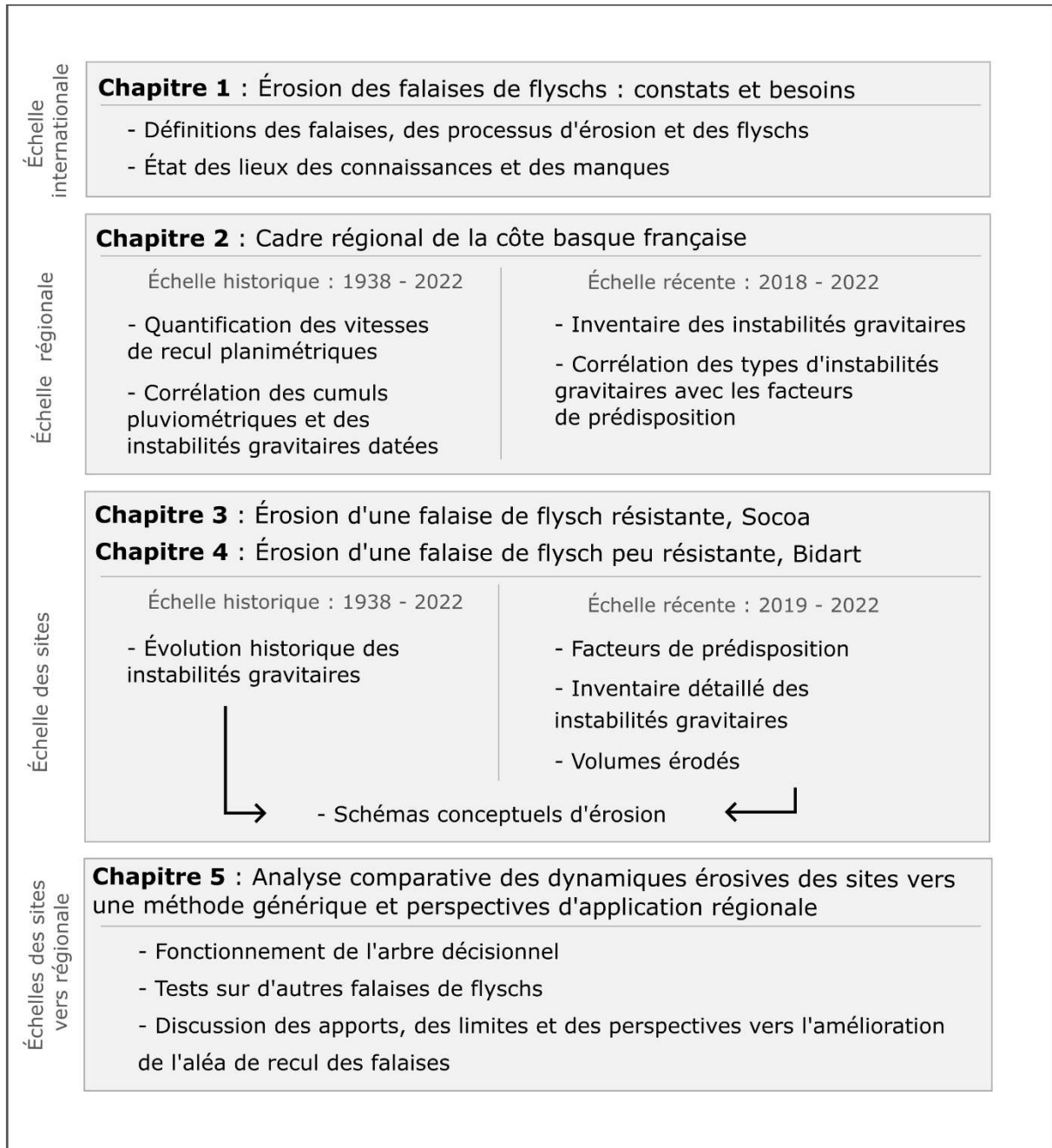


Figure 6 : Schéma des étapes par échelles spatiales et temporelles structurant les chapitres de ce manuscrit.

Chapitre 1 : Erosion des falaises de flyschs : constats et besoins de recherche

L'étude de l'érosion des falaises dans des contextes géologiques hétérogènes est un sujet peu abordé dans la littérature. Pourtant un massif géologique est rarement homogène à l'échelle d'une côte rocheuse ou même d'une falaise. Ce défaut d'homogénéité représente un véritable défi pour identifier les éléments contrôlant les processus gravitaires qui affectent les falaises. Afin d'identifier les verrous scientifiques qui serviront de fil conducteur à ce travail, il est nécessaire d'établir un état des lieux des connaissances de l'érosion des falaises.

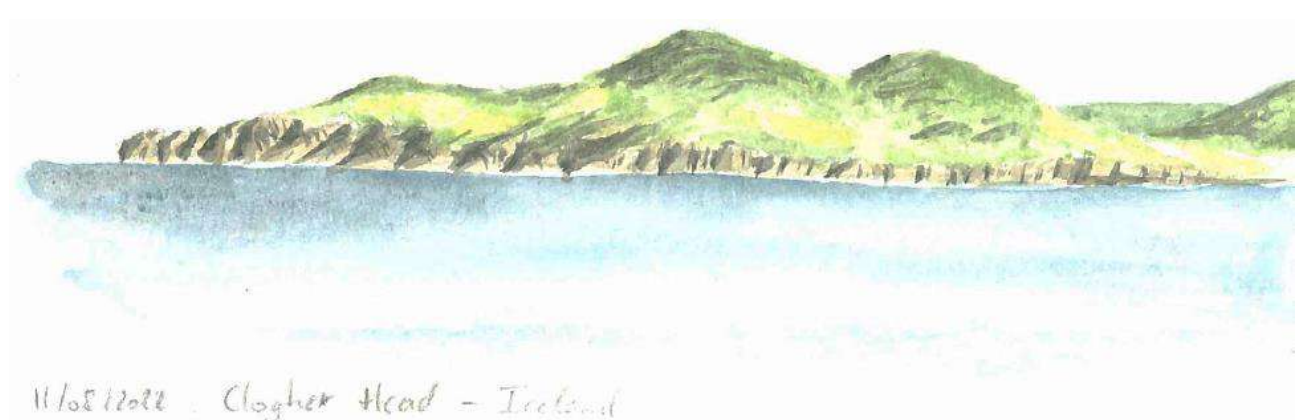
Ainsi, ce chapitre d'état de l'art est subdivisé en quatre sections.

La première section définira les objets, les processus, les modèles conceptuels et les facteurs qui prennent part à l'érosion des falaises.

La deuxième section explicitera les méthodes de quantification d'érosion des falaises et leurs limites. Un état des lieux exposera les connaissances concernant les relations entre les vitesses de recul et les facteurs qui y contribuent.

La troisième section se focalisera sur un sujet encore peu documenté à l'échelle internationale : la dynamique érosive des falaises de flyschs. Une synthèse globale sera réalisée dans le but de caractériser la répartition, la diversité géologique, les différentes instabilités gravitaires et les vitesses de recul, conduisant à l'ablation des falaises de flyschs.

La quatrième section synthétisera les constats réalisés précédemment en précisant pourquoi une meilleure compréhension de la dynamique des falaises en contexte géologique hétérogène est nécessaire. Cette section permettra d'identifier les verrous scientifiques et les questions de recherches relatives aux facteurs et processus pouvant contrôler la dynamique érosive des falaises de flyschs.



1. Les falaises, un morphotype littoral diversifié aux processus d'érosion multiples

1.1. Les falaises : définitions, types et répartition

Les falaises représentent environ 52% du linéaire côtier mondial et sont réparties en majorité à des latitudes moyennes entre 45° et 50° (Figure 1.1, Young et Carilli, 2019).

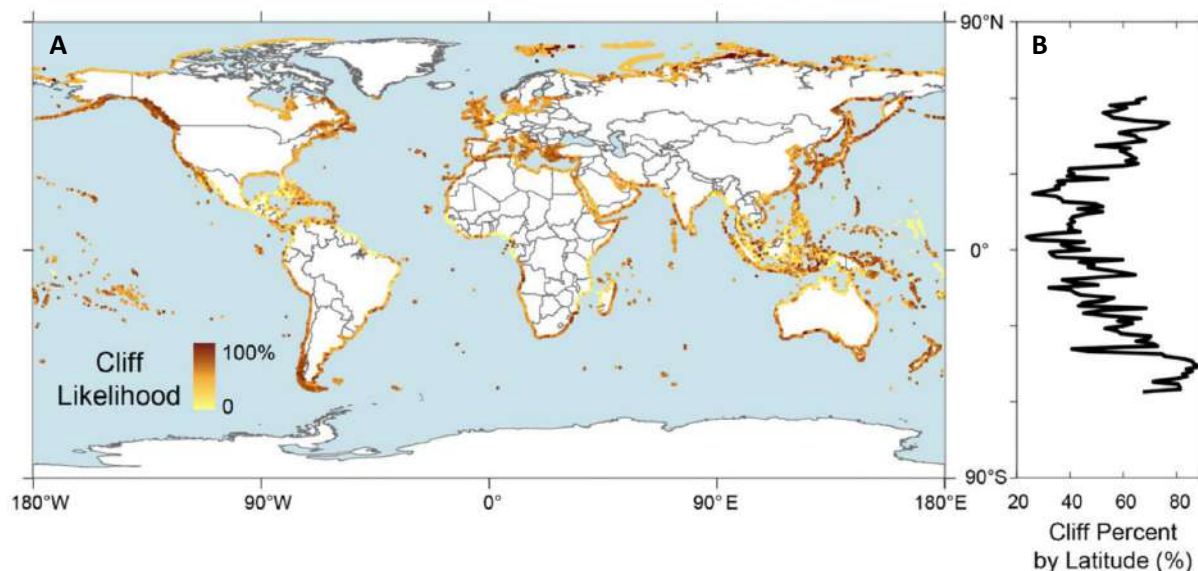


Figure 1.1 : A : Probabilité de répartition des falaises dans le monde (Young et Carilli, 2019). Les données sont rapportées par tronçons de 50 km. B : Proportion de probabilité de présence de falaises par latitude.

Les falaises sont caractérisées par deux ruptures de pente « au contact de la terre et de la mer, due à l'action ou à la présence marine » et présentent une pente comprise entre 15° et 90°, voire un profil en surplomb (Guilcher, 1954; Derruau, 1974). Deux types de falaises sont distinguées : elles sont qualifiées de « vives » lorsque leur pied est soumis à l'action des vagues et de « mortes » si leur pied n'est plus atteint par l'action des vagues (Figure 1.2-A et B) (Derruau, 1974). Elles peuvent être soumises à des forçages subaériens (précipitations, variations thermiques) et marins (impact de la houle, humectation-dessiccation, haloclastie) (Sunamura, 1992; Bird, 2008).



Figure 1.2 : A : Falaise vive à Urrugne, Pyrénées-Atlantiques, France. B : Falaise morte à Anglet, Pyrénées-Atlantiques, France.

Les falaises peuvent être associées à la présence d'un platier (ou une « plateforme ») à leur pied. Le platier est situé dans la zone intertidale entre les hautes et les basses mers. Il constitue une surface qui peut être horizontale ou présenter un gradient de pente faible (1° à 5°) (Sunamura, 1992). Ainsi, trois types de morphologies d'association de falaise et de platier peuvent être observées, représentées sur la Figure 1.3 (Sunamura, 1992; Prémaillon, 2018) : A : le platier a un gradient de pente entre 1° et 5 ;

B : le platier est horizontal et présente une rupture de pente au large ; C : la falaise est plongeante dans la mer, sans platier.

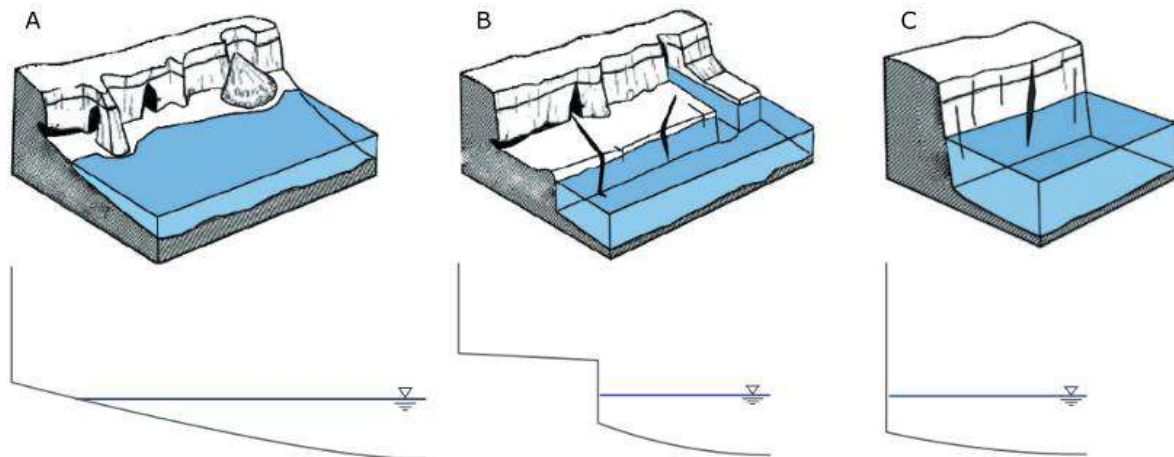


Figure 1.3 : Types de falaises avec ou sans platier (Prémaillon, 2018, d'après Sunamura, 1992 et Giuliano, 2015). A : Falaise avec platier au gradient de pente entre 1° et 5° . B : Falaise avec platier horizontal et une rupture de pente au large. C : Falaise plongeante sans platier.

Les falaises sont des objets géomorphologiques dont les profils de pentes et les hauteurs peuvent varier entre 10^{-1} et 10^3 m (Delannoy et al., 2016). Emery et Kuhn (1982) et Sunamura (1992) proposent que les diversités de formes résultent pour partie de la nature géologique du massif et des rapports de force entre les forces d'agression externe (subaériennes et marines) (Figure 1.4). Ainsi, sur la Figure 1.4 d'Emery et Kuhn (1982), on observe que pour une lithologie homogène (colonne A) le profil de pente est vertical à convexe si les facteurs marins prédominent (a et b), alors qu'il devient concave lorsque les facteurs subaériens prédominent. Pour des lithologies hétérogènes de résistances différentes en pied ou en haut de versant, ces profils vont également varier (colonnes B et C) en fonction de la localisation des lithologies résistantes et meubles.

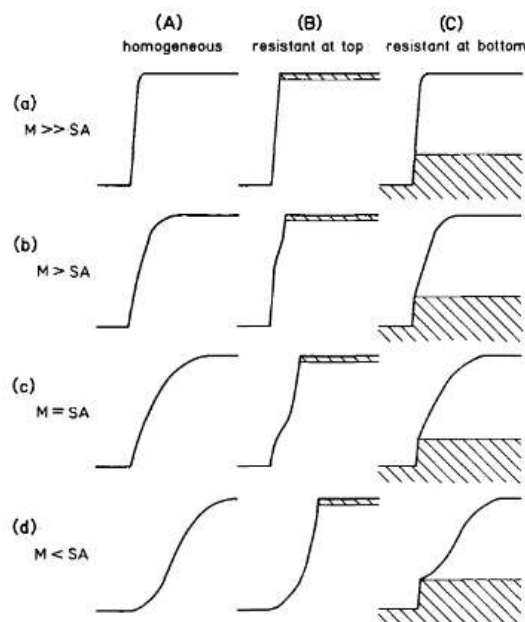


Figure 1.4 : Influence de la résistance des matériaux et de leur localisation sur le profil d'une falaise en fonction de la prédominance des facteurs d'érosion marins (M) et subaériens (SA) (Emery et Kuhn, 1982).

Cependant ce modèle conceptuel simple ne prédit pas la tendance d'évolution si les bancs résistants et peu résistants alternent dans le profil, si les roches sont plissées ou si le pendage n'est pas horizontal. Dans ces cas, il est difficile d'apprécier le rapport des forces agissant sur la falaise à partir de son profil. En effet, d'autres facteurs liés à la géologie du massif, tels que l'orientation des structures et l'altération des roches peuvent influencer ce rapport de forces (Trenhaile, 1987; Sunamura, 1995). Par exemple, l'altération d'une roche réduit sa résistance et favorise un profil concave (Sunamura, 1995). Il est donc nécessaire de faire évoluer ce modèle simple pour mieux prendre en compte la réalité des côtes rocheuses.

1.2. Les falaises : processus et modèles d'érosion

La dynamique érosive du système platier-falaise est contrôlée par différents types de processus érosifs (au sens large) parmi lesquels on distingue (Sunamura, 1992; Taylor et al., 2010; Payot et al., 2015) :

- Les « instabilités gravitaires » ou « mouvements de terrains » (Sunamura, 1992; Hampton et Griggs, 2004; Bird, 2008). Une instabilité gravitaire implique : (1) une surface de rupture qui désolidarise des matériaux d'un massif géologique et (2) le déplacement par gravité de ces matériaux (Flageollet, 1996).
- Le *plucking* ou *quarrying* : la roche s'érode par l'extraction de blocs fracturés dans le massif. Ces fractures sont ouvertes par le biais d'un forçage externe (impact de galets, force de la houle) (Whipple et al., 2000; Buchanan et al., 2020; Prémaillon et al., 2021) (Figure 1.5-B). Whipple et al. (2000) détaillent les étapes de ce processus :
 - Les fractures ou diaclases sont initiées par des impacts de galets ;
 - Des grains peuvent contribuer à l'ouverture des fractures et à l'isolement d'un bloc dans le massif ;
 - L'énergie d'un agent extérieur tel que la houle sera nécessaire pour extraire le bloc ;
- L'abrasion : le matériau s'érode par le frottement de grains ou de blocs par exemple sous l'action de la houle ; la surface de frottement se trouve alors polie (Whipple et al., 2000; Kline et al., 2014) (Figure 1.5-A) ;
- Le ruissellement hydrique : le ruissellement de l'eau subaérienne induit le détachement de particules de sols et forme des ravinements ou des rills (Bryan, 2000; Rolland et al., 2019).

Différents agents externes contribuent à ces processus érosifs par la rupture des matériaux : l'énergie de houle, le sel, le gel, la pluviométrie, les variations thermiques et l'augmentation de pression interstitielle (Wellman et Wilson, 1965; Sunamura, 1992; Hampton et Griggs, 2004; Castedo et al., 2012; Trenhaile, 2014; Dewez et al., 2015; Levy et al., 2024).

Ces processus érosifs interagissent selon des boucles de rétroaction positives et négatives, dans le système dynamique platier-falaise (Payo et al., 2015). Payo et al. (2015) proposent de décomposer la complexité de ces interactions par trois boucles de rétroaction à l'équilibre qui limitent le recul des falaises : la diminution de l'énergie de houle par le platier, la diminution de la pression interstitielle dans le massif, la protection du pied de versant par les éboulis. En revanche, une boucle de rétroaction positive renforce le recul des falaises : l'abrasion du pied accentuée par la présence des sédiments d'éboulis (Payo et al., 2015).

D'une façon générale, cette dynamique d'érosion des falaises peut être conceptualisée par un autre modèle, parfois appelé « cycle d'érosion » (Bray et Hooke, 1997; Pierre, 2005). Letortu (2013) rappelle que la notion de « cycle » implique un retour à l'état initial, ce qui n'est pas le cas des falaises, puisque leur sommet recule inexorablement. Ce terme n'étant pas adapté pour les falaises, Letortu (2013) propose de parler de « période de retour » de l'érosion pour un pan entier de falaise (du pied jusqu'au sommet). Ainsi, cette période de retour implique trois étapes : (1) la préparation du massif à une

rupture de matériaux, (2) l'instabilité gravitaire affectant la tête de falaise et s'accumulant au pied du versant et (3) l'évacuation des matériaux du pied de la falaise (Sunamura, 1992; Hampton et Griggs, 2004; Young et al., 2009). Cette période de retour d'érosion des falaises peut varier d'une dizaine d'années à plus de deux siècles (Letortu, 2014; Costa et al., 2019; Prémaillon et al., 2021).

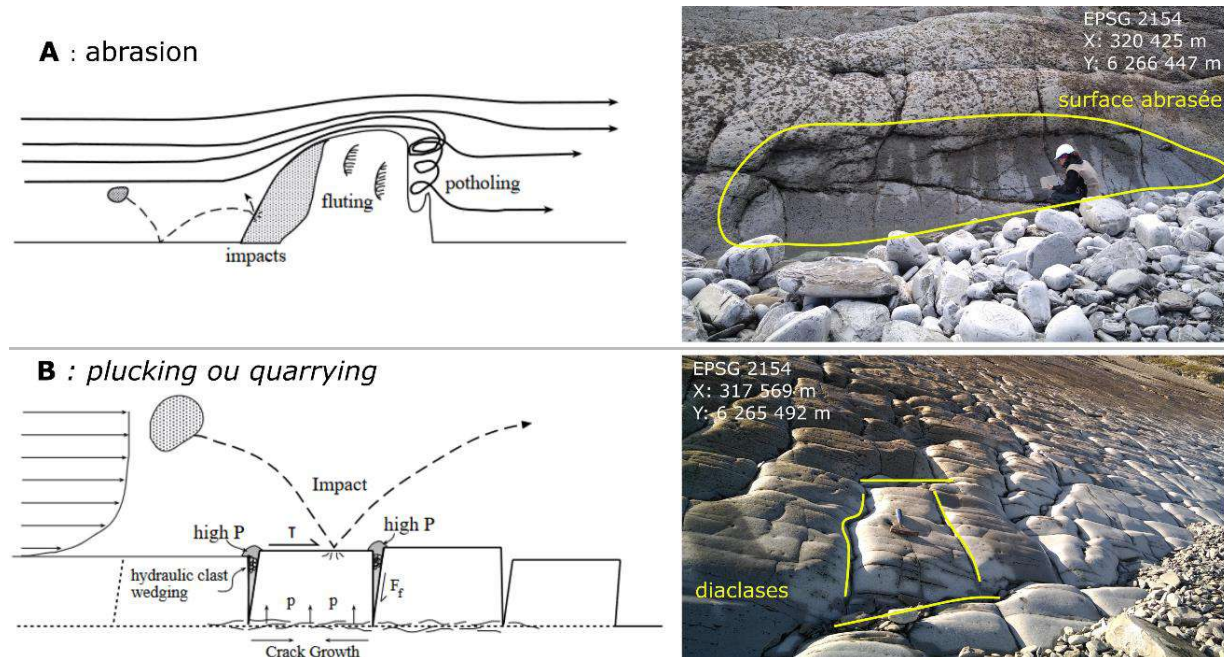


Figure 1.5 : Modèles conceptuels (Whipple et al. 2000) et exemples basques des processus : A : d'abrasion et B : de plucking ou quarrying.

Parmi les processus érosifs affectant les falaises, les instabilités gravitaires sont donc prégnantes puisqu'elles contribuent au recul de leur sommet. L'instabilité se déclenche lorsque la force de résistance des matériaux est inférieure à la force induite par le forçage externe (e.g. saturation des matériaux, impacts de la houle) (Sunamura, 1992). La répartition spatiale des instabilités est contrôlée par des facteurs de prédisposition géologiques (lithologie, discontinuités, altération, résistance mécanique) et géomorphologiques (Varnes, 1984). Leur récurrence est conditionnée par des facteurs de déclenchement : (1) subaériens, tels que les précipitations, les variations de niveaux de nappes, les variations thermiques, les séismes (Varnes, 1984) et (2) marins, tels que l'impact de la houle (Bird, 2008).

Il existe plusieurs classifications des instabilités gravitaires fondées sur différents éléments : les types de matériaux érodés (roches et sols) et les types de mouvements gravitaires (chutes, basculements, glissements, coulées) (Figure 1.6) (Cruden et Varnes, 1996; Hungr et al., 2014). La plus couramment utilisée est celle fondée par Varnes (1978), qui a été affinée par Hungr et al. (2014).

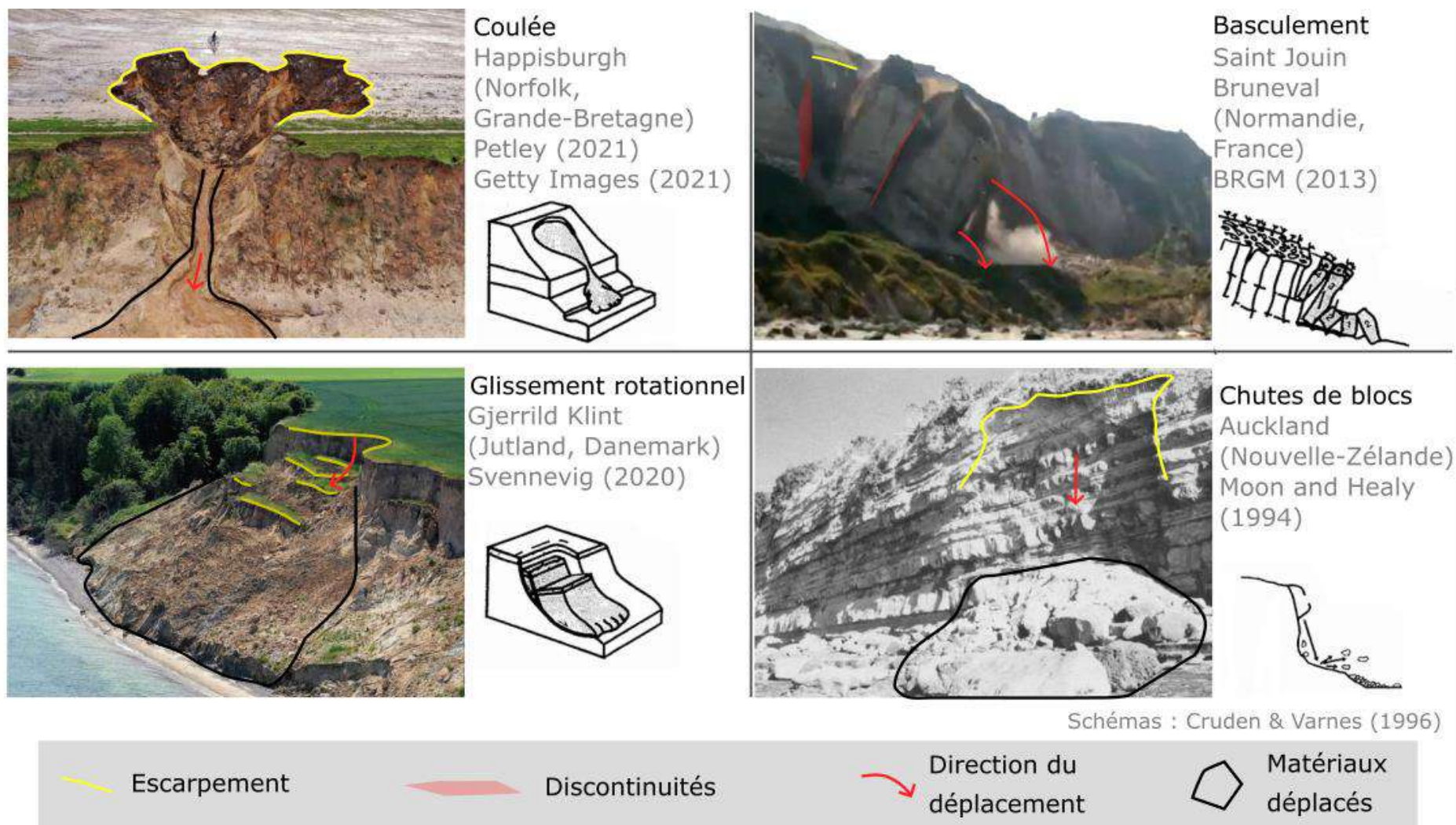


Figure 1.6 : Types de mouvements de terrain et schémas d'après Cruden et Varnes (1996) illustrés par différents évènements côtiers.

2. Une quantification de l'érosion complexe

2.1. La quantification de l'érosion des falaises : des méthodes contraintes par des limites spatiales et temporelles

L'érosion des falaises est traditionnellement exprimée en vitesse de recul (ou d'érosion), quantifiée par un recul planimétrique sur une période donnée, soit en $m.an^{-1}$. Pour cela un même marqueur géométrique est comparé entre deux dates différentes. Plusieurs marqueurs géométriques peuvent être utilisés : linéaire (2D) ou surfacique (3D), à partir de méthodes différentes. Chacune de ces méthodes présente des limites temporelles et spatiales.

2.1.1. Méthodes

Il est courant d'utiliser un marqueur géomorphologique linéaire (2D) pour quantifier l'érosion planimétrique d'une falaise, représenté soit par le pied, soit par le sommet de falaise (Sunamura, 1992; Costa, 1997; Bird, 2008; Letortu et al., 2015). Le sommet de falaise est le plus utilisé, puisqu'il constitue une rupture topographique qui peut être observé à partir de photographies aériennes, donc depuis environ un siècle ; a contrario, le pied de falaise peut être masqué par les éboulis ou par l'ombre du versant (Bird, 2008). Le sommet de falaise est vectorisé sur SIG par analyse de photographies aériennes ou satellitaires, voire de plans géoréférencés, afin d'en comparer l'évolution entre deux dates (Costa, 1997; Epifânio et al., 2013; Letortu et al., 2015; Costa et al., 2019; Ayt Ougougdal et al., 2020; Lollino et al., 2021; Martins et al., 2021). Cette méthode a l'avantage d'être simple à mettre en œuvre compte-tenu de la disponibilité de cartes et d'images aériennes à différentes dates d'acquisition et sur différentes emprises spatiales. Avec l'avènement des données numériques lidar, le sommet de falaise est extrait par méthode automatique (Swirad et Young, 2021, 2022).

Néanmoins, si ce type de marqueur permet de quantifier la vitesse de recul du sommet de falaise, il ne renseigne pas sur l'érosion et les processus contributifs dans le versant, sous le sommet de falaise (Young et al., 2009; Letortu, 2013; Prémaillon, 2018, Figure 1.7-A et B). Pourtant, connaître les processus contribuant à l'érosion et sa quantification permettraient de mieux comprendre les rythmes d'érosion par instabilités gravitaires.

Pour pallier ce manque, il est possible de comparer l'évolution de la surface du versant de falaise entre deux dates et de calculer les volumes érodés à partir de deux types de données (Bird, 2008; Collins et Sitar, 2008; Young et al., 2009; Dewez et al., 2009; Lim et al., 2010; James et al., 2012; Young et al., 2021; Prémaillon et al., 2021) :

- Par différentiel entre grilles raster nadirales (MNT ou MNS) produites par photogrammétrie ou lidar ;
- Par différentiel entre des nuages de points 3D acquis par lidar ou par photogrammétries.

Ainsi, les volumes érodés peuvent être corrélés à des instabilités gravitaires si un inventaire a été réalisé (Trenhaile, 2018). Actuellement le déploiement de la quantification volumétrique est privilégié aux échelles du site et locale.

Puisque l'on ne comprend pas les processus en observant uniquement le recul du sommet de falaise, et que les techniques de calcul volumique sont plus complètes à cet égard, ce sont ce type de données dont nous avons besoin pour résoudre le problème. Malheureusement, elles n'existent que depuis quelques décennies et sont peu disponibles à l'échelle d'une façade littorale (Jaboyedoff et al., 2012).

Référentiel de la tête de falaise
et différentes configurations de recul
Prémaillon 2018

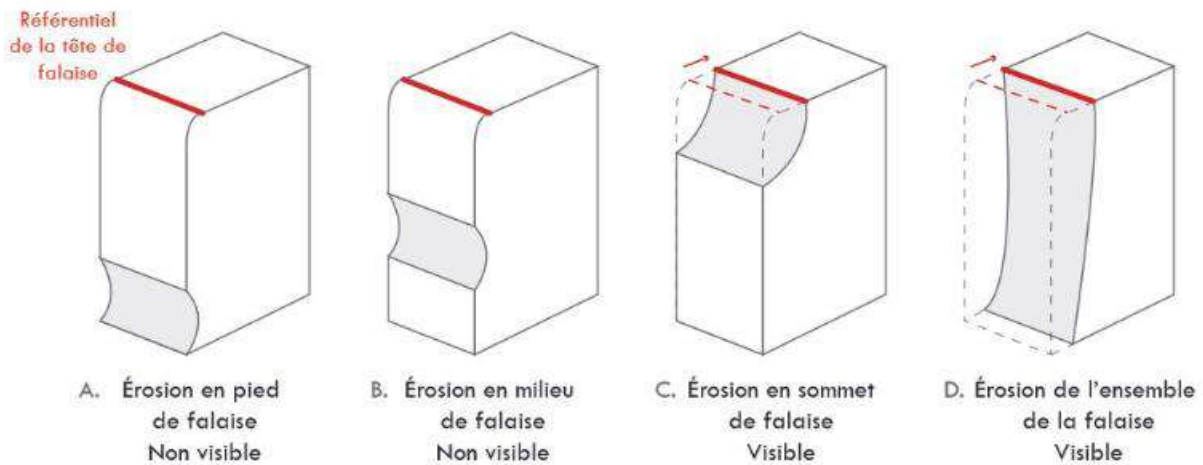


Figure 1.7 : Différentes configurations d'érosion d'une falaise et état du sommet de falaise (en linéaire rouge) (Prémaillon, 2018) d'après Young et al. (2009) et Letortu (2013). A et B : L'érosion affecte le pied et le milieu de versant mais le sommet de falaise ne recule pas. C et D : L'érosion affecte le sommet et l'ensemble du versant et le sommet de falaise recule.

2.1.2. Limites temporelles et spatiales

Pour pouvoir capturer le cycle complet d'érosion d'une falaise, il est nécessaire que les données excèdent la durée d'au moins une période de retour des évènements affectant la tête de falaise (Sunamura, 1992; Rohmer et Dewez, 2013; Prémaillon, 2018). De ce fait il est nécessaire d'utiliser des photographies aériennes d'archives (Prémaillon et al. 2021).

La quantification des volumes érodés présente également une limite liée à la période d'analyse. En effet, le volume d'un mouvement de terrain – ou sa magnitude – répond à une relation de magnitude-fréquence (Guzzetti et al., 2002; Malamud et al., 2004; Brunetti et al., 2009; Dewez et al., 2013; Esposito et al., 2020). Le volume d'un mouvement de terrain décroît en loi de puissance ; autrement dit, les événements de 1 m^3 sont 3,5 fois plus nombreux que leur homologues de 10 m^3 , par exemple dans les falaises de craie (Dewez et al., 2013). Donc plus la période d'observation est longue et plus il sera probable de détecter des évènements de grands volumes.

Enfin, ces méthodes de quantification d'érosion par vitesse de recul et par volumétrie sont soumises à des limites concernant l'emprise spatiale, les dimensions d'objets détectables et leur localisation dans la falaise. Le suivi du sommet de falaise permet d'analyser des emprises régionales mais ignore délibérément l'érosion se produisant en-dessous le sommet. Le suivi volumétrique quantifie l'érosion sous le sommet, mais n'est pas déployable au-delà de l'échelle du site ($1 : 2\,500^{\text{ème}}$). Ces deux méthodes sont également contraintes en matière de résolution spatiale du plus petit objet détectable (James et al., 2012).

Par ailleurs, un évènement gravitaire dont les mécanismes de rupture sont spécifiques à un secteur localisé peut également contribuer à surestimer la vitesse de recul de la portion de falaise environnante (Rohmer et Dewez, 2013). Il est donc primordial d'identifier et spatialiser les types d'instabilités gravitaires contribuant à l'érosion de la falaise.

2.2. Des vitesses d'érosion différentes à l'échelle du globe encore mal comprises

L'érosion des falaises à l'échelle mondiale est majoritairement quantifiée à partir du recul de leur sommet. Ce recul est inégalement réparti sur le globe avec des vitesses de 0,001 à 36,6 m.an⁻¹ (Prémaillon, 2018; Prémaillon et al., 2018). Des variations de quatre ordres de grandeur peuvent aussi exister à l'échelle d'une région, par exemple sur la côte basque française avec des valeurs de 0,0034 à 1 m.an⁻¹ (Prémaillon, 2018; Martins et al., 2021). Les facteurs qui régissent la magnitude et la répartition de l'érosion des falaises, sont encore mal compris. A l'échelle globale, l'approche la plus courante est de les analyser au regard des facteurs géologiques du massif (Sunamura, 1992; Woodroffe, 2002; Prémaillon et al., 2018). En effet, les facteurs déclenchants subaériens et marins varient selon les contextes géographiques et climatiques et peuvent difficilement être généralisés ; ils sont donc étudiés à l'échelle régionale ou du site (Hampton et Griggs, 2004).

2.2.1. Des vitesses de recul caractérisées selon des critères géologiques variables

A l'échelle globale, le type de lithologie est le facteur qui a été principalement investigué (Sunamura, 1992; Woodroffe, 2002). Pourtant, ce facteur se heurte à plusieurs limites : les dénominations lithologiques peuvent être interprétées de différentes façons et elles ne prennent pas en compte l'altération des matériaux (Prémaillon et al., 2018). De plus, les classes de lithologies proposées présentent des gammes de vitesse de recul parfois de plusieurs ordres de grandeur (Prémaillon et al., 2018). Pour y pallier, il a été proposé de classer les vitesses de recul des falaises par la résistance des matériaux (Prémaillon et al., 2018). Cette approche permet de dégager des gammes de vitesses pour les classes de résistance faibles et élevées de 0,23 et 0,029 m.an⁻¹ (Figure 1.8, respectivement d'une résistance à la compression uniaxiale de 0,25 à 25 MPa et de 50 à >250 MPa) (Prémaillon et al., 2018).

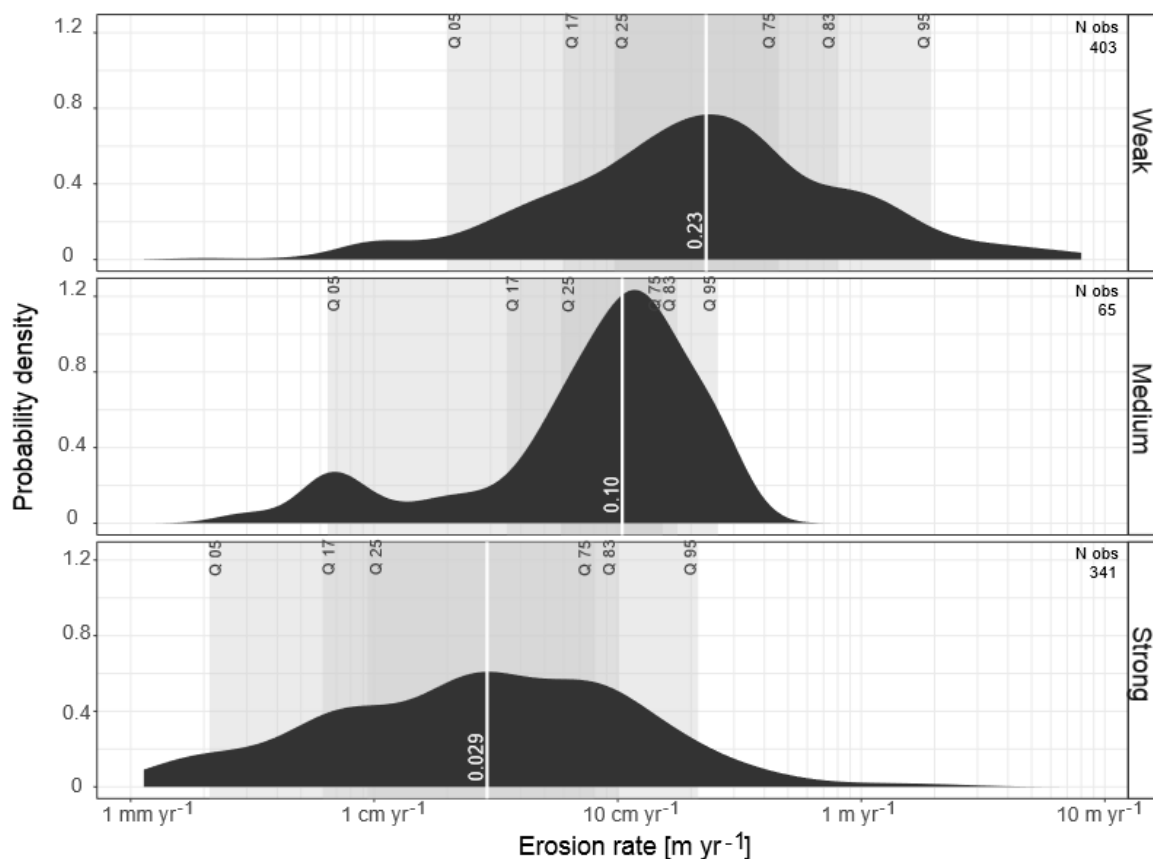


Figure 1.8 : Vitesses de recul (« erosion rate ») fondées sur le critère de résistance de Hoek et Brown (1997) par Prémaillon et al. (2018). Les classes de résistances correspondent aux critères et compressions uniaxiales suivantes : faible : R0 à R2, de 0,25 à 25 MPa ; modérée : R3, de 25 à 50 MPa ; fort : R4 à R6 de 50 à >250 MPa.

Cependant, cette approche globale ne permet pas encore de contraindre les vitesses de recul de la classe de résistance modérée, faute d'une quantité suffisante de données (Prémaillon et al., 2018). De plus, les distributions de résistances faibles et fortes sont étendues, ce qui permet de constater que certaines falaises attribuées à ces classes de résistance présentent des vitesses de recul éloignées des médianes globales (Prémaillon et al., 2018).

Afin d'améliorer la classification de ces vitesses de recul, des éléments de réponse peuvent être apportés à l'échelle locale, où la vitesse de recul est analysée au regard de plusieurs facteurs. Ainsi, Bell (2007) met en évidence que la gamme de vitesse de recul des falaises d'Auckland dépend premièrement de la structure géologique et secondairement des résistances des matériaux. Elle distingue des différences de résistances des matériaux (silts et grès) sur la hauteur de falaise (Bell, 2007). La vitesse de recul varie d'un facteur 5 entre une stratification qui pend en direction du continent ou de l'océan (de $0,004 \text{ m.an}^{-1}$ à $0,02 \text{ m.an}^{-1}$). Ces quantifications concordent avec le modèle qualitatif d'érosion de platier proposé par Trenhaile (1987) sur la Figure 1.9. Ce dernier classe les vitesses relatives d'érosion (non quantifiées) en fonction de l'orientation (azimut) et du pendage (*dip*) du plan de stratification par rapport au versant (que nous appellerons « structure »). Ainsi, la classe A, de stratification horizontale s'érode plus rapidement que la classe H, de stratification verticale et parallèle au linéaire côtier (Figure 1.9-A et H).

De ce fait, la vitesse de recul des falaises est influencée par la structure et la résistance du massif (Trenhaile, 1987; Bell, 2007; Prémaillon et al., 2018). Cependant, ces facteurs ne sont peut-être pas homogènes sur toute la hauteur de falaise (Bell, 2007). En effet, les matériaux constituant la falaise peuvent être différents (dépôts sédimentaires, franges d'altération, etc.). Ces cas de géologies hétérogènes excluent la possibilité d'établir un lien entre la vitesse de recul et les facteurs géologiques à l'échelle globale ou régionale ; elles nécessitent de rechercher une autre clé d'interprétation de la vitesse d'érosion des falaises. Les instabilités gravitaires, qui participent activement à l'érosion des falaises peuvent servir de clé d'interprétation. Peu abordés dans la littérature sur l'érosion des falaises côtières, ces processus peuvent être divers avec des géométries et des magnitudes (volume, vitesse, profondeur) variées (Cruden et Varnes, 1996). De même, pour chaque type d'instabilité, des facteurs (de prédisposition et déclenchants) spécifiques sont associés (Varnes, 1978 ; Hungr et al., 2014). Ainsi, une meilleure documentation des types d'instabilités gravitaires contribuant à l'érosion des falaises pourrait permettre de faire émerger des liens entre la vitesse de recul du sommet de falaise et les facteurs contributifs.

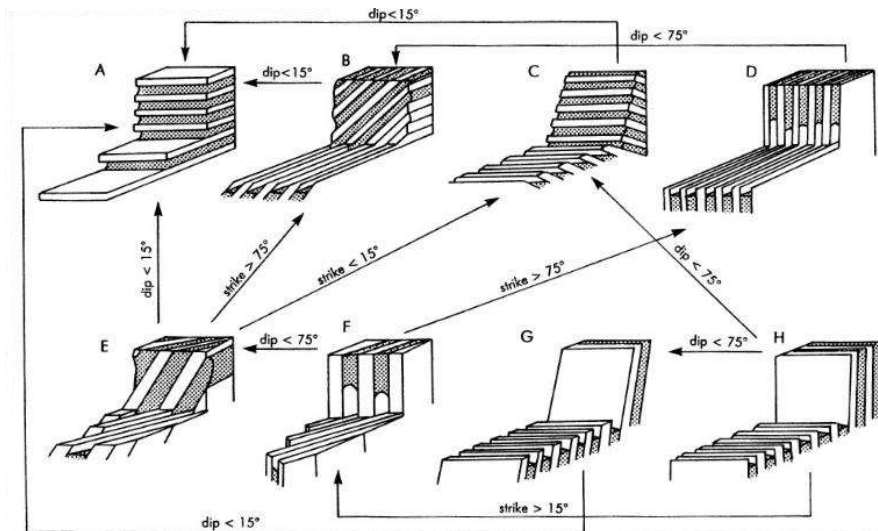


Figure 1.9 : Classification de la géométrie structurale des plans de stratification par rapport au versant (Trenhaile, 1987). Pour chaque classe de A à H, le pendage et l'orientation du plan de stratification varient sur 3 plages de valeurs : <15°, entre 15° et 75° et >75°.

2.2.2. La magnitude de vitesse de recul par type d'instabilités gravitaires : une question rarement abordée

Les types d'instabilités gravitaires impliqués dans l'érosion des falaises sont donc rarement identifiés et peuvent être mentionnés en termes génériques : « mouvements de masse ou de versant », « instabilités », « *landslides* », « *slumps* » ou « *mass movements* ». Les rares inventaires réalisés et fondés sur les classifications de Varnes (1978) ou de Hungr et al. (2014), n'établissent pas systématiquement de relation entre le type d'instabilité et la vitesse de recul du sommet de falaise. Quelques exemples, pourtant, montrent que cette clé d'interprétation fondée sur les instabilités gravitaires permet de faire des liens entre vitesses d'érosion et facteurs contributifs.

Par exemple, dans le cas de massifs géologiques constitués d'une seule lithologie, telles que les falaises de craie du Petit Ailly (Haute Normandie), des vitesses de recul du sommet de falaise ont été corrélées à des processus bien identifiés : les chutes de blocs contribuent à un recul de 2,22 m.an⁻¹ et les chutes de débris à un recul de 0,03 m.an⁻¹ (Letortu et al., 2015).

Sur des falaises constituées de lithologies de résistances différentes, des gammes de vitesses de recul ont été quantifiées en fonction des types d'instabilités gravitaires (Moon et Healy, 1994; Hapke et al., 2009). En Nouvelle-Zélande, sur les falaises de flyschs d'Auckland, Moon et Healy (1994) ont estimé des vitesses de recul de la falaise de 0,02 et 0,06 m.an⁻¹ par chutes de blocs et de 0,06 et 0,5 m.an⁻¹ par glissements translationnels le long de failles. Enfin, en Californie, dans la région de Klamath, les falaises constituées de lithologies sédimentaires plus ou moins altérées, s'érodent de 0,5 m.an⁻¹ par glissements superficiels et de 0,7 m.an⁻¹ par glissements rotationnels profonds (Hapke et al., 2009).

Néanmoins, ces rares exemples ne sont pas applicables de manière générique car ils sont le fruit d'études locales sur quelques kilomètres linéaires et n'établissent pas de lien évident avec les facteurs contributifs. Nous allons donc chercher à déterminer si la vitesse de recul des falaises varie en fonction du type d'instabilité gravitaire et selon quels facteurs. Pour cela nous allons nous concentrer sur l'étude de falaises constituées de flyschs : une lithologie non uniforme, pouvant être fortement altérée et ayant subi basculements, fracturations et plissement tectoniques dans la majorité des cas.

3. Un type de falaise particulier : les falaises de flyschs

3.1. Les flyschs : une lithologie non uniforme classée par faciès

Un flysch est une roche détritique dont les sédiments se sont déposés dans un bassin par instabilités sous-marines, sans distinction du mode de dépôt (Eardley et White, 1947; Raoult et Foucault, 1988). Dans la littérature, le terme « turbidites » s’y substitue parfois alors qu’il a été historiquement défini comme une séquence lithologique résultant d’un mode de dépôt en particulier : le courant de turbidité (Bouma, 1962). Les « turbidites » ont suscité des débats concernant les processus de dépôt sous-marin associés (Shanmugam, 1997, 2021) ; nous ne développerons pas cet aspect dans cette thèse, étant donné que nous nous intéressons aux caractéristiques géologiques des lithologies déposées.

Les flyschs sont constitués d’alternances de séquences de dépôts lors d’évènements gravitaires sous-marins et d’hémipélagites⁵ (notées H) lors de périodes de décantation (Pickering et al., 1986). En 1962, Bouma décrit une « séquence turbiditique » qu’il qualifie de complète (Figure 1.10-A) avec cinq termes lithologiques au diamètre de grain décroissant (valeurs et dénominations ci-après issues de l’échelle d’Udden-Wentworth, d’après Raoult et Foucault, 1988) du bas vers le haut. À la base, le terme Ta, est constitué de graves à sables grossiers (2 – 64 mm de diamètre) ; le terme Tb, est constitué de sables à silts fins à laminations parallèles (0,004 – 2 mm de diamètre) ; le terme Tc est constitué de sables à silts à laminations obliques voire convoluées ou ondulées (0,004 – 2 mm de diamètre) ; le terme Td est constitué de silts et peut présenter des lamines (0,004 – 0,062 mm de diamètre) ; le terme Te est constitué d’argiles (moins de 0,004 mm de diamètre).

Cependant, ces séquences ne sont pas toujours complètes et dans ce cas elles sont distinguées en faciès (Mutti et Ricci Lucchi, 1975, Figure 1.10-B). Plusieurs arguments sont avancés pour justifier l’existence de ces différents faciès. Il est proposé qu’une nouvelle avalanche sous-marine puisse éroder certains termes supérieurs de celle précédemment déposée (donc par exemple le terme sommital Te). Cette incomplétude peut être expliquée par la localisation de l’affleurement d’extension limitée dans le lobe de dépôt des matériaux (Mutti et Ricci Lucchi, 1975; Mutti, 1979; Shanmugam et Moiola, 1985; Pickering et al., 1986). Plus un dépôt sera proximal à la source des matériaux et plus il sera constitué de grains grossiers, tels que ceux qui composent le terme Ta ; a contrario, plus un dépôt sera distal à la source des matériaux et plus il sera constitué de grains fins issus de la décantation (Te). Les faciès aux structures irrégulières ou chaotiques sont associés à des dépôts dans les chenaux où le courant est concentré, alors que les faciès aux structures laminaires et parallèles sont associés aux lobes de dépôt et à la plaine du bassin (Figure 1.10-B, Shanmugam et Moiola 1985).

Sept types de faciès de flyschs sont définis par Shanmugam et Moiola (1985) selon la granulométrie des termes, le rapport entre les grains grossiers et les grains fins et le type de structures de dépôt (laminaire ou chaotique) (Figure 1.10-B) :

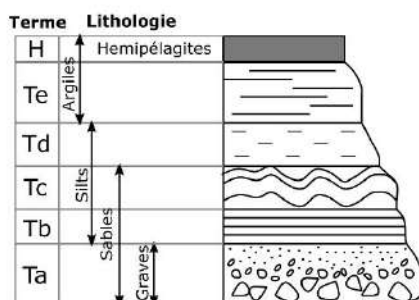
- Le faciès A se dépose dans les chenaux en partie supérieure de lobe de dépôt. Il est constitué de conglomérats et de grès attribués au terme Ta, alternés avec des argiles fines attribuées au terme Te;
- Le faciès B est localisé dans les chenaux intermédiaires du lobe de dépôt. Il est composé de grès fins à moyens déposés en lamines ou en structures en soucoupes attribués aux termes Tb et Tc, et de silts attribués au terme Td ;

⁵ Dépôt sédimentaire de particules détritiques et d’organismes pélagiques par décantation (Raoult and Foucault, 1988)

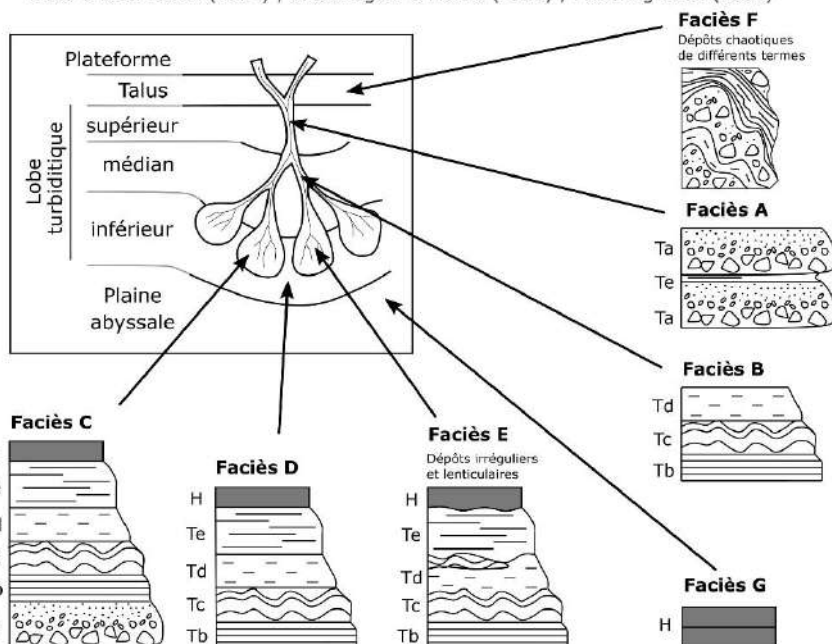
- Le faciès C sédimente en partie inférieure du lobe de dépôt. Il est constitué de termes gréseux grossiers sans lamines (Ta), à lamines parallèles (Tb), à lamines obliques convoluées (Tc), de termes silteux à lamines parallèles (Td), de termes argileux homogènes (Te et H) ;
- Le faciès D se dépose en base du lobe de dépôt. Il est caractérisé par des termes gréseux et silteux attribués à Tb et Tc, des termes silteux attribués à Td et des termes argileux attribués à Te et H. La structure de dépôt entre les termes est globalement laminaire et parallèle ;
- Le faciès E sédimente dans les chenaux du lobe de dépôt inférieur. Il est constitué des mêmes termes gréseux, silteux et argileux (Tb, Tc, Td, Te et H) que le faciès D avec une structure de dépôt irrégulière ;
- Le faciès F est localisé dans des milieux en pente forte, plutôt à proximité du talus à l'amont du lobe. Il est composé de sédiments aux granulométries hétérogènes et aux structures chaotiques induites par des déstabilisations sous-marines ;
- Le faciès G sédimente dans la plaine abyssale, à distance du lobe de dépôt. Il est constitué d'argiles fines de décantation (H) caractéristiques de la décantation pélagique ou hémipélagique des matériaux en suspension (on parle d' « hémipélagites »).

La minéralogie de ces dépôts peut varier de dominantes carbonatée à silicatée, en fonction des apports sédimentaires provenant soit de l'érosion du continent, soit de la plateforme carbonatée sus-jacente (Walker et al., 1983). Des dépôts à carbonates sont synonymes d'apports de la plateforme et de peu d'apports continentaux détritiques (on parle de « *starved-basin* ») ; alors que des dépôts à dominante silicatée traduisent une alimentation détritique provenant de l'érosion continentale. Ces bancs de différentes natures peuvent induire des variations de résistances et une érosion différentielle (Prémaillon et al., 2021).

A Termes composant une séquence turbiditique complète
Bouma, 1962



B Compositions des faciès de flyschs selon la localisation de leurs dépôts
Mutti & Ricci Lucchi (1972) ; Shanmugam & Moiola (1985) ; Pickering et al. (1986)



C Affleurements de faciès sur la côte basque française

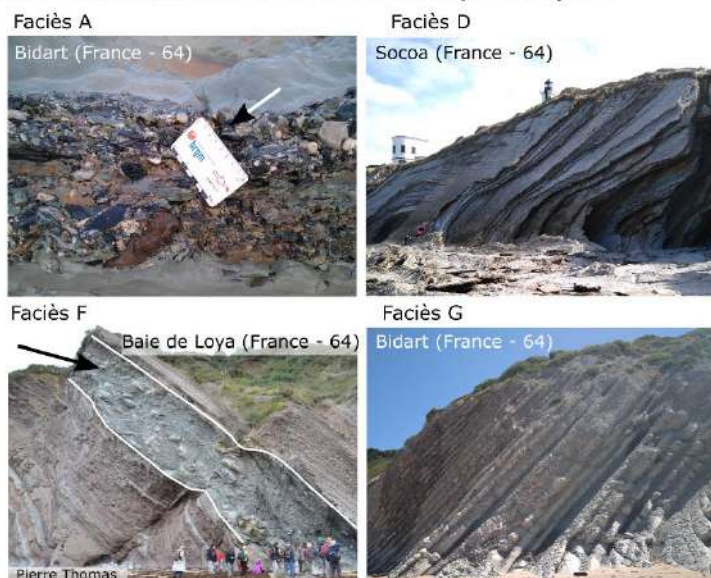


Figure 1.10 : A : Synthèse des termes constituant une séquence turbiditique complète d'après Bouma (1962). B : Compositions des faciès de flyschs selon leur environnement de dépôt (Mutti & Ricci Lucchi, 1972 ; Shanmugam & Moiola, 1985 ; Pickering et al., 1986). C : Affleurements des faciès observables sur la côte basque française.

3.2. Répartition des falaises de flyschs dans le monde

A l'heure actuelle, aucun état des lieux n'a été établi sur la répartition des falaises de flyschs dans le monde. A partir des bases de données de Web of Science et de Google Scholar, j'ai recherché les articles contenant les termes « flyschs » ou « turbidites » et « coast », traitant de la sédimentologie ou de l'érosion de ces falaises ; j'ai ainsi compilé une liste de 37 sites de flyschs côtiers (détail et références en annexe 1). Ces affleurements littoraux de flyschs sont répartis sur les continents européen (20), américain (7), océanien (5), asiatique (3) et africain (2). Cette répartition est représentée par des points sur la Figure 1.11, mais peut constituer un linéaire de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres comme par exemple en Nouvelle-Zélande pour le *Torlesse turbidite system* (MacKinnon et Howell, 1985). Ainsi, le linéaire côtier que représentent les falaises de ces 37 sites n'est pas quantifié.

Ces dépôts sous-marins, attribués du Précambrien (avant 538 Ma) au Cénozoïque (entre 66 Ma et l'actuel) sont majoritairement issus du démantèlement de massifs au cours d'orogénèses, en marge active convergente. Néanmoins, de rares cas de remplissage de bassins s'effectue en contexte transformant (Californie) ou de rifting (Angola). La composition minéralogique des flyschs peut être issue de matériaux sédimentaires, volcanoclastiques voire métamorphiques. Les flyschs peuvent avoir été métamorphisés après leur dépôt ; c'est le cas de 14 sites, répartis sur les 5 continents (étoiles sur la Figure 1.11). Ces différences minéralogiques et structurales, peuvent influencer sur la résistance des roches (Morales et al., 2004; Boye et Fiadonu, 2020). Par exemple, une roche constituée d'une majorité de quartz peut s'altérer moins vite et être plus résistante qu'une roche constituée d'une majorité de feldspaths (Boye et Fiadonu, 2020).

Parmi ces 37 sites de flyschs côtiers, seuls 15 d'entre eux font l'objet d'études concernant leur érosion pour 21 publications.

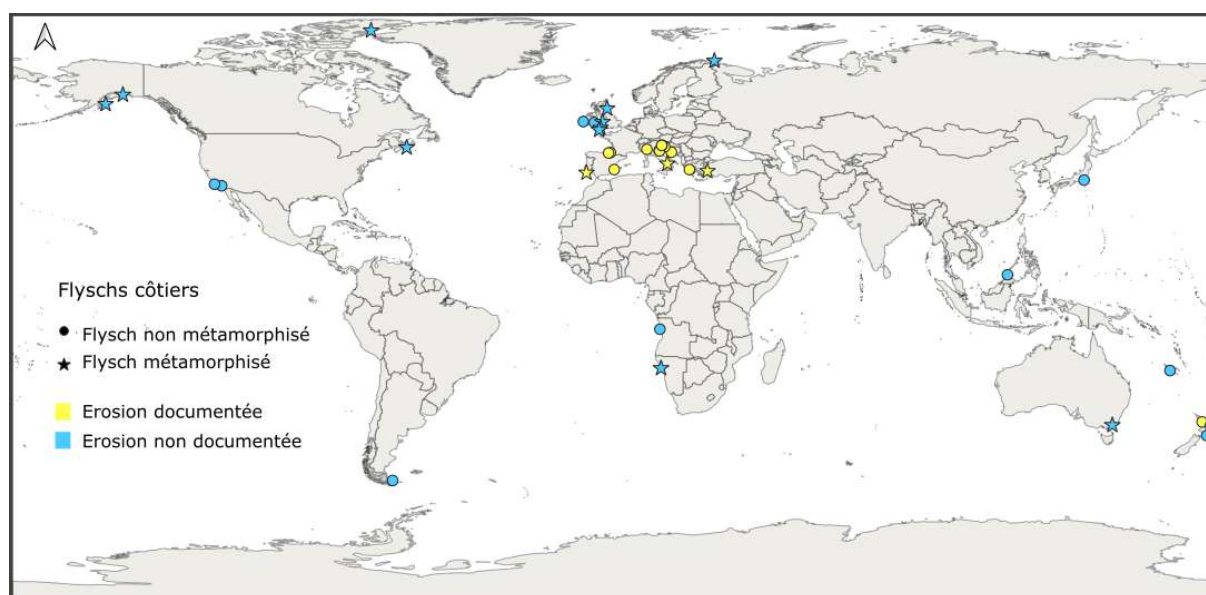


Figure 1.11 : Répartition des flyschs côtiers dans le monde. La littérature disponible concernant leur érosion figure en jaune (et son absence en bleu). Leur métamorphisme est représenté par une étoile (et l'absence de métamorphisme par un rond).

3.3. Une évaluation partielle de l'érosion des falaises de flyschs

Les cas d'études relatifs à l'érosion des flyschs côtiers qualifient et quantifient différents aspects de la dynamique érosive. Trois aspects majeurs ont été relevés concernant les falaises de flyschs : il existe peu d'informations concernant les vitesses d'érosion, les types d'instabilités, et les facteurs qui contribuent à leur érosion.

3.3.1. Un manque d'informations sur les vitesses de recul

Le premier aspect caractérisé concerne les vitesses de recul des falaises flyschs, documentées à partir de 9 références sur 6 sites différents et résumés dans le Tableau 1.1. Les rares études qui documentent ces vitesses d'érosion quantifient une gamme de valeurs comprises entre 0,0034 et 1 m.an⁻¹ (Prémaillon, 2018; Martins et al., 2021). La moyenne de recul des flyschs côtiers recensés est de 0,182 m.an⁻¹ pour une médiane de 0,105 m.an⁻¹ et un écart-type de 0,205 m.an⁻¹. Ces valeurs centrales excédant 0,1 m.an⁻¹ trahissent donc une érosion rapide. Les valeurs les plus fortes et les plus faibles ont toutes deux été observées sur la côte basque française. Le large spectre de valeurs rencontré sur des falaises qualifiées identiquement de flysch ne suffit donc pas pour anticiper la magnitude du recul possible. L'anticipation de la vitesse de recul requiert donc davantage de description pour distinguer les circonstances conduisant à une vitesse d'érosion plus lente ou plus rapide. Je propose que le type d'instabilité gravitaire soit une clef utile pour anticiper la magnitude d'érosion de la falaise.

Tableau 1.1 : Vitesses de recul des falaises de flyschs quantifiées par site et contexte géodynamique.

Référence	Pays	Lieu	Orogénèse	Massif	Métamorphisme	Vitesses de recul (m.an ⁻¹)		
						Minimale	Moyenne	Maximale
Pikelj et al., 2018	Croatie	Duiloovo Split	Alpine	Dinarides	Non	0,03	0,105	0,18
Ruzik et al. 2017	Croatie	Krk island	Alpine	Dinarides	Non	0,22	0,22	0,22
Vlastelica et al., 2017	Croatie	Duiloovo Split	Alpine	Dinarides	Non	0,03	0,105	0,18
Prémaillon, 2018	France	Socoa	Alpine	Pyrénéen	Non	0,0034	0,0071	0,0108
Martins et al., 2021	France	Côte basque	Alpine	Pyrénéen	Non	0,01	0,52	1
Aubié et al., 2011	France	Côte basque	Alpine	Pyrénéen	Non	0,05	0,2	0,5
Budetta et al., 2000	Italie	Cilento	Alpine	Apennins	Oui	0,5	0,65	0,8
Marques, 2006	Portugal	Monte Clérigo	Hercynienne	Ibérien	Oui	0,006	0,0105	0,015
Moon et de Lange, 2003	Nouvelle-Zélande	Auckland,	Kaikoura	Waitemata	Non	0,004	0,012	0,02
Moon et Healy, 1994	Nouvelle-Zélande	Auckland,	Kaikoura	Waitemata	Non	0,02	0,26	0,5

3.3.2. Un manque de prise en compte des instabilités gravitaires

Le deuxième aspect, d'ordre qualitatif, concerne les types d'instabilités gravitaires impliqués dans l'érosion des falaises. Ces types sont parfois désignés, de façon générique : « *landslide* » « *mass movement* », ou par une caractérisation détaillée (Moon et Healy, 1994; Šegina et al., 2012; Cano et Tomás, 2013). Parmi les 21 références traitant de l'érosion des falaises de flyschs, 20 d'entre elles identifient des types d'instabilités gravitaires. Il est cependant rare que les proportions des types d'instabilités gravitaires par site soient quantifiées. A défaut, nous avons relevé pour chaque référence la mention de chaque type d'instabilité au sens de la classification de Hungr et al. (2014) et avons

évalué les proportions de chaque type par massif (Figure 1.12). Il est possible que tous les types d'instabilités n'aient pas été décrits sur chaque secteur documenté dans ces références.

Ainsi, sur les 20 références identifiant des types d'instabilités gravitaires, les chutes de blocs et les glissements représentent chacun un tiers des instabilités mentionnées (Figure 1.12). Le dernier tiers des instabilités identifiées par ces références est représenté par des glissements composites, des basculements et des coulées. Les coulées et les glissements composites n'ont été mentionnés que dans les contextes d'orogénèse (s.l.) alpine non métamorphisée (Pyrénées, Apennins, Dinarides) soit 8 références.

Ce qui manque à ce stade, c'est de comprendre si la distribution des types de mouvements de terrain décrits dépend de configurations locales particulières qui expliqueraient la dominance de tel ou tel type d'instabilité.

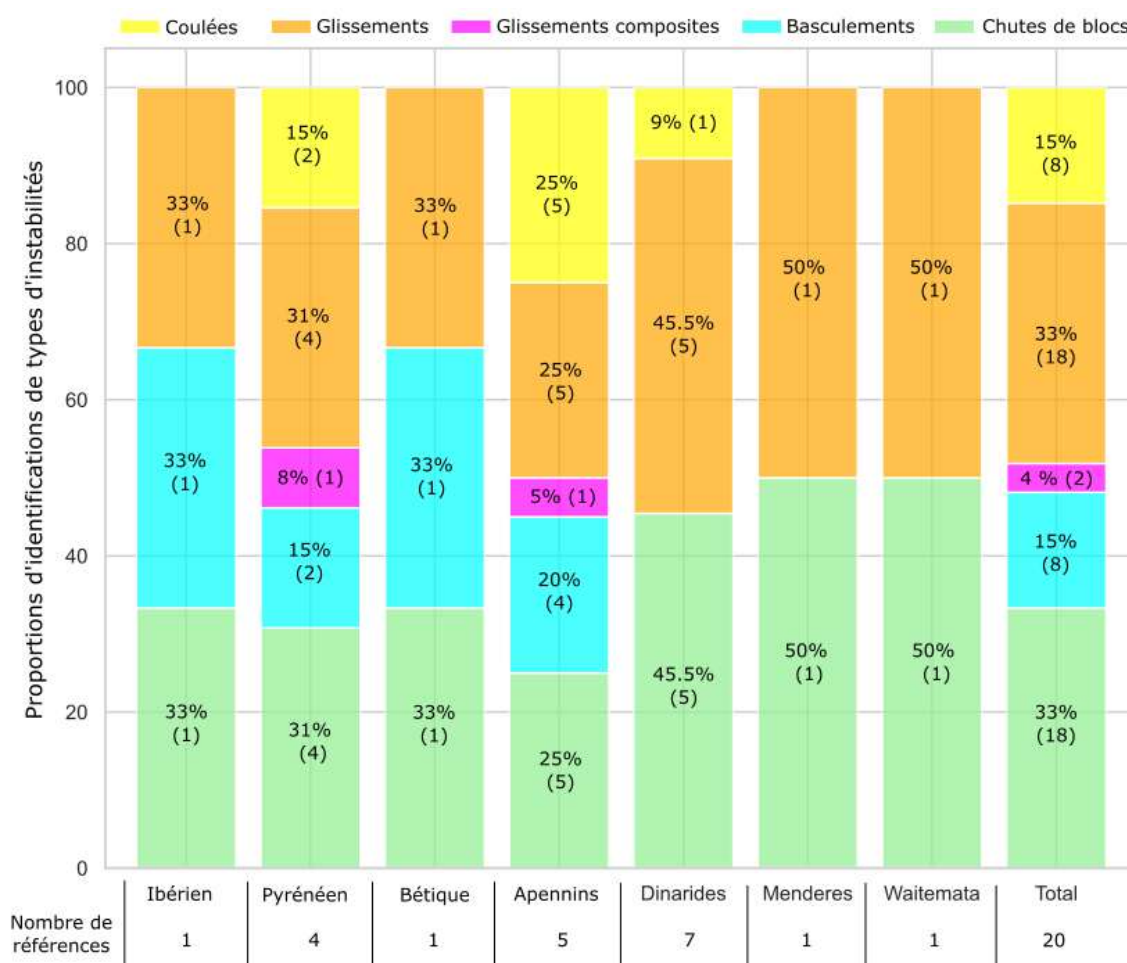


Figure 1.12 : Proportions des identifications de types d'instabilités concernant l'érosion de falaises de flyschs. Ce graphique ne quantifie pas les proportions d'évènements observés.

3.3.3. Des facteurs contributifs insuffisamment pris en compte

Enfin, le troisième aspect évalué concerne les facteurs de prédisposition et de déclenchement aux instabilités gravitaires côtières. Parmi ces derniers, quatre facteurs de prédisposition sont caractérisés : la lithologie, la résistance, l'altération et la relation géométrique entre le plan de stratification et le versant.

L'influence de la lithologie est un élément clé, mettant en évidence la dominante lithologique par un rapport d'épaisseurs des bancs gréseux et marneux (Budetta et Nappi, 2011; Šegina et al., 2012), ou en détaillant de manière exhaustive les dépôts stratigraphiques (Cano et Tomás, 2013).

Etant donné que les flyschs présentent des résistances mécaniques variables selon la granulométrie et la structure sédimentaire des termes, une approche alternative a été créée pour évaluer leur résistance macroscopique probable : l'indice de résistance géologique adapté aux flyschs (*Geological Strength Index* : GSI) (Marinos et Hoek, 2001). Cette approche se fonde sur des observations de terrain pour évaluer la résistance du flysch à partir des types de termes, de leur état de déformation et d'altération (Marinos et Hoek, 2001). Šegina et al. (2012) évaluent ainsi la résistance des flyschs de Kane Point (Slovénie) en fonction des types d'instabilités gravitaires. Les falaises qui s'érodent par glissements de terrain ont un GSI de 40 à 43 alors que celles présentant des chutes de blocs ont des valeurs de GSI plus étendue, de 35 à 43 (Šegina et al., 2012). Si l'évaluation de Šegina et al. (2012) se vérifie ailleurs, alors seules les chutes de blocs se produiront sur les massifs dont le GSI est compris entre 35 et 40. Lorsque le GSI est plus élevé, chutes de blocs ou glissements peuvent tous deux se produire.

L'altération a été étudiée sur les flyschs côtiers et continentaux (Mišćević et Roje-Bonacci, 2001; Vivoda Prodan et al., 2017; Vivoda Prodan et Arbanas, 2022). Dans le cas de flyschs constitués de siltites avec une minéralogie à dominante argileuse, Vivoda Prodan et al. (2017) ont mis en évidence que la proportion élevée d'argiles rend le matériau plus favorable à l'humectation-dessiccation, ce qui augmente son degré d'altération et diminue sa résistance, favorisant sa susceptibilité aux instabilités gravitaires.

La relation géométrique entre le plan de stratification et le versant est un facteur déterminant pour les vitesses d'érosion des falaises de flyschs (Bell, 2007; Cano et Tomás, 2013). Par exemple, Bell (2007) identifie ce facteur comme prédominant sur les vitesses de recul des falaises de flyschs à Auckland, où les vitesses d'érosion varient en fonction de cette relation géométrique⁶.

Il est rare que l'ensemble de ces facteurs géologiques soient combinés et mis en relation avec le type d'instabilité gravitaire dans les falaises de flyschs. Cano et Tomás (2013) ont proposé une méthode applicable à l'échelle régionale afin d'établir des relations entre les types d'instabilités gravitaires et leurs combinaisons de facteurs. Les relations établies présentent des combinaisons de facteurs exhaustives et spécifiques au site d'étude, qui ne permettent pas de dégager des relations applicables sur d'autres falaises de flyschs. De plus, cette méthode nécessite de nombreux essais géotechniques et mesures de terrain qui la rendent coûteuse et longue à mettre en œuvre à l'échelle d'une région.

Bien que différents facteurs contributifs soient corrélés à des types d'instabilités gravitaires dans les flyschs, il est rare que leur action combinée et leur prépondérance soit abordée. Malgré des approches détaillées, ces études locales ou régionales ne dégagent pas de combinaison de facteurs de manière hiérarchisée qui soit applicable sur toute falaise de flysch (Bell, 2007; Cano et Tomás, 2013).

⁶ Les plans de stratification aval pendage s'érodent 5 fois plus vite que ceux amont pendage ($0,0195 \text{ m.an}^{-1}$ et $0,004 \text{ m.an}^{-1}$) (Bell, 2007).

4. Synthèse : interrogations et besoins concernant l'érosion des falaises de flyschs par instabilités gravitaires

D'une façon générale, la plupart des études dédiées à l'érosion des falaises cherchent à établir des liens entre les vitesses de recul et leurs facteurs contributifs, sans parvenir à proposer d'explication unique (Prémaillon et al., 2018). Les vitesses de recul sont rarement associées aux types d'instabilités gravitaires qui contribuent à l'érosion de la falaise, en dépit d'une classification établie et de pistes encourageantes à l'échelle du site (Moon et Healy, 1994; Hapke et al., 2009; Hungr et al., 2014; Letortu et al., 2015). En effet, les dimensions et les types d'instabilités gravitaires dépendent des facteurs géologiques. Explorer les types d'instabilités pourrait servir de clé d'interprétation intermédiaire pour lier vitesse d'érosion des falaises et géologie (Varnes, 1978; Hungr et al., 2014). Ceci n'a pas été fait jusqu'à présent.

Ainsi, nous proposons d'explorer les relations entre les vitesses d'érosion des falaises, les types d'instabilités gravitaires et leurs facteurs contributifs. Cette recherche s'appliquera aux falaises de flyschs de la côte basque qui présentent des vitesses de recul, des types d'instabilités et des caractéristiques géologiques (lithologie et structure) couvrant un spectre large.

Dans ce but, les vitesses de recul, les types d'instabilités gravitaires et les facteurs contributifs seront caractérisés à l'échelle régionale, afin d'observer l'ensemble des phénomènes érosifs selon la nomenclature de Hungr et al. (2014). Les vitesses de recul du sommet de falaise seront quantifiées sur la couverture temporelle maximale permise par les photographies d'archives : 80 ans. Néanmoins, la résolution à l'échelle régionale ne permet pas de quantifier l'érosion n'affectant que le versant sans déboucher au sommet de la falaise, ni de caractériser les facteurs contributifs de ces géologies hétérogènes. Cette analyse sera donc déclinée à l'échelle de deux sites dont les falaises s'érodent à des vitesses et par des processus différents. L'érosion sur l'ensemble du versant sera quantifiée à partir de données 3D acquises sur une période de 3 ans. Les types d'instabilités gravitaires et leurs facteurs contributifs seront affinés à cette échelle. Ainsi, des relations seront proposées entre les vitesses d'érosion du sommet de falaise, leurs types d'instabilités gravitaires et leurs facteurs contributifs

Chapitre 2 : L'érosion des falaises basques françaises : contexte, facteurs et processus gravitaires

Les côtes à falaises du Pays-Basque français (Pyrénées-Atlantiques – 64) s'érodent à des vitesses variant de quatre ordres de grandeur (du mm.an^{-1} au m.an^{-1} , Prémaillon, 2018; Martins et al., 2021). Cette érosion est le fruit d'instabilités gravitaires de différents types qui se déclarent en fonction de la nature du substrat rocheux. D'un point de vue géomorphologique, cette côte présente plusieurs types de falaises (nommés morphotypes par Genna et al., 2004a) chacune ayant des particularités géologiques et structurales. Pourtant, si ces morphotypes sont bien établis, aucune relation n'a été établie entre les vitesses de recul mesurées par des méthodes classiques (Costa, 1997; Letortu et al., 2015; Lollino et al., 2021), les instabilités gravitaires et les facteurs qui les régissent.

Ce chapitre a pour objectif de décrire la répartition et la magnitude des vitesses de recul des falaises en fonction des types d'instabilités gravitaires. L'échelle d'étude se situe au niveau régional ($1 : 25\,000^{\text{ème}}$). Celle-ci permettra d'abord de caractériser, puis de corrélérer, les facteurs, les processus gravitaires et les vitesses de recul des falaises sur la base d'une revue de littérature, d'observations de terrain et d'analyse spatiale sous SIG.

Cinq sections structurent ce chapitre :

La première section présentera d'abord la géologie de la côte basque française de manière classique : descriptions de la lithologie et des différents faciès observés, déformations structurales majeures et altération. Cette description conduira ensuite à circonscrire les différents morphotypes dans une seconde section. La troisième section sera consacrée à l'identification des types d'instabilités gravitaires et à caractériser leur activité participant au démantèlement de la falaise. La question se posera de savoir si des morphologies particulières sont plus favorables à certains types de phénomènes. La quatrième section sera centrée sur les facteurs de contrôle de ces instabilités afin de comprendre leur fonctionnement dans la dynamique régionale. Cette section doit permettre de tirer des clefs d'interprétation du fonctionnement des instabilités gravitaires. La cinquième section visera à quantifier et spatialiser la dynamique érosive en évaluant les vitesses de recul du sommet de falaise sur plusieurs décennies, par type d'instabilité gravitaire. Une approche originale pour qualifier l'érosion à partir des altitudes des instabilités gravitaires sera présentée. Ces analyses seront discutées afin d'identifier les avantages et les limites de cette approche régionale et déterminer si des relations génériques peuvent être établies entre les facteurs de prédisposition, les types d'instabilités gravitaires et les gammes de vitesses de recul.



1. Une géologie diversifiée

Le littoral basque français est localisé au sud-ouest de la France dans les Pyrénées-Atlantiques (64), à l'ouest de la chaîne pyrénéenne et au sud de la plaine des Landes (Figure 2.1). Il est délimité au sud-ouest par l'embouchure de la Bidassoa marquant la frontière avec l'Espagne et au nord-est par l'embouchure de l'Adour. Le long de ses 41 km de linéaire, cette côte présente une géologie diversifiée en matière de lithologie et notamment de faciès de flyschs, de déformations structurales et d'altération. Ces caractéristiques s'inscrivent dans un contexte géologique et structural particulier, hérité de l'orogénèse pyrénéenne.

Les formations lithologiques de la côte basque s'étalent du Keuper (Trias, 237 Ma) au Quaternaire (Pléistocène supérieur, 15 500 ans) (Razin, 1989) (Figure 2.2-A). Leur structure est héritée de la formation de la chaîne pyrénéenne, orientée sur un axe WNW-ESE d'environ 1000 km. Les Pyrénées se sont formées par la convergence nord-sud des plaques Ibérique et Européenne lors du cycle pyrénéen de l'orogénèse alpine entre 124 Ma (Crétacé inférieur) et 23 Ma (Oligocène) (Sibuet et al., 2004). Les déformations liées à cette convergence affectant le Pays Basque français sont attribuées du Lutétien (47 Ma) à l'Oligo-Miocène (23 Ma) (Choukroune et al., 1973; Muller et Roger, 1977; Choukroune, et Mattauer, 1978). Ainsi trois unités structurales se distinguent (Razin, 1989) : les unités méridionales (MU), les unités septentrionales (SU) et les unités frontales (FU). Nous allons nous concentrer sur celles qui affleurent sur le littoral : les unités septentrionales et les unités frontales (Figure 2.2-B, schéma structural).

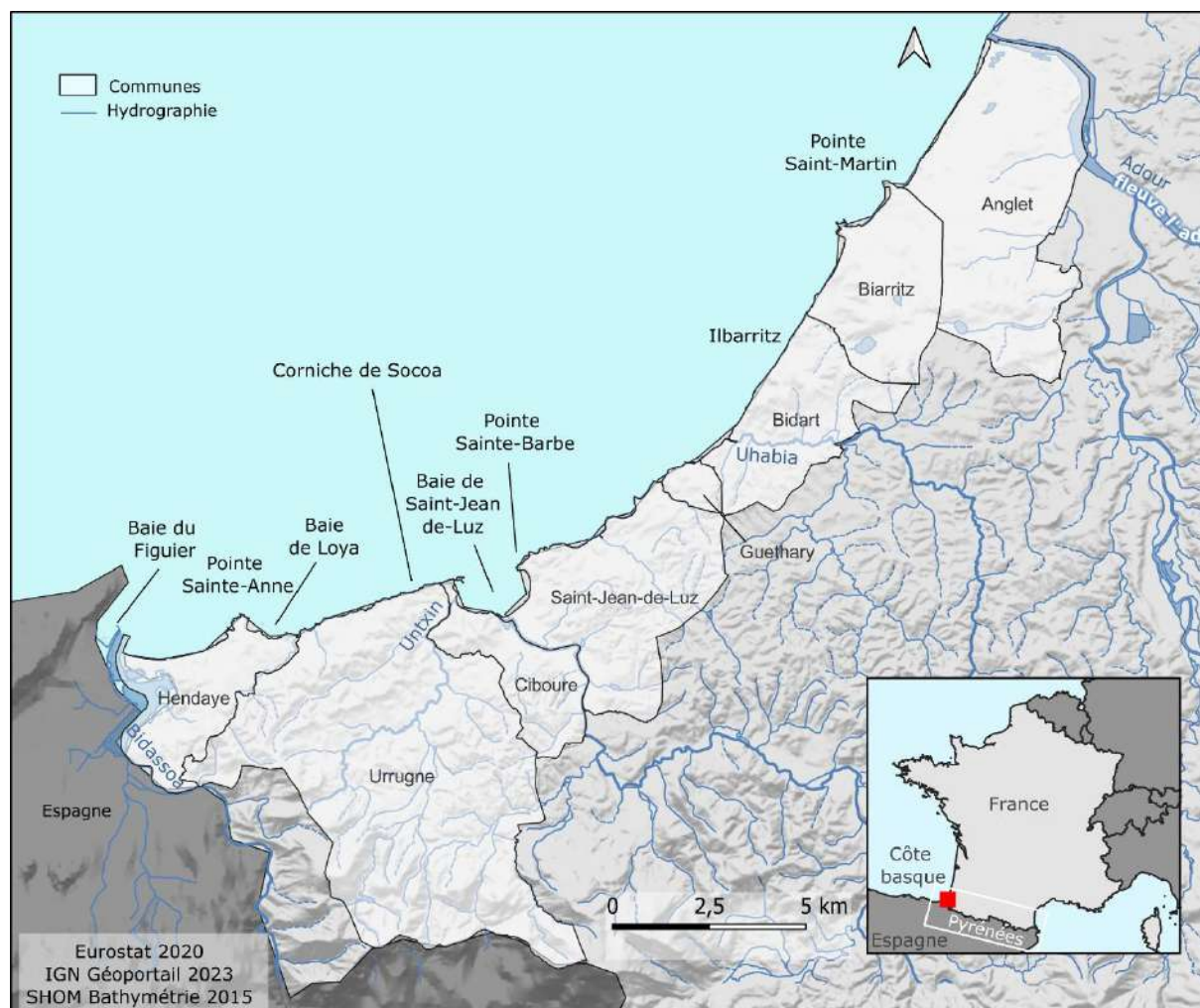


Figure 2.1 : Localisation de la côte basque française (en rouge) à l'extrémité ouest des Pyrénées et à la frontière espagnole.

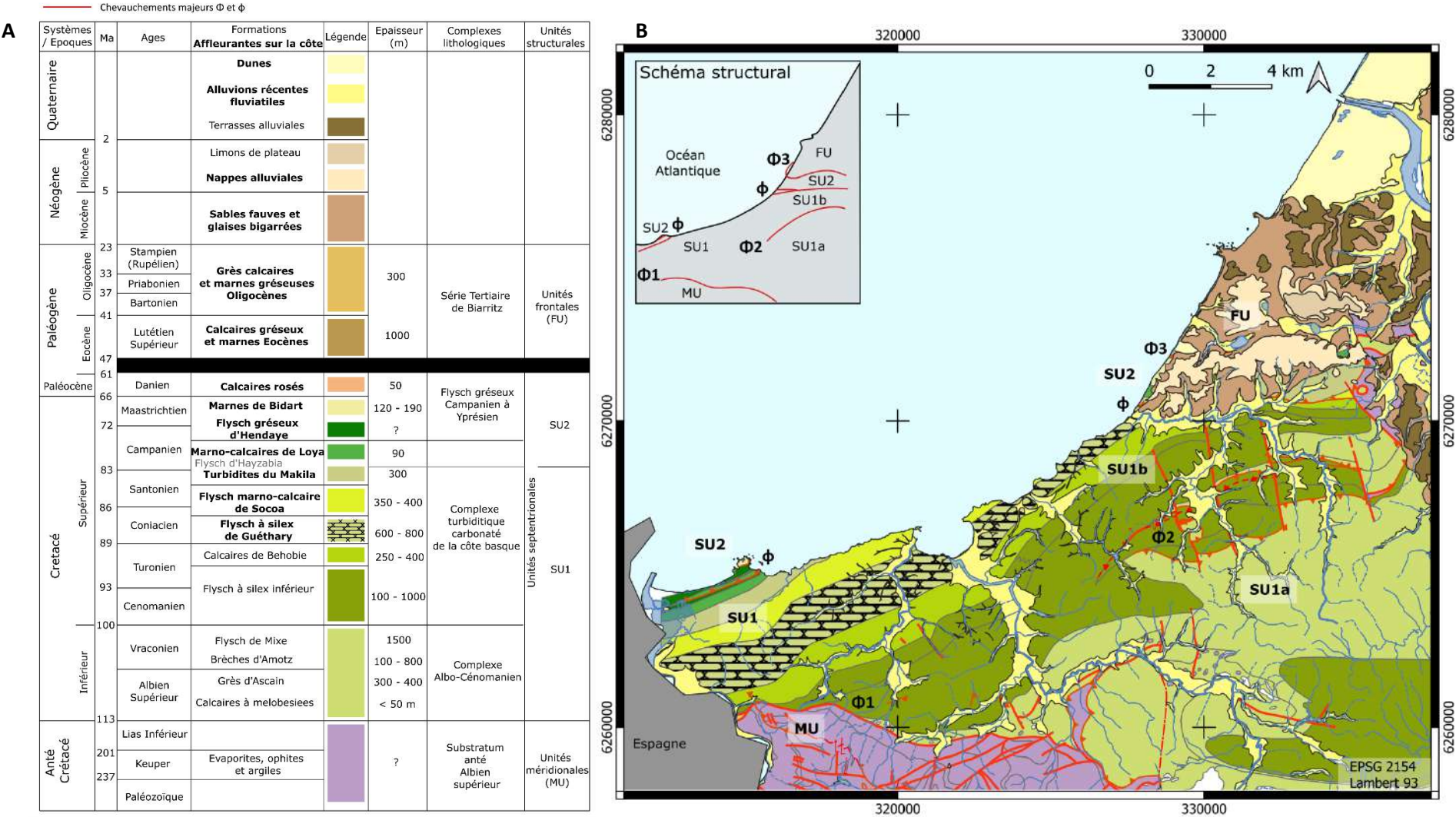


Figure 2.2 : A : Log stratigraphique. Les formations en gras affleurent sur la côte basque. B : Carte géologique du Pays Basque français et schéma structural synthétique (d'après Razin 1989 et Peter-Borie 2008). En rouge figurent les chevauchements majeurs : Φ sur les évaporites, argiles et ophites du Keuper et décollement ϕ dans le flysch d'Hayzabia. FU : unités frontales ; SU : unités septentrionales ; MU : unités méridionales.

Les unités septentrionales (SU) affleurent sur les falaises d'Hendaye à Bidart (Figure 2.2-B). Elles sont constituées de flyschs qui résultent d'avalanches sous-marines dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz à distance de la source d'approvisionnement des matériaux (Razin, 1989). Ce sont donc des faciès de flysch « distal » déposés dans un bassin qui se comble progressivement (Razin, 1989). Elles sont datées entre l'Albien supérieur et le Danien (113 à 61 Ma). Cette unité est constituée à sa base d'évaporites, d'ophites et d'argiles du Keuper (237-201 Ma), servant de niveau de décollement aux nappes de charriage (notées Φ). En effet, les lithologies de cette unité ont été déformées par la convergence pyrénéenne dont les conséquences structurales affectent le massif.

Les unités frontales (FU) affleurent sur la côte entre Bidart et Anglet (Figure 2.2-B). Plus tardives, elles sont caractérisées par des lithologies sédimentaires déposées entre l'Eocène moyen et l'Oligocène (41 à 23 Ma), syntectoniques à la compression pyrénéenne (Razin, 1989). La base des unités frontales est constituée de lambeaux de Keuper et de séries turbiditiques du Crétacé déformées qui ont servi de « couche savon » au charriage de ces unités. Par conséquent, les marno-calcaires et les calcaires gréseux de cette unité sont déformés (Razin, 1989).

1.1. Les formations lithologiques de la côte basque

Les lithologies ainsi que les couvertures mio-plio-quaternaires des unités septentrionales et frontales du littoral basque sont décrites par ordre de dépôt, de la plus ancienne à la plus récente. Ces descriptions s'appuient sur les classifications de faciès de flyschs décrites dans le chapitre 1⁷.

1.1.1. Lithologies des unités septentrionales : des dépôts anté-tectoniques

Les lithologies des unités septentrionales sont présentes entre Hendaye et Bidart. Les évaporites situées à la base de cette unité et visibles à Bidart, se sont déposées dans un environnement marin peu profond, avant le rifting d'extension N-S (Figure 2.3-A) (Sibuet, et al., 2004). Les complexes de flyschs qui s'y superposent s'étalent du Coniacien au Danien (89-61 Ma). Ces flyschs affleurent sur plus de la moitié du littoral basque (environ 27 km, soit 65%), entre Hendaye et Biarritz (Figure 2.2-A et B). Ils présentent des différences notables en matière de composition granulométrique qui peuvent être classés par faciès (Mutti et Ricci Lucchi, 1975; Shanmugam et Moiola, 1985). Ces différences ne sont pas réparties uniformément sur la côte et traduisent des environnements de dépôts distincts (Shanmugam et Moiola, 1985; Razin, 1989) :

- Sur le talus, pour les granulométries grossières de type graves et débrites (terme Ta). Il s'agit du faciès A, observé ponctuellement dans les marno-calcaires de Loya, à Hendaye et Bidart ;
- Sur le flanc du lobe turbiditiques, pour des séquences granulométriques allant des graves aux argiles (Ta à Te et H). Il s'agit du faciès C, qualifié de "séquence de Bouma complète". Ce faciès apparaît dans les flyschs à silex de Guéthary (Figure 2.3-B) ;
- Au pied du lobe turbiditique, pour des granulométries sableuses à argileuses (Tb à Te et H). Ces séquences caractérisent le faciès D, observé dans les flyschs à silex de Guéthary (Figure 2.3-B), les flyschs de Socoa (Figure 2.3-C), les turbidites du Makila (Figure 2.3-D.1) et le flysch gréseux (Figure 2.4-A) ;
- Dans la plaine abyssale, pour les granulométries argileuses caractérisées par des hémipélagites (H). Ces dépôts apparentés au faciès G constituent la majorité des marno-calcaires de Loya (Figure 2.3-D.1) et des marnes de Bidart (Figure 2.4-B).

Les calcaires rosés du Danien (66 Ma) sont visibles à Bidart (Figure 2.4-C). Ils sont constitués de niveaux calcaires fins d'origine pélagique qui témoignent d'une diminution des avalanches turbiditiques (Razin, 1989).

⁷ Les modèles de dépôt et les séquences turbiditiques associées sont décrites dans le Chapitre 1 :3.1.



Figure 2.3 : Formations lithologiques de la côte basque. A.1 et A.2 : évaporites triasiques (Gyp. : gypse). B : flysch à silex de Guéthary. C.1 : flysch marno-calcaire de Socoa. C.2 : détail des termes du flysch marno-calcaire de Socoa. D.1 : turbidites du Makila. D.2 : marno-calcaires de Loya.



Figure 2.4 : Formations lithologiques de la côte basque. A : Marno-calcaires de Loya et flysch gréseux d'Hendaye dans la baie de Loya. B : Marnes de Bidart. C : Calcaires rosés du Danien. D : marnes Eocènes. E : Grès calcaires Oligocènes.

1.1.2. Lithologies des unités frontales : des formations syn-tectoniques

Les lithologies des unités frontales se déposent en milieu profond, sur la pente continentale de l'avant pays pyrénéen, pendant la compression pyrénéenne (Razin, 1989). Ainsi, elles comblent progressivement le bassin de Saint-Jean-de-Luz (Razin, 1989). Ces dépôts ne résultent pas d'avalanches turbiditiques. Il s'agit de formations calcaro-gréseuses, marno-calcaires et marneuses déposées du Lutétien au Stampien (47-23 Ma) qui affleurent entre Bidart et Anglet (Razin, 1989; Genna et al., 2004b) (Figure 2.4-D et E).

1.1.3. Formations géologiques postérieures à la tectonique pyrénéenne

A partir du Miocène (23 Ma) et jusqu'au Quaternaire (Pléistocène supérieur, 15 500 ans), des alluvions se déposent en discordance stratigraphique sur les lithologies du Trias au Stampien (237-23 Ma) qui ont été déformées (Figure 2.2-A et B) (Karnay et Corbier, 2008). Ces alluvions, issues du démantèlement du massif pyrénéen, se déposent notamment par le biais de chenaux fluviaux (Karnay et Corbier, 2008). Elles sont constituées de matériaux granulaires (sables à galets) de quartz et d'argiles (Peter-Borie et al., 2010). Elles sont aujourd'hui visibles en sommet de falaise de Bidart à Anglet (Genna et al., 2004b) (Figure 2.2-B).

1.2. Structures géologiques

La compression pyrénéenne, axée sur une contrainte principale de direction N-S a provoqué le décollement de plusieurs unités structurales, dont trois affleurent sur la côte (Razin, 1989) (Figure 2.2-B) :

- Les complexes de flyschs crétacés (SU), entre la baie de Loya, à Hendaye, à l'embouchure de l'Uhabia, à Bidart, sont charriés en direction du N et du NW par le chevauchement d'Amotz $\Phi 1$ (non visible sur le littoral), sur les formations paléozoïques antérieures ;
- Des écaillés de flyschs gréseux (Campanien – Danien, 83- 61 Ma), présents sur la Pointe Sainte-Anne (Hendaye) et à Bidart, sont charriés vers le N et le NW, par le niveau de décollement Φ , sur les flyschs carbonatés. Ces écaillés constituent la sous-unité septentrionale SU2 charriée sur SU1 ;
- Les lithologies syn-tectoniques calcaro-gréseuses et marneuses (47-23 Ma) (FU) situées entre Bidart et Anglet, sont charriées en direction du nord, par le rétro-chevauchement d'Ilbarritz $\Phi 3$, sur les flyschs crétacés (SU). Ce contact affleure sur le littoral au lieu-dit Ilbarritz (Bidart).

Dans ces unités structurales, les formations géologiques ont été déformées par la contrainte pyrénéenne (Razin, 1989). Des plis plurikilométriques ont accommodé la déformation : ils sont orientés sur des axes E-W à NE-SW correspondants à un azimut de 090°E à 045°E. La nature cassante des matériaux a conduit à former des réseaux de failles orientés sur des axes N-S à NE-SW, soit d'un azimut de 000°E à 045°E.

1.3. L'altération des formations

Les formations géologiques anté-tectoniques et syn-tectoniques sont altérées mécaniquement et chimiquement par la dissolution des calcaires, l'oxydation et l'hydrolyse des roches, contribuant à leur argilisation (Peter-Borie et al., 2006). Ces altérites ont une répartition et une épaisseur variables, de 0 à 50 m d'épaisseur (Genna et al., 2004a; Peter-Borie et al., 2010) (Figure 2.5-A et B). Ces variations peuvent s'expliquer par les différences de proportions de carbonates des roches mères : plus une roche est carbonatée, plus elle est susceptible à la dissolution et donc à l'altération (Peter-Borie et al., 2006). L'hétérogénéité des roches mères et de leurs termes lithologiques influent sur la variabilité des paramètres géotechniques des altérites, dont Peter-Borie (2008) juge qu'elles nécessiteraient d'être davantage caractérisés. Afin de tenir compte de l'hétérogénéité des altérites, il est possible d'évaluer leur degré d'altération à partir d'observations in situ qui seront déployées à l'échelle des sites (Chapitre 2 : Chapitre 1 : et Chapitre 1 :) (Geological Society Engineering Group Working Party, 1990).

La datation des altérites basques est indéterminée (Peter-Borie et al., 2006). Genna et al. (2004a) émettent l'hypothèse que la couverture alluvionnaire mio-plio-quaternaire perméable aurait servi d'aquifère, favorisant l'alimentation en eau au sommet des formations crétacées. La présence d'eau aurait altéré le sommet de ces formations au cours de paléoclimats glaciaires, tempérés et arides (Peter-Borie et al., 2006).

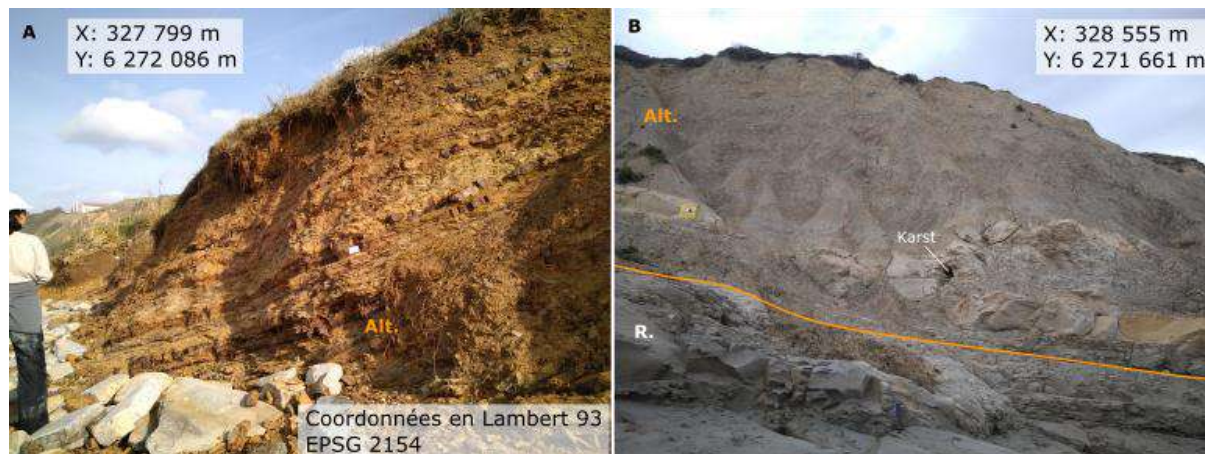


Figure 2.5 : Altérites de la côte basque. A : Altérites du flysch à silex de Guéthary (Plage des Embruns, Bidart). B : Altérites des marnes de Bidart avec en ligne orange, l'interface roche mère (R.) et altérites (Alt.) ainsi qu'un conduit karstique (nord d'Erromardie, Bidart).

Ainsi, les falaises de ce littoral présentent une hétérogénéité géologique latérale ainsi que verticale à plusieurs titres : (1) latéralement parce que différentes formations géologiques issues de différentes phases de sédimentation constituent le linéaire, (2) verticalement parce que ces roches sont plus ou moins altérées et elles sont coiffées par des alluvions au nord-est du littoral.

2. Une géomorphologie scindée en morphotypes

Entre Hendaye et Anglet, 27 km du littoral basque est constitué de falaises, les 14 autres km étant constitué de baies (à côte basse). Les falaises, aux altitudes comprises entre de 10 m à 72 m et aux pentes comprises entre 10° à 90°, présentent une diversité géomorphologique remarquable (Genna et al., 2004a). Le pied de falaise est bordé par un platier à pente faible, type A de la classification de Sunamura (1992) (Chapitre 1 :1.1). Le pied de falaise peut être engraisé par des sédiments de granulométrie grossière (blocs et galets) à fine (sables) ou en être dépourvu, notamment à proximité de certains enrochements anthropiques (proportions Figure 2.6). Ces sédiments peuvent provenir du massif érodé et d'apports anthropiques.

D'une manière générale, les différentes géomorphologies des falaises résultent du rapport de force entre le contexte géologique et les forçages externes qui contribuent à l'érosion du massif (Emery et Kuhn, 1982). Face à la diversité géologique et géomorphologique des falaises basques, une classification géomorphologique fondée sur la géologie a été proposée par Genna et al. (2004a). Pourtant, certaines classes géomorphologiques présentent des variations en termes de structure et d'épaisseurs d'altérites. Les apports notables de cette classification pourraient être affinés en matière de types de structures géologiques et de type de couverture lithologique. Ainsi, dans un premier temps, nous présenterons la classification géomorphologique locale, étroitement corrélée au contexte géologique et à la dynamique érosive du littoral (Genna et al., 2004a). Ensuite, une classification géomorphologique améliorée et adaptée à notre problématique sera présentée. Cette amélioration reposera sur l'affinage des facteurs structuraux (Trenhaile, 1987) et de l'épaisseur des altérites et de la présence d'alluvions.

Types de sédiments en pied de falaise

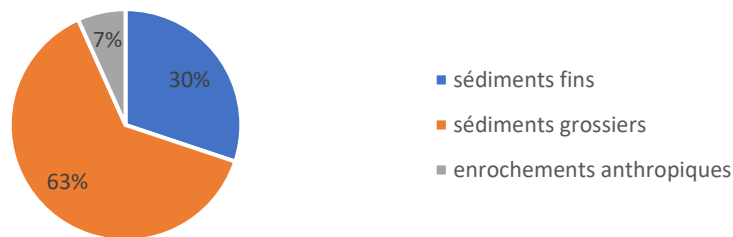


Figure 2.6 : Proportions des types de sédiments en pied de falaise le long des 27 km de côte à falaises. Sédiments fins : sables; sédiments grossiers : blocs et galets.

2.1. Une classification géomorphologique locale des falaises, fondée sur des critères géologiques simples

La morphologie des falaises côtières est le produit de rapports de forces entre la résistance de la falaise et des agents d'érosion externes (aériens et marins) (Emery et Kuhn, 1982; Sunamura, 1992; Hampton et Griggs, 2004). Les falaises basques n'échappent pas à ce constat étant donné qu'elles présentent différentes morphologies de profils : abrupts, convexes ou concaves (Nédellec et al., 2005).

La côte basque présente 7 morphotypes littoraux dont 5 sont des types de falaises côtières. Ces morphotypes sont définis selon des combinaisons de critères tenant compte de variations géologiques verticales et latérales (Genna et al., 2004a) (Tableau 2.1, Figure 2.7 et Figure 2.8) ; soit :

- Le type de déformation tectonique de la stratification (stratification horizontale, inclinée, plissée) ;
- La présence d'altérites ;
- La présence d'alluvions sommitales ;
- La présence de reliefs bas, constitués de dunes ou de formations altérées.

Tableau 2.1 : Morphotypes du littoral basque selon Genna et al (2004a).

	Morphotype	Type de relief	Structure	Roche mère	Altération	Alluvions	Localisation	Remarques
1	Les roches à stratifications horizontales avec altérites et couverture alluvionnaire récente	Falaise	Stratification horizontale	Résistance forte	Peu épaisse	Présentes	Pointe Sainte-Anne (Hendaye), Rocher de la Vierge et Pointe Saint-Martin (Biarritz)	A la Pointe Sainte-Anne, les altérites sont plus épaisses et les structures géologiques sont déformées
2	Roches à stratifications déformées et meubles avec altérites et couverture alluvionnaire récente	Falaise	Stratification déformée	Résistance faible	Présente, épaisseur non spécifiée	Présentes	Sud de Biarritz et Bidart	L'épaisseur des alluvions varie selon les secteurs
3	Roches dures plissées avec altérites et couverture alluvionnaire récente	Falaise	Stratification plissée	Résistance forte	Présente, épaisseur non spécifiée	Présentes	Ilbarritz à Bidart	/
4	Roches dures plissées avec altérites	Falaise	Stratification plissée	Résistance forte	Présente, épaisseur non spécifiée	Absentes	Entre l'Uhabia à Bidart et la Pointe Sainte-Barbe à Saint-Jean-de-Luz. Dans la baie de Loya à Hendaye	L'épaisseur des altérites varie selon les secteurs
5	Roches dures basculées	Falaise	Stratification monoclinale basculée en direction de la mer (aval pendage)	Résistance forte	Absente	Absentes	De Ciboure à Hendaye	A l'ouest du morphotype à Urrugne, le plan de stratification est amont pendage
6	Altérites en reliefs bas	Relief bas	Non spécifié	Résistance faible	Constitue tout le morphotype	Absentes	Baies (Saint-Jean-de-Luz, Erromardie, Maïarko, Cenitz) et au nord d'Ilbarritz, entre Bidart et Biarritz	/
7	Sables et dunes	Sables et dunes	Non applicable	Non observée	Non connu	Non spécifié	Baies embouchures et de rivières	/

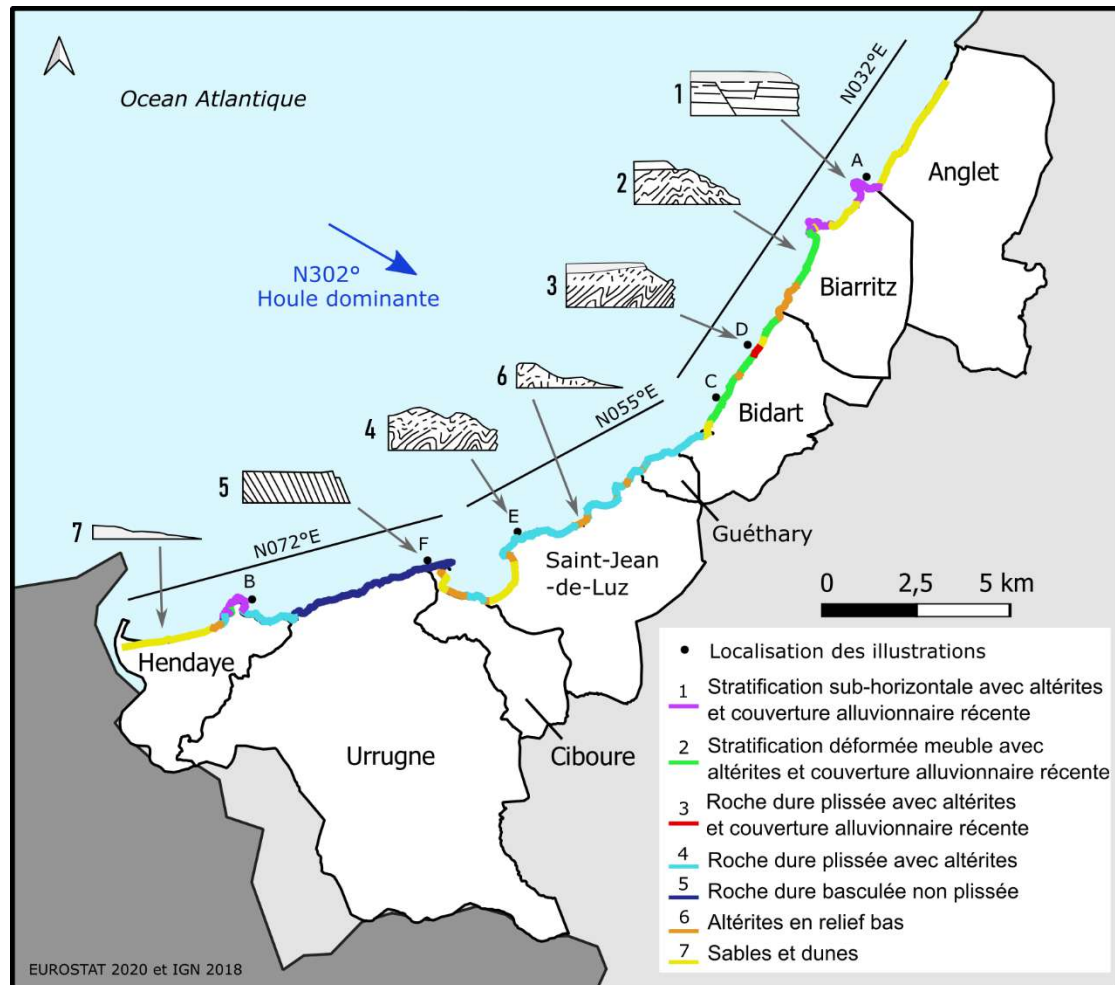


Figure 2.7 : Sept morphotypes côtiers répartis de Hendaye à Anglet, par Genna et al. (2004a), modifié d'après (Martins et al., 2021). Trois orientations différentes du linéaire côtier : N072°E entre Hendaye et Ciboure, N055°E entre Saint-Jean-de-Luz et le sud de Bidart, N032°E (Peter-Borie, 2008). Les lettres localisent les illustrations d'affleurement des morphotypes de la Figure 2.8. Houle dominante de direction N302° (Pedreros et al., 2009).

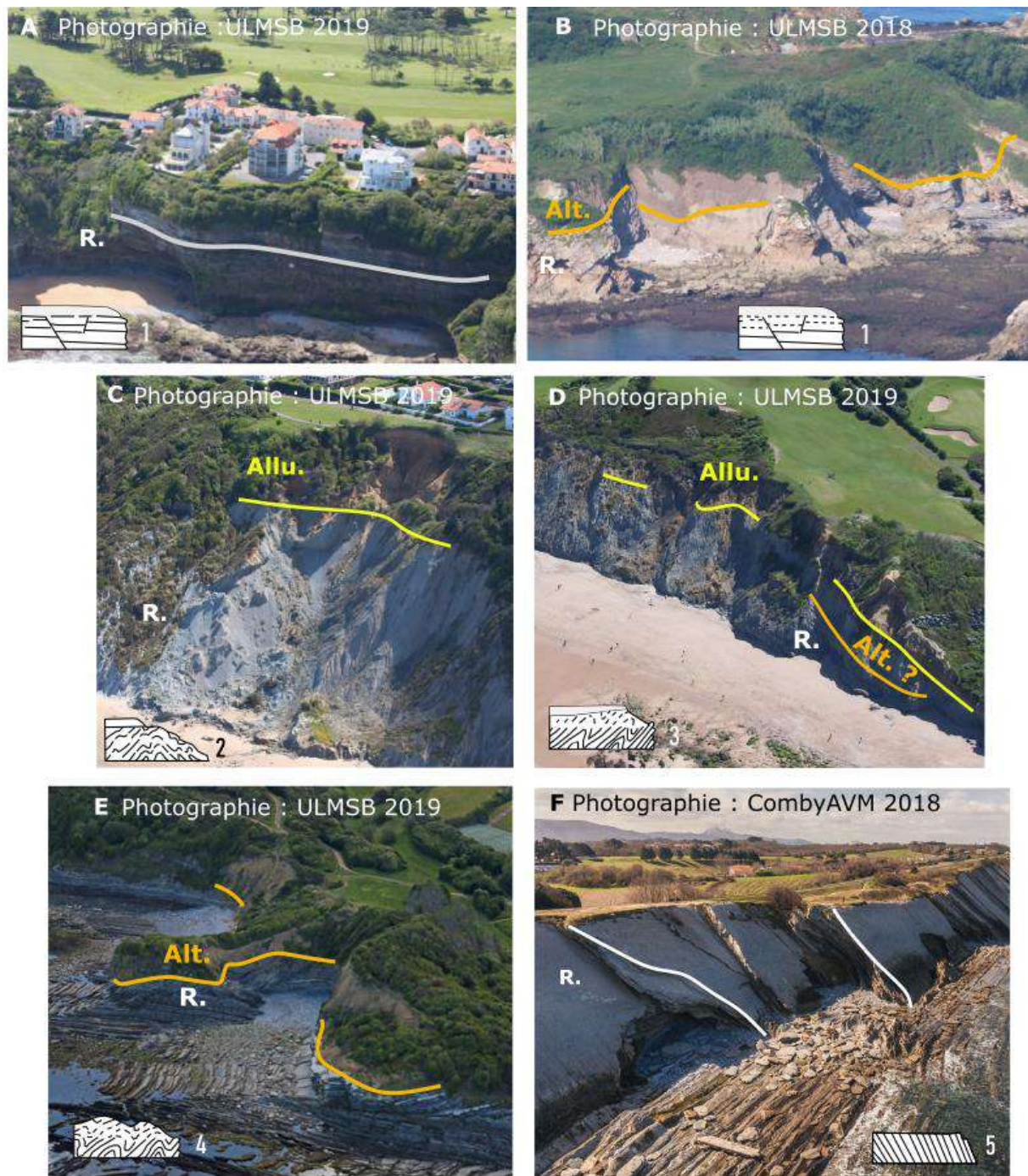


Figure 2.8 : Illustrations des cinq morphotypes côtiers de falaises définis par Genna et al. (2004a). Les plans de stratification de la roche (R.) figurent en blanc. Le mur des altérites (Alt.) figure en orange. Le mur des alluvions (Allu.) figure en jaune. A : Morphotype 1 au nord de la Pointe Saint-Martin à Biarritz. B : Morphotype 1 à la Pointe Sainte-Anne à Hendaye. C : Morphotype 2 à la Corniche de Bidart. D : Morphotype 3, illustré par le complexe chaotique d'Ilbarritz au nord de Bidart. E : Morphotype 4 à Saint-Jean-de-Luz dans les rochers de la Pointe-Sainte-Barbe. F : Morphotype 5 entre Ciboure et Urrugne.

2.2. Une classification géomorphologique adaptée aux instabilités gravitaires

2.2.1. Limites des morphotypes établis en 2004

Localement ces 5 morphotypes de falaises présentent des variations en termes d'altérations (épaisseur, emprise spatiale) et de structures du plan de stratification (orientation et pendage). Par exemple, le morphotype 5 de falaise de roche dure basculée présente des structures conformes à la pente à Ciboure et des structures non conformes à l'ouest d'Urrugne (Tableau 2.1).

Ces structures ou les différents niveaux d'altération ne réagissent pas de la même manière à l'érosion et aux effets des processus subaériens et marins (Emery et Kuhn, 1982; Trenhaile, 1987).

Ainsi, dans le cadre de ces travaux de thèse une nouvelle classification des morphotypes de la côte basque est proposée. Fondée sur les morphotypes de Genna et al. (2004a), elle introduit les épaisseurs d'altération, leur répartition spatiale et la relation géométrique entre le plan de stratification et le versant, proposée par Trenhaile (1987) et adaptées au contexte local.

2.2.2. Une classification des structures du massif : la relation géométrique entre le plan de stratification et le versant

L'érosion des falaises peut être évaluée à partir de la relation géométrique entre le plan de stratification et le versant (ou « structures ») ; ces structures varient selon le pendage et l'orientation du plan de stratification en fonction du linéaire côtier (Trenhaile, 1987, Figure 2.9). Trenhaile (1987, 1999) définit un modèle conceptuel de 8 classes de structures en combinant les variations de pendage et d'orientation du plan de stratification, chacune selon trois gammes de valeurs : inférieur à 15°, compris entre 15° et 75°, supérieur à 75°.

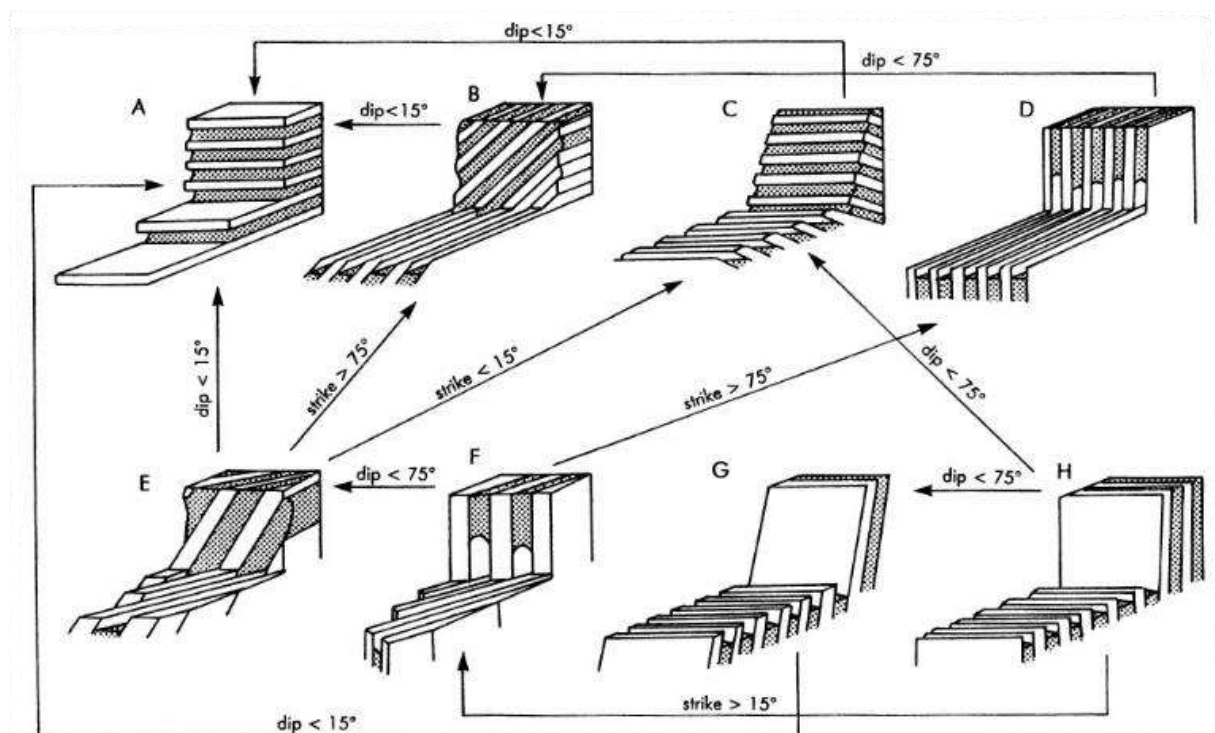


Figure 2.9 : Classes de structures du plan de stratification par rapport au versant (Trenhaile, 1987). Pour chaque classe de A à H, le pendage (dip) et l'orientation (azimut) du plan de stratification varient sur 3 plages de valeurs : <15°, entre 15° et 75° et >75°.

Ces seuils de pendage peuvent permettre d'estimer les modes de rupture attendus dans une classe, en considérant l'angle de friction interne des flyschs (Stead et Wolter, 2015). En effet, un pendage supérieur à l'angle de friction interne des matériaux sera favorable à des glissements rocheux banc sur

banc (Stead et Wolter, 2015). Pour des flyschs altérés, l'angle de friction interne le plus faible connu, a été évalué à 21° (Anagnostopoulou et al., 2022). Ainsi, on peut considérer que la valeur de pendage de 15° permet d'exclure des glissements rocheux banc sur banc déclenchés sur des plans de stratification.

Sur la côte basque, seules 5 des 8 classes de structures sont observées. Compte-tenu de la déformation tectonique de la région, nous avons choisi d'ajouter une 6^{ème} classe. Elle est définie par l'absence d'une structure distinguable à flanc de falaise. Plus précisément, le massif stratifié est déformé par des plis ou des failles qui empêchent de distinguer un seul plan de stratification. A partir de photographies obliques récentes, nous avons identifié et vectorisé sous SIG six classes différentes de plans de stratification (Figure 2.10) :

- Les plans subhorizontaux, inférieurs à 15°, observés à la Pointe Sainte-Anne et à Anglet ;
- Les plans de pendage conforme, compris entre 15° et 75°, avec une orientation par rapport au linéaire côtier inférieure à 15°, plongeant en direction de la mer. Ce type est observé entre Hendaye, Urrugne et Ciboure ;
- Les plans de pendage non conforme, compris entre 15° et 75°, avec une orientation par rapport au linéaire côtier inférieure à 15°, plongeant en direction de la terre. Ce type est observé à Urrugne et à Guéthary ;
- Les plans de pendage oblique, compris entre 15° et 75°, avec une orientation par rapport au linéaire côtier supérieure à 75°. Ils sont présents à Bidart et Biarritz ;
- Les plans de pendage conforme oblique, compris entre 15° et 75°, avec une orientation par rapport au linéaire côtier comprise entre 15° et 75°. Ce type de pendage est présent à Bidart.
- Les formations déstructurées sont présentes sur plusieurs affleurements entre Hendaye et Biarritz.

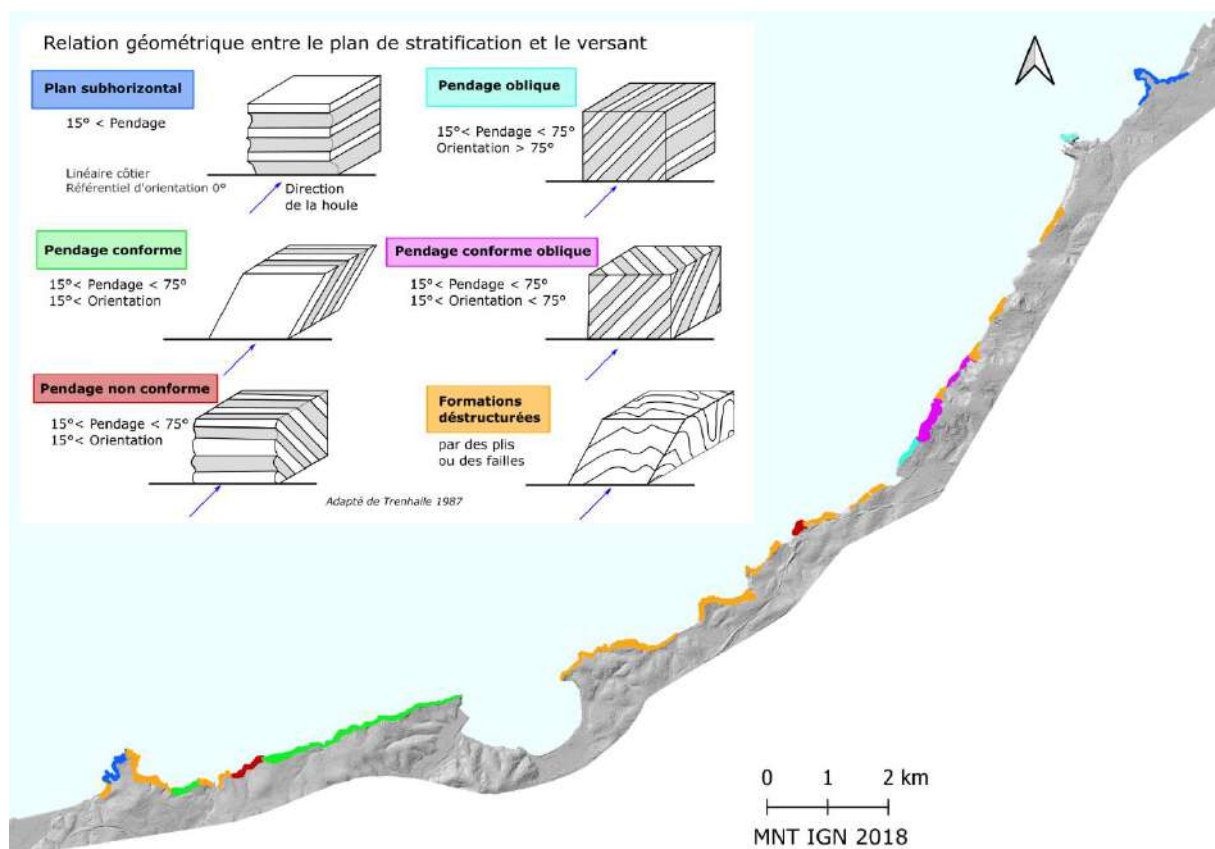


Figure 2.10 : Classes et répartition des relations géométriques entre le plan de stratification et le versant.

2.2.3. Des altérites d'épaisseur variable coiffées ou non d'alluvions

En effet, les altérites et les alluvions jouent le rôle d'aquifères (Peter-Borie, 2008) et leur hydratation peut conduire à leur rupture, soit en abaissant la limite de liquidité des altérites argileuses, soit en augmentant la pression interstitielle des alluvions, dont les matériaux sont granulaires (Hung, 2003). Il est donc nécessaire de connaître leur répartition spatiale et leur épaisseur afin d'évaluer leur influence sur les phénomènes érosifs.

Trois classes d'épaisseurs d'altérites ont été définies à partir de photographies obliques (CombyAVM 2018 et ULMSB 2019) et d'observations de terrain (Figure 2.11) : (1) peu épaisse, ≤ 2 m ; (2) moyennement épaisse, entre 2 et 5 m ; (3) fortement épaisse, ≥ 5 m (Martins, 2021). Ces épaisseurs ont été vectorisées sous SIG avec une information complémentaire : la présence ou l'absence d'alluvions mio-plio-quaternaires.

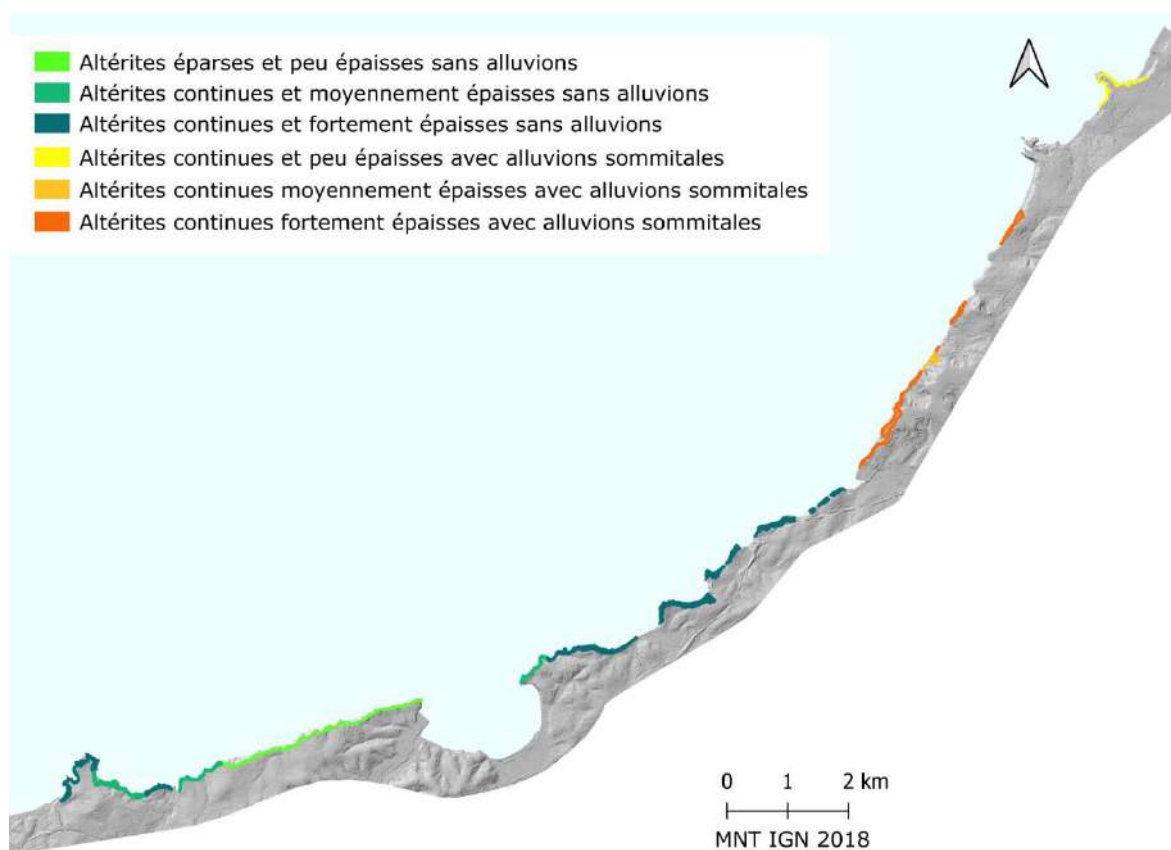



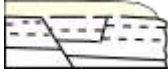






Figure 2.11 : Répartition des épaisseurs d'altérites et de la couverture d'alluvions affleurantes sur la côte basque.

2.3. Synthèse des sous morphotypes de falaises basques

A partir de ces nouvelles informations des morphotypes de Genna et al. (2004a), 8 nouveaux morphotypes ont été déterminés ; ils sont récapitulés dans le Tableau 2.2 et sur la Figure 2.12.

Ces 8 nouveaux morphotypes prennent en compte la structure et la lithologie du massif ainsi que la présence d'altération et d'alluvions. Ces 8 types morphologiques sont indispensables pour isoler les différents facteurs de prédisposition à l'érosion des falaises basques. Ils guideront l'analyse des instabilités à l'échelle régionale.

Tableau 2.2 : Nouveaux morphotypes des falaises basques améliorés à partir de la classification de Genna et al (2004a) et des structures et épaisseurs de couverture altéritique et alluvionnaire.

Morphotypes de Genna et al. (2004a)	Nouveaux morphotypes	Schémas	Structures	Couverture altéritique et alluvionnaire	Localisation
1 : roches à stratifications horizontales avec altérites et couverture alluvionnaire	1.1 : roches à stratifications horizontales à oblique avec altérites peu épaisses et alluvions		Sub-horizontal ou pendage oblique	Altérites peu épaisses et alluvions	Anglet et Biarritz
	1.2 : roches à stratifications horizontales avec altérites fortement épaisses		Sub-horizontal ou déstructuré	Altérites fortement épaisses	Hendaye
2 : roches meubles à stratifications déformées avec altérites et couverture alluvionnaire récente	2 : roches meubles conformes obliques avec altérites moyennement à fortement épaisses et alluvions		Pendage conforme oblique à oblique	Altérites moyennement à fortement épaisses avec alluvions	Alternances des deux types à Bidart
3 : roches dures plissées avec altérites et couverture alluvionnaire récente	3 : roches déformées avec altérites moyennement à fortement épaisses et alluvions		Déstructuré		
4 : roches dures plissées avec altérites	4 : Roches déstructurées avec altérites moyennement à fortement épaisses		Déstructuré	Altérites moyennement à fortement épaisses	Guéthary, Saint-Jean-de-Luz et Hendaye
5 : roches dures basculées	5.1 : Roches dures basculées conformes		Conforme	Altérites éparses et peu épaisses	Ciboure à Urrugne
	5.2 : Roches dures basculées non conformes		Non conforme ou déstructurée	Altérites moyennement épaisses	Urrugne
	5.3 : Roches dures basculées conformes altérées		Conforme	Altérites moyennement à fortement épaisses	Hendaye

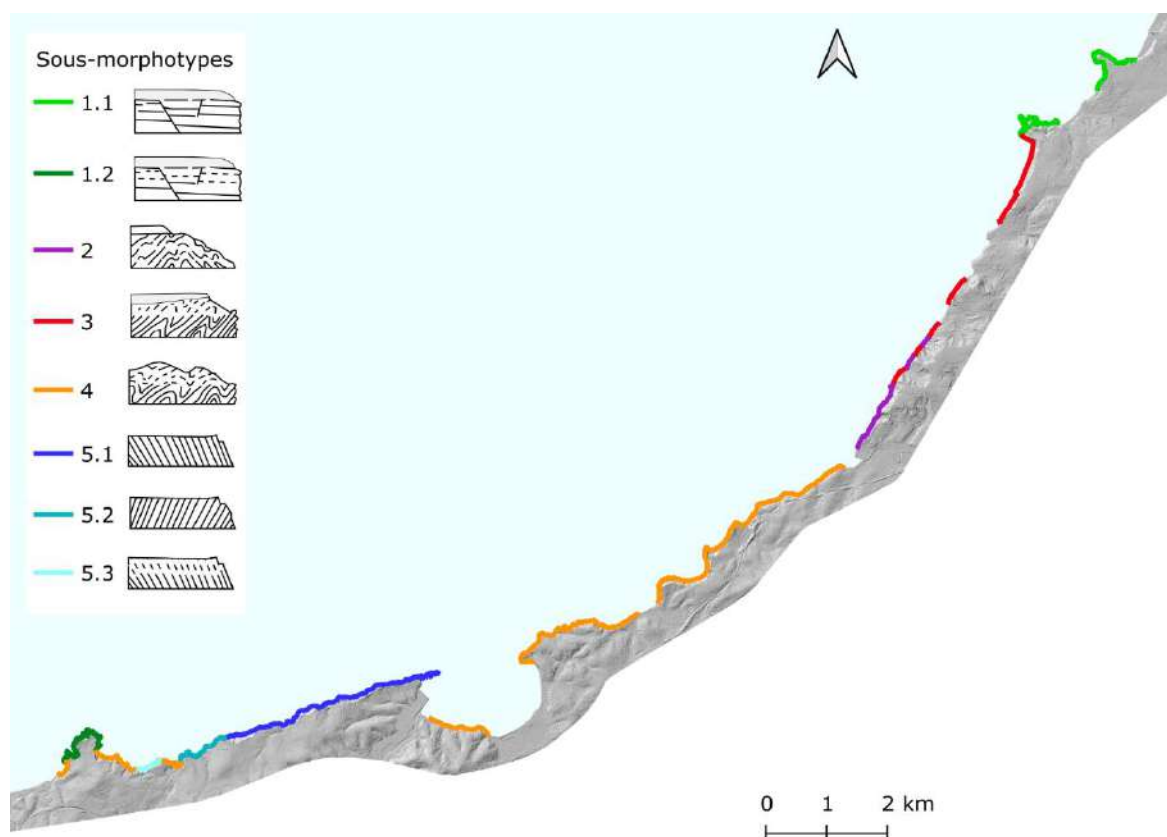


Figure 2.12 : Répartition spatiale des morphotypes améliorés à partir de la classification de Genna et al (2004a) et des cartographies détaillées de la couverture d'altérites et d'alluvions et des structures. Les numéros de morphotypes correspondent aux descriptions du Tableau 2.2.

3. Erosion et instabilités gravitaires : un couple indissociable impliqué dans l'évolution des falaises basques

L'érosion des falaises basques est essentiellement provoquée par des instabilités gravitaires (Nédellec et al., 2005; Aubié et al., 2007, 2011), qui sont recensées dans la base de données mouvements de terrain⁸ (BDMVT) lorsqu'elles touchent les infrastructures et les biens et font l'objet d'une expertise. La BDMVT compile la localisation, la date et le type de phénomène gravitaire déclenché en indiquant la précision temporelle et spatiale des objets localisés. En 2018, la BDMVT recensait 131 instabilités gravitaires sur le littoral basque, parmi lesquelles trois types étaient distingués : les éboulements, les glissements et les coulées (Nédellec et al., 2005; Aubié et al., 2011).

La BDMVT présente trois limites majeures⁹ : (1) la couche géographique est abstraite sous forme de points, qui ne permettent pas de réaliser d'analyse des surfaces, alors que celles-ci permettraient de quantifier la magnitude des instabilités en première approche (Guzzetti et al., 2002; Brunetti et al., 2009), (2) sa nomenclature ne correspond pas aux normes internationales (Thiery et al., 2020) et (3) elle ne recense que les phénomènes qui font des dégâts sur les biens et infrastructures, ce qui exclut les phénomènes qui n'en engendrent pas. Dans le cadre de cette thèse et d'un travail de master (Martins, 2021), cet inventaire a été mis à jour pour délimiter les instabilités gravitaires, affiner leur typologie suivant un standard international et caractériser leur activité. Cet inventaire doit permettre

⁸ <https://infoterre.brgm.fr/page/mouvements-terrain>

⁹ Actuellement, une refonte demandée par le Ministère de la Transition Ecologique et pilotée par le BRGM est en cours pour intégrer ces aspects (MEZAG, BRGM, en cours d'élaboration). MEZAG : Méthodologie d'Evaluation du Zonage de l'Aléa Glissement. Il s'agit d'un groupe de travail constitué des services de l'Etat dont l'objectif est d'établir un guide technique national de caractérisation de l'aléa glissement de terrain.

de mieux comprendre la répartition des phénomènes, les facteurs les régissant ainsi que le lien avec les vitesses d'érosion des falaises.

3.1. Une typologie adaptée au contexte basque

3.1.1. Amélioration de l'inventaire : une approche classique

Ce travail d'inventaire est réalisé par photo-interprétation et observations de terrain. La méthode est classique et repose sur l'analyse de l'orthophotographie et du MNT ombré de 2018 de l'IGN, de résolutions planimétriques respectives de 0,1 et 1 m. Sous SIG, les limites des instabilités ont été vectorisées par des polygones à partir de marqueurs géomorphologiques (Flageollet, 1989) : dépressions topographiques, escarpements présentant des ruptures de pentes, fissures ou fractures, végétation déstructurée (Figure 2.13-A et B). La résolution de l'orthophotographie et du MNT ombré 2018 de l'IGN nous permet d'identifier des phénomènes présentant une surface de $\pm 0,8 \text{ m}^2$, calculée à partir de la méthode employée par Brunetti et al. (2014). Cette incertitude des surfaces est calculée pour chaque évènement avec la plus mauvaise résolution de pixel des cartes utilisées (1 m pour le MNT 2018) à partir de l'équation suivante :

$$\text{incertitude}_{\text{évènement}} = \frac{\text{résolution de pixel la plus faible} \times \text{périmètre}_{\text{évènement}}}{\text{surface}_{\text{évènement}}} \quad (\text{Eq 1})$$

Cette incertitude surfacique de $\pm 0,8 \text{ m}^2$ est de deux ordres de grandeur inférieurs à la surface minimale vectorisée dans cet inventaire (10^1 m^2) ; elle est donc acceptable pour un inventaire réalisé au 1 : 25 000^{ème}.

La typologie de référence internationale est fondée sur le type de matériau impliqué (roche, matériaux mixtes, matériaux fins) et le processus de déstabilisation (chute, glissement, coulée, basculement, fauchage) (Varnes, 1978; Hungr et al., 2014). Les types de matériaux sont reconnaissables par leur couleur (plutôt dans les teintes jaunes à ocre pour les matériaux fins, gris pour les matériaux rocheux et gris à ocre pour les matériaux mixtes) sur l'orthophotographie de 2018 ; ainsi que par des traces de blocs pour les matériaux mixtes ou rocheux (Figure 2.13-C). Les critères d'observations utilisés pour distinguer chaque type d'instabilité sont détaillés dans le Tableau 2.3

Tableau 2.3 : Critères d'observations distinguant les cinq types d'instabilités gravitaires de la côte basque française

Types d'instabilités	Matériaux : coloration	Escarpement	Pente	Chenalisation
Chute de blocs	Rocheux : gris	Linéaire	Subverticale	Absente
Glissement rocheux banc sur banc			Non subverticale	
Glissement de matériaux mixtes	Rocheux : gris Altérites et / ou alluvions : ocre à orangé	Circulaire		Relativement faible
Glissement de matériaux fins				Relativement forte
Glissement-coulée				

La caractérisation de l'activité des instabilités gravitaires basques est fondée sur la fréquence des évènements, adaptée de la classification de Flageollet (1996) et Thiery (2007) (Figure 2.14). Initialement cette classification considère qu'une fréquence inférieure à un an vaut pour les instabilités actives, qu'elles soient continues ou intermittentes. Des évènements latents épisodiques peuvent présenter des fréquences : forte de 1 à 10 ans, faible de 10 à 100 ans. Etant donné que notre étude caractérise l'évolution des instabilités à plusieurs échelles temporelles et spatiales, et notamment sur des sites suivis pendant 3 ans, nous avons choisi d'adapter le seuil de fréquence entre actif et latent à 3 ans. Cette activité se traduit par une conservation des marqueurs morphologiques et par l'absence

de végétation (Flageollet, 1996), identifiés à partir du MNT, de l'orthophotographie IGN de 2018 et dans certains cas par observations de terrain.

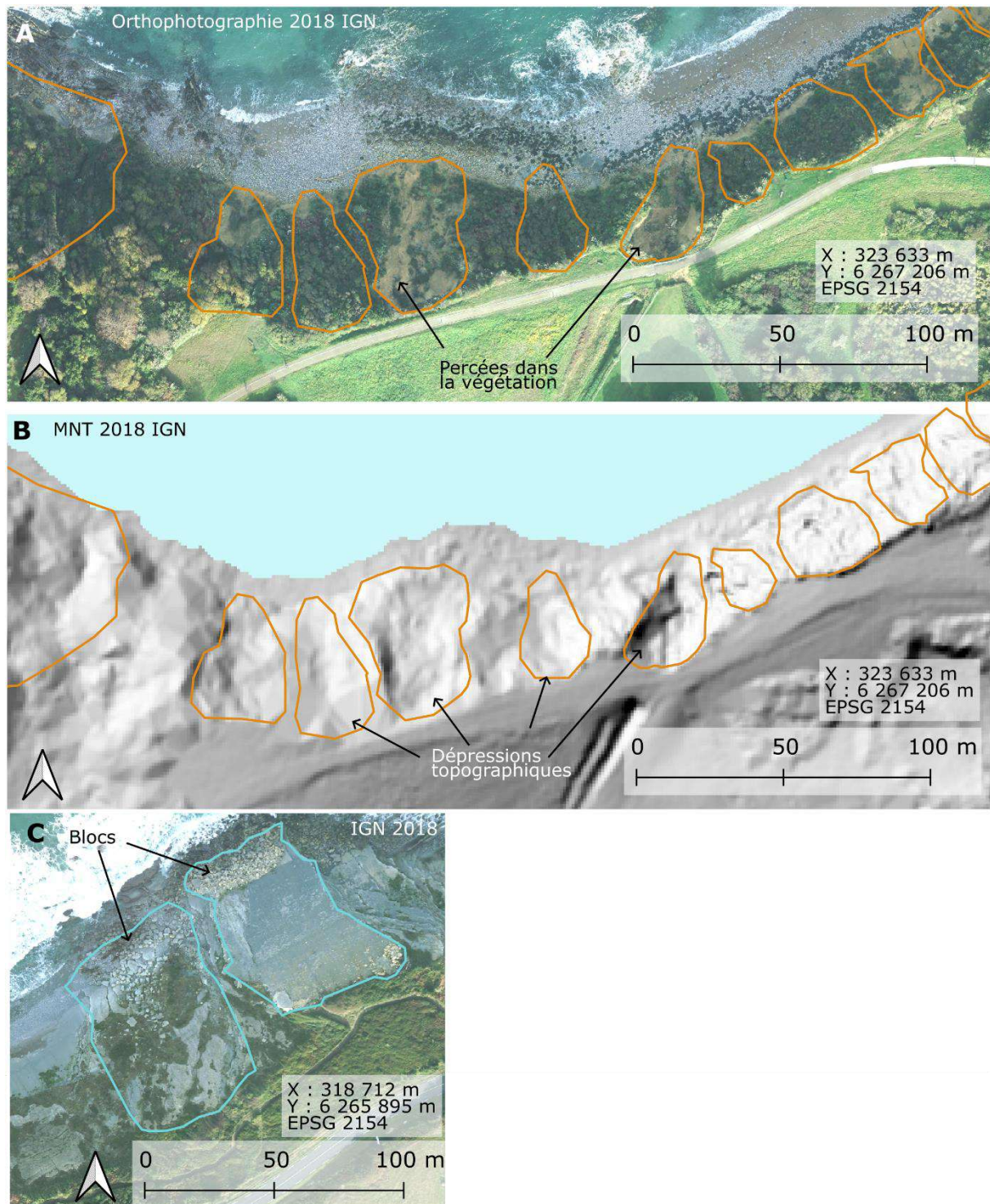


Figure 2.13 : A : Signes d'activité érosive par l'absence de végétation sur certains versants (baie d'Erromardie, Saint-Jean-de-Luz). B : Dépressions topographiques mises en évidence par l'ombrage du MNT 1m de l'IGN. C : Présence de blocs en pied de versant indiquant la nature rocheuse des matériaux érodés (Urrugne).

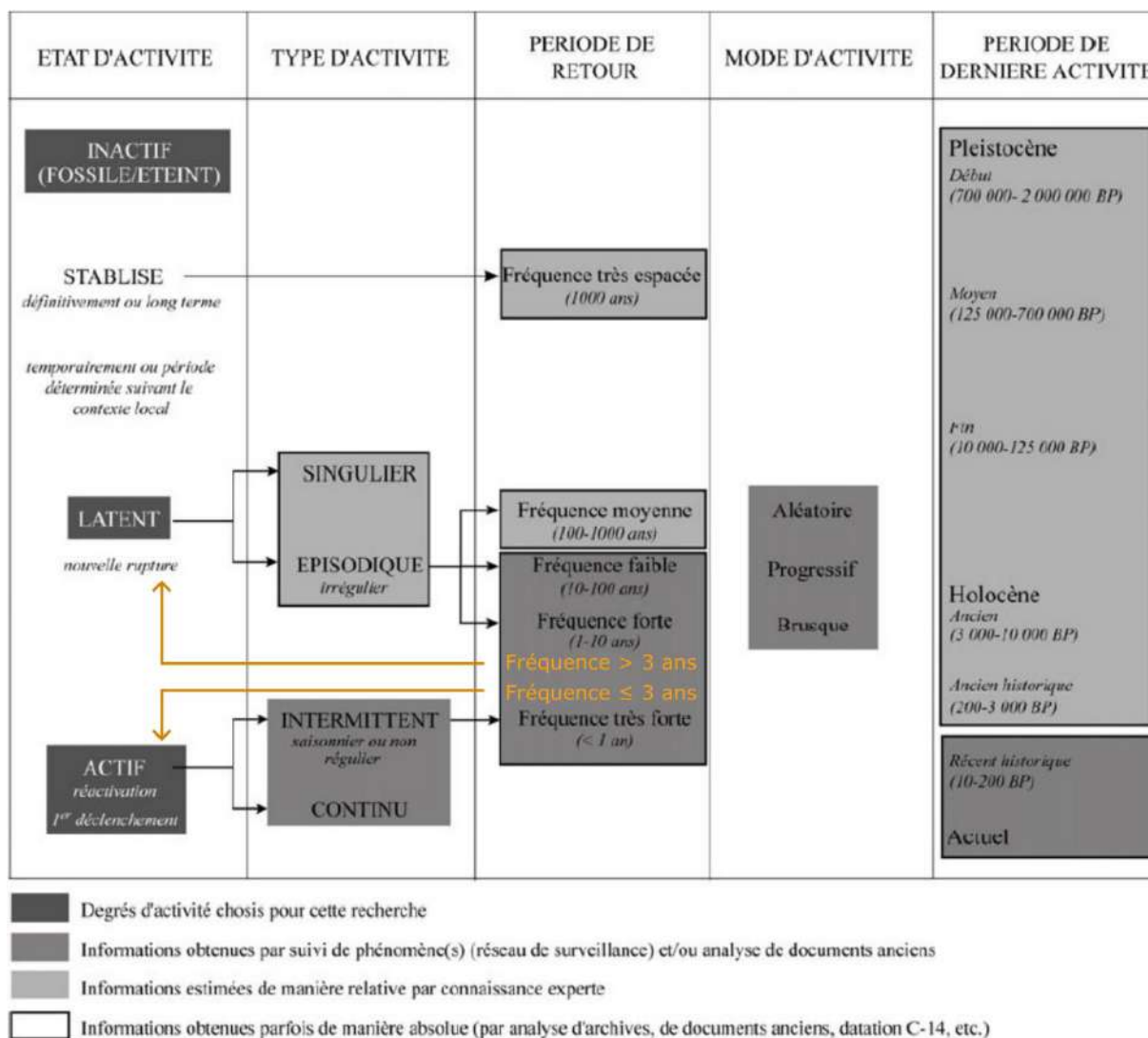


Figure 2.14 : Terminologie de l'activité des mouvements de terrain (par Thiery, 2007 adapté de Flageollet, 1996) ; en orange le seuil de fréquence de retour d'évènement adapté au contexte de la côte basque pour le projet EZPONDA.

3.1.2. Une typologie variée

Ce nouvel inventaire recense 290 instabilités gravitaires, soit 159 nouveaux événements inconnus de la BDMVT de 2018, qui recense 131 événements (Figure 2.15-A et B). Cinq types d'instabilités gravitaires ont été identifiés : des chutes de blocs, des glissements rocheux banc sur banc, des glissements de matériaux mixtes, des glissements de matériaux fins et des glissements-coulées (Figure 2.16). Pour chaque type d'instabilité, la répartition et les proportions sont détaillées ci-après et en annexe 2 ; les statistiques morphométriques sont décrites en annexe 3.

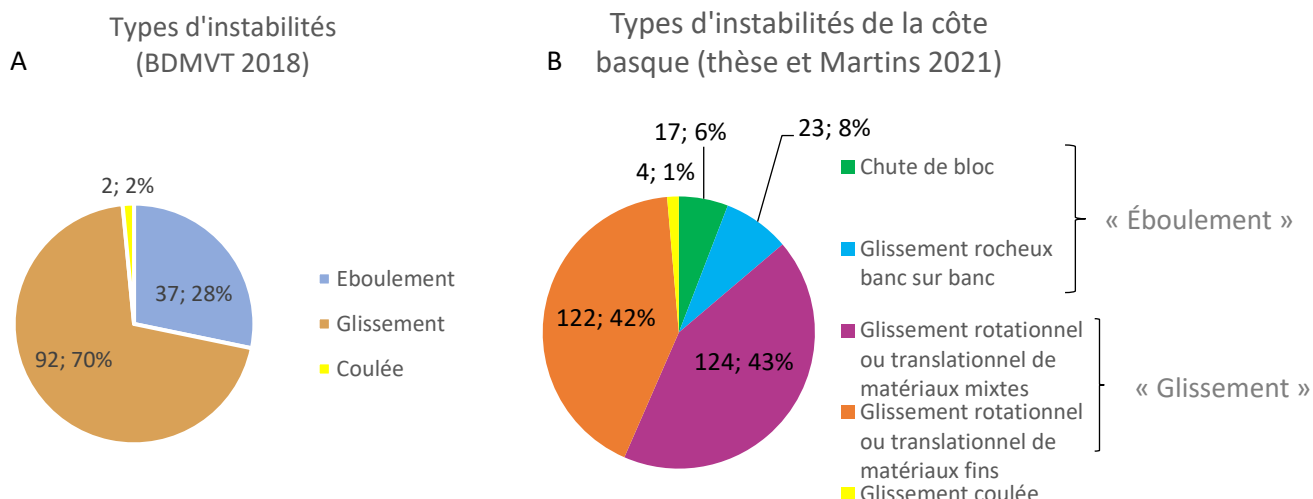


Figure 2.15 : A : Types et proportions d'instabilités gravitaires recensées sur la côte basque par la base de données BDMVT 2018. B : Mise à jour de l'inventaire réalisée dans le cadre de ces travaux et de ceux de Martins (2021).

3.1.2.1. Descriptions par types d'instabilités gravitaires

Les chutes de blocs (Figure 2.16-A) sont caractérisées par la mobilisation de matériaux rocheux fracturés en blocs le long de discontinuités (Hung et al., 2014). Ces matériaux chutent parce qu'ils sont en surplomb dans le versant. La majorité se déclenche entre la Pointe Sainte-Anne (Hendaye) et Ciboure, et à la Pointe Saint-Martin (Biarritz). Les chutes de blocs représentent 6% des instabilités inventoriées avec 17 événements (Martins, 2021).

Les glissements rocheux banc sur banc (Figure 2.16-B) mobilisent une masse rocheuse sur une surface de rupture plane (Hung et al., 2014) constituée par la stratification. Les glissements rocheux banc sur banc sont observés entre Hendaye et Ciboure. Ils représentent 8% des instabilités inventoriées avec 23 événements.

Les glissements de matériaux mixtes sont des glissements rotationnels, translationnels ou composites (i.e. composés de différents types de ruptures successives dans le temps et l'espace). Ils sont initiés dans des falaises dont le pied de versant est constitué de matériaux rocheux, et dont le haut de versant est constitué de matériaux mixtes (altérites et, ou alluvions). Pour les glissements composites, leur cinématique est mal connue. Une des hypothèses plausibles est qu'ils s'initient en pied par des glissements de terrain banc sur banc ou par chute de blocs. Consécutivement à cette perte de butée de pied, les matériaux mixtes en haut de versant glissent le long d'une surface dont la géométrie peut varier (translationnelle à rotationnelle) (Figure 2.16-E). Les glissements de matériaux mixtes sont situés entre la Pointe Sainte-Anne et l'ouest d'Urrugne, à Saint-Jean-de-Luz, à Bidart et à la Pointe Saint-Martin à Biarritz. Ils représentent 43% des instabilités inventoriées avec 124 événements.

Les glissements de matériaux fins de la côte basque mobilisent des matériaux cohésifs qui sont des altérites et des alluvions (Figure 2.16-D). La surface de rupture des glissements observés sur le terrain est rotationnelle, plus rarement translationnelles, voire roto-translationnelles (Figure 2.16-D). Ces glissements sont observés à la Pointe Sainte-Anne à Hendaye et entre Saint-Jean-de-Luz et Biarritz. Ils représentent 42% des instabilités inventoriées avec 122 événements.

Les glissements-coulées mobilisent des matériaux constitués de granulométrie fine (sables, silts, et argiles). La saturation en eau des matériaux diminue leur cohésion et déclenche leur propagation par

coulée (Hungry et al., 2014). Les glissements-coulées sont observés à Bidart (Figure 2.16-C). Ils représentent 1% des instabilités inventoriées avec 4 événements.

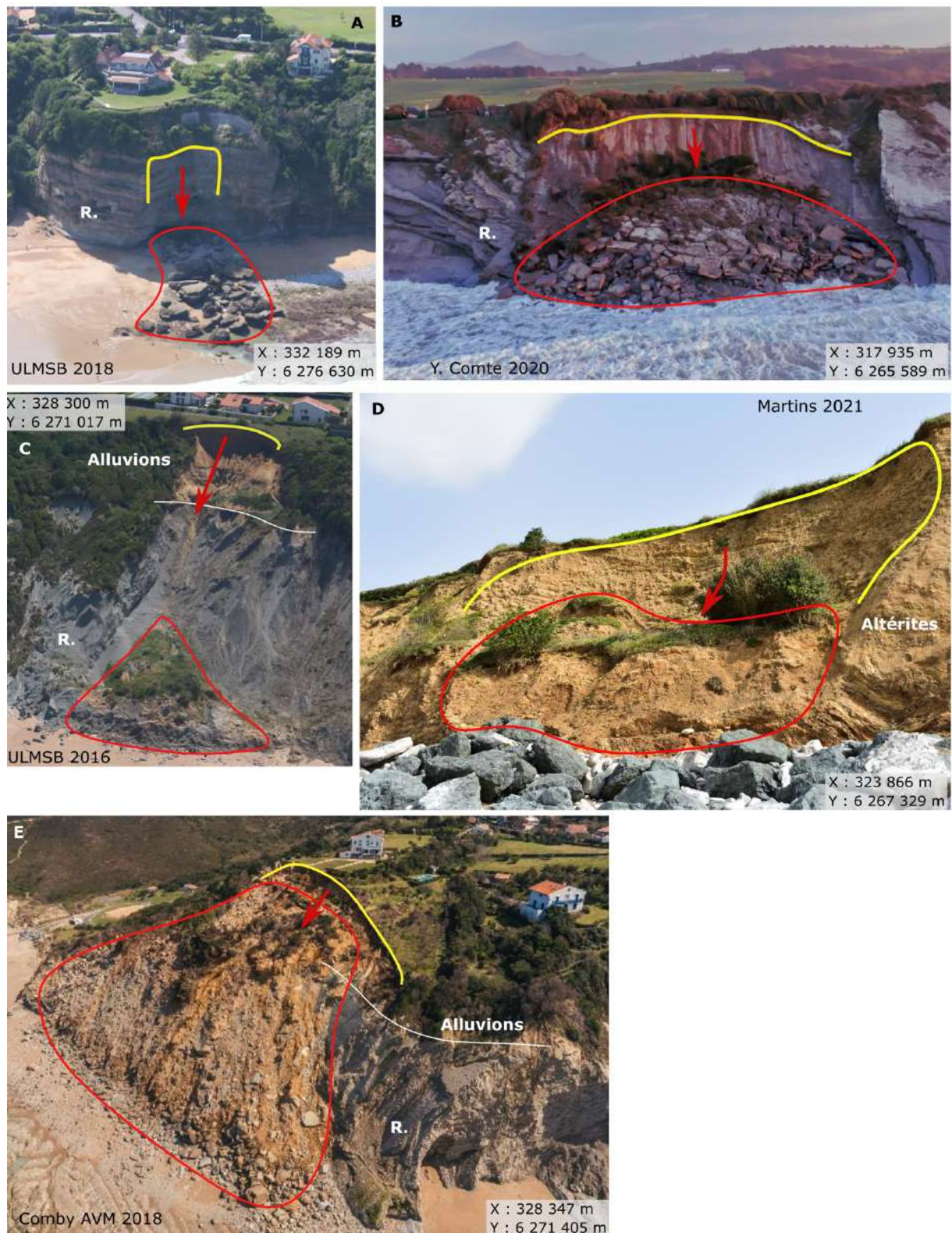


Figure 2.16 : Types d'instabilités gravitaires observés sur la côte basque. En jaune, l'escarpement sommital. En rouge, les matériaux mobilisés. La flèche représente le déplacement des matériaux depuis l'escarpement. Les matériaux sont distingués : rocheux (R.), alluvions et altérites. A : Chutes de blocs à la Pointe Saint Martin (Biarritz). B : Glissement rocheux banc sur banc à Urrugne. C : Glissement-coulée à Bidart. D : Glissement rotationnel de matériaux fins à Erromardie (Saint-Jean-de-Luz). E : Glissement de matériaux mixtes à Bidart.

3.1.2.2. Des instabilités actives participant au démantèlement des falaises

En 2018, plus de la moitié des instabilités gravitaires inventoriées sont actives (53 %, soit 153 évènements), parmi lesquelles les cinq types identifiés sont représentés (Figure 2.17-A et B). Les trois quarts des évènements actifs sont représentés par les glissements de matériaux mixtes (39%) et de matériaux fins (32%), alors que les glissements rocheux banc sur banc, les chutes de blocs et les glissements-coulées ne représentent respectivement que 15%, 11% et 3%. Globalement ces proportions sont similaires à celles de l'inventaire toute activité confondue (Figure 2.15).

Les instabilités latentes représentent 47% des évènements de l'inventaire total (soit 137 sur 290) (Figure 2.17-A). Elles sont caractérisées par 53% de glissements de matériaux fins et 47% de glissements de matériaux mixtes (Figure 2.17-C). Aucun autre type d'instabilité gravitaire n'a été classé comme latent.

Cela peut s'expliquer par le critère de végétation exclusivement utilisé pour distinguer les instabilités latentes des instabilités actives. Les matériaux meubles peuvent être le lieu d'une reconquête végétale plus rapide que sur des matériaux rocheux. Ainsi, il est possible que les glissements de matériaux mixtes et de matériaux fins soient sur-représentés parmi les phénomènes latents à cause du critère de végétation dont sont dépourvus les matériaux rocheux.

Ainsi, la répartition spatiale des cinq types d'instabilités inventoriés varie selon les secteurs de la côte basque. Compte-tenu de la géologie et de la géomorphologie diversifiées de cette côte, on est en droit de s'interroger sur l'influence de ces facteurs sur la répartition spatiale de ces phénomènes. En effet, la lithologie, les structures et l'altération prédisposent un versant à différents types de phénomènes (Varnes, 1978; Hungr et al., 2014). La corrélation de cet inventaire et des facteurs géologiques combinés en morphotypes peut permettre d'identifier leurs facteurs de prédisposition.

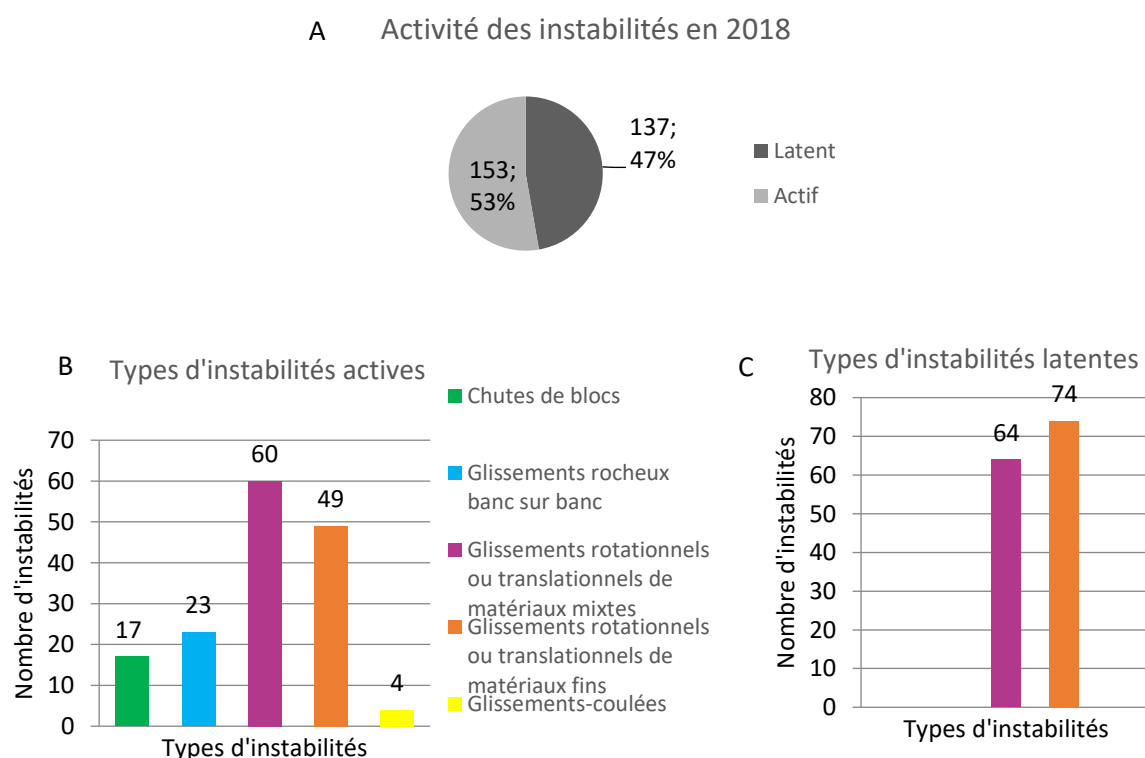


Figure 2.17 : Activité des instabilités gravitaires inventoriées à partir des données IGN 2018. A : Proportions totales. B : Proportions des types d'instabilités gravitaires actives. C : Proportions des types d'instabilités gravitaires latentes.

4. Les facteurs de contrôle des instabilités gravitaires

L'objectif de cette section est d'identifier les facteurs qui contrôlent les types d'instabilités inventoriées sur la côte basque. Nous nous concentrerons d'abord sur les facteurs de prédisposition d'ordre géologique et géomorphologique, puis sur le facteur déclenchant pluviométrique (Corominas et al., 2014).

4.1. Les facteurs de prédisposition des instabilités

Les facteurs de prédisposition sont des facteurs statiques ; ils contrôlent la répartition spatiale des instabilités gravitaires (Varnes, 1978; Corominas et al., 2014). Ces facteurs sont utilisés pour évaluer la susceptibilité des versants aux instabilités gravitaires (van Westen et al., 2008; Corominas et al., 2014). Pour l'inventaire des 290 instabilités gravitaires identifiées sur la côte basque, nous allons recenser la combinaison entre les types d'instabilités et :

- Les morphotypes de falaises définis en §2.3, issus de la combinaison des facteurs suivants ;
- La lithologie de la roche mère, identifiée à partir de la carte géologique (Razin, 1989; Peter-Borie, 2008) (§1.1) ;
- L'épaisseur de la couverture altéritique, avec ou sans alluvions, fondée sur notre cartographie (§2.2.3) ;
- La configuration structurale, caractérisée à partir de notre cartographie (§2.2.2) fondée sur la classification de Trenhaile (1987).

Ce comptage bivarié permettra de faire émerger des relations entre types d'instabilités et facteurs. Les données seront d'abord présentées sous forme de tableau de comptages, fournissant la donnée brute pour une réutilisation future. Certains tableaux seront ensuite repris sous forme graphique pour les points précis que nous voudrions mettre en lumière.

Le nombre de chaque type d'instabilité gravitaire par facteur de prédisposition est comptabilisé dans les Tableau 2.4 à Tableau 2.7. Le linéaire côtier de chaque classe de facteur et leur densité d'évènements gravitaires sont indiqués en bas de chaque tableau.

La densité d'évènements gravitaires par linéaire de morphotype est relativement faible quelle que soit la classe concernée, entre 0.05 et 0.17 événement par km, respectivement pour les morphotypes 3 et 1.1 (Tableau 2.4). En revanche, en fonction des roches mères, la densité d'évènements atteint pour ses trois valeurs les plus élevées 93, 88 et 19 événements par km linéaire, respectivement pour les argiles, ophites et évaporites du Keuper, le flysch d'Hayzabia et le flysch à silex de Guéthary (Tableau 2.5). En fonction du type de couverture, les densités les plus élevées s'observent à 18, 17, 16 et 12 événements par kilomètre linéaire dans les cas d'altérites fortement à moyennement épaisses qui sont soit coiffées ou dépourvues d'alluvions sommitales (Tableau 2.6). Enfin, parmi les classes de structures, les densités le plus élevées atteignent 18, 17, 15 et 13 événements par kilomètre linéaire, respectivement pour les structures non conformes, les massifs déstructurés, les structures obliques et les structures conformes obliques (Tableau 2.7).

Les 4 glissements-coulées inventoriés se déclenchent exclusivement dans les morphotypes 2 et 3, qui présentent un facteur commun : des altérites moyennement à fortement épaisses et des alluvions (Tableau 2.4 à Tableau 2.7). Ainsi, ce type de couverture est un facteur dominant pour les glissements-coulées basques. En effet, les altérites et les alluvions constituent des aquifères réactifs aux précipitations (Largillier, 2002; Winckel et al., 2004; Peter-Borie, 2008). Après des épisodes pluvieux il est fréquent d'observer des suintements. La saturation de ces matériaux fins (argiles et sables) contribue à réduire leur cohésion, ce qui modifie leur état de solide à fluide et favorise leur rupture (Atterberg, 1911; Hungr, 2003).

Chapitre 2 : L'érosion des falaises basques françaises : contexte, facteurs et processus gravitaires

Tableau 2.4 : Nombre d'instabilités gravitaires inventoriées par type pour chaque morphotype de falaise.

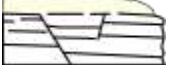
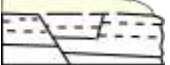






Morphotypes	1.1	1.2	2	3	4	5.1	5.2	5.3	Total
									
Glissements-coulées	-	-	3	1	-	-	-	-	4
Glissements de matériaux fins	4	2	14	12	90	-	-	-	122
Glissements de matériaux mixtes	10	17	13	26	38	1	15	4	124
Glissements rocheux banc sur banc	-	1	-	-	1	19	-	2	23
Chutes de blocs	6	5	-	-	3	3	-	-	17
Total	20	25	30	39	132	23	15	6	290
Linéaire (km)	3,36	2,09	2,04	1,99	11,29	4,91	1,22	0,58	27,48
Densité d'évènements par km	0,17	0,07	0,07	0,05	0,09	0,16	0,08	0,10	0,09

Tableau 2.5 : Nombre d'instabilités gravitaires inventoriées par type pour chaque type de roche mère.

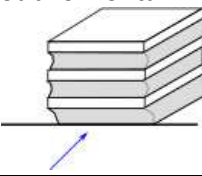
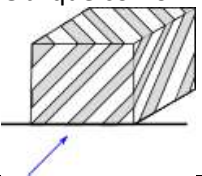
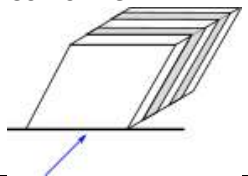
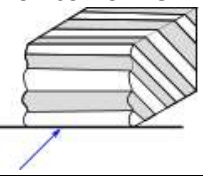
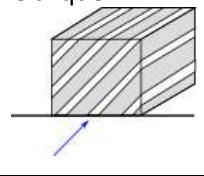
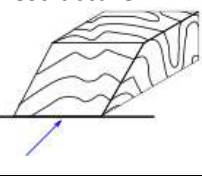
Roche mère	Argiles, ophites et évaporites	Flysch à silex de Guéthary	Flysch d'Hayzabia	Flysch gréseux broyé	Flysch gréseux d'Hendaye	Flysch de Socoa	Marnes de Bidart	Marnes gréseuses de Biarritz	Marno-calcaires de la Goureppe	Marno-calcaires de Loya	Turbidite de Makila	Total
Glissements-coulées	1	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	4
Glissements de matériaux fins	2	80	7	7	1	8	1	4	10	2	-	122
Glissements de matériaux mixtes	8	-	24	5	-	30	29	10	10	8	-	124
Glissements rocheux banc sur banc	-	-	4	-	-	16	1	-	-	1	1	23
Chutes de blocs	-	-	1	2	-	3	3	6	-	2	-	17
Total	11	80	36	14	1	57	33	19	20	17	1	290
Linéaire (km)	0,12	4,14	0,41	1,16	0,27	5,63	2,77	1,83	1,27	1,18	2,60	21,37
Densité d'évènements par km	93,45	19,32	88,50	12,10	3,66	10,12	11,92	10,92	15,77	14,41	0,38	0,07

Chapitre 2 : L'érosion des falaises basques françaises : contexte, facteurs et processus gravitaires

Tableau 2.6 : Nombre d'instabilités gravitaires inventoriées par type pour chaque type de couverture d'altérites et d'alluvions.

Type de couverture altéritique et alluvionnaire	Altérite continue et fortement épaisse sans couverture alluvionnaire	Altérite continue et moyennement épaisse sans couverture alluvionnaire	Altérite éparsée et peu épaisse sans couverture alluvionnaire	Couverture alluvionnaire et altérite continue et peu épaisse	Couverture alluvionnaire et altérite continue moyennement épaisse	Couverture alluvionnaire et altérite continue fortement épaisse	Total
Glissements-coulées	-	-	-	-	1	3	4
Glissements de matériaux fins	88	3	-	4	-	27	122
Glissements de matériaux mixtes	42	32	1	10	9	30	124
Glissements rocheux banc sur banc	2	2	19	-	-	-	23
Chutes de blocs	4	4	3	6	-	-	17
Total	137	41	23	19	10	60	290
Linéaire (km)	7,70	3,37	4,07	2,16	0,60	3,54	21,44
Densité d'évènements par km	17,80	12,16	5,65	8,80	16,57	16,94	13,52

Tableau 2.7 : Nombre d'instabilités gravitaires inventoriées par type pour chaque type de configuration structurale.

Configurations structurales du pendage	Subhorizontal 	Oblique conforme 	Conforme 	Non conforme 	Oblique 	Déstructuré 	Total
Glissements-coulées	-	3	-	-	-	1	4
Glissements de matériaux fins	4	6	-	6	11	95	122
Glissements de matériaux mixtes	19	13	5	11	-	76	124
Glissements rocheux banc sur banc	-	-	21	-	-	2	23
Chutes de blocs	7	-	3	-	-	7	17
Total	30	22	29	17	11	181	290
Linéaire (km)	3,22	1,68	4,62	0,91	0,74	10,27	21,44
Densité d'évènements par km	9,32	13,12	6,27	18,65	14,84	17,62	13,53

Les glissements de matériaux fins se déclenchent en majorité dans le morphotype 4 (90 sur 122 évènements, Tableau 2.4), caractérisé par les flyschs à silex de Guéthary déstructurés et altérés sur une forte épaisseur, dépourvus d'alluvions. Ils se déclenchent aussi dans les morphotypes 2 et 3 (14 et 12 évènements). Les points communs de ces trois morphotypes sont des altérites très épaisses avec ou sans alluvions (115 sur 122 évènements, Tableau 2.6). La déstructuration du massif s'observe pour 95 des 122 évènements (Tableau 2.7). Les altérites sont donc un facteur dominant de ces phénomènes, déclenchés par leur saturation en eau ; toutefois, ce type de glissement ne fonctionne pas comme une coulée fluide mais plutôt comme une masse viscoplastique, avec une propagation moins longue (Varnes, 1978; Hungr et al., 2014). La déstructuration tectonique favorise l'infiltration des précipitations et la saturation des altérites dans ce processus.

Les 124 glissements de matériaux mixtes se déclenchent dans tous les morphotypes et dans quasiment toutes les roches mères observées sur la côte basque (Tableau 2.4 et Tableau 2.5). Les facteurs notables pour ces phénomènes sont les formations déstructurées (76/124 évènements, Tableau 2.7) et surtout les altérites moyennement à fortement épaisses, avec ou sans alluvions (113/ 124 évènements, Tableau 2.6). Les altérites et les alluvions reposant sur la roche mère contribuent à la « mixité » des matériaux déstabilisés. Cependant aucun autre facteur ne permet de justifier la répartition spatiale des glissements de matériaux mixtes.

Les 23 glissements rocheux banc sur banc se déclenchent en majorité dans le morphotype 5.1 (19/23 évènements, Tableau 2.4). Les facteurs dominants constatés sont les roches mères constituées de flyschs de faciès D : les flyschs de Socoa et d'Hayzabia (20/23 évènements, Tableau 2.5) ; les couvertures d'altérites éparses peu épaisses dépourvus d'alluvions (19/23 évènements, Tableau 2.6) et les structures conformes (21/23 évènements, Tableau 2.7). Ainsi, les plans de stratification des flyschs, conformes à la pente, servent de surface de glissement aux matériaux rocheux, peu altérés (Hungr et al., 2014).

Les 17 chutes de blocs sont observées sur les morphotypes de falaises 1.1, 1.2, 4 et 5.1, sans dominance notable (Tableau 2.4). Les facteurs observés pour ces phénomènes sont les massifs dépourvus de couverture alluvionnaire (11/17 évènements, Tableau 2.6) et dont les configurations sont soit déstructurées (7/17 évènements), soit subhorizontales (7/17 évènements) (Tableau 2.7). Néanmoins, aucun facteur ne se démarque des autres. Une analyse statistique bivariée de susceptibilité a été réalisée sur cet inventaire par Martins (2021) et a mis en évidence que des pentes supérieures à 40° et des géomorphologies en arêtes sont plus susceptibles aux chutes de blocs.

La Figure 2.18 permet d'évaluer la répartition des cortèges de types d'instabilités par morphotypes :

- Les morphotypes 1.1 et 1.2 présentent des glissements de matériaux mixtes (50% et 68%), des chutes de blocs (30% et 20%) et des glissements de matériaux fins (20% et 8%) ;
- Les morphotypes 2 et 3 présentent des glissements de matériaux mixtes (43% et 67%), des glissements de matériaux fins (47% et 31%) et des glissements-coulées (10% et 2%) ;
- Le morphotype 4 présente des glissements de matériaux fins (68%) et des glissements de matériaux mixtes (29%) ;
- Le morphotype 5.1 est sujet à des glissements rocheux banc sur banc (83%) et des chutes de blocs (13%) ;
- Le morphotype 5.2 s'érode par des glissements de matériaux mixtes (100%) ;
- Le morphotype 5.3 présente des glissements de matériaux mixtes (67%) et des glissements rocheux banc sur banc (33%).

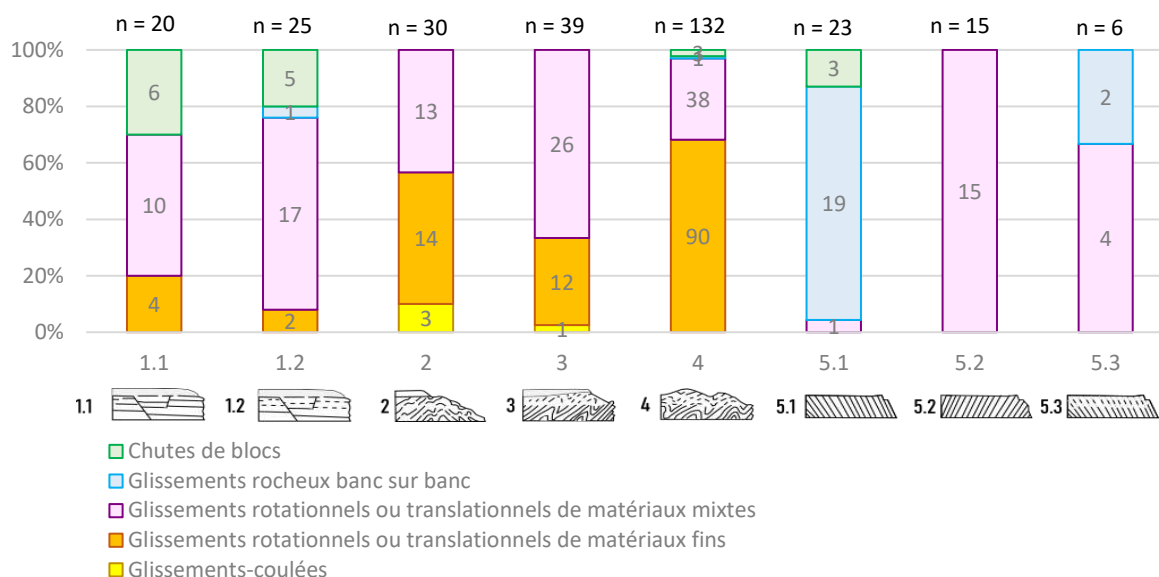


Figure 2.18 : Proportions de types d'instabilités gravitaires par morphotype de falaise. Chaque colonne indique le nombre d'évènement gravitaire répertorié. 1.1 : roches à stratifications horizontales à oblique avec altérites peu épaisses et alluvions ; 1.2 : roches à stratifications horizontales avec altérites fortement épaisses ; 2 : roches meubles conformes obliques avec altérites moyennement à fortement épaisses et alluvions ; 3 : roches déformées avec altérites moyennement à fortement épaisses et alluvions ; 4 : roches déstructurées avec altérites moyennement à fortement épaisses ; 5.1 : roches dures basculées conformes ; 5.2 : roches dures basculées non conformes ; 5.3 : Roches dures basculées conformes altérées.

Ainsi, les nouveaux morphotypes 5.1 et 5.2 qui se distinguent par des facteurs structuraux et d'altération différents, présentent aussi des cortèges d'instabilités différents. Le morphotype 5.1, constitué d'un flysch de faciès D, de structure conforme et peu ou pas altéré est érodé par des glissements rocheux banc sur banc. Le morphotype 5.2, constitué d'un flysch de faciès D de structure non conforme est altéré et s'érode par glissements de matériaux mixtes. Ce constat met en exergue l'influence des facteurs structuraux et d'altération sur les types d'instabilités gravitaires.

Cette approche par comptage permet de constater que le type de structure, l'épaisseur d'altérites et la présence ou absence d'alluvions exercent une influence sur la répartition des types d'instabilités gravitaires. Cela s'observe pour les glissements-coulées et les glissements de matériaux fins, corrélés respectivement à des alluvions et des altérites très épaisses, souvent déstructurées. Les glissements rocheux banc sur banc sont associés à des structures conformes à la pente, dans des flyschs de faciès D, peu ou pas altérés et dépourvus d'alluvions. La présence de couverture altérée est une condition toujours observée pour les glissements de matériaux mixtes. En revanche, pour les chutes de blocs, aucun des facteurs évalués ne domine. Certains morphotypes de falaises qui combinent ces facteurs sont érodés en majorité par certains types d'instabilités, tel que pour les nouveaux morphotypes 5.1 et 5.2. Ainsi, ces nouveaux morphotypes permettent de définir des environnements géologiques et géomorphologiques propices à différents types de phénomènes gravitaires.

4.2. Facteurs déclenchants : une analyse centrée sur les précipitations

Plusieurs facteurs déclenchants sont identifiés sur la côte basque : la sismicité, l'impact de la houle, et les précipitations.

Le facteur sismique n'a pas été développé en raison d'un très faible nombre d'évènements (2) au cours des 170 dernières années, et du niveau de sismicité qualifié de modéré (3/5)¹⁰

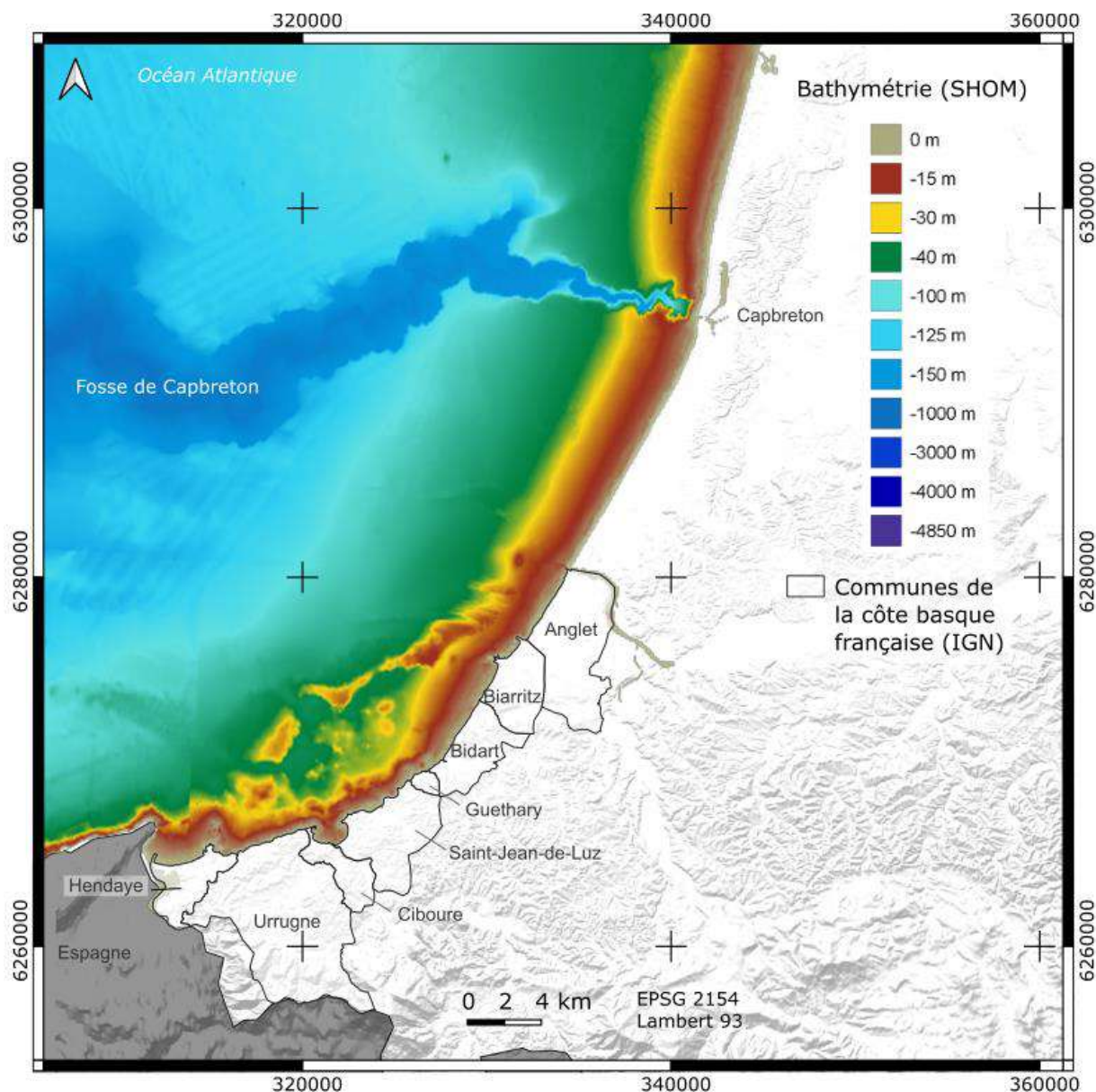


Figure 2.19 : Contexte bathymétrique de la côte basque et du sud des Landes (données et échelle bathymétrique du SHOM).

Le type de houle, son déferlement sur le platier et l'énergie impactant les falaises qui en découle sont des interactions difficiles à caractériser selon les contextes (Denny et al., 2003; Earlie et al., 2018; Thompson et al., 2019; Delpey et al., 2021). Pour cette raison, sur la côte basque cet aspect scientifique pose plus de questions qu'il n'apporte de réponses. D'un point de vue purement quantitatif, la houle peut atteindre le pied des falaises jusqu'à une altitude de 2,73 m NGF lors des plus hautes mers

¹⁰ 2 évènements en 1853 et en 1906 à Saint-Jean-de-Luz d'après la base de données SisFrance, DREAL Nouvelle-Aquitaine : https://www.nouvelle-aquitaine.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/plaquette_seisme_pyrnesaout17vdf.pdf

astronomiques, favorisant ainsi l'érosion du pied du versant. Si ces valeurs de hautes eaux paraissent importantes, l'énergie impactant les falaises est mal connue avec une variabilité spatiale significative le long du littoral basque peu profond (1 à 2 kW.m⁻¹ tous les 100 m linéaires), en raison de la réfraction induite par la bathymétrie irrégulière (Delpy et al., 2021). Cette bathymétrie irrégulière peu profonde (platier entre 5 et 50 m de profondeur, Figure 2.19) sur une frange côtière de 8 km dissipe et réfracte l'énergie de la houle renforçant l'incertitude des outils de mesures et les résultats de modélisation (Pedreros et al., 2009). Malgré les efforts du projet EZPONDA, qui visait à apporter des réponses à ces questions et montrer un lien entre érosion et houle, la compréhension de ces phénomènes demeure encore incomplète. Cet aspect ne sera donc pas traité dans ce travail de thèse, car trop exploratoire.

Pour les précipitations, aucune étude quantitative n'a été présentée jusqu'à présent. Pourtant, la côte basque possède deux stations météorologiques à Socoa et à Biarritz, dont les chroniques sont disponibles pour une centaine d'années (i.e. de 1921 à 2023). Les dates de déclenchement des instabilités de la côte basque sont rarement connues. Seules 19 instabilités datées sont recensées par la BDMVT et les suivis de l'OCNA. Il a donc été entrepris une analyse exploratoire de ces chroniques afin de tenter d'identifier un lien de cause à effet entre les précipitations et le déclenchement des instabilités gravitaires. Cette analyse part du postulat qu'il existe une relation entre précipitations et variation du niveau de nappe dans les altérites et les alluvions (Peter-Borie, 2008). Cependant, cette relation n'est pas caractérisée pour les différentes altérites et alluvions et est donc susceptible de varier selon les phénomènes gravitaires constatés. Nous insistons donc sur le caractère exploratoire de l'approche.

Après avoir présenté les généralités sur les précipitations, les données et les méthodes utilisées seront décrites. En effet, plusieurs approches statistiques peuvent être entreprises pour analyser le déclenchement des instabilités gravitaires induites par les précipitations. Un rapide rappel permettra de mieux cerner les raisons de nos choix. Enfin, les résultats permettront de déboucher sur une discussion et quelques perspectives.

4.2.1. Des précipitations caractéristiques d'un climat océanique

4.2.1.1. Généralités

La pluviométrie de la côte basque est substantielle pour le département, avec un cumul annuel de 1520 mm soit 600 mm de plus que la moyenne nationale métropolitaine. (Figure 2.20, données Météo France¹¹, moyennes entre 1921 et 2023). A titre de comparaison, la station de Socoa cumule 300 mm de plus que celle de Brest, qui est considérée dans l'imaginaire collectif comme une ville pluvieuse. Ces précipitations sont principalement réparties en automne et en hiver. Les températures moyennes mensuelles varient de 11°C à 18°C avec un écart thermique mensuel moyen de 7°C à 8°C (Figure 2.20). On peut dire d'emblée que ces températures positives ne sont guère propices aux processus de gélification.

La période de précipitations analysée couvre les dates de déclenchement de 19 instabilités gravitaires comprise entre 1965 et 2023 à partir de la BDMVT, de rapports de l'OCNA ainsi que d'observations de terrain.

¹¹ <https://meteofrance.com/climat/normales/france/nouvelle-aquitaine/biarritz-pays-basque>

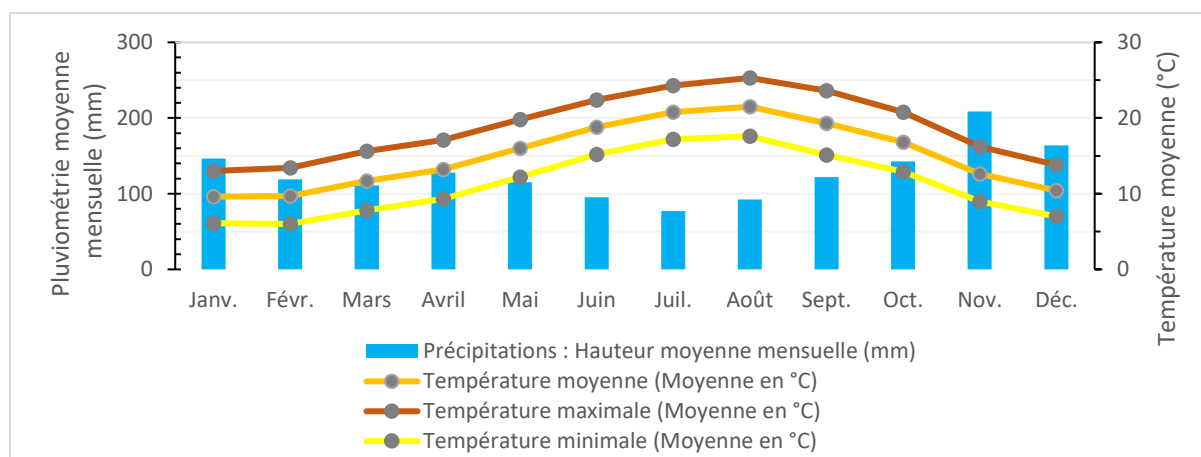


Figure 2.20 : Moyennes mensuelles des hauteurs de précipitations sur la station de Socoa entre 1921 et 2023 (Météo France 2023). Moyennes mensuelles des températures minimales, moyennes et maximales à Socoa entre 1921 et 2023.

4.2.1.2. Une disparité spatiale à prendre en compte

Les données pluviométriques dont nous disposons pour la côte basque proviennent de deux stations météorologiques de Météo France : Biarritz et Socoa, distantes de 12 km. Pour un travail à l'échelle régionale, le fait d'avoir deux stations météorologiques dans un environnement côtier proche des reliefs pose le souci de la cohérence des données entre elles. Autrement dit, dans ce type d'environnement de fortes disparités météorologiques sont observables, et se posent alors des questions de la cohérence spatiale des données utilisées : doit-on se servir d'une seule station météorologique comme référence ? Faut-il moyenner les différentes données acquises par les différentes stations ? En cas de différences notoires constatées, est-il plus adéquat d'utiliser les données des deux stations et par conséquent de scinder l'analyse en deux secteurs ?

Pour répondre à ces questions, une corrélation entre les deux stations a été entreprise. Les résultats montrent que les lames d'eau quotidiennes précipitées entre 2000 et 2021 à Biarritz et à Socoa (Figure 2.21) se rapprochent d'une loi linéaire dont le coefficient angulaire vaut 0,84. Cela signifie que les précipitations de Biarritz sont 16% plus faibles que celles de Socoa. Cela pourrait s'expliquer par la proximité de la station de Socoa avec le massif pyrénéen. Cependant, le coefficient de détermination R^2 de 0,76 permet d'estimer que cette relation n'est valable que pour 76% des précipitations. Ainsi, pour 24% des précipitations, cette relation ne s'applique pas : les précipitations de Biarritz peuvent être supérieures à celles de Socoa. Cela pourrait s'expliquer par des épisodes pluvieux localisés.

Etant donné que les évènements déclenchés sont répartis sur l'ensemble de la côte basque (Tableau 2.8), nous avons choisi d'utiliser les données des deux stations de Biarritz et de Socoa en fonction de leur proximité spatiale avec les évènements. Ainsi, notre analyse est subdivisée en deux secteurs géographiques :

- Le secteur nord-est, entre Bidart et Anglet, recevra l'information pluviométrique de la station de Biarritz. Ce secteur contient 12 instabilités datées entre 1965 et 2022 ;
- Le secteur sud-ouest, entre Hendaye et Saint-Jean-de-Luz, sera documenté par la pluviométrie de la station de Socoa. Ce secteur présente 7 instabilités datées entre 2002 et 2021.

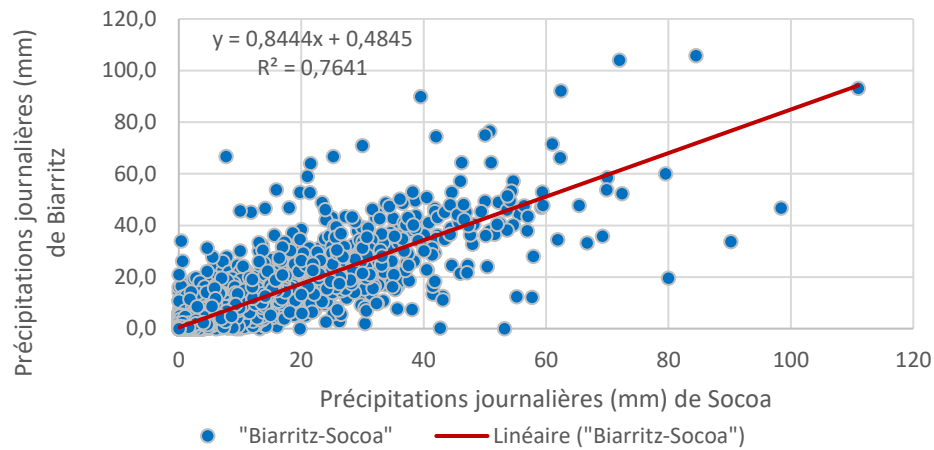
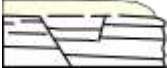



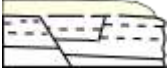
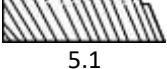


Figure 2.21 : Rapport des précipitations quotidiennes (mm) entre Biarritz (en ordonnée) et Socoa (en abscisse) sur la période 2000-2021. Données Météo-France 2023.

Le Tableau 2.8 synthétise les types d'instabilités gravitaires datées en fonction du type de matériaux et des morphotypes attribués. Dans un même secteur, les aquifères peuvent varier compte-tenu de la présence ou absence d'altérites et d'alluvions (Peter-Borie, 2008). Les morphotypes 1.1 et 5.1 présentent peu ou pas d'alluvions et d'altérites : on s'attend à ce que l'eau précipitée s'évacue rapidement du massif rocheux et que les instabilités se déclenchent rapidement (1 à 3 j) après l'épisode pluvieux (D'Amato et al., 2016). Les morphotypes 1.2, 2, 3 et 4 présentent des altérites et / ou des alluvions susceptibles de jouer le rôle d'aquifères : on s'attend à ce qu'ils aient tendance à stocker l'eau précipitée et à rompre après un cumul élevé et une durée plus longue pour les matériaux rocheux (Terlien, 1998). Compte-tenu des différences d'altérites, on peut s'attendre à des temps de réponse différents de leurs aquifères (Peter-Borie, 2008). Le regroupement de ces phénomènes par morphotypes peut permettre de catégoriser grossièrement les types d'aquifères en 6 types de fonctionnement, soit 3 pour chaque secteur (Tableau 2.8).

Tableau 2.8 : Instabilités gravitaires datées entre 1965 et 2022 sur la côte basque attribuées aux morphotypes de falaises.

	Date	Source	Localisation	Type d'instabilité	Type de matériaux	Morphotype
Secteur nord-est	06/12/1965	BDMVT 2018	Biarritz	"éboulement"	Rocheux	 1.1
	18/07/1994	BDMVT 2018	Biarritz	"éboulement"	Rocheux	
	23/03/1999	BDMVT 2018	Anglet	"éboulement"	Rocheux	
	29/07/2002	BDMVT 2018	Anglet	"éboulement"	Rocheux	
	05/04/2008	BDMVT 2018	Biarritz	"éboulement"	Rocheux	
	21/07/2017	BDMVT 2018	Bidart villa	"éboulement"	Rocheux	 3
	30/11/2017	OCNA	Bidart villa	Glissement de matériaux mixtes	Mixtes	
	08/12/2020	Géolithe	Bidart plage du Centre	Glissement de matériaux fins	Fins	 2
	08/12/2020	OCNA	Bidart Corniche	Glissement coulée	Fins	
	17/08/2022	OCNA	Bidart Erretegia Nord	Chute de blocs	Rocheux	
	20/08/2022	OCNA	Bidart Erretegia Nord	Chute de blocs	Rocheux	
	05/10/2022	OCNA	Bidart Erretegia Nord	Glissement de matériaux mixtes	Mixtes	
Secteur sud-ouest	03/12/2002	BDMVT 2018	St-Jean-de-Luz	Glissement de matériaux mixtes	Mixtes	 4
	26/02/2016	BDMVT 2018	St-Jean-de-Luz	Glissement de matériaux mixtes	Mixtes	
	17/06/2008	BDMVT 2018	Hendaye	Glissement de matériaux mixtes	Mixtes	 1.2
	15/12/2019	OCNA	Hendaye	Glissement de matériaux mixtes	Mixtes	
	08/12/2008	OCNA	Ciboure	Glissement de matériaux fins	Fins	 5.1
	29/10/2020	OCNA	Urrugne	Glissement banc sur banc	Rocheux	
	21/03/2021	OCNA	Urrugne	Glissement banc sur banc	Rocheux	

4.2.2. Méthodes d'analyse des précipitations

Pour définir des seuils de déclenchement d'instabilités gravitaires, deux approches peuvent être utilisées (Corominas et al., 2014), soit une approche statistique exploratoire fondée sur des analyses des événements au regard des cumuls et intensité de pluies, soit une approche physique fondée sur une instrumentation in situ visant à corrélérer pluie, niveau de nappe et déclenchement (Bernardie et al., 2015). Cette seconde approche n'a pas pu être déployée à temps pour nourrir cette thèse. Nous discuterons donc uniquement de la méthode statistique.

L'analyse de la pluviométrie peut soit rechercher des seuils de déclenchement des instabilités gravitaires en fonction des intensités et des cumuls précipités (Terlien, 1996, 1998; Glade, 1998; Segoni et al., 2018) soit rechercher un gradient pluviométrique traduisant la réponse de l'environnement au facteur déclenchant (i.e. dans notre cas les instabilités gravitaires) (Terlien, 1996; Thiery et al., 2019; Wang et al., 2022).

La première méthode met en relation la pluviométrie journalière normalisée (Eq 2) avec la pluviométrie antécédente cumulée (Eq 3) sur différentes durées, en distinguant les données datées lors des évènements déclenchés (Terlien, 1996, 1998; Glade, 1998; Segoni et al., 2018). Pour des durées de cumul significatives au regard des instabilités déclenchées, la pluviométrie journalisée normalisée et la pluviométrie antécédente cumulée se répartissent le long d'une loi linéaire (Terlien, 1998). Cela permet d'évaluer les durées pour lesquelles le cumul et l'intensité journalière sont susceptibles au déclenchement d'une instabilité (Terlien, 1998).

$$\text{Précipitation journalière normalisée}_{\text{durée}} = \frac{\text{Cumul du jour} - \text{Cumul minimal}_{\text{durée}}}{\text{Cumul maximal}_{\text{durée}} - \text{Cumul minimal}_{\text{durée}}} \quad (\text{Eq 2})$$

$$\text{Précipitation cumulée normalisée}_{\text{durée}} = \frac{\text{Cumul antécédent au jour}_{\text{durée}} - \text{Cumul minimal}_{\text{durée}}}{\text{Cumul maximal}_{\text{durée}} - \text{Cumul minimal}_{\text{durée}}} \quad (\text{Eq 3})$$

La deuxième méthode du gradient présente l'avantage d'essayer de définir indirectement l'environnement géologique dans lequel se déclenchent les instabilités gravitaires. Le calcul est réalisé en divisant la différence du cumul journalier au cumul de la veille par le nombre de jours sur la période de cumul :

$$\text{Gradient} = \frac{\text{Cumul du jour} - \text{Cumul du jour précédent}}{\text{Nombre de jours de cumul}} \quad (\text{Eq 4})$$

Ainsi, un gradient pluviométrique positif correspond à une possible mise en charge hydraulique du massif et à une augmentation de pression interstitielle dans les matériaux perméables, susceptibles de déclencher une rupture du massif (Wang et al., 2022). Pour des matériaux susceptibles de jouer le rôle d'aquifères dans un massif, comme les altérites ou les alluvions, cela permet d'évaluer leur réponse à la rupture face au cumul de précipitations, selon différentes durées de cumul antécédent.

Notre objectif sera donc, à travers ces deux méthodes, de rechercher des tendances d'intensité et de cumul de pluviométrie qui déclenchent des évènements gravitaires, en fonction de leur période de cumul avant la rupture. Les résultats de chaque méthode seront présentés avant d'être discutés.

4.2.3. Résultats

4.2.3.1. Méthode du cumul-intensité

Les Figure 2.22 et Figure 2.23 présentent indépendamment pour les secteurs nord-est et sud-ouest, les résultats de cumul-intensité quotidien normalisé pour des cumuls de 2, 3, 7, 10, 14 et 30 jours.

Au nord-est, sur la Figure 2.22, les relations d'intensité-cumul pluviométriques aux dates des évènements gravitaires se rapprochent d'une tendance linéaire pour 7j de pluviométrie cumulée. Pour 7j de cumul antécédent, 12 phénomènes gravitaires différents sont déclenchés selon trois tendances d'intensité-cumul différentes :

- Une majorité d'évènements (7) se déclenche dans des matériaux rocheux (Anglet et Biarritz) et un évènement dans des matériaux mixtes (Bidart) avec une pluviométrie journalière inférieure à 3 mm et un cumul de 8 à 50 mm sur les 7 jours antécédents. L'intensité et le cumul sont faibles. Les phénomènes déclenchés sont attribués à des morphotypes différents (1.1, 2 et 3) pour lesquels on s'attend à des réponses d'aquifère rapides et lentes ;

- Deux évènements de type différents (une chute de blocs et un glissement de matériaux mixtes) se sont déclenchés à Bidart avec une pluie journalière de 16 à 18 mm et un cumul antécédent de 170 à 225 mm sur 7j. Cette tendance présente une intensité faible et un cumul élevé. Les phénomènes sont déclenchés dans des morphotypes de falaises 2 et 3, et surtout dans les mêmes lithologies : les marnes de Bidart altérées et couvertes d'alluvions ;
- Deux évènements déclenchés dans des matériaux rocheux (à Biarritz) et des matériaux fins (à Bidart) font suite à une pluviométrie journalière comprise entre 25 à 30 mm et un cumul antécédent de 32 à 80 mm sur 7j. Cette tendance se caractérise par une intensité et un cumul élevé. Ces évènements sont déclenchés dans des morphotypes 1.1 et 2, dont les aquifères devraient répondre à des vitesses différentes compte-tenu des différences d'épaisseur d'altérites et d'alluvions.

Dans le secteur sud-ouest, Figure 2.23, les relations d'intensité-cumul pluviométriques aux dates d'évènements gravitaires sont regroupées autour d'une tendance linéaire pour des cumuls de pluies antécédentes de 2 à 3 jours. Au-delà de ces durées, les évènements se dispersent. Ainsi, pour une précipitation normalisée cumulée à 3 jours, on observe que :

- Deux évènements se sont déclenchés dans des matériaux rocheux (à Urrugne) avec une pluviométrie journalière inférieure à 0,2 mm et un cumul de 1 et 7 mm lors des 3 jours antécédents. L'intensité et le cumul sont faibles. Les phénomènes sont déclenchés dans le morphotype 5.1, caractérisé par le flysch de Socoa peu altéré, et un aquifère pour lequel une réponse rapide est attendue suite aux précipitations ;
- Cinq évènements se sont déclenchés dans des matériaux mixtes ou fins, avec une pluie journalière comprise entre 0 et 40 mm et une pluie antécédente de 3 jours, comprise entre 1 et 110 mm. Les gammes de lames d'eau journalières et cumulées sont dispersées, ce qui suggère qu'elles ne modulent pas le déclenchement. Les phénomènes gravitaires sont déclenchés dans les morphotypes 1.2 et 4, caractérisés par des aquifères pour lesquels une réponse lente est attendue, mais dont les roches mères et les épaisseurs d'altérites diffèrent.

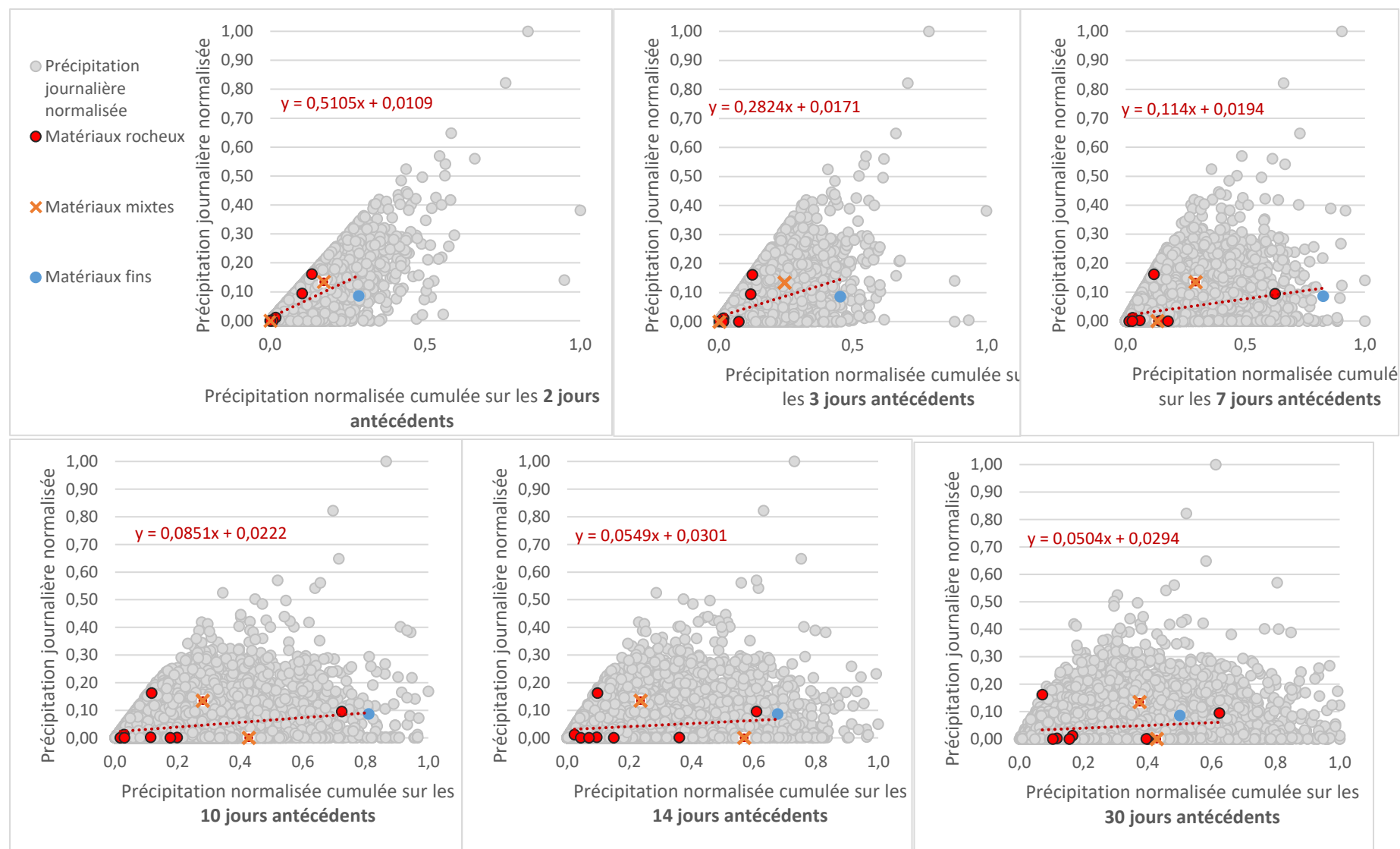


Figure 2.22 : Précipitation journalière normalisée par rapport à la précipitation cumulée antécédente normalisée pour 12 instabilités gravitaires par types de matériaux (mixtes en croix orange et rocheux en ronds rouges) sur des durées de 2, 3, 7, 10, 14 et 30 jours dans le secteur nord-est de la côte basque. Source des données pluviométriques : Météo France.

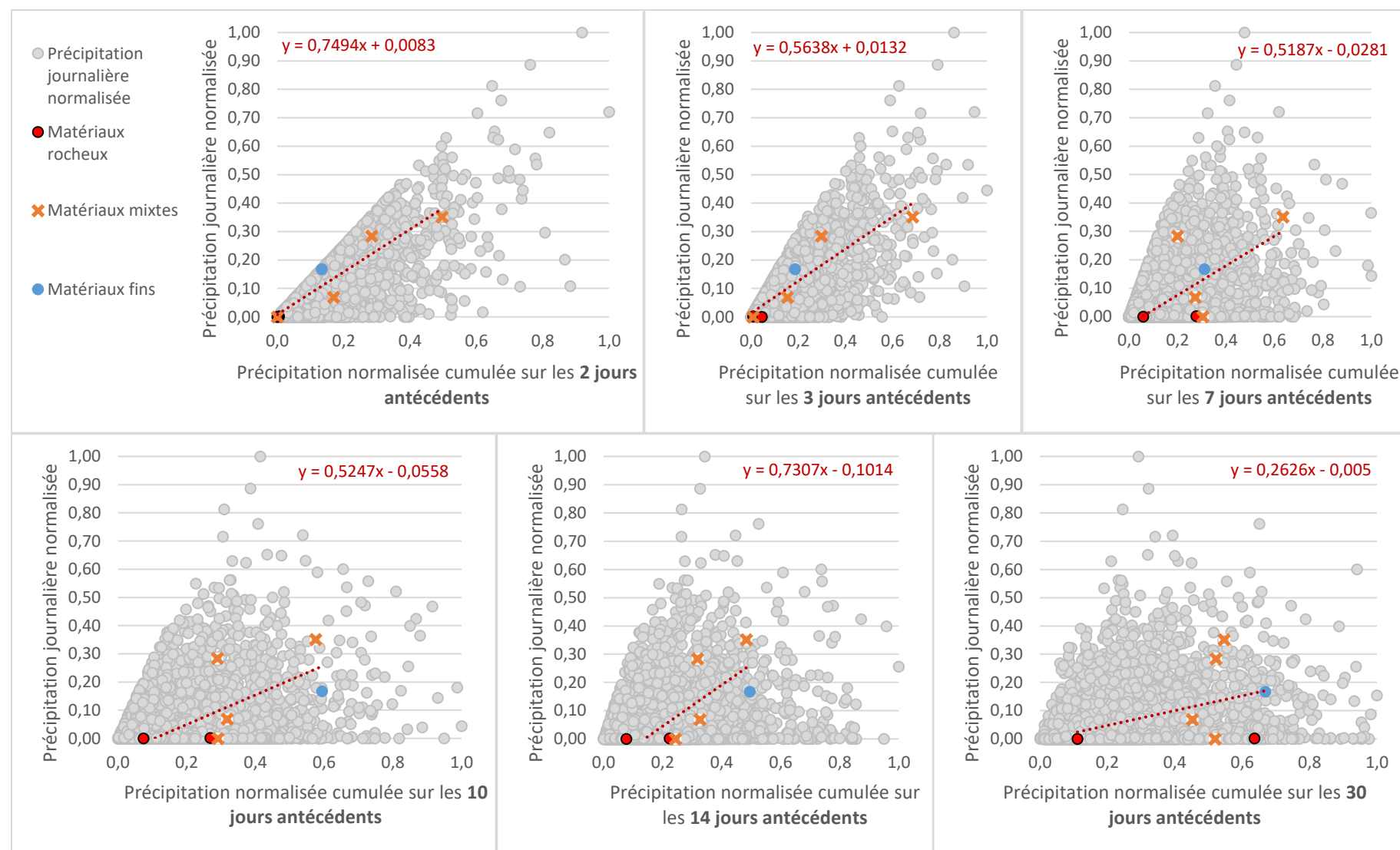


Figure 2.23 : Précipitation journalière normalisée par rapport à la précipitation cumulée antécédente normalisée pour 7 instabilités gravitaires du sud-ouest de la côte basque par types de matériaux (mixtes en croix orange et rocheux en ronds rouges), sur des durées de 2, 3, 7, 10, 14 et 30 jours. Source des données pluviométriques : Météo France.

4.2.3.2. Méthode du gradient pluviométrique

L'analyse a été réalisée pour les 19 phénomènes, dont les résultats sont synthétisés à la fin de cette sous-section. Deux exemples d'instabilités différentes sont présentés sur les Figure 2.24 et Figure 2.25.

La Figure 2.24 présente un exemple de glissement de terrain de matériaux mixtes du secteur nord-est, qui s'est déclenché le 30/11/2017 à Bidart. La falaise concernée est attribuée au morphotype 3, caractérisée par des marnes de Bidart altérées sur une forte épaisseur et couvertes d'alluvions ; la réponse des aquifères dans les alluvions et altériles est supposée relativement lente.

Cette instabilité s'est déclenchée suite à 3 jours de pluie consécutive de 59 mm et après une pluie journalière de 25 mm (Figure 2.24-A). Le gradient le plus élevé est de 8 mm.j^{-1} pour une durée antécédente de 3j (Figure 2.24-B). Ce gradient positif élevé sur 3 jours traduit une possible mise en charge hydraulique dans le massif. Il faudrait donc 3 jours de pluviométrie cumulée pour favoriser la mise en charge hydraulique dans ces matériaux avant leur rupture par glissement de matériaux mixtes.

La Figure 2.25 présente un second exemple situé au nord-est, à Bidart, avec les déclenchements, le 08/12/2020, d'un glissement de matériaux fins et d'un glissement-coulée, séparés par 300 m de distance. Ces phénomènes se sont déclenchés dans des lithologies différentes : respectivement les marno-calcaires de Loya et des alluvions. Ils sont situés sur une falaise attribuée au morphotype 2 pour lequel on s'attend à ce que l'aquifère réponde de façon relativement lente suite aux précipitations, avant la rupture des matériaux.

La pluviométrie journalière est de 16 mm à cette date (Figure 2.25-A). Le gradient de cumul antécédent maximal est de $2,4 \text{ mm.j}^{-1}$ après 6 jours de cumul atteignant 224 mm (Figure 2.25-B). Ce gradient positif permet d'estimer que les aquifères ont été mis en charge au cours de 6 jours de cumul avant le déclenchement des phénomènes.

Pour les autres évènements, plusieurs tendances sont identifiées sur la côte basque en fonction des types de matériaux constituant le massif (annexes 4 et 5) :

- Les massifs rocheux présentent des évènements pour lesquels les gradients sont négatifs à nul ; ces valeurs de gradients ne sont pas favorables à une mise en charge hydraulique du massif ;
- Les massifs constitués de matériaux mixtes et fins présentent des déclenchements pour lesquels deux classes de gradient se distinguent, avec des valeurs disparates :
 - Des gradients de cumul négatifs à nuls pour 2 à 60j de cumul. Elles excluent la possibilité de mise en charge hydraulique des massifs. Ceux-ci sont attribués aux morphotypes 1.2 et 2, pour lesquels une mise en charge lente de l'aquifère était suspectée. Les valeurs de gradients réfutent cette possibilité ;
 - Des gradients de cumul positifs de $2,4$ à 11 mm.j^{-1} pour des durées de 2 à 6j. Les cumuls de 2 à 6j s'échelonnent de 18 à 224 mm. Ici, le gradient positif pourrait traduire une possible mise en charge hydraulique du massif, pour des cumuls et des durées disparates.

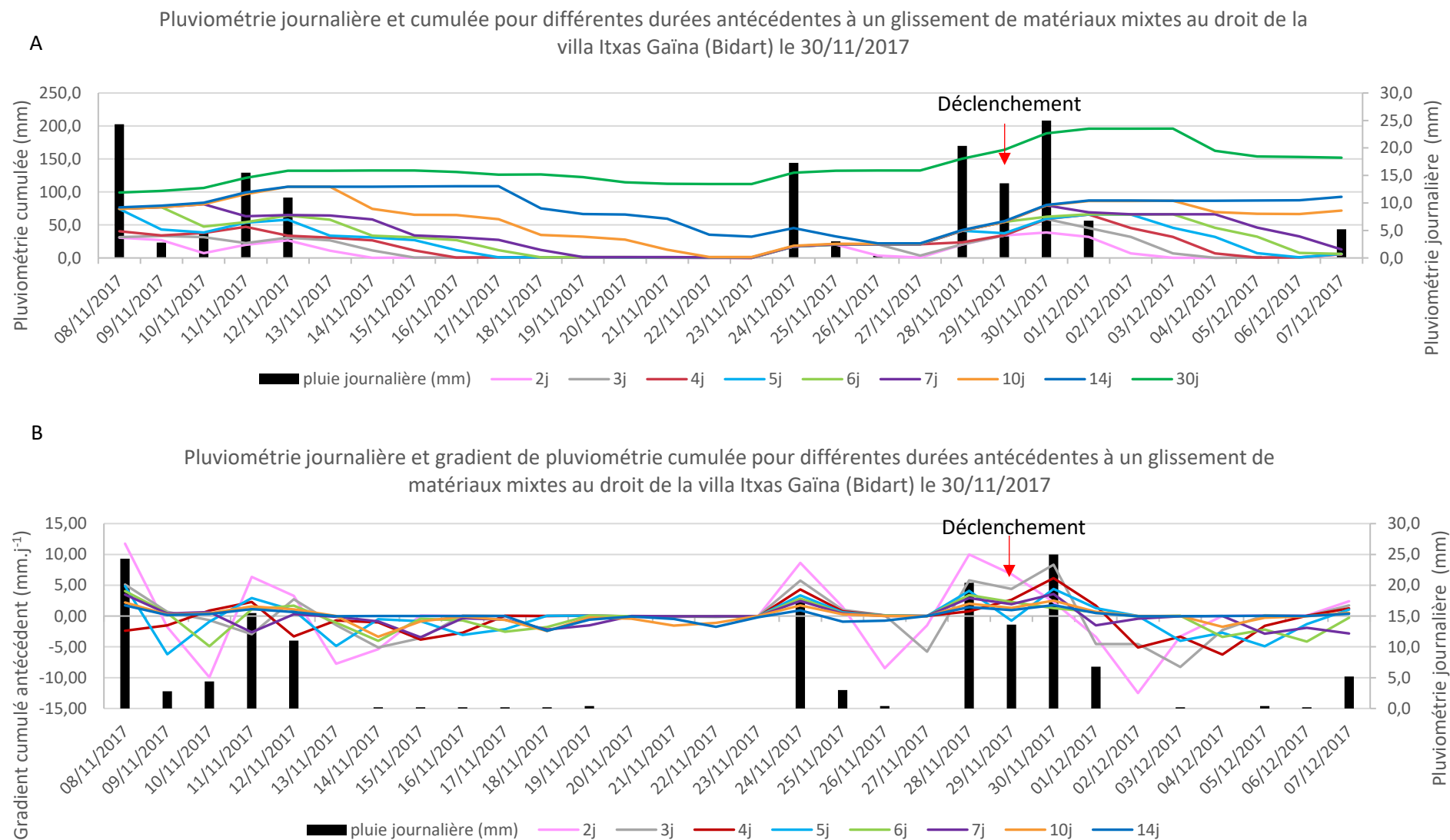
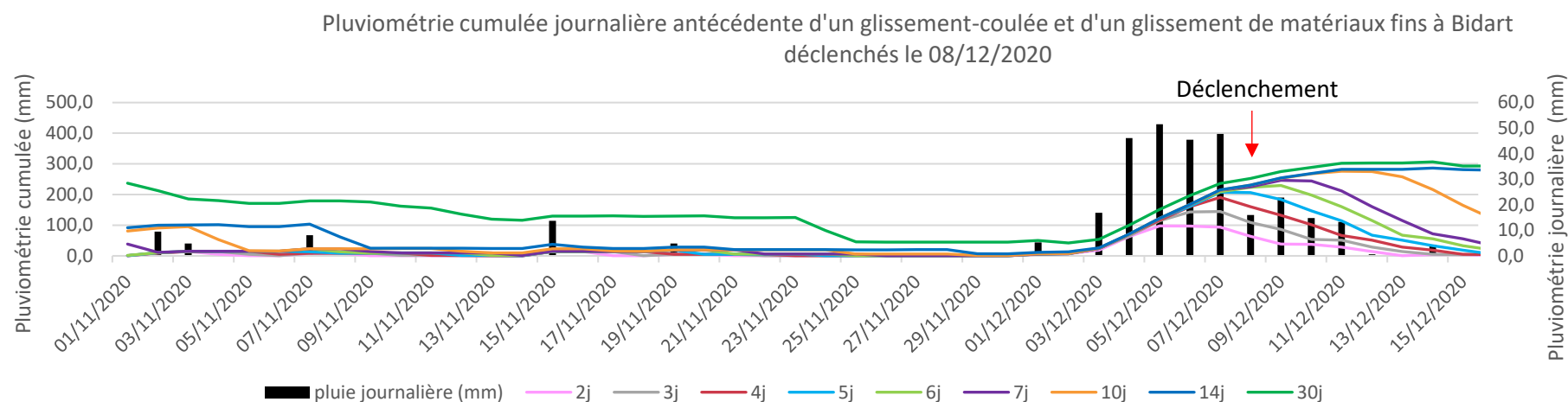


Figure 2.24 : A : Pluviométrie journalière (mm) et cumulée pour différentes durées avant un glissement de matériaux mixtes à Bidart le 30/11/2017. B : Gradients (mm.j^{-1}) pour les durées cumulées antécédentes à ces déclenchements.

A



B

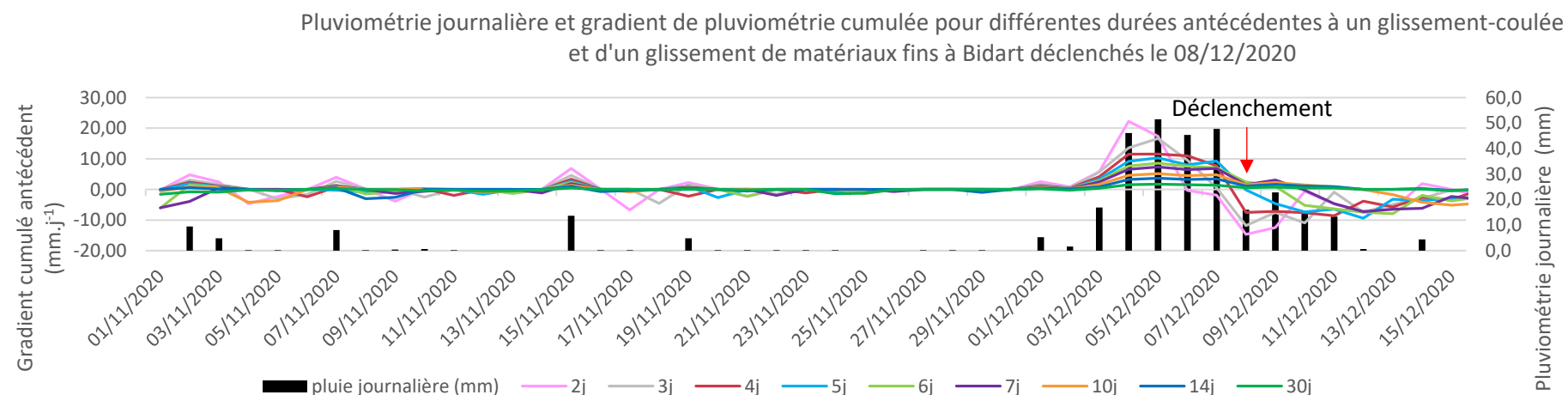


Figure 2.25 : A : Pluviométrie journalière (mm) et cumulée pour différentes durées avant un glissement-coulée et un glissement de matériaux fins à Bidart le 08/12/2020. B. Gradients (mm.j⁻¹) pour les durées cumulées antécédentes à ces déclenchements.

4.2.4. Discussion

A partir des deux approches exploratoires, nous avons cherché à corréliser les déclenchements d'instabilités gravitaires aux précipitations selon leur intensité journalière, leur cumul antécédent et leurs gradients cumulés, pour différentes durées. Les résultats sont disparates et difficiles à catégoriser malgré une interprétation grossière au regard des morphotypes et des comportements hydrogéologiques supposés selon les types de matériaux.

L'analyse du gradient hydraulique a permis de constater que les instabilités déclenchées dans les matériaux rocheux sont précédées d'un gradient négatif à nul : l'aquifère ne stockerait pas l'eau précipitée avant la rupture. Cependant ces 10 observations en contexte rocheux ne sont pas suffisantes pour conclure sur une tendance statistiquement robuste.

Certaines instabilités dans les matériaux mixtes et fins se déclenchent après 2 à 6j de cumul d'un gradient positif. Toutefois, ce n'est pas le cas de tous les déclenchements de glissements de matériaux mixtes : certains sont associés à des gradients négatifs à nuls. Cela s'explique par notre méconnaissance du fonctionnement des différents aquifères de chaque lithologie de la côte basque (Peter-Borie, 2008).

D'une façon générale, l'analyse est biaisée par :

- Le faible nombre de type d'évènements : 19 évènements pour 5 types d'instabilités différents ;
- Une méconnaissance du fonctionnement hydrogéologique de chaque lithologie ;
- Une pluviométrie spatialement peu précise par rapport aux sites de déclenchement.

Le faible nombre d'évènements permet difficilement d'établir des tendances robustes en fonction du type d'instabilité, du morphotype ou du type de matériaux. Bien que la pluviométrie soit issue de mesures régionales, il est possible que les lames d'eau précipitées varient localement. Pour réduire cette incertitude, il conviendrait d'installer des stations pluviométriques au plus près des phénomènes gravitaires susceptibles de se déclencher.

De plus, les variations lithologiques de la côte contribuent à diversifier les réponses hydrogéologiques du massif face à la mise en charge hydraulique par les précipitations (Peter-Borie, 2008). La relation entre la pluviométrie et les niveaux de nappe précédant un déclenchement d'évènement nécessite d'être explorée par instrumentation piézométrique et pluviométrique. Cependant la connaissance hydrogéologique de ce type d'approche n'est valable que pour un type de falaise dans un contexte géologique et géomorphologique donnés. Il conviendrait donc de caractériser l'hydrogéologie pour les alluvions et chaque type d'altérite, variant selon la roche mère (Peter-Borie, 2008). Une instrumentation de ce type a été entreprise à Bidart en mars 2022, dans le cadre du projet FEDER EZPONDA qui finance ces travaux. L'automatisation des relevés piézométriques permettra de corréliser les niveaux de nappes avec la pluviométrie journalière et cumulée, avant le déclenchement d'un évènement.

4.3. Synthèse des facteurs contributifs des instabilités gravitaires côtières du littoral basque

Ainsi, à l'échelle de la côte basque, la répartition spatiale des types d'instabilités gravitaires varie en fonction de facteurs de prédisposition géologiques soit : le type de lithologie du substratum, l'épaisseur d'altérites et d'alluvions sommitales ainsi que l'orientation du plan de stratification par rapport au versant. Ces facteurs ont permis de définir des morphotypes de falaises qui améliorent la classification de Genna et al. (2004a). Ces morphotypes permettent de manière rapide d'évaluer qualitativement l'influence de la structure, de l'altération et des types de lithologies sur les types d'instabilités gravitaires. En ce sens cela répond à l'un des objectifs de la thèse.

Au-delà des facteurs de prédisposition, l'analyse des précipitations a permis de constater que les valeurs de cumul-intensité et les gradients cumulés sont disparates. Il est difficile d'établir des seuils de pluviométries corrélés à un déclenchement. Cette limite repose sur un manque d'événements datés pour chaque type de processus gravitaire et de connaissances du fonctionnement hydrogéologique des lithologies de la côte basque. Pour passer outre ces limites, il serait nécessaire de multiplier les mesures in-situ (pluviomètres, suivi piézométrique). Ce monitoring sera réalisé dans le cadre du projet FALAISES et devra permettre d'améliorer les connaissances du rôle des précipitations sur le déclenchement des instabilités gravitaires dans différents contextes géomorphologiques des falaises du Pays-Basque.

5. Quantification et répartition de la dynamique érosive des falaises basques

L'analyse de l'érosion des falaises côtières est souvent limitée à un calcul de vitesse d'érosion au niveau du trait de côte, entendue comme la migration de la tête de falaise vers l'intérieur des terres, sans prise en compte des différents processus érosifs (Sunamura, 1992; Bird, 2008). Au Pays Basque, les vitesses d'érosion du sommet de falaise couvrent des valeurs comprises entre $0,01 \text{ m.an}^{-1}$ et 1 m.an^{-1} (Martins, et al., 2021). Cette érosion est provoquée par des instabilités gravitaires inégalement réparties sur le linéaire basque et sur les versants.

Toutefois, le rôle de chacune de ces instabilités gravitaires sur les vitesses d'érosion n'est pas connu. Ainsi, après avoir fait un état des lieux des études antécédentes sur les vitesses d'érosion et localisé les secteurs aux vitesses les plus rapides, ces dernières seront corrélées aux types d'instabilités gravitaires inventoriés. Cette étude permettra d'obtenir un premier aperçu des vitesses de recul liées à certains types d'instabilités gravitaires.

5.1. La vitesse de recul du sommet de falaise : un marqueur d'érosion traditionnel mettant en exergue des secteurs préférentiels

5.1.1. Une répartition spatiale sectorisée

Durant ces dernières années, plusieurs études ont quantifié le recul du sommet de falaise sur la côte basque pour différentes périodes (Aubié et al., 2011 ; Bernon et al., 2016 (OCNA) ; Martins et al., 2021). Parmi ces études, la période la plus longue analysée par photo-interprétation entre 1938 et 2018, indique que 15% du linéaire des falaises, soit 3,6 km, a subi une érosion du sommet de falaise (Martins et al., 2021) (Figure 2.26). La vitesse de recul moyenne de l'ensemble de la côte à falaise basque est évaluée à $0,115 \text{ m.an}^{-1}$ pour un minimum de $0,01 \text{ m.an}^{-1}$ et un maximum de 1 m.an^{-1} (Martins et al., 2021) avec la méthode des aires perdues de Costa (1997).

La répartition spatiale de la vitesse de recul varie selon les secteurs (Figure 2.27). Le sud-ouest de la côte, de Hendaye à Guéthary (inclus) recule en moyenne entre $0,04$ et $0,08 \text{ m.an}^{-1}$ avec un maximum de $0,4 \text{ m.an}^{-1}$ entre Hendaye et Urrugne (carton 1). Le nord-est, entre Bidart et Anglet recule avec une moyenne comprise entre $0,14$ et $0,19 \text{ m.an}^{-1}$ pour un maximum de 1 m.an^{-1} entre Biarritz et Anglet (carton 5) (Martins et al., 2021).

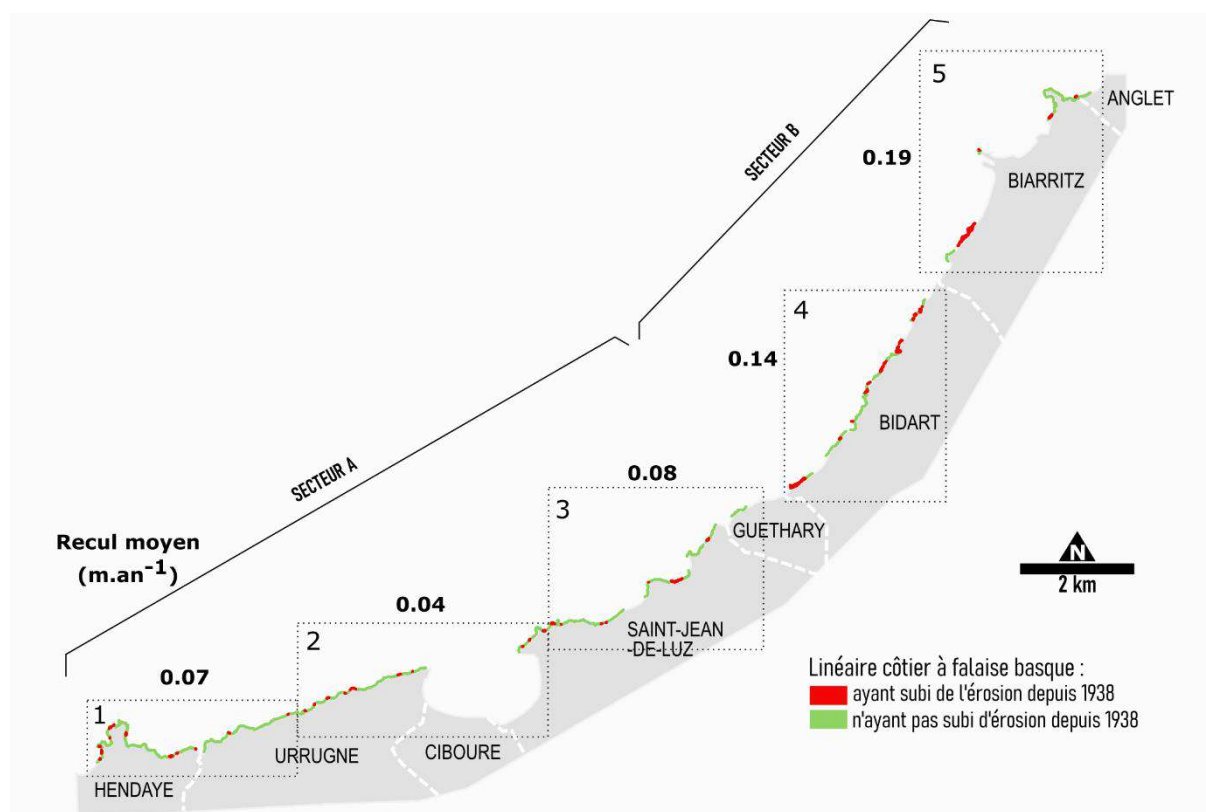


Figure 2.26 : Répartition spatiale des sommets de falaise érodés et non érodés de la côte basque française entre 1938 et 2018, par secteurs A et B et cartons numérotés de 1 à 5 (Martins et al. 2021).

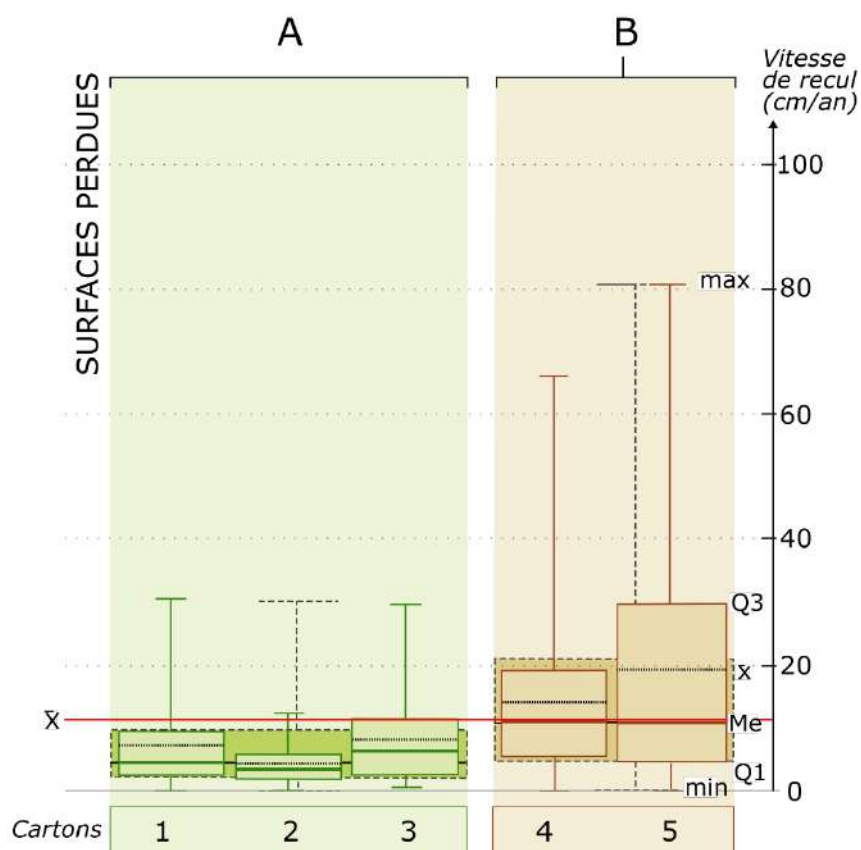


Figure 2.27 : Statistiques des vitesses de recul de la côte basque entre 1938 et 2018 par secteurs (A et B) et cartons (1 à 5) (Martins et al. 2021).

5.1.2. Différents types d'instabilités gravitaires à l'origine du recul du sommet de falaise

Parmi les instabilités gravitaires inventoriées, seules 24,8% d'entre elles ont contribué directement au recul du sommet de falaise entre 1938 et 2018 (Figure 2.28 et Figure 2.29). Parmi ces phénomènes gravitaires ayant atteint le sommet de falaise (72 objets), 33 sont des glissements de matériaux mixtes, 24 sont des glissements de matériaux fins, 8 sont des glissements rocheux banc sur banc, 6 sont des chutes de blocs et un seul glissement-coulée est constaté (Figure 2.29).

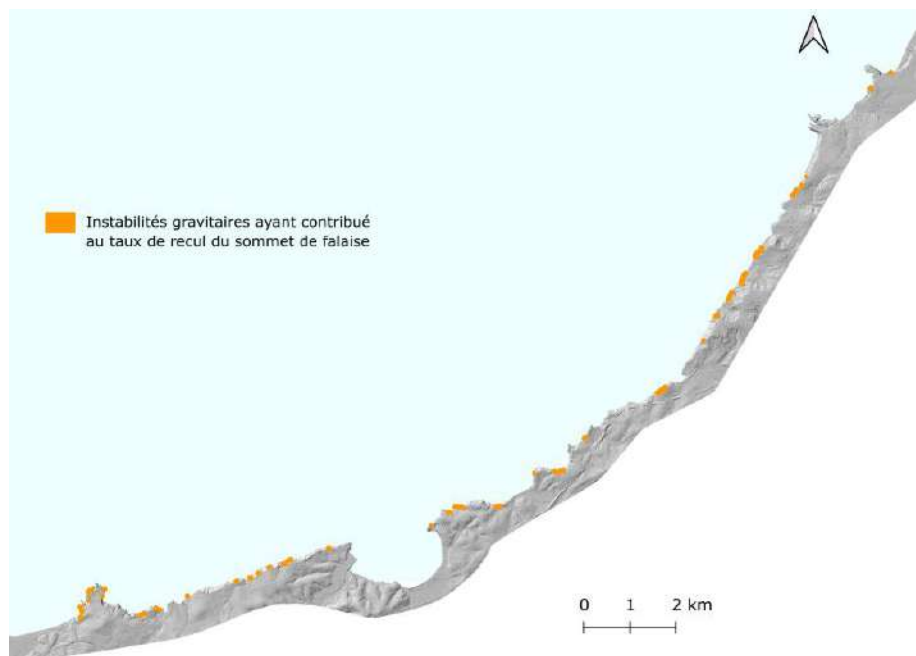


Figure 2.28 : Localisation des instabilités gravitaires atteignant le sommet de falaise en 2018. Le contour des phénomènes a été élargi afin de distinguer leur répartition à l'échelle régionale.

Types d'instabilités gravitaires contribuant au recul du sommet de falaise entre 1938 et 2018

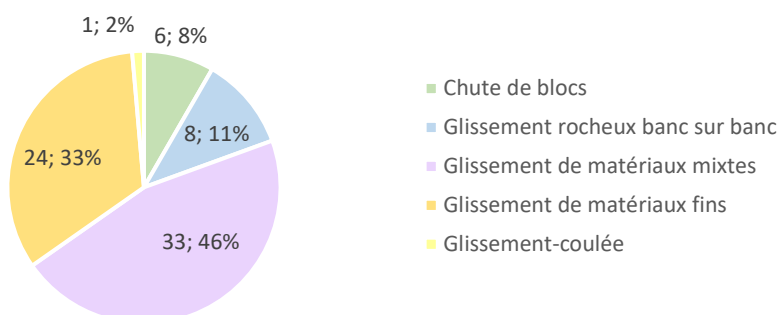


Figure 2.29 : Proportions des types d'instabilités inventoriés ayant érodé le sommet de falaise entre 1938 et 2018.

Les vitesses de recul de ces instabilités gravitaires entre 1938 et 2018 varient de 0,01 à 0,42 m.an⁻¹ (Figure 2.30-A). Cette gamme de vitesses est située dans la frange inférieure estimée par Martins et al. (2021). Les falaises qui ont reculé à des vitesses supérieures correspondent à des secteurs aujourd'hui en cours de confortement anthropique, tel qu'à Biarritz. Parmi les instabilités dont la vitesse de recul a été quantifiée entre 1938 et 2018, les distances horizontales de ce recul varient de 0,1 à 33 m (Figure 2.30-B). Sur cette période, des magnitudes de recul différentes sont observées selon les types d'instabilités :

- Les glissements de matériaux fins et de matériaux mixtes contribuent aux distances de recul maximales les plus élevées avec respectivement 33 et 28 m. Leurs distances de recul médianes sont de 9 et 8 m ;
- L'unique glissement-coulée contribue à un recul de 18 m ;
- Les glissements rocheux banc sur banc et les chutes de blocs contribuent à des reculs maximums du sommet de falaise, respectivement de 17 et 12 m, pour des distances médianes de 4 et 6 m.

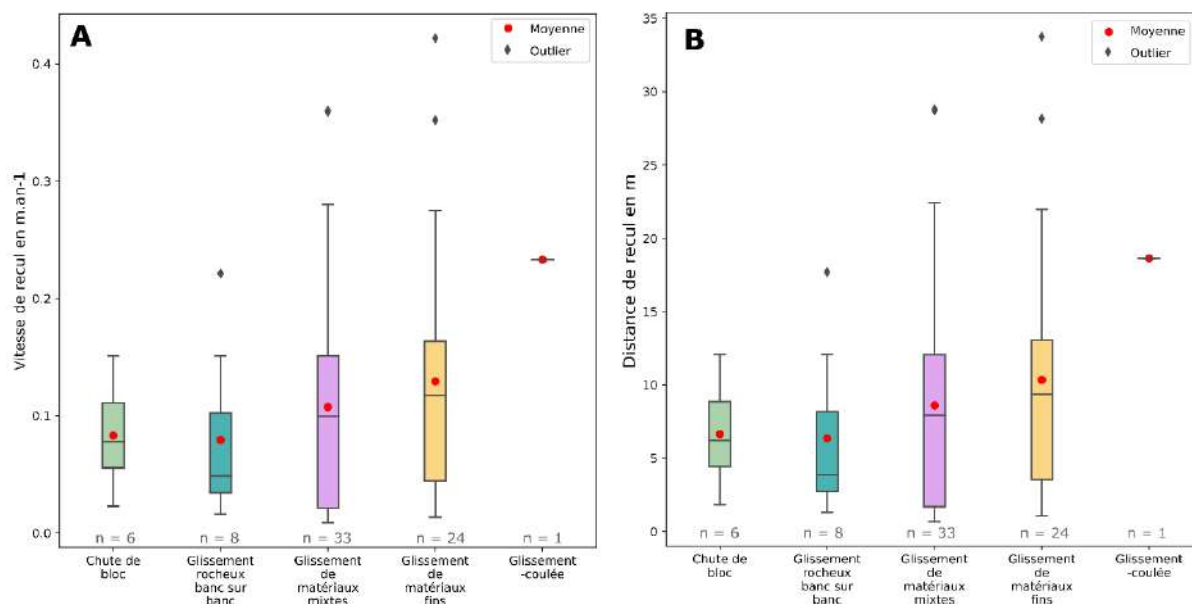


Figure 2.30 : A : Vitesse de recul (en $m.an^{-1}$) du sommet de falaise entre 1938 et 2018 par type d'instabilité gravitaire. B : Distance de recul (en m) du sommet de falaise entre 1938 et 2018, par type d'instabilité gravitaire. Les valeurs extrêmes (outliers) sont indiquées par des losanges.

Les glissements de matériaux mixtes, les glissements de matériaux fins et les glissements-coulées sont les types d'instabilités qui ont contribué aux distances de recul maximales les plus élevées sur la côte basque entre 1938 et 2018. Les instabilités de matériaux rocheux contribuent à des distances de recul maximales et médianes environ 2 fois plus faibles.

75,2% des instabilités inventoriées (218 évènements) n'ont cependant pas contribué à l'érosion du sommet de falaise et passent inaperçus lors de la quantification de la vitesse d'érosion. Nous sommes confrontés aux limites liées à l'usage du marqueur de trait de côte qui n'informe que sur la dynamique érosive du sommet de falaise et non sur les instabilités déclenchées dans le versant. Il subsiste donc une part d'incertitude sur la manière dont les instabilités gravitaires contribuent à l'érosion du versant depuis le pied jusqu'au sommet de falaise.

5.2. L'érosion sous le sommet de falaise : une érosion sous-estimée

5.2.1. Constat et questionnement

75,2% des instabilités inventoriées sont situées sous le sommet de falaise. Parmi ces instabilités, 45% (98 objets) sont actives et 55% sont latentes (i.e. les cicatrices d'érosion sont moins visibles et/ou couvertes de végétation). Parmi ces instabilités gravitaires actives sous le sommet de falaise, les cinq types sont identifiés sur la Figure 2.31, avec une majorité de glissements de matériaux fins (37%) à mixtes (34%).

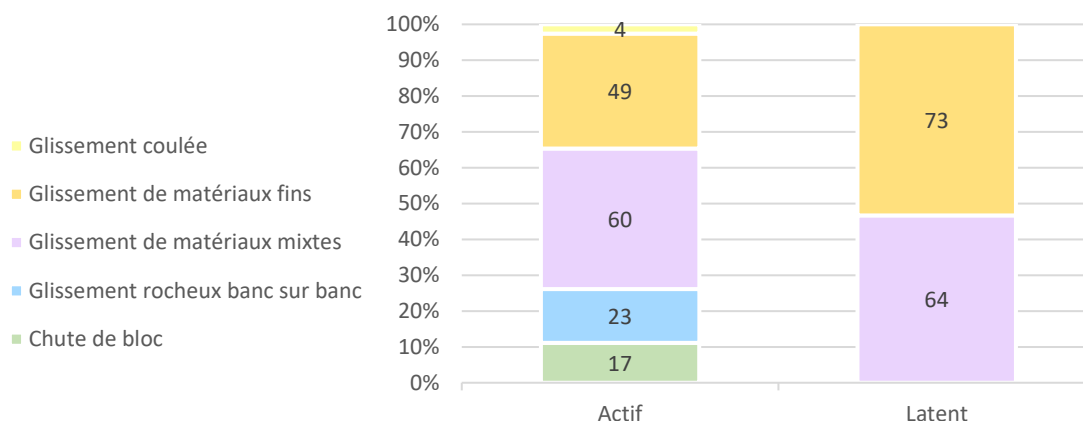


Figure 2.31 : Proportions des types d'instabilités gravitaires actives et latentes localisées sous le sommet de falaise en 2018.

La réactivation de ces phénomènes est susceptible de provoquer une érosion régressive jusqu'au sommet de la falaise, à proximité des enjeux (Pierre, 2005; Rosser et al., 2013). Compte-tenu de la proximité de ces enjeux avec le sommet de falaise, il est légitime de se demander où cette érosion régressive des instabilités est la plus proche du sommet de falaise et donc susceptible d'induire son recul.

Dans le but de proposer un outil d'aide à l'identification de secteurs où les phénomènes sont verticalement les plus proches du sommet de falaise, une première approche méthodologique est proposée. Elle est fondée sur un indice altimétrique exploratoire développé à partir des données disponibles à l'échelle régionale, issues de l'interprétation du MNT et des orthophotographies IGN 2018 : le linéaire du sommet de falaise et les polygones d'instabilités.

Cet indice repose sur la normalisation de l'altitude des escarpements d'instabilités par rapport au sommet de la falaise. Les calculs sont réalisés d'après les valeurs altimétriques du MNT 1m de l'IGN 2018. Sur SIG, les altitudes du pied et du sommet de falaise sont extraites sous formes de points. Au droit de chaque instabilité, trois valeurs d'altitudes sont extraites : la minimale du pied de falaise, la maximale du sommet de falaise et la maximale de l'instabilité. Ainsi, l'indice altimétrique normalisé est calculé par :

$$Indice\ altimétrique_{(\% \text{ de hauteur de falaise})} = \frac{Altitude\ max_{instabilité} - Altitude\ min_{falaise}}{Altitude\ max_{falaise} - Altitude\ min_{falaise}} \quad (Eq\ 5)$$

Si l'indice atteint 1 (soit 100%), cela signifie que l'escarpement de l'instabilité gravitaire atteint le sommet de falaise. Si cet indice est inférieur à 1, l'escarpement de l'instabilité est situé sous le sommet de falaise. Plus l'indice s'approche de 0 et plus l'escarpement de l'instabilité est proche du pied de la falaise.

Les incertitudes de ce calcul dépendent tout d'abord de la précision de vectorisation du sommet de falaise et des instabilités, liées à la résolution du MNT et de l'orthophotographie 2018. L'erreur horizontale dx de cette vectorisation a été évaluée par Martins et al. (2021) à 2,03 m. Elle entraîne une conséquence directe sur l'erreur verticale dz , en fonction de la pente moyenne des falaises β et de la précision altimétrique du MNT, résumés par la relation trigonométrique :

$$dz_{instabilité} = (\tan(\beta) \times dx) + dz_{MNT\ 2018} \quad (Eq\ 6)$$

Ainsi, pour une pente moyenne β de 36° , une erreur horizontale dx de 2,03 m et une précision altimétrique du MNT 2018 de 0,2 m¹², l'incertitude verticale moyenne dz du contour des instabilités inventoriées vaut 1,7 m.

5.2.2. Répartition altimétrique des instabilités gravitaires

Pour les 290 instabilités inventoriées, 78% (225 événements) ont un indice altimétrique inférieur à 1, donc situé sous le sommet de falaise et 22% (65 événements) ont un indice altimétrique atteignant 1, donc atteignant le sommet (Figure 2.32).

Les instabilités gravitaires localisées sous le sommet de falaise ont un indice altimétrique variant de 0,99 à 0,3 (Figure 2.32). Une valeur extrême de 0,01 n'est pas intégrée à notre analyse car elle est considérée comme non représentative : elle correspond au cas particulier d'une instabilité située à l'extrémité d'un cap rocheux de faible altitude par rapport au sommet de falaise. Ces instabilités sont situées en moyenne à 3 m sous le sommet de falaise, pour une médiane de 0,5 m et un maximum de 26 m sous le sommet. Cela signifie que 50% de ces instabilités sont situées à moins de 0,5 m du sommet de falaise et que plus de 50% sont situées à plus de 0,5 m du sommet.

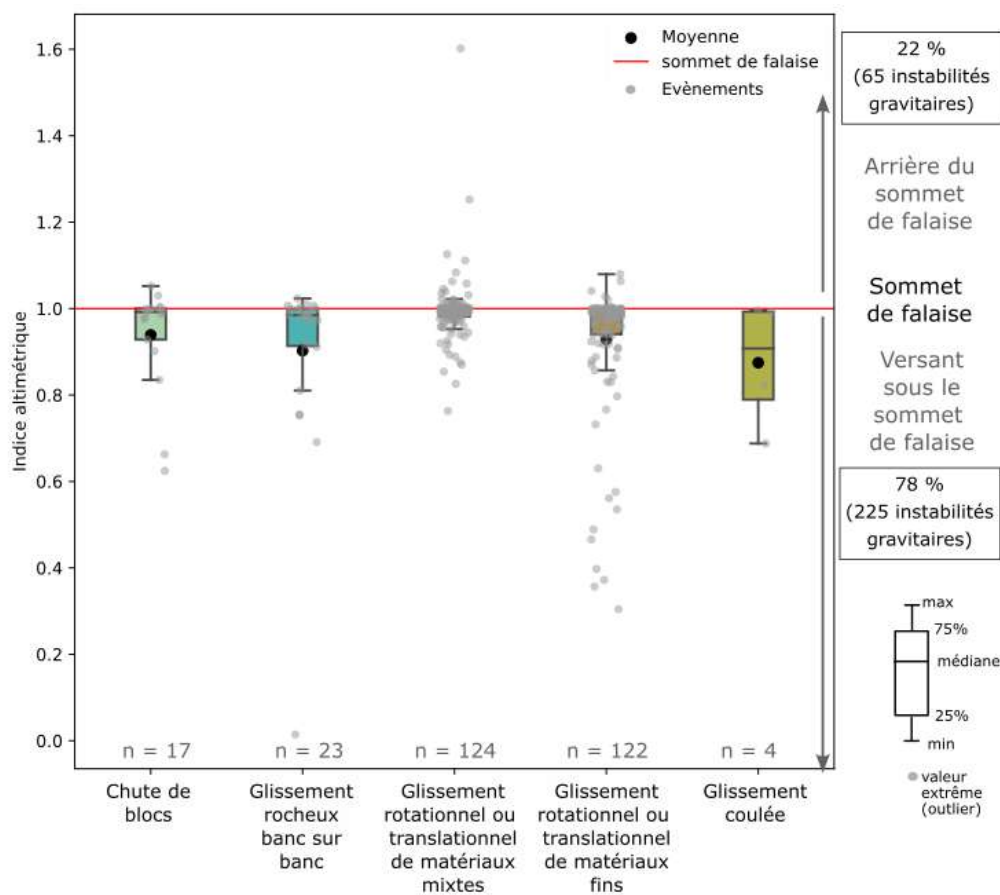


Figure 2.32 : Indice altimétrique du rapport altitude maximale de l'escarpement d'instabilité sur l'altitude du sommet de falaise par type d'instabilité. Les valeurs inférieures à 1 signifient que l'escarpement de l'instabilité gravitaire est situé sous le sommet de falaise (ligne rouge). Les valeurs égales ou supérieures à 1 signifient que l'escarpement de l'instabilité est à proximité ou a dépassé le sommet de falaise. Les points gris représentent chaque événement par type d'instabilité.

¹² https://geoservices.ign.fr/sites/default/files/2021-07/DC_RGEALTI_2-0.pdf#%5B%7B%22num%22%3A111%2C%22gen%22%3A0%7D%2C%7B%22name%22%3A%22XYZ%22%7D%2C%69%2C741%2C0%5D

Pour chaque type d'instabilité, les médianes d'indice altimétrique diffèrent, avec une valeur de 0,99 pour les chutes de blocs, les glissements de matériaux mixtes et les glissements de matériaux fins, une valeur de 0,98 pour les glissements rocheux banc sur banc et un indice de 0,91 pour les glissements-coulées. Ce qui signifie que les zones de départ des glissements-coulées sont plus éloignées du sommet de falaise que les autres types d'instabilités.

Les glissements-coulées sont localisés sous le sommet de falaise avec un indice altimétrique moyen de 0,87. La distance verticale maximale est de 21 m (i.e. indice de 0,70) sous le sommet de falaise.

Les glissements de matériaux fins présentent une moyenne d'indice de 0,93 et un minimum de 0,3 correspondant à une distance verticale maximale de 26 m sous le sommet de falaise. Cet indice minimal s'explique par le fait que ce type d'instabilité s'observe dans des falaises d'altérites épaisses et dont les structures sont déformées (Peter-Borie, 2008). Les fractures issues de ces déformations sont susceptibles de servir de surfaces de rupture aux instabilités, aussi en bas de versant.

Les glissements de matériaux mixtes présentent une moyenne d'indice altimétrique de 0,99 et un minimum de 0,76 pour une distance verticale atteignant jusqu'à 10 m sous le sommet de falaise. L'escarpement est toujours situé dans le tiers haut de la falaise, ce qui s'explique par la résistance des matériaux : elle est plus faible dans les matériaux altérés en partie supérieure de la roche mère, qui sont davantage susceptibles à la rupture.

Les glissements rocheux banc sur banc ont une moyenne d'indice altimétrique à 0,90 et présentent un indice altimétrique minimal de 0,70, pour une distance verticale de 9 m (autre le cas particulier non représentatif). Ces altitudes peuvent s'expliquer par la présence de failles qui favorisent la rupture de dalles sous le sommet de falaise (Prémaillon et al., 2021).

Les chutes de blocs présentent une moyenne d'indice altimétrique de 0,94 et un indice minimal de 0,62 pour une distance verticale atteignant jusqu'à 10 m sous le sommet de falaise. Les discontinuités et les surplombs favorisant les chutes de blocs permettent d'expliquer que ces événements puissent se déclencher sous le sommet de falaise à différentes gammes d'altitudes (Martins, 2021; Prémaillon et al., 2021).

Ainsi, cet indice renseigne sur la distance verticale entre l'instabilité et le sommet de falaise. L'intérêt de cet indice est de permettre de prioriser la surveillance d'instabilités gravitaires situées à proximité du sommet et qui témoignent d'activité récente. Ainsi, la médiane de distance verticale nette indique que la moitié des instabilités sont situées à moins de 50 cm sous le sommet de falaise (ou au sommet). Cela nous permet d'identifier que 58 instabilités situées à moins de 50 cm sous le sommet de falaise, sont actives dans les morphotypes 2, 3 et 4 (Figure 2.33). Cette approche initiale est à affiner au regard d'expertises sur les sites afin de comprendre les mécanismes de rupture impliqués.

En effet, cette approche présente plusieurs limites et perspectives d'amélioration, notamment au regard des incertitudes. Dans certains cas, l'indice atteint ou dépasse 1 ; si de rares cas sont liés au confortement d'une instabilité que le trait de côte traverse, les autres cas présentent une instabilité vectorisée sous le sommet de falaise (Figure 2.34). Cela s'explique par : (1) l'incertitude verticale dz moyenne de 1,7 m et (2) des erreurs de vectorisations. Cela signifie que l'approche initiale doit considérer cette incertitude verticale dz de façon individuelle pour ne pas surestimer ou sous-estimer les phénomènes proches du sommet de falaise. De ce fait, l'incertitude dz individuelle de chaque événement en fonction de sa pente moyenne permettrait d'estimer sa distance verticale représentative par rapport au sommet de falaise.

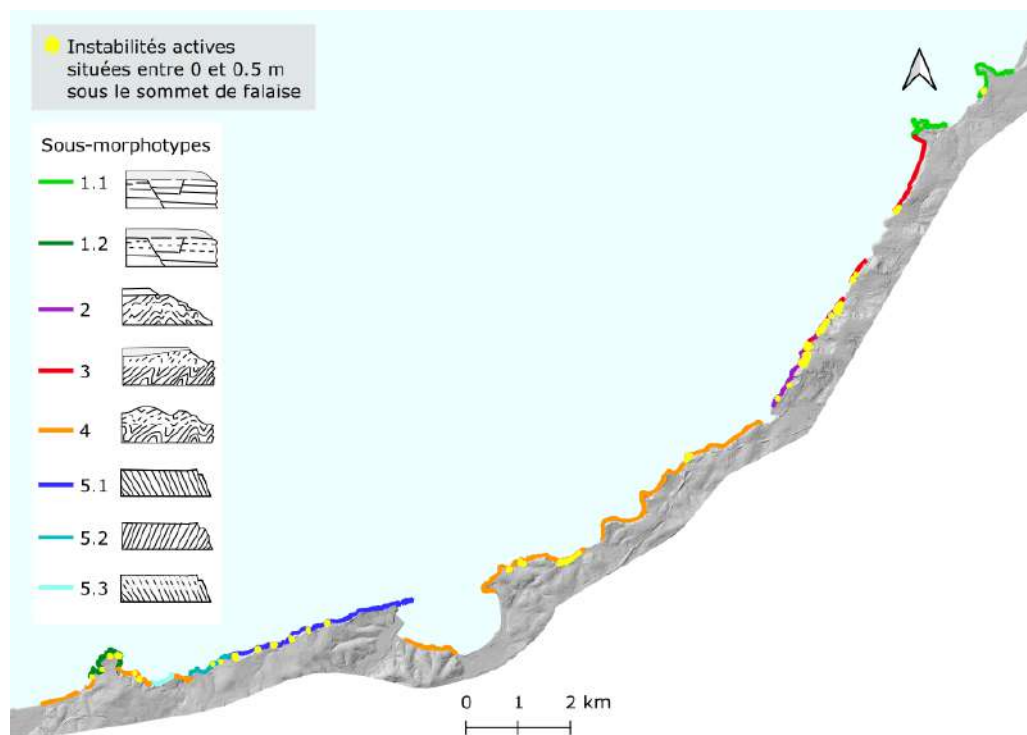


Figure 2.33 : Répartition des instabilités gravitaires d'indice altimétrique inférieur à 1, actives et situées entre 0 et 0,5 m sous le sommet de falaise.

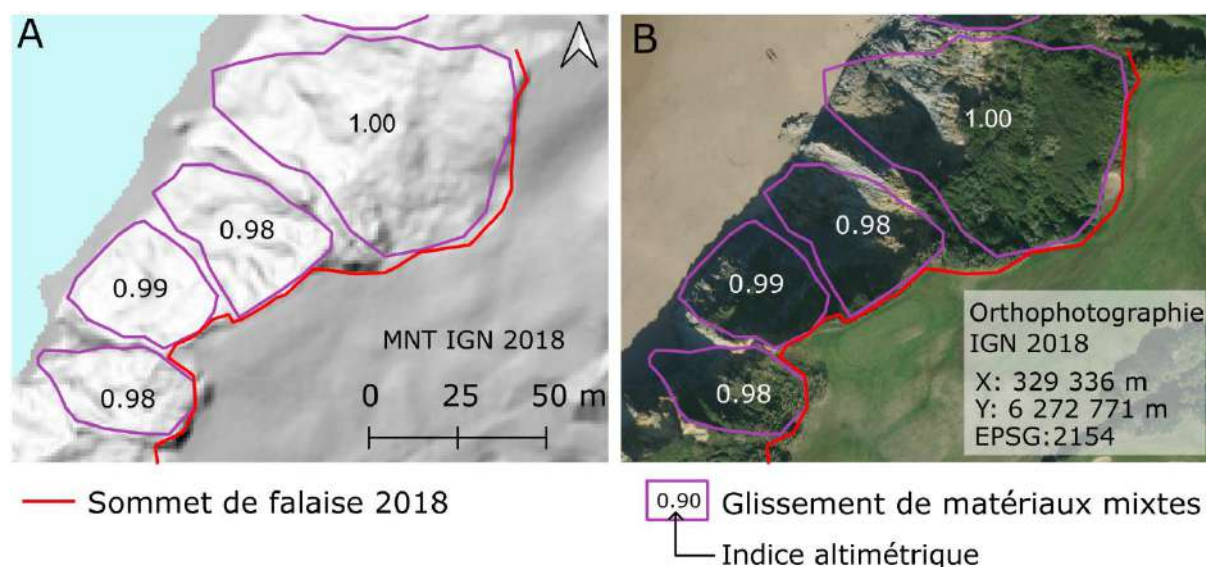


Figure 2.34 : Exemple d'indice altimétrique à Bidart. L'instabilité gravitaire qui présente un indice altimétrique de 1,00 est située sous le sommet de falaise. Cela est dû à l'incertitude verticale de vectorisation dz. A : Phénomènes et sommet de falaise sur le MNT 2018 de l'IGN. B : Phénomènes et sommet de falaise sur l'orthophotographie 2018 de l'IGN.

Toutefois, cet indice n'informe pas sur les volumes érodés, la vitesse de recul, ni sur la période de retour des instabilités gravitaires sous le sommet de falaise. Pour pallier ces manques, à l'échelle régionale, une évaluation historique semble indispensable mais nécessite des MNT à différents pas de temps et de résolution spatiale semblable, couplés à des photographies aériennes (Rault et al., 2022). Néanmoins, l'absence de MNT anciens, et la faible qualité et le décalage de certaines photographies aériennes anciennes rendent difficile d'évaluer la récurrence des phénomènes.

5.3. Synthèse

Entre 1938 et 2018, 15% du linéaire du sommet des falaises basques a reculé à des vitesses et répartitions spatiales différentes (Martins et al., 2021). Le secteur nord-est entre Guéthary et Anglet recule en moyenne de 0,14 à 0,19 m.an⁻¹. C'est deux à trois fois plus rapide que le secteur sud-ouest entre Hendaye et Guéthary avec 0,04 à 0,08 m.an⁻¹ de recul (Martins et al., 2021). Ce recul de la tête de falaise est causé par des instabilités gravitaires. Or, d'après notre cartographie des emprises historiques déstabilisées, seuls 24,8% des instabilités gravitaires inventoriées ont participé à ce recul. Regardé sous l'angle du type d'instabilité, la vitesse de recul médiane de la tête de falaise varie de 0,25 m.an⁻¹ pour les glissements-coulées ; de 0,12 m.an⁻¹ pour les glissements de matériaux mixtes et les glissements de matériaux fins ; et de 0,05 à 0,08 m.an⁻¹ pour les glissements rocheux banc sur banc et les chutes de blocs. Les matériaux meubles subissent donc des vitesses d'érosion deux à trois fois plus rapides que les matériaux rocheux.

Les 75,2% instabilités inventoriées n'ont cependant pas contribué au recul du sommet de falaise entre 1938 et 2018. Plus précisément, nous avons évalué qu'en 2018, 78% des instabilités inventoriées (225 évènements) n'atteignent pas le sommet de falaise. Un peu plus de la moitié de ces instabilités gravitaires sous le sommet de falaise est active en 2018 (119 évènements) et leur réactivation par rétrogression est une possibilité (Pierre, 2005; Rosser et al., 2013). A titre d'exemple, sur la falaise de Bidart en 2018 (Figure 2.35), certains glissements-coulées (en jaune) et certains glissements de matériaux mixtes (en violet) se sont déclenchés dans le versant, sous le sommet de falaise et sont encore actifs. De ce fait, avant que le sommet de falaise et les enjeux ne soient atteints par ces phénomènes érosifs, on peut s'interroger sur la dynamique érosive du versant, en termes de vitesses d'érosion et de conceptualisation des modes de rupture.

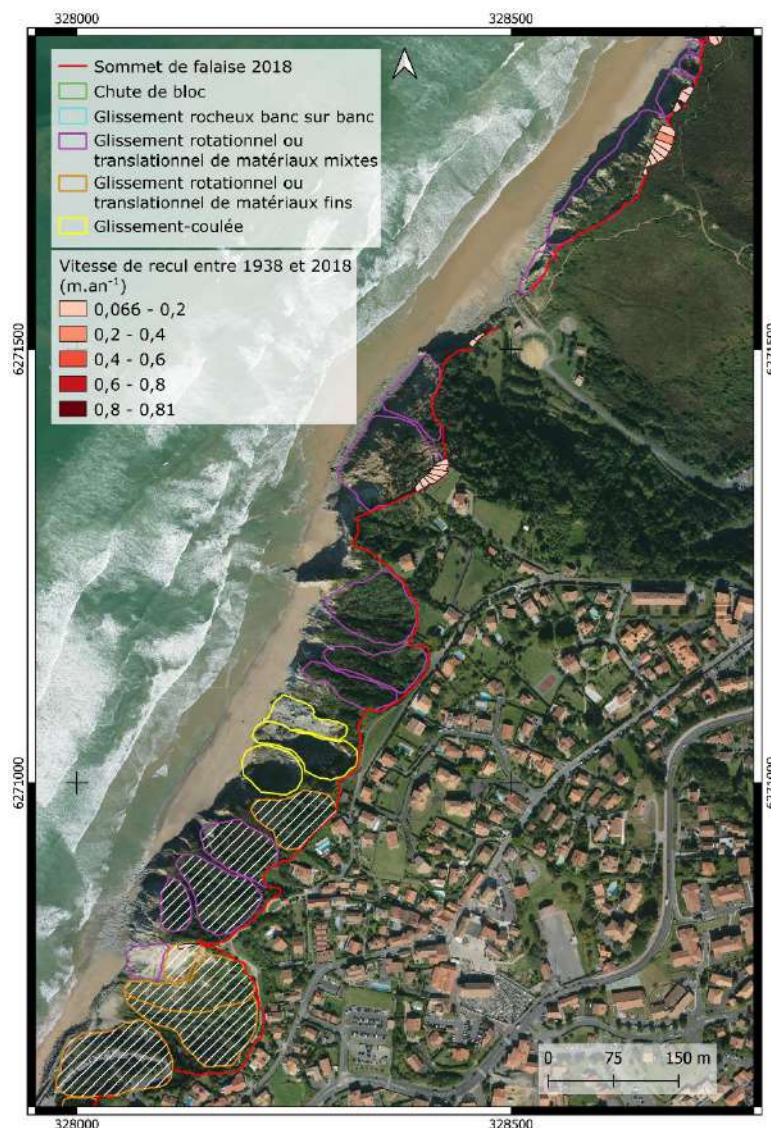


Figure 2.35 : Instabilités gravitaires affectant le pied et le milieu de versant en 2018 (orthophotographie IGN) à Bidart.

6. Conclusion du chapitre 2

La côte basque présente une diversité géologique et géomorphologique. Les cinq morphotypes de falaise de Genna et al. (2004a) ont été complétés de trois nouvelles instances pour tenir compte des types de structures et de couvertures d'altérites et d'alluvions (Figure 2.36). Ces différents types de falaises sont soumis à l'érosion par des instabilités gravitaires différentes (Figure 2.36). Un inventaire de 290 instabilités gravitaires a été compilé sur SIG par interprétation du MNT et de l'orthophotographie de l'IGN de 2018. Ces données spatialisées renseignent sur l'activité (actif ou latent) et les types d'instabilités concernées : des chutes de blocs, des glissements rocheux banc sur banc, des glissements rotationnels ou translationnels de matériaux mixtes, des glissements rotationnels ou translationnels de matériaux fins et des glissements-coulées. Ces types d'instabilités gravitaires et leur répartition spatiale sont contrôlés par des facteurs géologiques : le type de roche mère, les relations structurales entre le plan de stratification et l'orientation du versant, et l'épaisseur de l'éventuelle couverture altérée et alluvionnaire. Les relations entre les facteurs de prédisposition, les types d'instabilités et les types morphologiques de falaises sont synthétisées sur la Figure 2.36.

Dans cette région particulièrement exposée aux précipitations, nous avons recherché des tendances pluviométriques favorables au déclenchement d'instabilités gravitaires, sans y parvenir. Nous sommes

contraints par le manque d'instabilités datées et par la méconnaissance des systèmes hydrogéologiques des différentes formations géologiques de cette côte. Pour progresser sur ce sujet, il est indispensable : (1) de disposer d'un inventaire où l'horodatage serait précis au moins à la journée et (2) d'instrumenter différents aquifères pour connaître leur transmissivité au regard des précipitations.

Sur la côte basque, des enjeux tels que du bâti et des routes sont situés en arrière de la falaise à environ une dizaine de mètres, et sont menacés par le recul du sommet de falaise. Ainsi, la vitesse de recul du sommet de falaise a été quantifiée entre 1938 et 2018 par photo-interprétation sur SIG à partir de photographies aériennes et d'orthophotographies. En 80 années, 15% du linéaire des sommets de falaise a reculé à une vitesse moyenne annuelle de 0,04 à 0,19 m.an⁻¹. Géographiquement, les vitesses de recul sont deux à trois fois plus élevées au nord-est de Guétary qu'au sud-ouest de cette commune (Figure 2.36). 24,8% des instabilités inventoriées ont contribué au recul du sommet de falaise au cours de cette période. Ainsi, il est estimé que les vitesses de recul moyennes des glissements-coulées sont de 0,25 m.an⁻¹, ceux des glissements de matériaux fins et des glissements de matériaux mixtes sont deux fois moindres (0,12 m.an⁻¹) et ceux des glissements rocheux banc sur banc et des chutes de bloc sont trois à cinq fois moindres (de 0,05 à 0,08 m.an⁻¹).

75,2% des instabilités inventoriées n'ont cependant donc pas contribué au recul du sommet de falaise entre 1938 et 2018 et n'entrent pas dans les statistiques de vitesses mentionnées ci-dessus. Parmi ces instabilités situées sous le sommet de falaise, la moitié d'entre elles sont pourtant actives et déboucheront en sommet de versant un jour ou l'autre. Il est nécessaire de comprendre par quels processus gravitaires et à quelles vitesses ces instabilités contribuent à l'érosion du versant, avant le recul du sommet de falaise où se situent les enjeux. Pour effectuer cette quantification de l'érosion dans le versant, il faut travailler par différentiels de surfaces, dont la résolution des données doit être supérieure à celle disponible actuellement à l'échelle régionale : 1 m (MNT IGN 2018). Ces données peuvent être produites à une résolution centimétrique à partir de données lidar aéroporté acquises à l'échelle d'un site (Rosser et al., 2013).

Etant donné que la répartition spatiale des instabilités gravitaires et des vitesses de recul du sommet de falaise varie (Figure 2.36), nous avons choisi de caractériser ces aspects sur deux sites différents de la côte basque. Le premier site, celui de Socoa est caractérisé par une falaise dont le sommet présente une vitesse de recul relativement faible de 0,03 m.an⁻¹ et une majorité de glissements rocheux banc sur banc et de chutes de blocs. La falaise de Socoa correspond au morphotype 5.1 : elle est constituée d'une roche résistante basculée et non plissée, conforme à la pente. Ce massif est caractérisé par un flysch de faciès D, déposé au pied du lobe turbiditique, peu voire pas altéré. Des enjeux sont situés dans les 10 m du sommet de falaise : il s'agit d'habitations et de la route départementale D912.

Le second site, celui de Bidart présente une falaise dont la vitesse de recul moyenne est de 0,15 m.an⁻¹ et les types d'instabilités sont des glissements-coulées, des glissements de matériaux fins et des glissements de matériaux mixtes, qui pour rappel sont des instabilités composites (Figure 2.35). La falaise de Bidart est constituée des morphotypes 2 et 3 : il s'agit d'une roche de faible résistance dont la structure est soit conforme oblique (type 2), soit déformée (type 3), altérée et couverte par des alluvions. Ce massif est constitué d'un flysch de faciès G aux matériaux argileux, dont les altérites sont épaisses et couvertes d'alluvions et le pendage est conforme et oblique à la pente. Les enjeux sont des habitations et une route, situés dans les 20 m de distance du sommet de falaise.

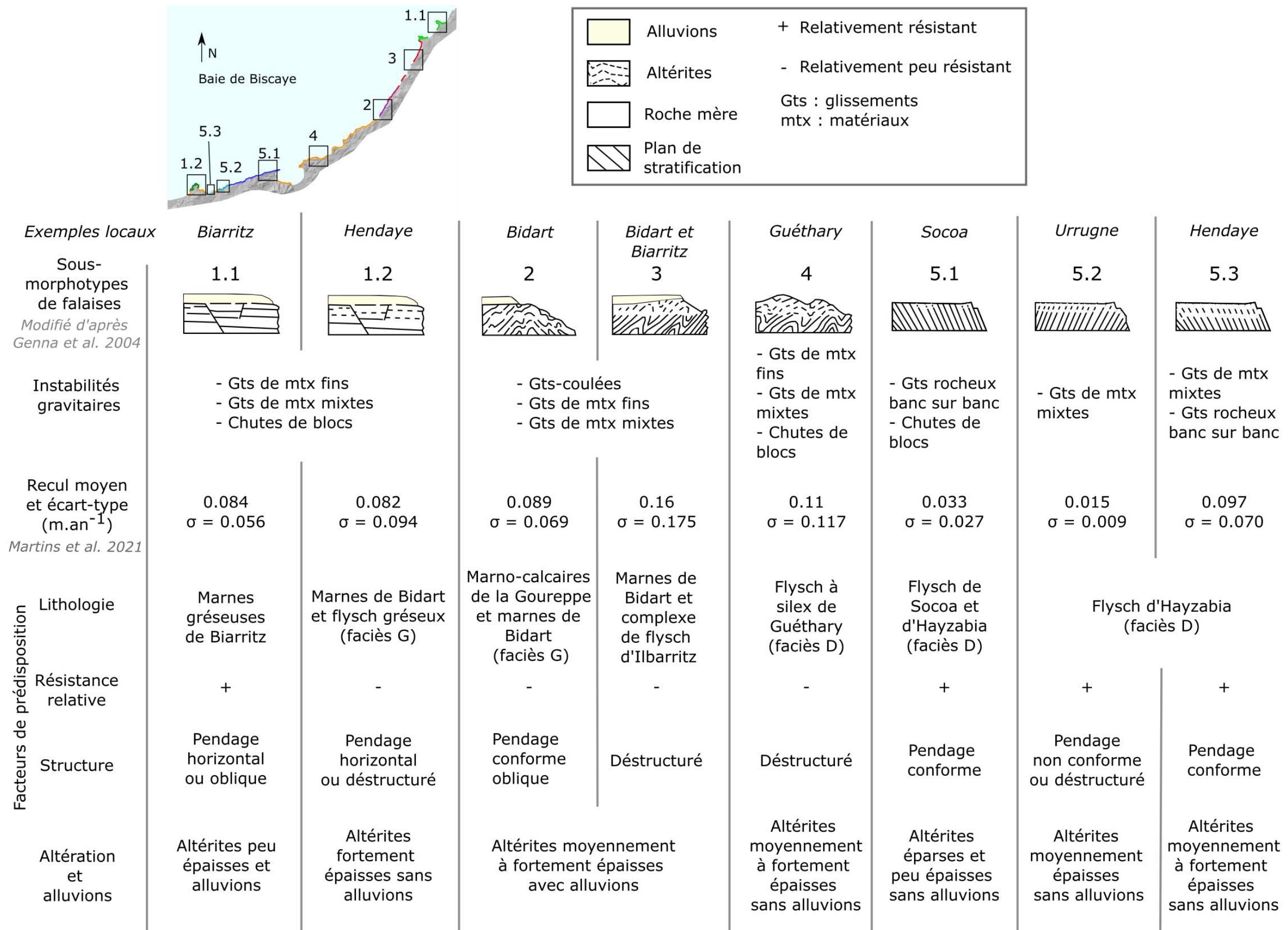


Figure 2.36 : Synthèse des sous-morphotypes de falaises adaptés de Genna et al. (2004a) à partir des facteurs de prédisposition, des types d'instabilités gravitaires et de leurs vitesses de recul.

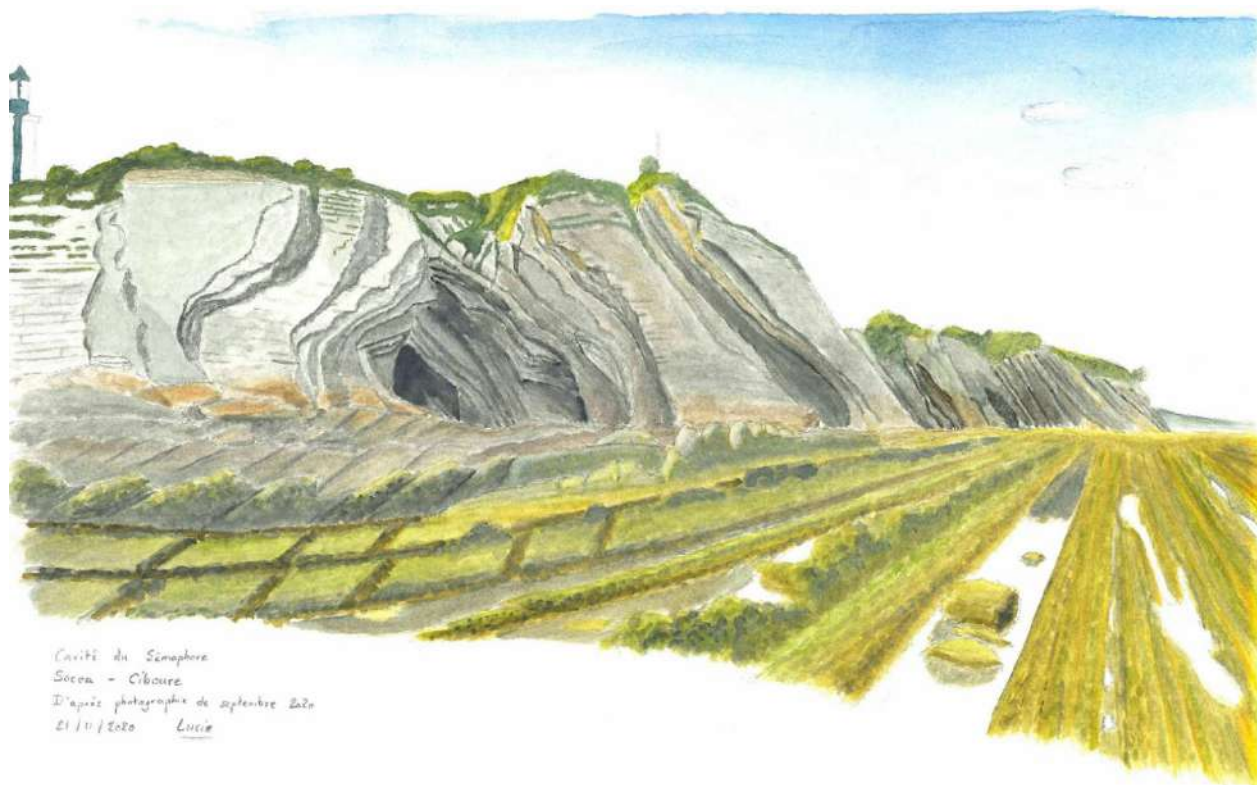
Chapitre 3 : Erosion d'une falaise de flysch résistante, Socoa

La falaise de Socoa, située au sud de la côte basque, est principalement sujette à l'érosion par chutes de blocs et par glissements rocheux banc sur banc. Elle affiche la vitesse de recul moyenne parmi les plus basses de la côte basque française, à savoir $0,03 \text{ m.an}^{-1}$, selon l'étude de Martins et al. (2021). À proximité du sommet de cette falaise, se trouvent des enjeux avec une route départementale et des habitations, situées entre 3 et 7 mètres de distance pour les plus proches.

Cette falaise est qualifiée de modérément résistante à résistante, d'après les relevés de terrain effectués par Prémaillon et al. (2021), avec la méthode de Hoek et Brown (1997). Elle est composée d'un flysch marno-calcaire de faciès D selon Razin (1989) : des successions de dépôts au pied du lobe turbiditique, de granulométrie sableuse à argileuse. L'objectif de ce chapitre est de dégager des clés d'interprétation génériques pour les instabilités gravitaires et les vitesses de recul associées dans un massif de flyschs résistants.

Les vitesses de recul observées à Socoa sont cinq fois plus faibles que celles de la falaise de Bidart. Etant donné que les morphotypes de ces deux falaises sont différents, il est légitime de s'interroger sur la raison de ce comportement distinct et de comprendre pourquoi il diffère autant des autres morphotypes de la côte basque.

Ce chapitre est structuré en 5 sections. La première section présente le site, sa géomorphologie et les types d'instabilités gravitaires qui érodent la falaise. La deuxième section sera consacrée à la caractérisation affinée de la lithologie et à sa contribution à cette morphologie particulière, à partir d'observations de terrain. La troisième section se focalisera sur le rôle des structures sur la géomorphologie fondée sur des mesures de terrain. La quatrième section sera dédiée à la quantification des volumes érodés par types d'instabilités. Enfin, ces résultats seront corrélés afin de caractériser les facteurs et les types d'instabilités gravitaires qui contribuent au recul du sommet de falaise et d'en quantifier la magnitude et la période de retour.



1. La falaise de Socoa, un massif relativement résistant considéré comme uniforme mais aux particularités locales

1.1. Généralités et constats

La falaise de Socoa est située au sud-ouest de la côte basque, immédiatement à l'ouest de la baie de Saint-Jean-de-Luz, sur les communes de Ciboure et Urrugne (Figure 3.1, Figure 3.2). Sur 3,5 km de linéaire, ce type de falaise constitue un paysage emblématique de la côte basque pour sa structure monoclinale conforme au versant, dont le plan de stratification plonge en direction de l'Océan Atlantique vers N340°E (Figure 3.1). Le site que nous étudions et auquel nous référerons en tant que « site de Socoa », s'étend sur 1,5 km du port de Socoa à l'est, jusqu'au giratoire d'Urrugne sur la route départementale RD 912 à l'ouest (Figure 3.2). La falaise de Socoa est orientée sur un axe de direction N070°E. Elle culmine à environ 47 m d'altitude. Son versant présente des pentes d'environ 45° dans les secteurs à stratigraphie monoclinale conforme à la pente et jusqu'à 90° dans les escarpements transverses. Ce site est caractérisé par la présence de cavités en pied de versant (Prémaillon et al., 2021). Le platier, de pente médiane d'environ 2°, borde l'ensemble du pied de falaise et s'étend sur environ 120 m de large dans sa zone intertidale. Peu de sédiments sont présents sur ce platier. Ils sont caractérisés par des blocs rocheux issus d'instabilités gravitaires. Il n'y a nulle part de plage sableuse.

La particularité de ce site est de comporter essentiellement des flyschs de faciès D, c'est à dire des faciès résistants. Cependant, ce massif comporte des failles héritées de déformations tectoniques et une certaine altération qui sont visibles localement, et difficiles à analyser à une échelle régionale. Pourtant il semble que ces différents facteurs jouent un rôle sur les types de phénomènes instables et sur les vitesses de recul (Cano et Tomás, 2013; Prémaillon et al., 2021). Ces vitesses de recul sont même un sujet économique et social car la route de la corniche proche du sommet de la falaise est l'objet de constantes discussions sur sa fermeture au regard des événements récents (Dubieilh, 2020; Dewitte, 2023; Jans, 2023). Pour pouvoir comprendre comment fonctionne un tel massif d'un point de vue géomorphologique, il est essentiel de mener une analyse locale à partir d'observations de terrain à haute fréquence (spatiale et temporelle) et à partir de données de résolution fine (Westen et al., 2008; Corominas et al., 2014).



Figure 3.1 : Cavités, plans de stratification conformes à la pente et escarpements transverses caractéristiques de la falaise de Socoa (Ciboure) (photographie aérienne ULMSB 2020). Les escarpements transverses sont constitués d'affleurements dont la surface n'est pas parallèle au plan de stratification.

95

1.2. Une géomorphologie plus complexe qu'il n'y paraît

Bien que la falaise de Socoa présente un plan de stratification conforme au versant, sa géomorphologie n'est pas uniforme ; elle présente une érosion différentielle marquée par deux types de concavités (Prémaillon et al., 2021) :

- Des cavités qui s'ouvrent dans une direction perpendiculaire au linéaire côtier (Figure 3.1) ;
- Des concavités qui s'ouvrent parallèlement à la direction des plans de stratification (Figure 3.3).



Figure 3.3 : Erosion différentielle marquée par des convexités (orange) et des concavités (bleu) creusées dans une direction parallèle au plan de stratification.

Les descriptions morphologiques qui vont suivre sont fondées sur des observations de terrain cartographiées sur un SIG, ainsi que sur l'analyse de nuages de points lidar et photogrammétries via le logiciel Cloud Compare (EDF R&D, 2011). Ces données lidar ont été acquises par drone aéroporté lors de 6 campagnes entre 2019 et 2022 par la société L'Avion Jaune. La campagne la plus récente du 11/10/2022 a été exploitée, disposant d'une densité de 153 points par m² (table d'acquisition en annexe 6).

1.2.1. Les cavités : une répartition spatiale ponctuelle et des morphologies spécifiques

Le site de Socoa présente 13 cavités espacées en moyenne de 63 m (médiane de 79 m et écart-type de 57 m) sur les 1,5 km de linéaire de falaise (Figure 3.4).

Le point commun de ces cavités est de présenter un bord en forme d'arc de cercle, dont l'apex est situé entre 3,5 et 4 m d'altitude NGF (Figure 3.5-A et B). Cette morphologie témoigne d'une énergie d'érosion maximale exercée à l'apex de cet arc de cercle (Sunamura, 1992). Leur second point commun est l'altitude moyenne et médiane du toit de ces cavités, située vers 10 m NGF.

La morphologie des cavités diffère en matière de largeur et de profondeur. Leur largeur est définie par la distance entre les apex du dernier banc affleurant autour de la cavité (Figure 3.5-A et B) ; elle varie

de 7 à 55 m avec une médiane de 24 m (Figure 3.5-A et B). Leur profondeur varie de 3 à 27 m, avec une médiane à 7 m (Figure 3.5-C et E). La profondeur correspond à la distance orthogonale entre la projection du plan affleurant au toit de la cavité et le fond de la cavité (Figure 3.5-C et E).

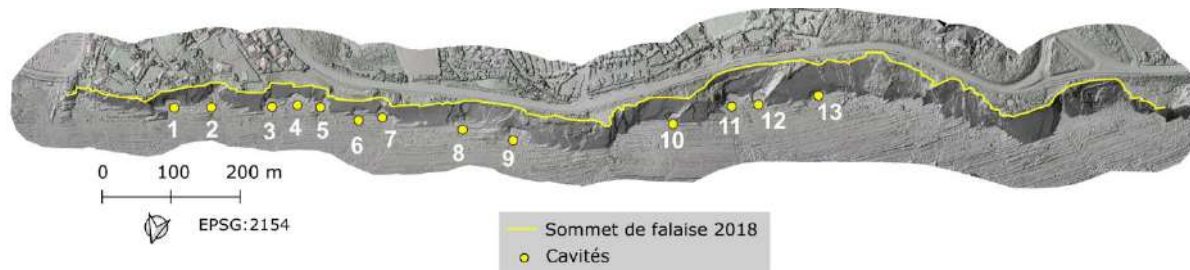


Figure 3.4 : Répartition spatiale des 13 cavités du site de Socoa (points jaunes).

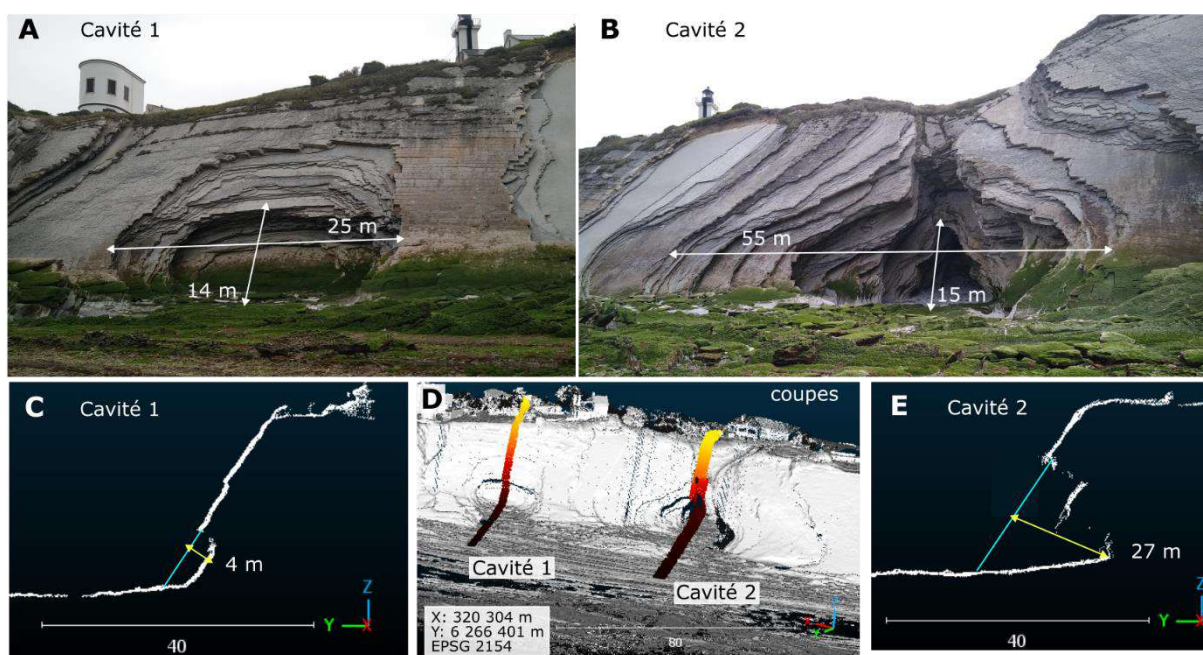


Figure 3.5 : Morphologie des deux types de cavités observées à Socoa, sous le sémaphore et à l'est (cavités n°1 et 2). A et B : Largeur et hauteur des cavités 1 et 2 ; C et E : Profondeur des cavités mesurées en coupe à partir des points lidar ; D : Localisation des coupes sur le nuage lidar du 20/10/2022.

1.2.2. Les concavités parallèles au plan de stratification : une épaisseur de vide disparate et une répartition sectorisée

Nous avons vu que la falaise est constituée de plans conformes à la pente, mais également d'escarpements sur les surfaces affleurantes qui ne sont pas parallèles au plan de stratification (Figure 3.1). Sur toute surface affleurante non parallèle au plan de stratification du flysch de Socoa, (i.e. : le platier et certains secteurs de falaise), la roche alterne des formes concaves et convexes à fréquence métrique qui sont orientées parallèlement à l'orientation du plan de stratification (Figure 3.3, Prémaillon et al., 2021). Les morphologies concaves peuvent former du sous-cavage, voire des cavités dans le prolongement d'un banc (Figure 3.6). Dans la falaise, les morphologies convexes sont souvent en surplomb, dû à la concavité située au-dessous.

Les formes concaves présentent une épaisseur de 0,5 à 5 m selon les secteurs (Figure 3.7). Sur la portion est du site entre le port et le secteur 2, et du secteur 4 au secteur 5, les concavités ont une épaisseur comprise entre 0,5 et 2 m (Figure 3.7, en rouge). Sur les secteurs 3, 6 et 7, au centre du site, l'épaisseur

des concavités est comprise entre 2 et 5 m (Figure 3.7, en bleu). Quant aux formes convexes, elles présentent des épaisseurs de 0,2 à 1 m dont la répartition est relativement homogène sur le site.



Figure 3.6 : Erosion différentielle au droit de la dalle du Sémaphore. Les épaisseurs de concavités sont représentées en bleu, et celles des convexités sont en orange. L'une des concavités débouche au jour sur le flanc opposé de la dalle (flèche rouge).

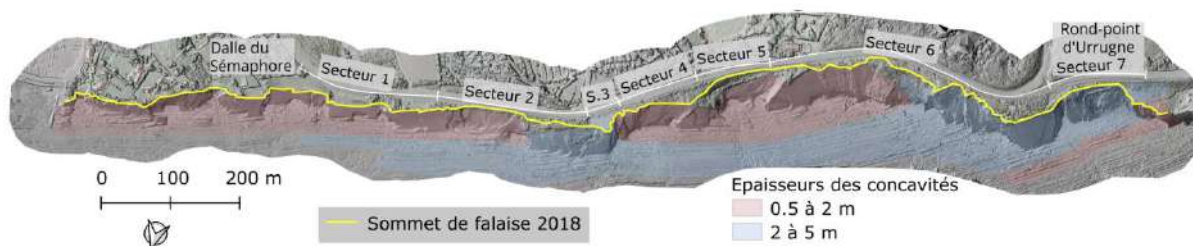


Figure 3.7 : Gammes d'épaisseurs des concavités sur le site de Socoa. Les concavités de 0,5 à 2 m d'épaisseur figurent en rouge. Les concavités de 2 à 5 m d'épaisseur figurent en bleu.

1.3. Des instabilités gravitaires rocheuses participant à cette morphologie particulière

La morphologie de cette falaise évolue par le déclenchement d'instabilités gravitaires. D'après l'inventaire régional, la falaise de Socoa s'érode par des processus gravitaires de deux types : les glissements rocheux banc sur banc et un glissement de matériaux mixtes à l'ENE du site. A défaut d'une résolution de données suffisante pour une identification visuelle à l'échelle régionale, aucune chute de blocs n'a été inventoriée sur ce site. A l'échelle locale, nous avons inventorié les chutes de blocs déclenchées entre 2019 et 2022 par un différentiel de MNS. L'inventaire des glissements rocheux banc sur banc déclenchés sur cette période a été mis à jour. Ainsi, nous allons présenter la méthodologie,

les types d'instabilités observés et leur morphologie, puis les résultats de l'inventaire des instabilités gravitaires de Socoa.

1.3.1. Méthodologie

L'inventaire des instabilités au 1 : 2 500^{ème} se fonde sur des données de résolutions supérieures à celles utilisées pour réaliser l'inventaire régional : (1) des orthophotographies de résolution de 2 cm (25 fois mieux résolues) et (2) des MNS de résolution 4 cm (625 fois mieux résolus). Ces données ont été produites à partir de nuages de points photogrammétriques et lidar acquis par drone lors de 6 campagnes entre 2019 et 2022 par la société L'Avion Jaune (table d'acquisition en annexe 6). Malgré une densité de point du lidar de 9 à 153 points par m², la densité de la végétation est telle que le sol reste invisible. Ainsi, nous avons produit des MNS et non des MNT, pour chaque campagne de lidar avec le logiciel Cloud Compare (EDF R&D, 2011).

La photo-interprétation de ces données et les observations de terrain ont permis d'identifier les indices morphologiques des types d'instabilités et de leur activité (Flageollet, 1996), à l'instar de l'approche employée à l'échelle régionale (Chapitre 2 :3.1.1). Pour rappel, une instabilité est considérée latente si elle ne s'est pas réactivée au cours des 3 ans de suivi entre 2019 et 2022. Cette approche est possible pour les glissements rocheux banc sur banc et les glissements de matériaux mixtes, dont les dimensions sont assez grandes pour être repérées par l'œil humain ; à titre d'exemple, à l'échelle régionale, le plus petit événement observé mesure 27 m² de surface projetée. Cependant les chutes de matériaux rocheux peuvent représenter des volumes plus faibles d'ordres du dm³ au m³, telles que les chutes de pierres (< 0,01 m³) et les chutes de petits blocs (0,01 à 1 m³) (Varnes, 1978; Rosser et al., 2013; Groupe de travail MEZAP, 2021) ; des constats visuels sont insuffisants pour identifier ces événements et nécessitent une méthode semi-automatique. De ce fait, notre inventaire inclut ces volumes rocheux inférieurs à 0,01 m³ déplacés par chute, sous la dénomination de « chutes de blocs ».

Ainsi, les chutes de blocs ont été inventoriées à partir d'un différentiel altimétrique des deux MNS produits entre le 20 juin 2019 et le 11 octobre 2022. Ce différentiel altimétrique ou *DEM of Difference* (DoD) est réalisé sur SIG en soustrayant l'altimétrie récente à l'ancienne (James et al., 2012). Les différences négatives représentent une érosion et les différences positives représentent une accumulation sur l'axe vertical. L'incertitude a été évaluée sur des zones considérées comme stables entre deux époques, telles que des routes. L'écart-type de la population de points sur ces zones stables (tel qu'utilisé par Dewez et al. (2013) et Lacroix (2016)) permet d'évaluer l'incertitude altimétrique à 7 cm. Au-dessus de cette valeur d'écart-type, la distribution inclut des « faux positifs » ; pour cette raison, nous avons choisi de considérer les valeurs significatives à 10 cm afin d'écarter ces incertitudes. Les valeurs comprises entre -10 et 10 cm sont donc non significatives. Pour isoler les chutes de blocs sur le différentiel altimétrique, nous avons appliqué un masque qui supprime la végétation et les autres types d'instabilités déjà inventoriées. Afin de délimiter le contour de chaque cicatrice de chutes de blocs de façon automatique, les pixels contigus de valeur inférieure à -10 cm doivent être agrégés en polygones (James et al., 2012).

1.3.2. Des instabilités gravitaires de matériaux majoritairement rocheux

1.3.2.1. Des types d'instabilités de morphologies plus diverses qu'attendues Les glissements rocheux banc sur banc

Les glissements rocheux banc sur banc de la falaise de Socoa glissent le long du plan de stratification du flysch de Socoa, sur une ou plusieurs surfaces stratigraphiques (Figure 3.8 et Figure 3.9) (Prémaillon et al., 2021).

Deux configurations antécédentes au déclenchement sont observées : la dalle susceptible de glisser peut avoir ou ne pas avoir de butée de pied (Figure 3.8-A et C). Etant donné que le flysch de Socoa est conforme à la pente, l'absence de butée en pied constitue un point d'échappement favorable au glissement (Figure 3.8 C). Par exemple, entre septembre 2020 et octobre 2021, un glissement rocheux banc sur banc s'est déclenché à l'aplomb d'une cavité au niveau du secteur 5 (Figure 3.8-C et D). L'évènement a érodé une dalle d'environ 22 m de long et 20 m de large pour moins de 1 m d'épaisseur.

La présence d'une butée de pied n'exclut pas le déclenchement d'un glissement rocheux banc sur banc, rendu possible par un mécanisme de flambement (ou flambage). Le flambement provoque la rupture d'un banc de roche après avoir déformé sa partie inférieure sous la contrainte gravitaire de sa partie supérieure (Choquet et al., 1992). Ainsi, le décollement du bas de la dalle matérialisé par la ligne d'inflexion horizontale sur la Figure 3.10-A, illustre sa déformation préalable par gravité, favorisée par les diaclases. Ce décollement implique des variations de pendage de part et d'autre de la ligne d'inflexion (Figure 3.10-C et D). Au-dessus de la ligne, le pendage est faible (zone 2) et sous la ligne, ce pendage est élevé (zone 3) par rapport au pendage initial de la dalle (zone 1).

C'est le cas du glissement rocheux banc sur banc du Sémaphore, déclenché entre mars 2020 et avril 2021 (Figure 3.8-A et B). Avant l'évènement, nous avons observé des diaclases orthogonales à la stratification qui isolaient des blocs de la dalle frontale (Figure 3.10-B). En partie inférieure de falaise, certains blocs étaient décollés de la dalle sous-jacente (Figure 3.10-A et B). Des écailles de fractures sur les épontes supérieures (flèche bleue) et du vide sous le bloc (double flèche blanche), témoignent d'un déplacement par rapport aux autres blocs (Figure 3.10-B), en favorisant leur décollement.

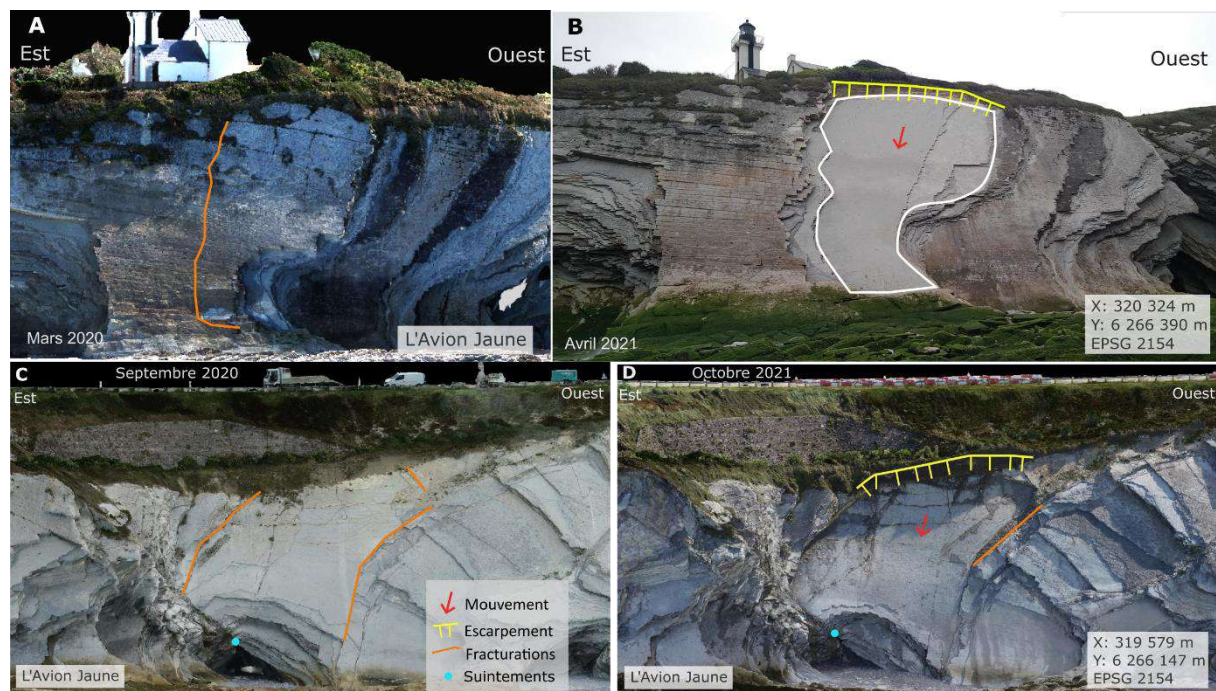


Figure 3.8 : Glissements rocheux banc sur banc avec une surface de glissement. A et B : Avec butée de pied, au Sémaphore, entre les cavités n°1 et 2, en mars 2020 et en avril 2021. C et D : Sans butée de pied, au secteur 5, au-dessus de la cavité n°11, en septembre 2020 et octobre 2021.

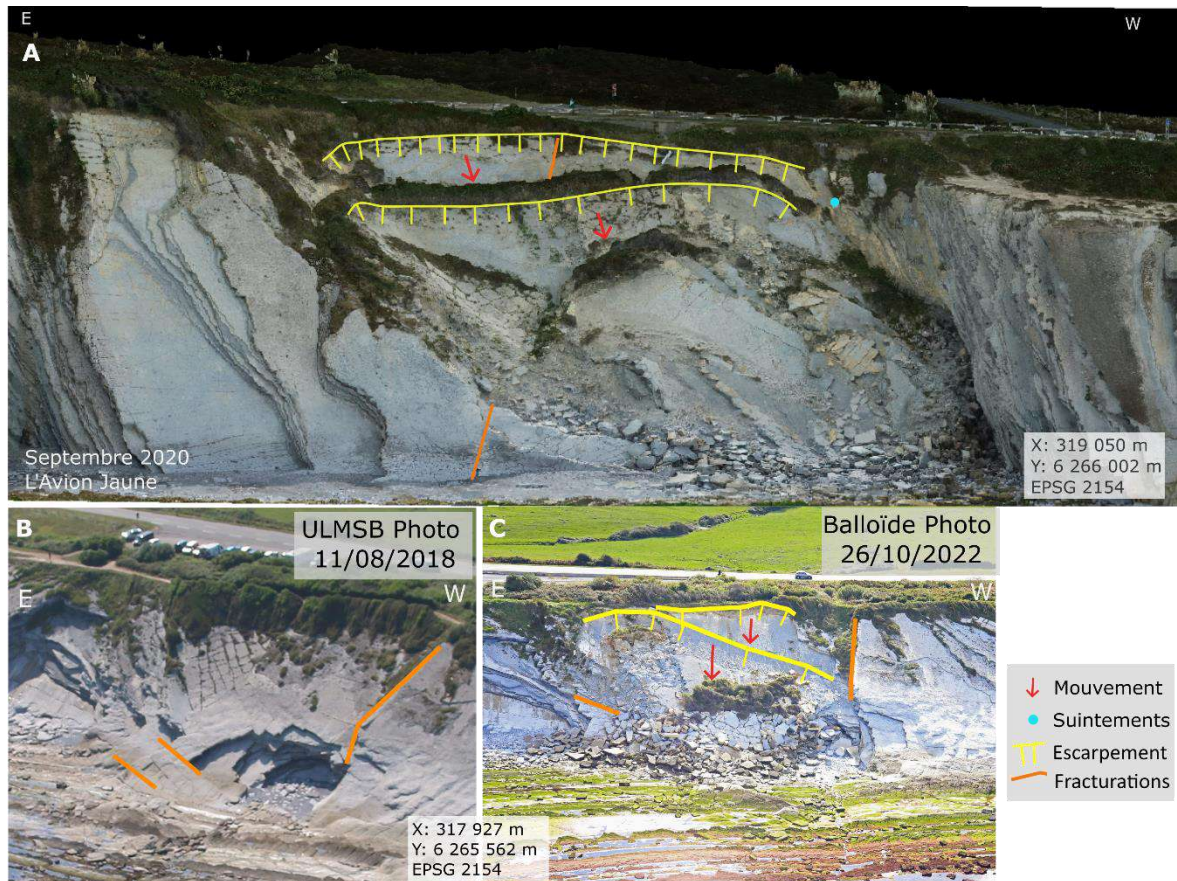


Figure 3.9 : Glissements rocheux banc sur banc à surfaces multiples. A : Evènement au droit du rond-point d'Urrugne (secteur 7). B et C : Avant et après l'évènement à Urrugne aux Viviers-Basques, dans les flyschs d'Hayzabia, déclenché le 29/10/2020.

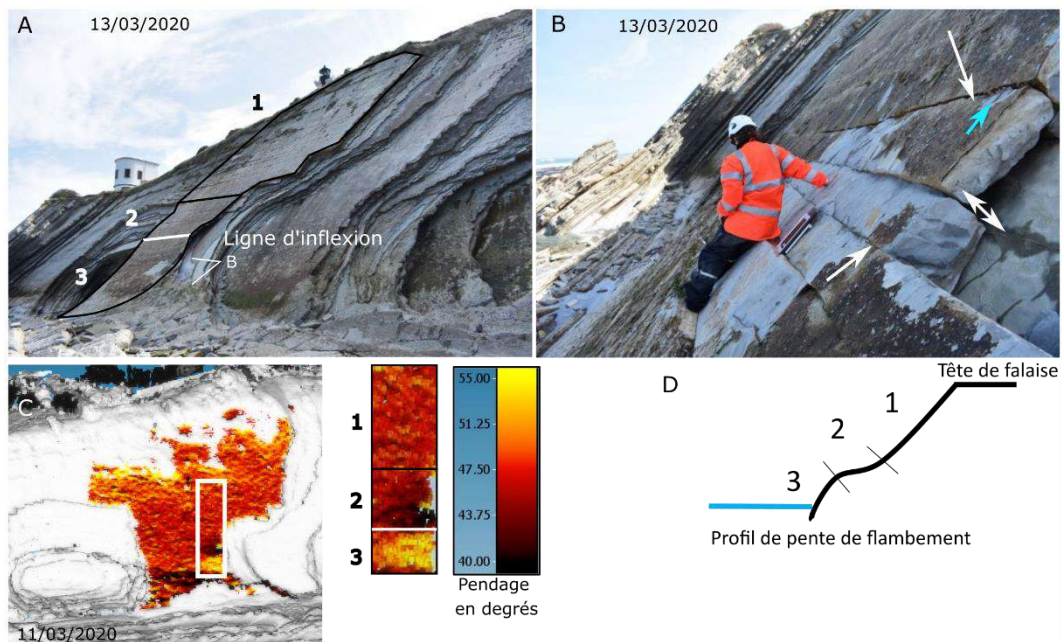


Figure 3.10 : A : Dalle en flambement entre les cavités n°1 et 2, en mars 2020 détaillant 3 zones de pendage de haut en bas. Zone 1 : pendage homogène ; zone 2 : pendage inférieur à la zone 1 ; zone 3 : pendage supérieur à la zone 2. B : Pied de la dalle en zone 3. La dalle est découpée en blocs par des discontinuités (flèches blanches). Ces blocs sont disjoints de la dalle inférieure : un vide est présent (double flèche blanche). Des écaïles fraîches de fracturation en bord de bloc (flèche bleue) témoignent de mouvements du bloc. C : Pendage de la dalle flambée au 11/03/2020. D : Profil schématisé de la dalle flambée par zones.

Un glissement rocheux banc sur banc à plusieurs surfaces de glissement parallèles est présent à l'ouest du site près du secteur 7 (Figure 3.9-A). Il présente une largeur de 63 m pour 42 m de long (du sommet au pied du glissement) et 2 255 m² de surface projetée. Trois bancs de flyschs d'environ 5 m d'épaisseur glissent le long des plans de stratification (Figure 3.9-A). En bordure est de l'instabilité, au pied du versant, une forme d'arc de cercle est visible dans le flysch, rappelant la forme des cavités.

Un autre évènement de ce type s'est déclenché le 29/10/2020 à 1 km à l'ouest de Socoa, dans des flyschs de faciès D conformes à la pente, le long de trois surfaces de glissement parallèles (Figure 3.9-C). L'évènement a fait reculer le sommet de falaise 3 m et s'est produit au droit d'une cavité de 4 m de profondeur. Les dalles glissées étaient retenues par un pilier fracturé qui s'est destabilisé par extraction de bloc (*plucking*) (Figure 3.9-B) (Garnier et al., 2020).

Les glissements rocheux en dièdre

Certains glissements rocheux glissent sur deux surfaces intersectées en forme de dièdre (Figure 3.11 et Figure 3.12). L'évènement illustré Figure 3.11 s'est déclenché avant juin 2019 car des matériaux étaient présents en milieu de versant à cette date. Il s'est réactivé entre septembre 2020 et octobre 2021 (Figure 3.11-A et B).

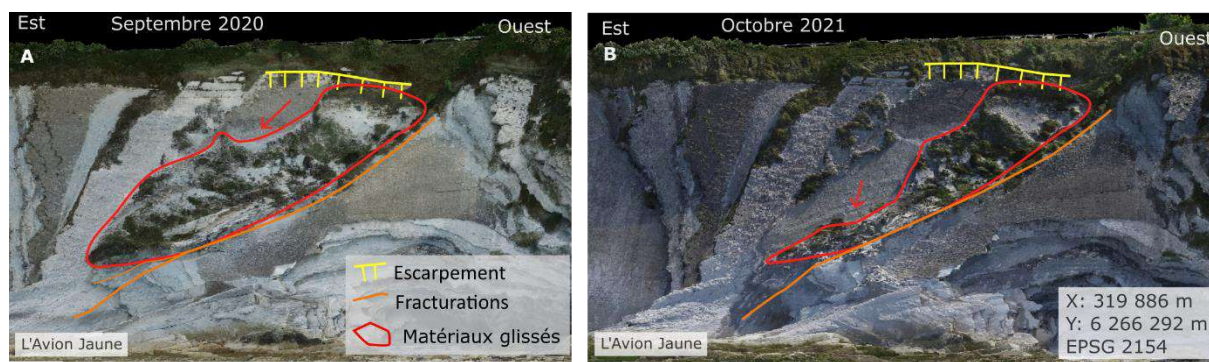


Figure 3.11 : Glissement rocheux en dièdre au secteur 2, en bordure est de la cavité n°8, déclenché entre A : septembre 2020 et B : octobre 2021.

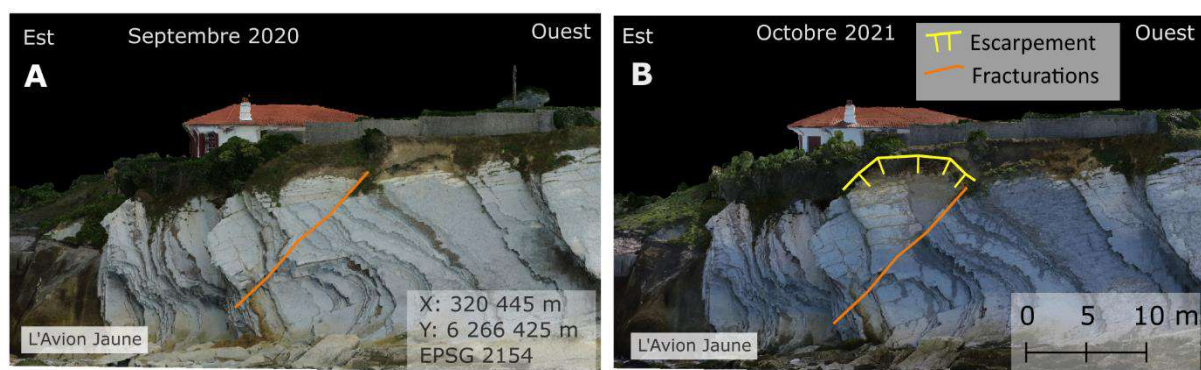


Figure 3.12 : Glissement rocheux en dièdre entre le port et le Sémaphore, déclenché entre A : septembre 2020 et B : octobre 2021.

Un glissement rotationnel de matériaux fins

Un glissement rotationnel de matériaux fins s'est déclenché dans les altérites du flysch de Socoa, près du port de Socoa entre 2002 et 2011 (Figure 3.13-A et B) (Garnier, 2011). Ces altérites représentent entre 5 m et 10 m d'épaisseur pour une falaise qui atteint 15 m d'altitude environ. La surface projetée

de la zone de départ représente 300 m², pour 20 m de large et une distance de propagation non connue. La surface de glissement est rotationnelle dans les altérites et translationnelle le long du plan de stratification des flyschs sains. Ce glissement est localisé dans une crique (Figure 3.13-A) et a été conforté par du béton projeté après 2011. Il est le seul glissement de matériaux fins à avoir été observé sur le site de Socoa.



Figure 3.13 : Glissement rotationnel de matériaux fins à l'est du site avant confortement. A : Localisation de l'instabilité (2008) ; B : Zone de départ de l'instabilité en 2011.

1.3.2.2. Inventaire

L'ensemble des instabilités gravitaires (actives et latentes) de la falaise de Socoa représente une surface projetée dans le plan cartographique, de près de 12 305 m², soit 21% de la surface projetée totale de la falaise étudiée (58 500 m²) (Tableau 3.1). Les types d'instabilités inventoriés présentent des disparités en termes de nombre d'évènements et de surface projetée (Tableau 3.1).

Les zones de départ de chutes de blocs représentent 11 194 polygones (d'épaisseur minimale de 10 cm) pour une surface totale de 542 m². Ce nombre élevé de cicatrices de départ présente une surface médiane de 0,0032 m² (soit un carré équivalent d'environ 5 cm de côté) et un écart-type de 0,72 m². Nous sommes donc face à une majorité de zones de départ correspondantes à des dimensions de l'ordre du cm². La surface projetée maximale de départ de chute de blocs est de 53 m². Ces zones de départ sont localisées en majorité sur les arêtes de bancs et au toit des cavités (Figure 3.15-A en orange). En matière d'activité, toutes les chutes de blocs inventoriées sur la période entrent dans la définition des instabilités actives.

Les glissements rocheux banc sur banc présentent 12 évènements pour une surface totale de 9 181 m² (Tableau 3.1). La surface projetée des glissements rocheux banc sur banc est disparate avec des valeurs de 30 m² à 2 400 m² et un écart type de 800 m² (Figure 3.14-C). Cela s'explique par le fait que le glissement peut mobiliser des dalles complètes sur le versant ou bien seulement des portions de dalles fracturées (Figure 3.15-A). Ces évènements sont localisés sur les surfaces de dalles, en périphérie des cavités ou sur des avancées rocheuses. Parmi ces 12 évènements, 8 sont actifs entre 2019 et 2022.

Les 5 glissements rocheux en dièdre représentent un total de 2 283 m² de surface projetée (Tableau 3.1). Leurs surfaces sont dispersées entre un minimum de 30 m² et un maximum de 1 200 m², pour un écart-type de 440 m². Ils sont localisés sur les surfaces de dalles et en bord d'escarpement (Figure 3.15-A). Seulement 2 glissements rocheux en dièdre ont été actifs entre 2019 et 2022.

Un seul glissement de matériaux fins latent et conforté est identifié à l'est du site, avec 300 m² de surface projetée (Tableau 3.1, Figure 3.15-B en rouge). Cet événement se déclenche dans des altérites (Figure 3.13-A).

Tableau 3.1 : Activité, surface projetée cumulée et pente moyenne des instabilités gravitaires du site de Socoa.

Types d'instabilités	Évènements (nombre)	Activité (actif ; latent)	Surface projetée cumulée (m ² ; % de la falaise)	Pente moyenne (en degrés)
Glissement de matériaux fins	1	0 ; 1	300 ; 0,5	20
Glissements rocheux en dièdre	5	2 ; 3	2 283 ; 4	39
Glissements rocheux banc sur banc	12	8 ; 4	9 181 ; 15	43
Chutes de blocs	11 194	11 194 ; NA	542 ; 1	72
Total	3 568	3 565 ; 8	12 305 ; 21	-

Les pentes moyennes des chutes de blocs sont de 72°, contre 42° pour les glissements rocheux banc sur banc, 39° pour les glissements rocheux dièdre et 20° pour le glissement de matériaux fins (Tableau 3.1). Les pentes fortes des cicatrices de chutes de blocs signifient qu'elles se déclenchent en bordure directe des escarpements verticaux, ce qui concorde avec un mécanisme de rupture nécessitant un surplomb pour que le matériau chute. La pente des glissements rocheux banc sur banc coïncide avec le pendage du plan de stratification, principale surface de glissement de l'instabilité. Enfin, la zone de départ du glissement de matériaux fins dans les altérites présente une pente faible ; cela s'explique par la présence de matériaux argileux, de cohésion et résistance faibles qui peuvent rompre par hydratation et augmentation de la contrainte selon un angle de friction faible (Varnes, 1978).

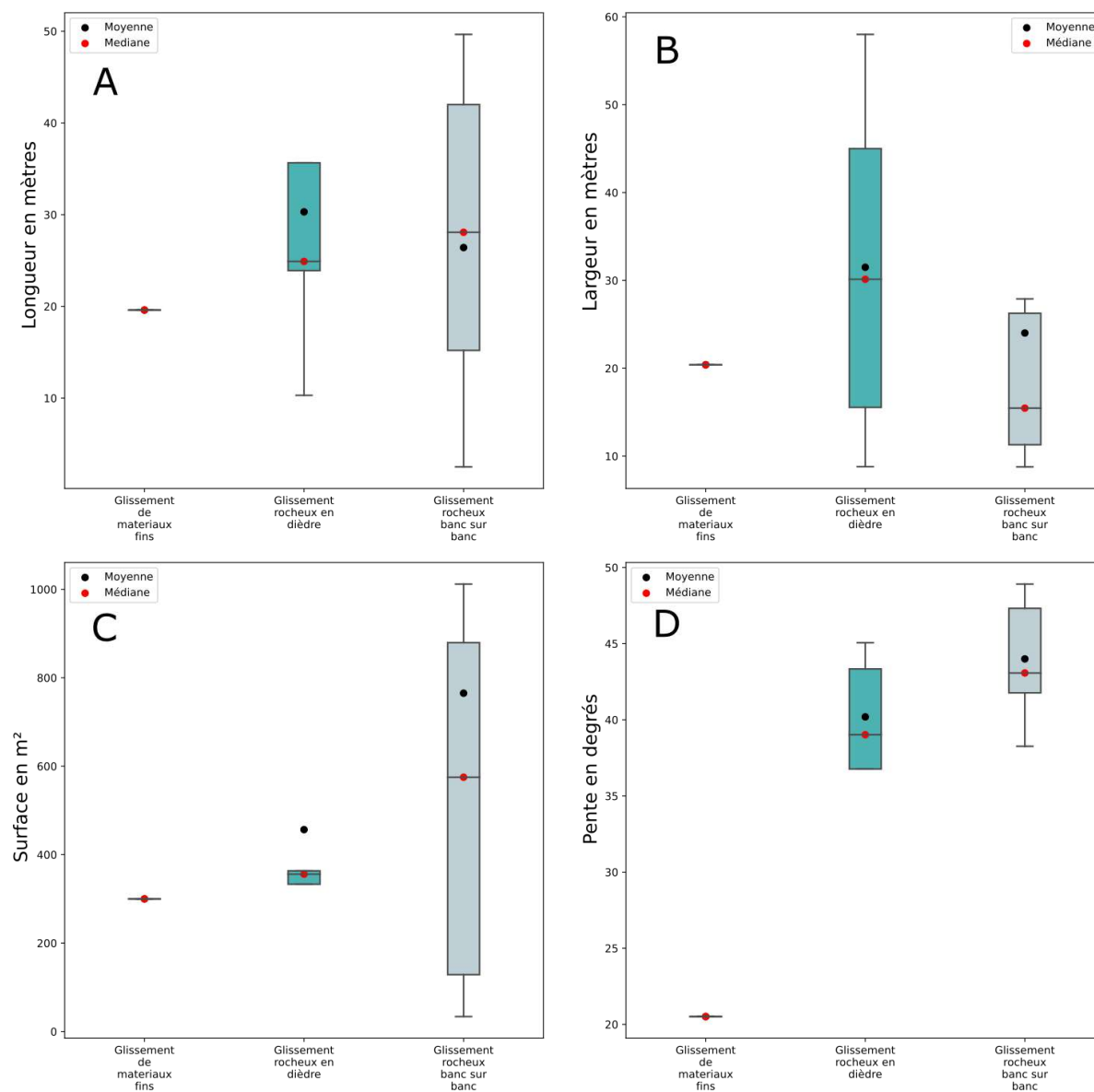
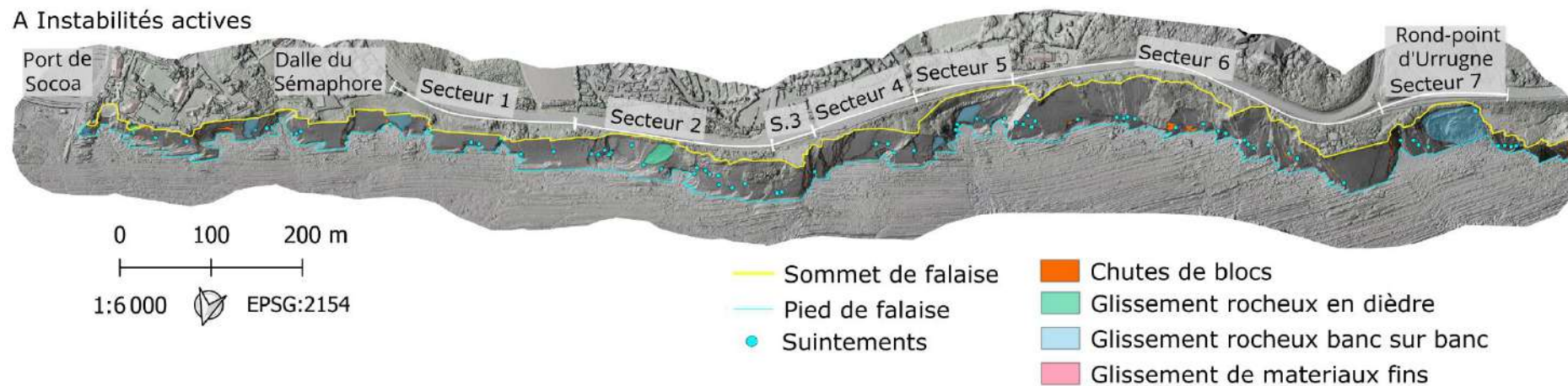


Figure 3.14 : Morphométrie des glissements rocheux banc sur banc, des glissements rocheux en dièdre et du glissement de matériaux fins de Socoa. A: Longueur. B: Largeur. C: Surface. D: Pente.

A Instabilités actives



B Instabilités latentes

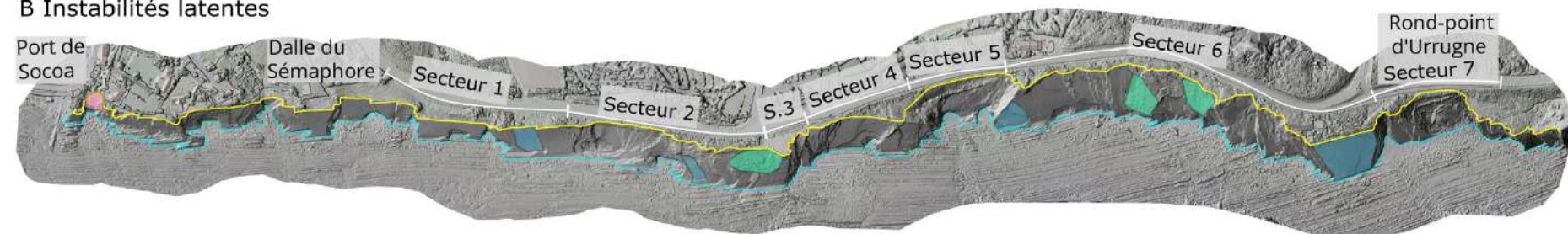


Figure 3.15 : Localisation des instabilités gravitaires : A : Actives ; B : Latentes. Orthophotographie et MNS ombré du 11 octobre 2022 d'après les données lidar et photogrammétriques par l'Avion Jaune.

1.4. Synthèse

La falaise de Socoa peut paraître monotone, pourtant elle présente une géomorphologie irrégulière avec des concavités dont les dimensions et la direction de propagation diffèrent :

- Les cavités en direction perpendiculaire au linéaire côtier, de dimension décamétrique ;
- Les concavités en direction parallèle à l'orientation du plan de stratification, de dimension pluridécimétrique à plurimétrique.

Cette géomorphologie évolue par le déclenchement d'instabilités gravitaires de matériaux principalement rocheux : des glissements rocheux banc sur banc, des glissements rocheux en dièdre et des chutes de blocs, ainsi qu'un glissement de matériaux fins unique et isolé. Prémaillon et al. (2021) démontrent que les instabilités gravitaires de matériaux rocheux sont favorisées par les deux types de concavités, qui elles-mêmes, résultent de discontinuités (plan de stratification, diaclases, failles) et d'alternances de résistances du flysch (Prémaillon et al., 2021).

Partant de ces constats, on peut s'interroger sur le rôle de la lithologie et des structures sur la répartition spatiale et la morphologie de ces types de concavités et des types d'instabilités gravitaires. Une connaissance fine des termes du flysch, de son degré d'altération et des orientations de fracturations (diaclasses et failles) pourrait permettre de mieux comprendre la répartition de ces morphologies et la dynamique érosive de la falaise. Pour répondre à ces questions, nous allons nous concentrer sur les facteurs lithologiques puis structuraux afin de rechercher des liens avec la géomorphologie puis avec les instabilités gravitaires.

2. La lithologie comme facteur structurant

Notre objectif est d'évaluer l'influence du facteur lithologique sur la géomorphologie et sur les types d'instabilités gravitaires. Dans ce but, nous allons caractériser les termes stratigraphiques et l'altération du flysch de Socoa. A partir de ces observations, nous allons rechercher des corrélations entre ces facteurs lithologiques, la géomorphologie et les types d'instabilités gravitaires susceptibles de se déclencher. La méthodologie employée est décrite au début de chaque section.

2.1. Le flysch ou les flyschs de Socoa ? Un flysch monotone, des termes différents

Le site étudié recoupe environ 140 m des 400 m d'épaisseur totale de pile stratigraphique des flysch marno-calcaire de Socoa, attribué du Coniacien supérieur au Santonien moyen (Mathey, 1986; Razin, 1989). Ce flysch est caractérisé par un faciès sédimentologique de type D : il s'est déposé dans un environnement distant de la source d'approvisionnement des matériaux, au pied du lobe turbiditique (Mutti et Ricci Lucchi, 1975; Razin, 1989). Sa composition lithologique présente des caractéristiques typiques de cet environnement de dépôt, avec des alternances de termes marno-calcaires isopaques d'épaisseur millimétrique à pluridécimétrique, décrits ci-après (Offroy, 1984; Razin, 1989).

2.1.1. Méthodologie de caractérisation du flysch

La description du flysch de Socoa est fondée sur des observations et des mesures de terrain réalisées entre septembre 2019 et mai 2022. Ainsi, chaque terme lithologique est identifié selon la nomenclature de Bouma (1962) (Chapitre 1 :3.1). Pour chaque type de terme, la composition granulométrique et l'épaisseur de leurs bancs sont décrites.

2.1.2. Description des termes du flysch de Socoa de faciès D

Le flysch de Socoa est constitué de séquences turbiditiques incomplètes au sens de Bouma (1962) ; ces séquences sont composées principalement de termes Tc, Td et Te, de granulométries argileuse à sableuse (moins de 0,004 mm à 2 mm de diamètre). Les termes Ta et Tb, de granulométrie grossière de 2 à 64 mm de diamètre sont respectivement absents et rares. Ainsi, la majorité des séquences turbiditiques de Socoa sont constituées le plus souvent de triplets Tc-Te, ou de doublets Td-Te ; les

quadruplets Tb-Te sont rares. Entre les séquences d'avalanches sous-marines, des argiles de décantation hémipélagiques se déposent (notées H). La description par terme est réalisée dans l'ordre granodécroissant, de bas en haut.

Le terme Tb, rarement observé, est présent au niveau du secteur 2 et atteint une épaisseur d'environ 5 cm (Figure 3.16-A et D). Il présente des litages de grains visibles à l'œil nu, parallèles au plan de stratification. Ce banc est saillant par rapport aux autres termes (Figure 3.16-A).

Le terme Tc est constitué de grains visibles à l'œil nu. Il est remarquable sur le terrain par ses structures de dépôt ondulées semblables aux « hummock cross-stratification » des plateaux continentaux, malgré leur dépôt en milieu profond (Figure 3.16) (Mulder et al., 2009). Son épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs décimètres (environ 40 cm). La coupe du terme Tc est saillante par rapport à celle des autres termes.

Le terme Td présente une épaisseur de quelques centimètres à plusieurs décimètres (jusqu'à environ 60 cm) (Figure 3.16-A, B et C). Sa structure sédimentaire le rend semblable au terme Tb. Cependant on peut les distinguer en recherchant les grains qui les constituent : ceux de Td sont difficiles à distinguer à l'œil nu, contrairement à ceux de Tb. Le banc de Td est modérément saillant : moins que les termes Tb et Tc et plus saillant que le terme Te.

Le terme Te, constitué de matériaux argileux, atteint des épaisseurs de quelques centimètres jusqu'à 50 cm. Le bord du banc de Te est plus rentrant que celui des autres termes Tb, Tc et Td (Figure 3.16-A et B).

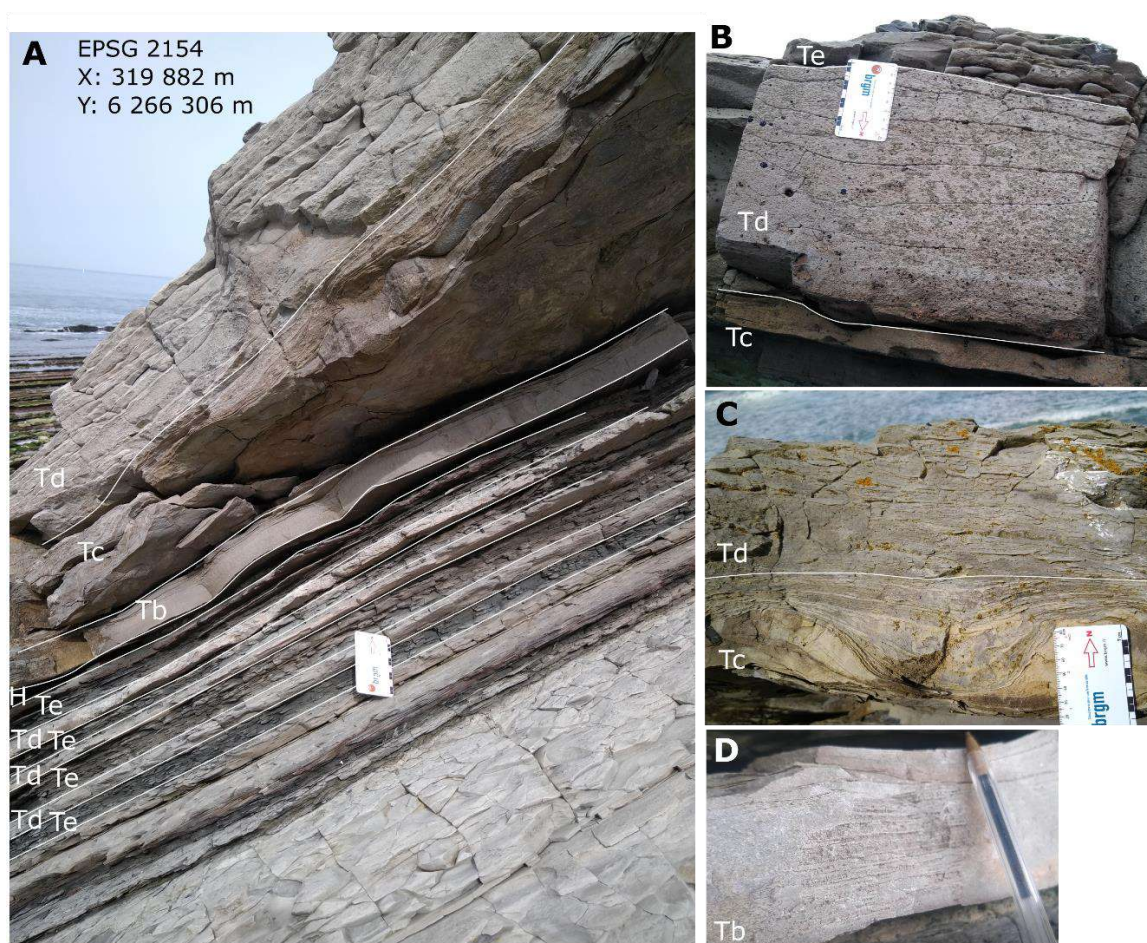


Figure 3.16 : A : Successions de séquences turbiditiques incomplètes de Tb à Te et hémipélagites intermédiaires H au niveau du secteur 2 de Socoa, bordure est de la cavité n°9. B et C : Détail des contacts des termes Tc à Te. D : Détail du terme Tb.

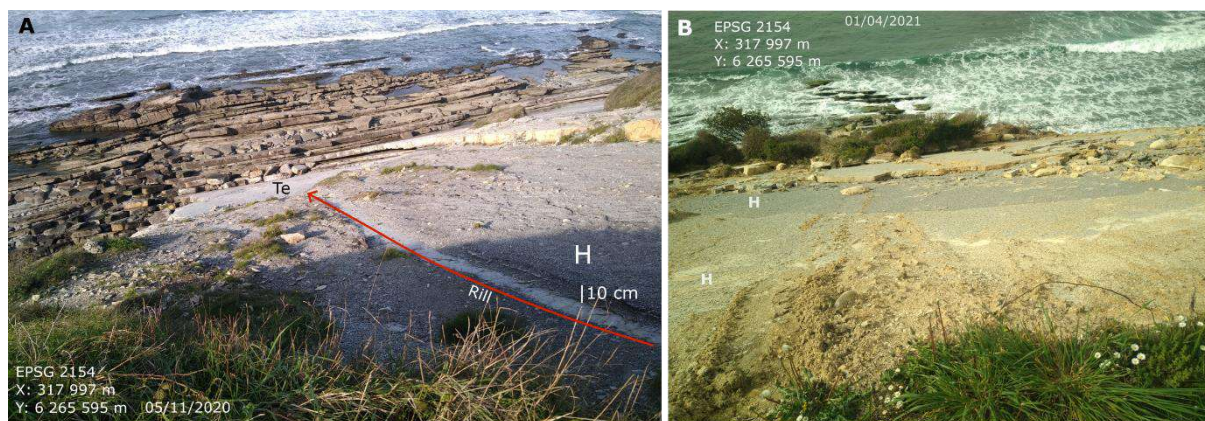


Figure 3.17 : A : Hémipélagites de 10 cm d'épaisseur dans le flysch d'Hayzabia à 1 km à l'ouest du site de Socoa. Un rill est visible dans ce niveau. B : Glissement rocheux banc sur banc déclenché le 29/10/2020 à Urrugne. Les surfaces de glissement sont constituées des hémipélagites (H).

Les hémipélagites H présentent des dépôts argileux peu épais de quelques millimètres à 10 cm (Figure 3.16-A et Figure 3.17-A). Elles sont repérables par leur coupe rentrante plus érodée que celle des autres termes (Figure 3.16-A). Lorsque leur surface affleure, elle peut présenter des rills (Figure 3.17-A). Ces hémipélagites peuvent servir de surface de glissement aux autres bancs, tel qu'observé à Urrugne sur le glissement rocheux banc sur banc déclenché le 29 octobre 2020 (Figure 3.17-B).

Ainsi, au premier abord, le flysch de Socoa semble monotone avec les cinq types de termes lithologiques isopaques qui le constituent. Chaque type de terme présente une tendance plus ou moins concave ou convexe par rapport aux autres termes. On s'attend donc à ce que les types de termes contrôlent la géomorphologie concave ou convexe de la falaise. Toutefois les épaisseurs de ces termes varient de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-1} m, alors que les épaisseurs de concavités et de convexités de la falaise sont de l'ordre de 10^{-1} à 10^0 m. Pour expliquer l'ordre de grandeur des concavités, deux aspects irréguliers de ce flysch peuvent être considérés : les épaisseurs de termes et les séquences de dépôt (i.e. : Tb-Te, Tc-Te, Td-Te). Afin de savoir quels facteurs contrôlent la morphologie concave et convexe du flysch, nous allons identifier les termes et leurs épaisseurs, qui constituent ces morphologies.

2.1.3. Quels termes du flysch contribuent aux concavités et aux convexités ?

A l'échelle de la falaise, les morphologies concaves et convexes, sont constituées de termes stratigraphiques différents, dont les épaisseurs ont été relevées sur des logs stratigraphiques (Figure 3.18-A, B et C) :

- Les morphologies concaves sont constituées des termes Te et H, pour la majorité de l'épaisseur de séquence (Figure 3.18-C). De rares termes Tc et Td de faible épaisseur peuvent être présents. La granulométrie des termes dominants est fine, de type argileuse ($< 0,004$ mm de diamètre) ;
- Les morphologies convexes sont constituées des termes Tc, Td et Te, pour la majorité de l'épaisseur de séquence (Figure 3.18-C). De rares termes H de faible épaisseur sont présents. La granulométrie des termes dominants est argileuse à sableuse ($< 0,004$ à 2 mm de diamètre).

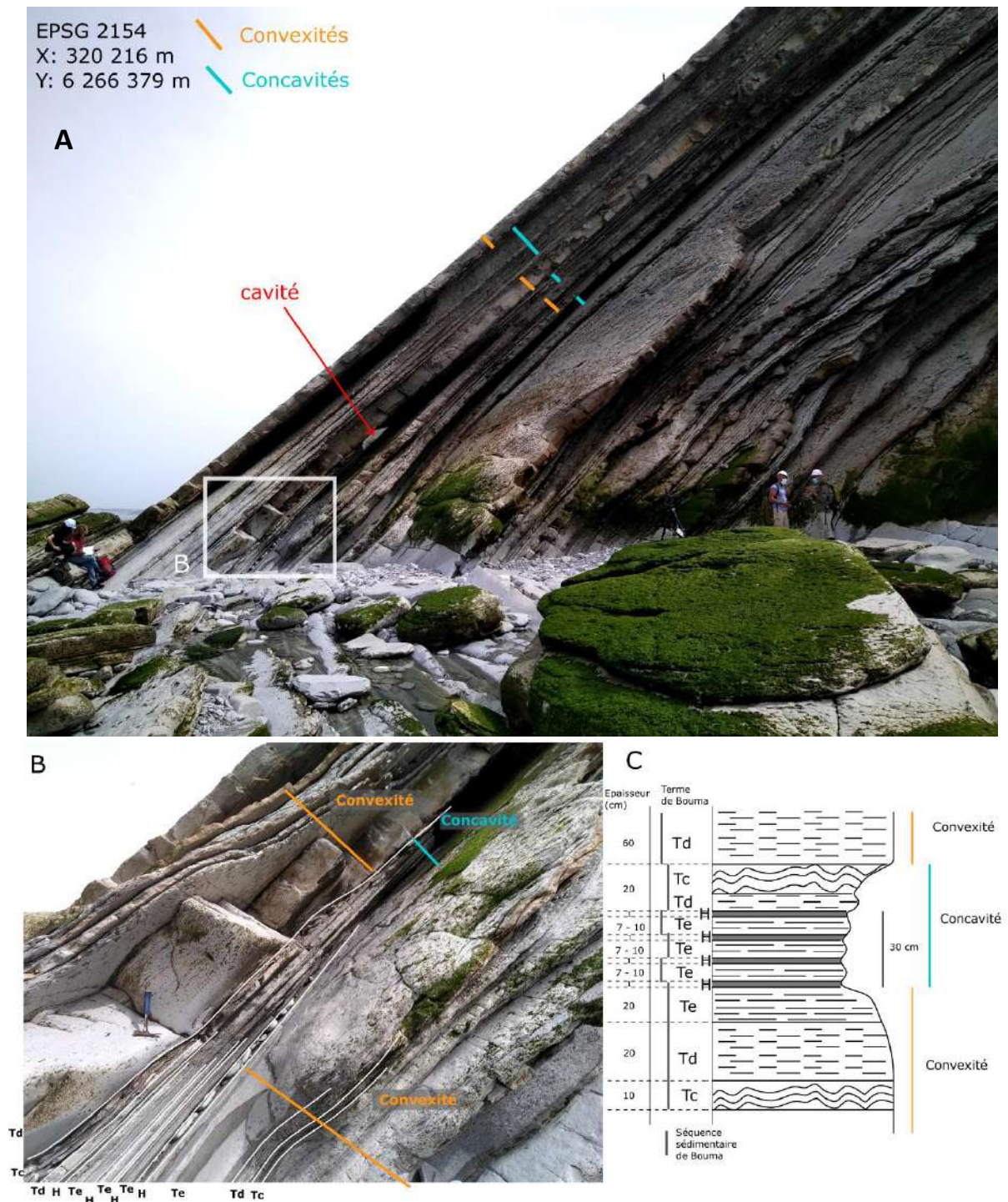


Figure 3.18 : A et B (détail) : Répartition des concavités (bleu) et convexités (orange) à la dalle du Sémaphore, bordure est de la cavité n°3. C : Log stratigraphique interprété pour une concavité et deux convexités.

De plus, la résistance de ces termes est attribuée à des indices de résistance différents selon la nomenclature de Hoek et Brown (1997) (Prémaillon et al., 2021). Les termes Tc et Td sont les plus résistants de ce flysch avec un indice modérément résistant R3 à résistant R4 (équivalent de résistance à la compression uniaxiale de 25 à 100 MPa). Les termes Te et H sont très peu résistants (R1) à peu résistants (R2) (équivalent de résistance à la compression uniaxiale de 1 à 25 MPa). Ainsi, la morphologie concave ou convexe de la falaise résulte de la résistance des termes et de leurs épaisseurs (Prémaillon et al., 2021). Si les épaisseurs des termes peu résistants prédominent, le profil

géomorphologique de la falaise sera concave. Si les épaisseurs de termes résistants prédominent, le profil sera convexe.

Par ailleurs, ce flysch est présenté comme peu altéré et présentant des altérites éparses. Pourtant l'altération mécanique des matériaux peut contribuer à leur fracturation constituant des surfaces de rupture préférentielles pour les instabilités (Hung et al., 2014). Afin d'identifier quel rôle cette fracturation peut jouer sur les types d'instabilités et sur leur répartition, il est nécessaire de caractériser sa fréquence et d'identifier les termes qu'elle recoupe. De plus, une altérite a été identifiée à l'ENE du site, au droit d'un glissement rotationnel de matériaux fins (Figure 3.13). Afin de savoir si l'on peut s'attendre à d'autres instabilités de ce type sur le site, on est en droit de se demander comment est répartie l'altération en matière d'épaisseur de degré.

2.2. Un massif soumis à une altération mécanique et chimique

Le degré d'altération d'une roche peut favoriser l'érosion d'un massif par des types d'instabilités gravitaires différents (Migoñ, 2010). Dans le chapitre précédent, nous avons vu que les formations de la côte basque sont soumises à des processus d'hydrolyse et de dissolution des carbonates qui favorisent leur altération (Peter-Borie, 2008). Ainsi, selon la proportion de carbonates initiale de la roche mère, les compositions minéralogiques et structures des altérites diffèrent pour chaque formation géologique (Peter-Borie, 2008). Il a également été proposé que la présence d'alluvions perméables sur les formations anté Oligocènes aient favorisé leur altération par l'apport d'eau à leur interface (Genna et al., 2004a).

A l'échelle régionale, sur la base de photographies aériennes obliques, nous avons caractérisé les altérites de ce flysch comme étant éparses et peu épaisses. Pourtant, l'inventaire de ce site a permis d'identifier un glissement rotationnel de matériaux fins déclenché dans des altérites. Ainsi, si des lentilles d'altérites éparses de même degré sont présentes, on s'attend à ce qu'elles prédisposent le massif à des instabilités gravitaires de ce type. Il est donc nécessaire de connaître leur répartition spatiale.

Dans ce but, nous allons caractériser la répartition et le degré d'altération du flysch de Socoa à partir d'observations de terrain, de tomographies géophysiques et de données de forages. Ainsi, nous allons présenter : (1) le modèle conceptuel de type d'instabilité selon le degré d'altération proposé par Migoñ (2010), (2) les fracturations issues de l'altération mécanique et (3) le degré d'altération chimique sur le site de Socoa.

2.2.1. Méthodologie

Le degré d'altération et sa répartition peuvent permettre d'évaluer la susceptibilité des versants à certains types d'instabilités (Migoñ, 2010, Figure 3.19). Afin de qualifier le degré d'altération, nous nous sommes fondés sur l'échelle d'altération de la Geological Society Engineering Group Working Party (1990) (Figure 3.20). Cette échelle distingue différents degrés d'altération depuis la roche mère (degré I) au sol résiduel (degré VI). Elle repose sur différentes caractéristiques : la décoloration du matériau, la diminution de la résistance, l'état et l'augmentation du nombre de fractures, la nature et les proportions du produit d'altération par rapport à la roche mère (The Geological Society, 1995). Ainsi, nous avons tout d'abord caractérisé les fracturations de chaque terme du flysch à partir d'observations de terrain. Ensuite, nous avons identifié les degrés d'altération du flysch de Socoa à partir d'observations de terrain, d'analyses de photographies aériennes obliques et à partir de descriptions de sondages¹³ (Fourteau, 2019; GEOTEC, 2019; Camon, 2022).

¹³ Banque de données du Sous-Sol (BSS) : <https://infoterre.brgm.fr/page/banque-sol-bss>

En complément de ces méthodes, la répartition de l'altération repose sur des données de sismique réfraction (Bitri et Samyn, 2016). Les données géophysiques ont été acquises à l'extrémité WSW du site et été corrélées aux sondages et aux observations de terrain. Ainsi, les descriptions de sondages corrélées aux unités sismiques permettent d'évaluer l'épaisseur de l'altérite dans le massif. Cependant la majorité du site n'est pas corrélée à des données de sondage ni de géophysique, ce qui ne permet pas d'évaluer la structure de l'altérite dans l'ensemble du massif mais seulement sur trois secteurs (extrémités ENE, WSW et secteur 5).

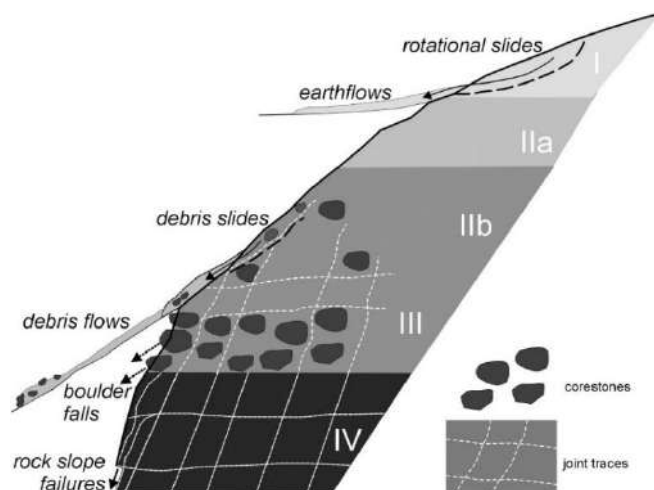


Figure 3.19 : Type d'instabilités gravitaires en fonction du degré d'altération (selon Ruxton et Berry, 1957) par Migoñ 2010.

Ruxton & Berry (1957)			Geological Society Engineering Group Working Party (1990)		
Description	Formal name	Weathering zone code	Weathering zone code	Formal name	Description
Structureless sandy clay or clayey sand, up to 30% of clay, dominance of quartz and kaolin	Residual debris	I	VI	Residual soil	All rock material converted to soil; original structure and fabric destroyed; large change in volume
Few rounded corestones, <10% of the section area, <5% of clay		IIa	V	Completely weathered	All rock decomposed and disintegrated but original structure and fabric still largely intact
Much of the original rock structure preserved, corestones occupy 10–50% of the section area	Residual debris with corestones	IIb	IV	Highly weathered	>50% of rock decomposed and disintegrated; fresh or weakened rock locally present, including as corestones
Dominance of rectangular corestones (50–90%), surrounded by residual matrix	Corestones with residual debris	III	III	Moderately weathered	<50% of rock decomposed and disintegrated; rock discoloured and partly weakened; corestones may be common
>90% is solid rock, minor amounts of debris along fractures, iron staining may be present	Partially weathered rock	IV	II	Slightly weathered	Discoloration as the main sign of change, mainly along discontinuities; some weakening of fabric
No visible signs of rock weathering	Bedrock		IB	Faintly weathered	Slight discoloration along major discontinuities
			IA	Fresh	No visible signs of weathering

Figure 3.20 : Synthèse des degrés d'altération (Ruxton and Berry, 1957; Geological Society Engineering Group Working Party, 1990) et leurs caractéristiques par Migoñ (2010). Nous utilisons l'échelle de la Geological Society (1990).

2.2.2. Fracturation des termes par des diaclases

L'altération mécanique s'exprime par des fracturations, telles que les diaclases. A Socoa, les diaclases recoupent un ou plusieurs termes du flysch (Prémaillon et al., 2021). Leur espacement varie de quelques millimètres à plusieurs mètres selon les termes (Prémaillon et al., 2021). Cette fréquence dépend de l'épaisseur du banc fracturé et de sa résistance. Plus le banc est épais et plus l'espacement des diaclases est élevé ; réciproquement plus le banc est fin et plus l'espacement des diaclases est rapproché (Faÿ-Gomord et al., 2018). Concernant l'influence de la résistance, plus elle est élevée et plus l'espacement des diaclases est proche ; plus la résistance du banc est faible et plus les diaclases sont

distantes (Faÿ-Gomord et al., 2018). A Socoa, les espacements de diaclases par termes ont été décrits par Prémaillon et al. (2021) et sont illustrés par les contours jaunes sur la Figure 3.21 :

- Les termes Tc sont fracturés par des diaclases espacées d'environ 1 m à plusieurs décimètres, formant des parallélépipèdes (Figure 3.21-A). Leur fracturation est difficile à distinguer parce qu'ils sont souvent recouverts par les autres termes ;
- Les termes Td présentent des diaclases orthogonales au plan de stratification, espacées de plusieurs décimètres à plus de 1 m, formant des parallélépipèdes (Figure 3.21-B) ;
- Les termes Te sont fracturés par des diaclases espacées de plusieurs centimètres (< 10 cm) formant des polygones plats (Figure 3.21-C) ;
- Les termes H sont fracturés avec un espacement infracentimétrique, formant des polygones plats (Figure 3.21-D).

Le seul terme Tb observé n'a pas permis d'en évaluer la fréquence de fracturation.

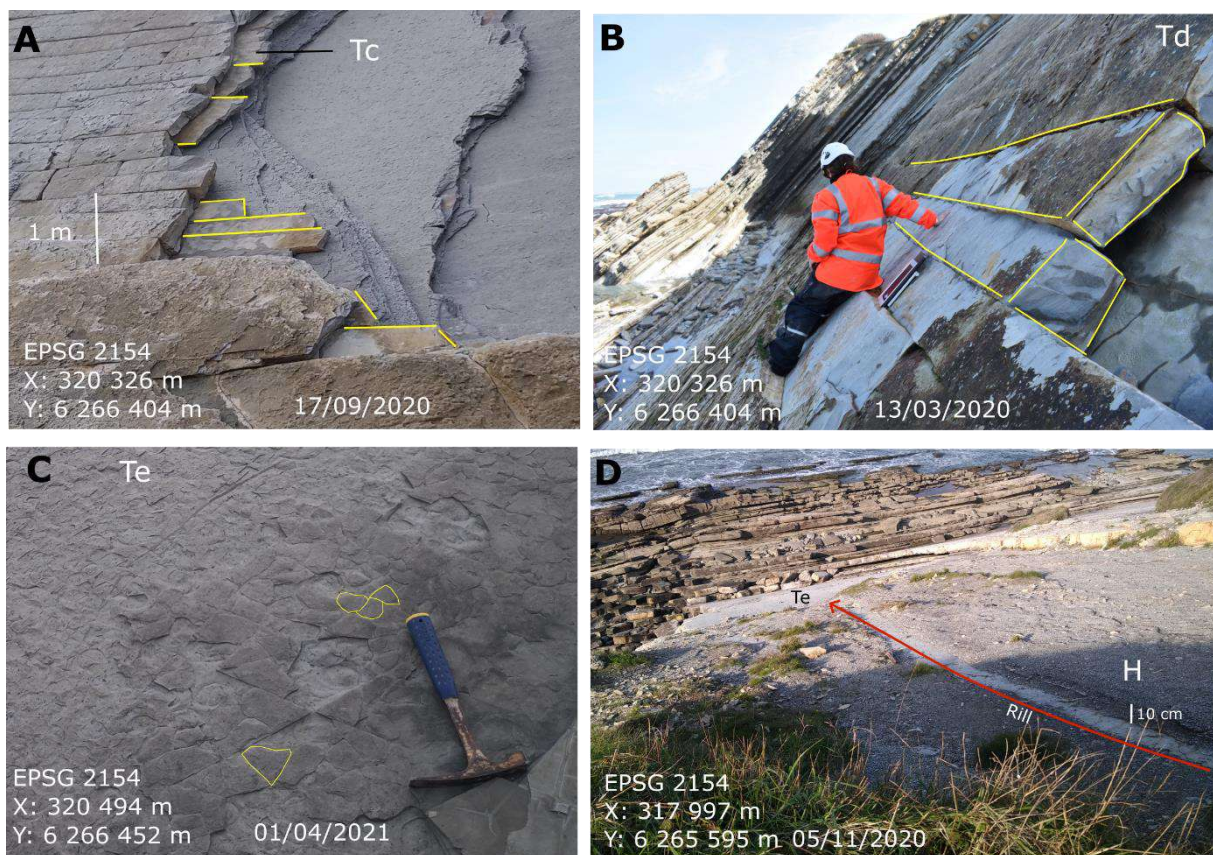


Figure 3.21 : Fracturation par des diaclases (en jaune) des termes : A : Tc, en bordure est de la cavité n°2 ; B : Td, en bordure est de la cavité n°2 ; C : Te, à proximité du port de Socoa ; D : H, dans le flysch d'Hayzabia à 1 km à l'ouest du site de Socoa. Un rill est visible dans ces niveaux H.

Ainsi, cette fracturation permet de catégoriser les termes Tc et Td comme des sources de blocs de volumes supérieurs (10^{-2} m^3) à ceux des termes Te (10^{-3} m^3) et H (10^{-9} m^3). On s'attend donc à ce que les volumes unitaires érodés soient plus élevés dans les termes Tc et Td que dans les termes Te et H. Selon la loi magnitude-fréquence d'instabilités gravitaires, les volumes érodés les plus élevés sont moins fréquents que les faibles volumes (Guzzetti et al., 2002; Dewez et al., 2013). Par conséquent, on s'attend à observer une fréquence de matériaux érodés plus faible dans les termes Tc et Td que dans les termes Te et H.

Le découpage des bancs en blocs par les diaclases est favorable à des chutes de blocs (s.l. incluant pierres et blocs) (Prémaillon et al., 2021), et au processus de flambement précédant un glissement rocheux banc sur banc tel qu'observé en §1.3.2.1. Le découpage de blocs par des diaclases est aussi constaté en partie basse de versant, au fond de cavités peu profondes (Figure 3.22). Ainsi, la strate affleurante est érodée par extraction de blocs (*plucking*), ce qui forme des cavités peu profondes, dont la propagation est perpendiculaire à l'orientation du plan de stratification (Prémaillon et al., 2021).



Figure 3.22 : Diaclases sur la dalle affleurante dans une cavité peu profonde du secteur 1 : cavité n°6.

2.2.3. Altération chimique : répartition, épaisseur et degrés

A l'extrémité ENE du site entre le port et la cavité du Sémaphore, l'épaisseur des altérites est évaluée de 5 à 10 m à partir de sondages et d'observations de terrain (Garnier, 2011; Camon, 2022) (Figure 3.23 : carte, A et B). On observe une diminution de cette épaisseur de 2 à 3 m en direction de l'ouest, à flanc de falaise (Figure 3.23-D).

A partir des observations de terrain, cette altérite correspond à un degré d'altération III « modérément altéré » (Figure 3.23-C). En effet, moins de 50% du flysch est décomposé, la structure est encore visible et on distingue que certains termes sont argilisés alors que d'autres sont seulement décolorés. Par ailleurs, Garnier (2011) a observé une altérite dans laquelle un glissement s'était déclenché en 2008, aujourd'hui conforté (Figure 3.23-B). A partir des photographies, la structure initiale de la roche mère n'est plus distinguable et permet d'évaluer le degré à IV « très altéré ».

Aux secteurs 5 et 6 (milieu du site, Figure 3.23-A), deux sondages décrivent des altérites d'épaisseurs différentes. Le secteur 5 présente une altérite de 10,5 m d'épaisseur constituée d'argiles sur les 4,5 m supérieurs et d'une granulométrie qualifiée de « sableuse » (entre 62 μ m et 2 mm) sur les 6 m inférieurs (Fourteau, 2019). A flanc de falaise, cette altérite est visible sous un mur de soutènement et mesure environ 11 m d'épaisseur (Figure 3.24-E). Au secteur 6, le sondage localisé à 300 m à l'ouest du forage précédent, indique une épaisseur d'altérite de 0,5 m. Pour ces deux secteurs, les observations ne permettent pas d'évaluer le degré d'altération.

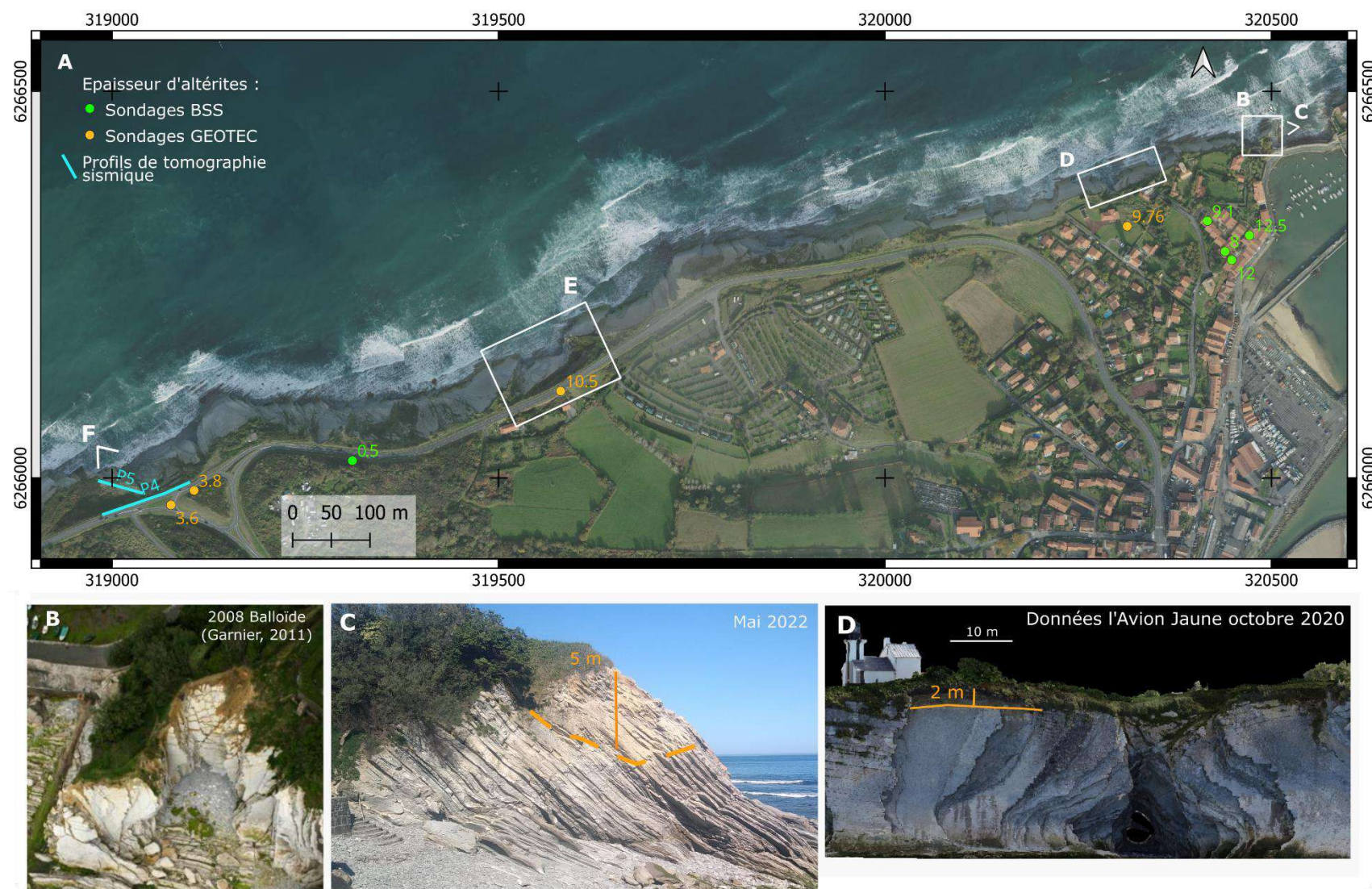


Figure 3.23 : A : Carte de répartition des sondages (vert BSS et orange GEOTEC) et des profils sismiques (Bitri et Samyn, 2016) sur le site de Socoa. Pour les sondages, les valeurs indiquées correspondent à la profondeur d'interface entre l'altérite et la roche mère. Les photographies de terrain sont numérotées de B à F. Les épaisseurs de frange d'altération sont indiquées en orange. B et C : Secteur du Port. D : Secteur du Sémaphore. E : Secteur 5. F : Secteur 7, au droit du rond-point.

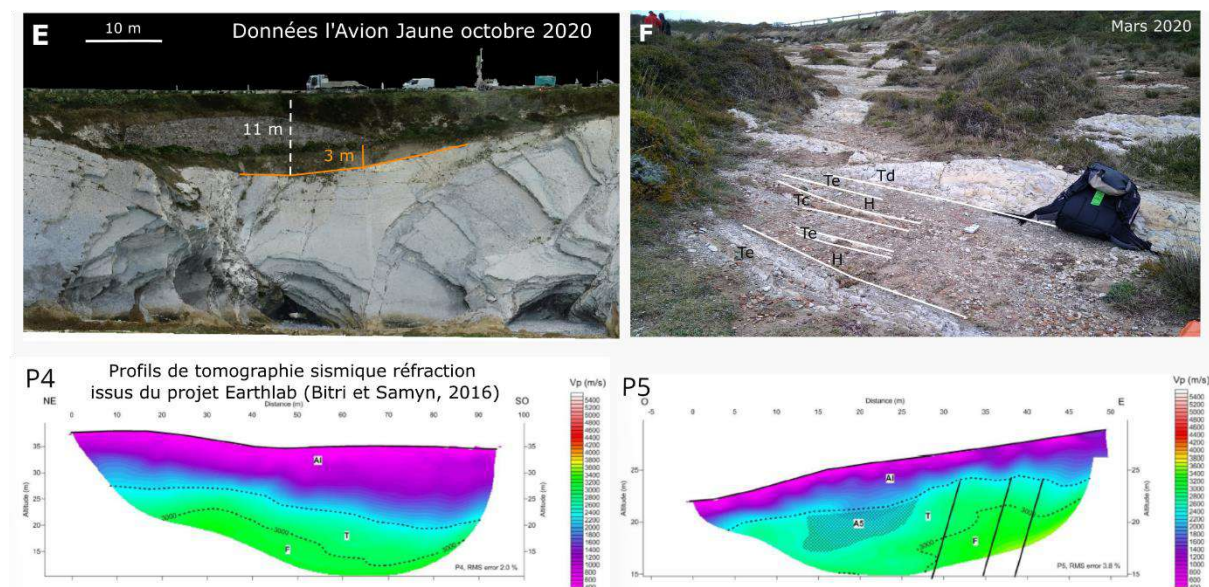


Figure 3.24 : E : Altérites au secteur 5, centre du site. F : Altérites à l'WSW du site, secteur 7. Les profils de tomographie par sismique réfraction sont localisés à l'WSW (F).

A l'extrémité WSW du site, des sondages et des profils de tomographie de sismique réfraction ont permis d'identifier une couche d'altérites caractérisée par une vitesse d'ondes compressives V_p de 500 à 2 500 m.s^{-1} relativement plus faibles que celles de la roche mère de 4 500 m.s^{-1} (Bitri et Samyn, 2016). Cette altérite mesure 3 à 5 m d'épaisseur sur le profil P5 et 10 à 15 m d'épaisseur sur le profil P4 (Figure 3.24-F) (Bitri et Samyn, 2016; GEOTEC, 2019).

Les observations de terrain ont permis de qualifier le degré d'altération des termes Te, Td et Tc de degré II (légèrement altéré), compte tenu de leur oxydation et décoloration partielle et faible présence d'argiles (Figure 3.24-F). En revanche, le terme H, fortement argilisé et dépourvu de structure résiduelle est caractérisé par un degré d'altération de V à VI.

Les données disponibles permettent d'identifier que l'altération varie des degrés II à VI selon les secteurs et les termes. Le secteur ENE atteint un degré d'altération de IV, tous termes confondus. Le secteur WSW présente des hémipélagites H altérées au degré V à VI et des termes Te, Td et Tc altérées au degré II. Ainsi, d'après le modèle de Migoñ, (2010, Figure 3.19), nous nous attendons à observer des glissements de matériaux fins dans le secteur ENE, très altéré, et des glissements banc sur banc et des chutes de blocs dans le secteur WSW, contrôlés par la faible altération des termes Te, Tc et Td. D'après l'inventaire réalisé (1.3.2.2), ces types d'instabilités sont observés dans ces secteurs, ce qui concorde avec les hypothèses issues du modèle de Migoñ, (2010).

L'épaisseur des altérites du flysch de Socoa varie de 0,5 à 15 m selon les secteurs. Les fortes épaisseurs de 10 à 15 m sont observées à l'ENE, au secteur 5 et à l'WSW. Les faibles épaisseurs de 0,5 à 5 m sont localisées à l'affleurement du Sémaphore, au secteur 6 et à l'WSW. Les deux profils sismiques à l'WSW ont permis de mettre en évidence que l'épaisseur d'altérite peut être très variable sur un même secteur (3 à 15 m selon les profils P4 et P5). Cette différence dans un voisinage proche (10 m) peut s'expliquer par la présence de failles favorisant l'infiltration de l'eau météorique et les processus d'altération le long de leur surface (Pánek et al., 2010). Pour le vérifier, des observations structurales de terrain sont nécessaires et seront abordées en §3.

2.3. Synthèse

La géomorphologie du site de Socoa est en partie contrôlée par des facteurs lithologiques. Les concavités et convexités dont la direction de propagation est parallèle à l'orientation du plan de stratification résultent des différences de résistances et d'épaisseurs des termes du flysch. Les concavités correspondent aux termes peu résistants (Te et H). Les convexités correspondent aux termes résistants (Tc et Td). La faible résistance du terme H rend cette surface favorable à la rupture de glissements rocheux banc sur banc.

L'altération mécanique fracture les bancs par des diaclases de fréquences différentes et contrôle les volumes des blocs susceptibles de se détacher. Ces diaclases contribuent à l'extraction de blocs dans des cavités peu profondes qui se propagent en direction perpendiculaire au plan de stratification (Prémaillon et al., 2021). La répartition du degré d'altération permet d'évaluer les types d'instabilités auxquelles on peut s'attendre sur les secteurs où la donnée est disponible. Ainsi le degré d'altération IV à l'ENE du site est favorable à des glissements de matériaux fins et le degré d'altération II à l'WSW est favorable à des glissements rocheux banc sur banc (Migoń, 2010).

3. La structure, un facteur prépondérant à la spatialisation des concavités ?

Outre la lithologie, on peut s'interroger sur le rôle des structures tectoniques sur la géomorphologie observée à Socoa. Prémaillon et al. (2021) ont démontré que les cavités profondes sont corrélées à des failles, qui favorisent la surface de contact entre les agents extérieurs et le massif. Une connaissance fine de la géométrie de ces failles (orientation et pendage) pourrait permettre d'évaluer si elles exercent une influence sur les dimensions des cavités.

Afin de caractériser l'influence des structures tectoniques sur la géomorphologie, un inventaire des failles doit être réalisé. Après avoir présenté la méthodologie employée, nous caractériserons les orientations et les pendages : (1) du plan de stratification et (2) des failles principales.

3.1. Méthodologie

Lors de campagnes de terrain, nous avons mesuré les plans de stratification et de failles, selon la convention pendage/ direction de pendage. Ces mesures réalisées sur le platier et au pied de la falaise ont été géolocalisées par GPS et stockées dans une base de données sous SIG.

Les mesures de secteurs inaccessibles à pied ont été complétées par l'analyse de nuages de points lidar acquis par drone en juin 2019, de résolution de 36 pts/m² soit 0,16 m entre chaque point. Ainsi, ces mesures de pendage et de direction de plan ont été réalisées sur les surfaces planes à l'aide de l'outil Compass du logiciel Cloud Compare (EDF R&D, 2011 ; Thiele et al. 2017).

3.2. Des plans de stratification favorables à de faibles vitesses de recul

Le plan de stratification du flysch de Socoa a fait l'objet de 112 mesures, parmi lesquelles 71 ont été effectuées sur le terrain et 41 sont issues de l'analyse du nuage de points lidar (Figure 3.25). Ainsi, le plan de stratification moyen des mesures de terrain est de N338°E-46° et celui issu des données lidar est de N339°E-40°. Les écarts entre ces valeurs s'expliquent par la présence de rares pli-failles sur le platier qui ont déformé des plans de stratification (Figure 3.26) ; les mesures de terrain intègrent ces variations locales dont les valeurs de plan sont excentrées par rapport à la moyenne. En outre, ces deux tendances de plan de stratification moyen sont relativement proches du plan moyen du versant de la

falaise de N340°E- 41° (en rouge, sur le stéréogramme Figure 3.25). Le plan de stratification est donc quasiment coplanaire et conforme à la pente¹⁴.

Ce type d'orientation conforme du plan de stratification par rapport au linéaire côtier est corrélé à de faibles vitesses de recul du massif et à un linéaire régulier, d'après Trenhaile (1987). Socoa représente effectivement les vitesses de recul les plus faibles de la côte basque avec 0,03 m.an⁻¹ (Martins et al., 2021). Pourtant, ce linéaire est fracturé par des structures tectoniques qui contribuent à son érosion par l'ouverture de cavités (Prémaillon et al., 2021). Comment sont orientées ces structures et quelle est leur influence sur la morphologie ?

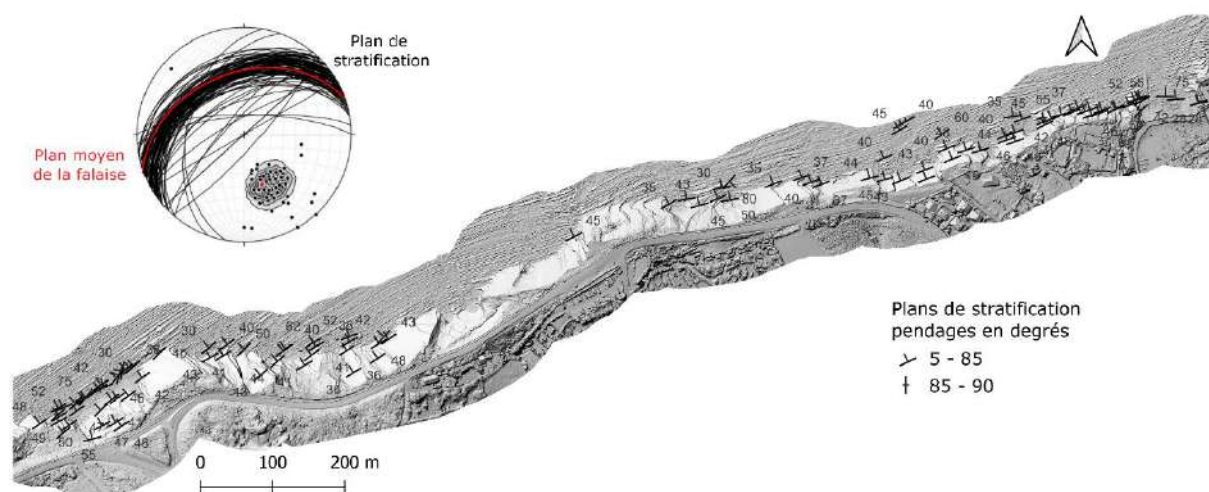


Figure 3.25 : Carte des mesures de plans de stratification (en noir) et stéréogramme associé (hémisphère inférieure) avec les pôles correspondants. Le plan moyen morphologique de la falaise est indiqué en rouge.

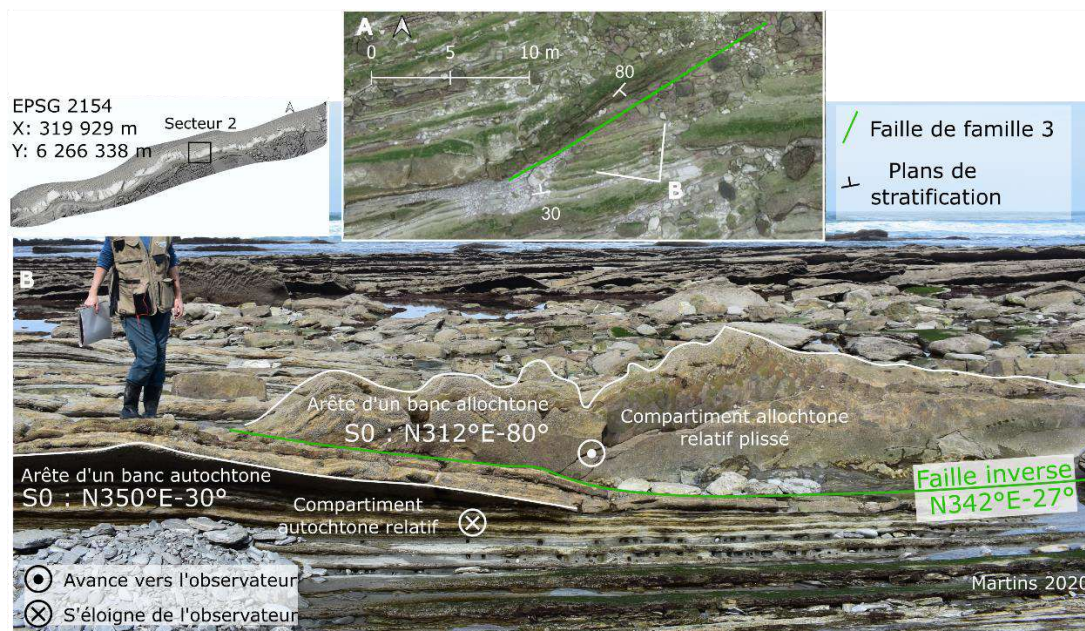


Figure 3.26 : Exemple d'un pli-faille inverse ayant déformé le plan de stratification du compartiment supérieur, quasiment vertical, au droit de la cavité n°8. A : Localisation de l'observation. B : Distinction des compartiments déformés par le pli-faille.

¹⁴ Ces plans de stratification correspondent au flanc Nord d'un pli d'amplitude plurikilométrique d'axe ENE-WSW dont aucune charnière n'est visible sur ce site. Ce pli résulte de la compression pyrénéenne qui a induit le charriage en direction du NW (Razin, 1989).

3.3. Des réseaux de failles favorables à la formation de cavités

Sur le platier et la falaise de Socoa, 65 mesures de plans de failles ont été cartographiées (Figure 3.27). Elles sont regroupées en six familles différentes en fonction de l'orientation et du pendage de leur plan, parmi lesquelles on distingue quatre tendances majeures synthétisées dans le Tableau 3.2 et sur le stéréogramme Figure 3.27 :

- Les failles diagonales au linéaire côtier, de jeu normal et de pendage faible à modéré (22° à 60°), avec une direction de plongement vers l'E à SE (familles 1 et 2) ;
- Les failles longitudinales au linéaire côtier, de jeu inverse et de pendage à 45° environ, plongeant au NW, coplanaires au plan de stratification (la famille 3) ;
- Les failles diagonales au linéaire côtier, de jeu inverse et de pendage modéré (40° à 75°) avec des directions de plongement vers le NW à NNW (familles 4) ;
- Les failles diagonales et transversales au linéaire côtier, de jeu normal décrochant, au pendage quasiment vertical (80° à 85°) avec une direction de plongement vers l'W à SW (familles 5 et 6).

Tableau 3.2 : Familles de failles mesurées sur le site de Socoa en fonction de leur orientation et pendage de plan.

Failles	Nombre d'observations	Plan moyen (dip direction / dip)	Plan orientation minimale	Plan orientation maximale	Orientation par rapport au linéaire côtier ¹⁵
Famille 1	11	N075°E-47°E	N055°E-32°NE	N110°E-60°E	Diagonale
Famille 2	4	N130°E-34°SE	N120°E-22°SE	N138°E-38°SE	Diagonale
Famille 3	12	N327°E-45°NW	N310°E-50°NW	N000°E-40°N	Longitudinale
Famille 4	6	N340°E-75°NNW	N315°E-40°NW	N340°E-75°NNW	Diagonale
Famille 5	10	N303°E-82°NW	N300°E-70°NW	N310°E-87°NW	Diagonale
Famille 6	22	N248°E-83°SW	N210°E-80°SW	N278°E-85°W	Transverse
Total	65	-	-	-	-

Chronologie de la fracturation

Nous allons établir une chronologie de nos mesures de déformations à partir de l'histoire structurale basque établie par Razin (1989). Les familles de failles 1 et 2 correspondent à des ruptures initiées antérieurement à la compression pyrénéenne, datées de l'Hercynien et réactivées à l'ouverture du bassin de Saint-Jean-de-Luz par rifting (113- 83 Ma ; Razin, 1989; Sibuet et al., 2004).

Les familles de failles 3 et 4 résultent de la compression pyrénéenne entre 47 et 23 Ma (Choukroune et al., 1973; Muller et Roger, 1977; Choukroune et Mattauer, 1978). Elles fracturent les flyschs en « rampes et en paliers » :

- Les failles en paliers sont coplanaires au plan de stratification des flyschs, dans les termes Te les moins résistants. Il s'agit des failles de la famille 3 ;
- Les failles en rampe recoupent plusieurs termes du flysch et notamment les plus résistants. Il s'agit des failles de la famille 4.

Les familles de failles 5 et 6 sont conjuguées et correspondent au jeu normal tardif lié à la décompression de l'unité charriée (Figure 3.28-A et B ; Razin, 1989). En effet, d'après le modèle de fracturation d'Anderson (1905), une même contrainte principale σ_1 forme deux failles conjuguées à 30° de part et d'autre de l'axe de σ_1 , soit à 60° l'une de l'autre (Figure 3.28-A). Les familles de failles 5 et 6 sont séparées par un dièdre de 55° permettant de placer leur contrainte principale σ_1 en direction du N005°E, de tendance concordante avec la contrainte pyrénéenne au Pays Basque (Razin, 1989).

¹⁵ D'après la dénomination proposée par Robert (1979) et utilisée par Peter-Borie, 2008 et Aubié et al., 2009.

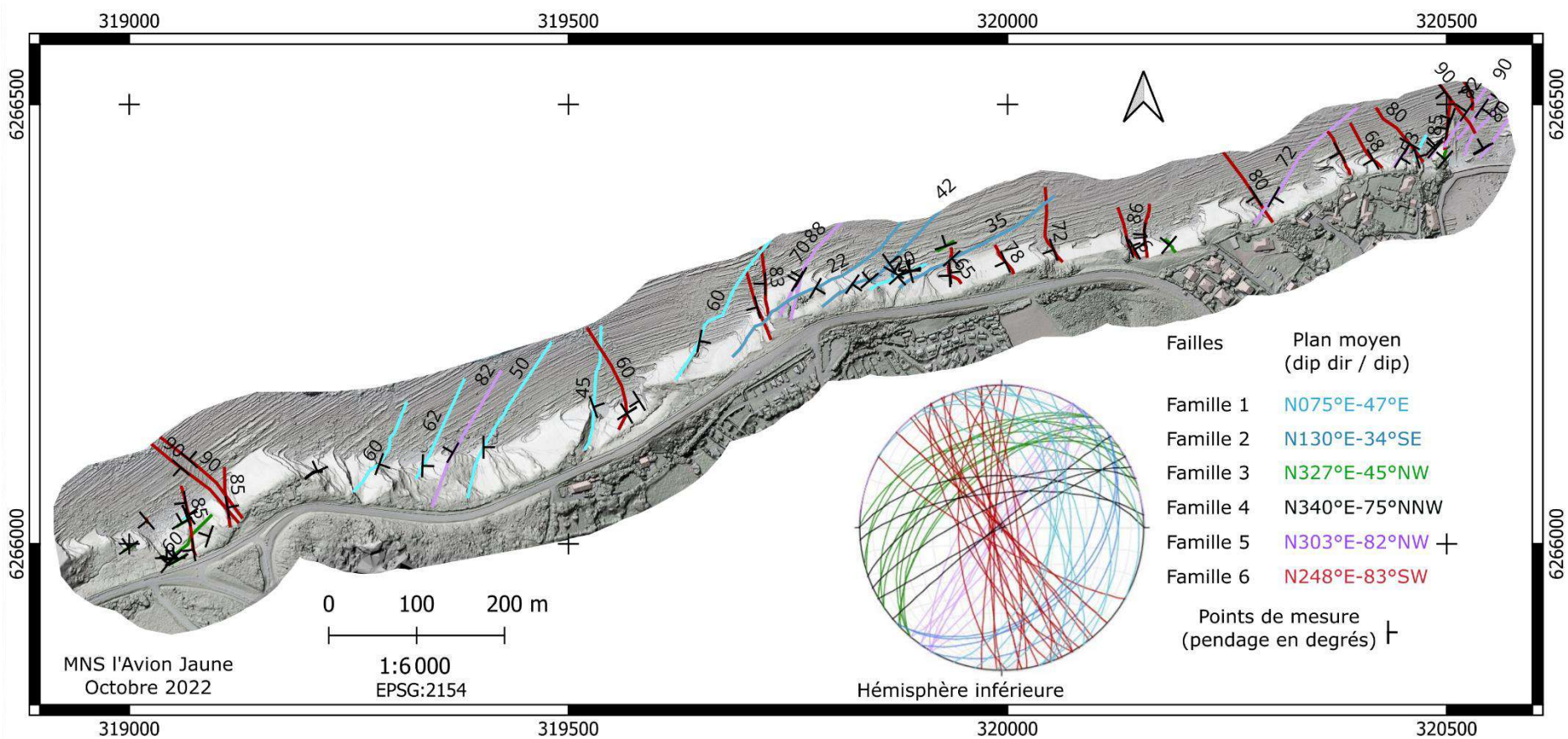


Figure 3.27 : Localisation des 65 failles mesurées et cartographiées sur le site de Socoa, réparties en 6 familles d’orientation. L’attitude de leur plan est projetée sur le stéréogramme représenté en hémisphère inférieure) (MNS du 11 octobre 2022 par l’Avion Jaune).

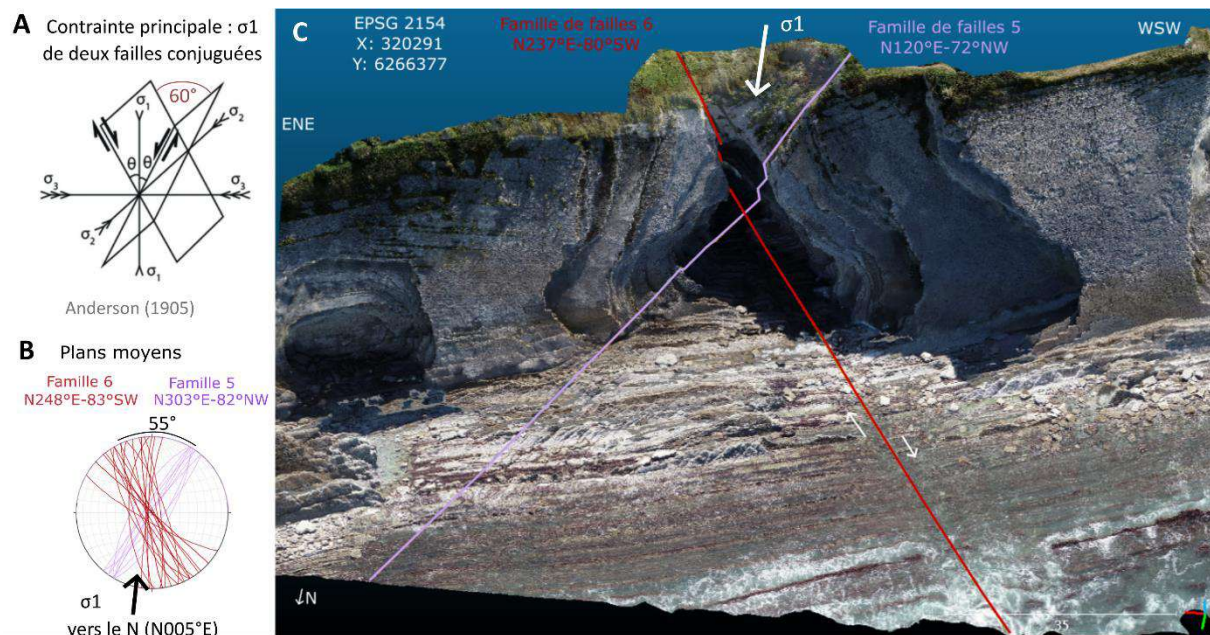


Figure 3.28 : A : failles conjuguées et contrainte principale d'après Anderson (1905) ; B : familles de failles 5 et 6 de Socoa et contrainte principale ; C : exemple de la cavité du Sémaphore, n°2.

3.4. La fracturation : un facteur de prédisposition prédominant aux cavités

Les failles constituent une surface préférentielle d'érosion permettant à la mer de pénétrer dans le massif rocheux et d'atteindre de multiples strates le long de cette surface ; ainsi, des cavités se creusent dans leur prolongement (Prémaillon et al., 2021). Parmi les 13 cavités inventoriées, 9 sont « enracinées » sur des failles et 4 ne le sont pas (Figure 3.25).

La largeur et la profondeur des cavités diffèrent en fonction de la présence de faille ou non. La largeur moyenne des cavités faillées est de 27 m, soit 1,3 fois plus que pour les cavités sans failles, présentant 20 m de largeur moyenne. La profondeur moyenne des cavités faillées est de 9,3 m, soit 2,5 fois plus que pour les cavités sans failles, présentant 3,8 m de profondeur en moyenne.

Parmi les 9 cavités enracinées sur des failles, la largeur et la profondeur maximales (55 m et 27 m) sont observées dans le seul cas où la cavité se situe à l'intersection de deux failles conjuguées de famille 5 et 6 (diagonales et transverses) (Figure 3.28-C). Les 8 autres cavités enracinées sur une seule faille présentent une largeur moyenne de 23 m et une profondeur moyenne de 7 m. Ainsi, la cavité située à l'intersection de deux failles présente une largeur 2 fois plus élevée et une profondeur 4 fois plus élevée que les dimensions moyennes des cavités enracinées sur une seule faille.

On observe un plus grand nombre de cavités enracinées sur des failles transverses de famille 6 (5 cavités), que sur les failles diagonales de famille 2 (3 cavités) et de famille 3 (une cavité) (Figure 3.29). Cette disparité peut s'expliquer par le fait que les failles transverses de famille 6 sont plus nombreuses sur le site que les autres familles (22 observations contre 12 et 4 pour les familles 3 et 2). Les moyennes des dimensions (largeur et profondeur) des cavités enracinées sur une seule faille varient peu en fonction du type de famille de faille, avec 23 m de largeur moyenne et 7 à 9 m de profondeur (7 m : familles 2 et 6 ; 9 m : famille 3).

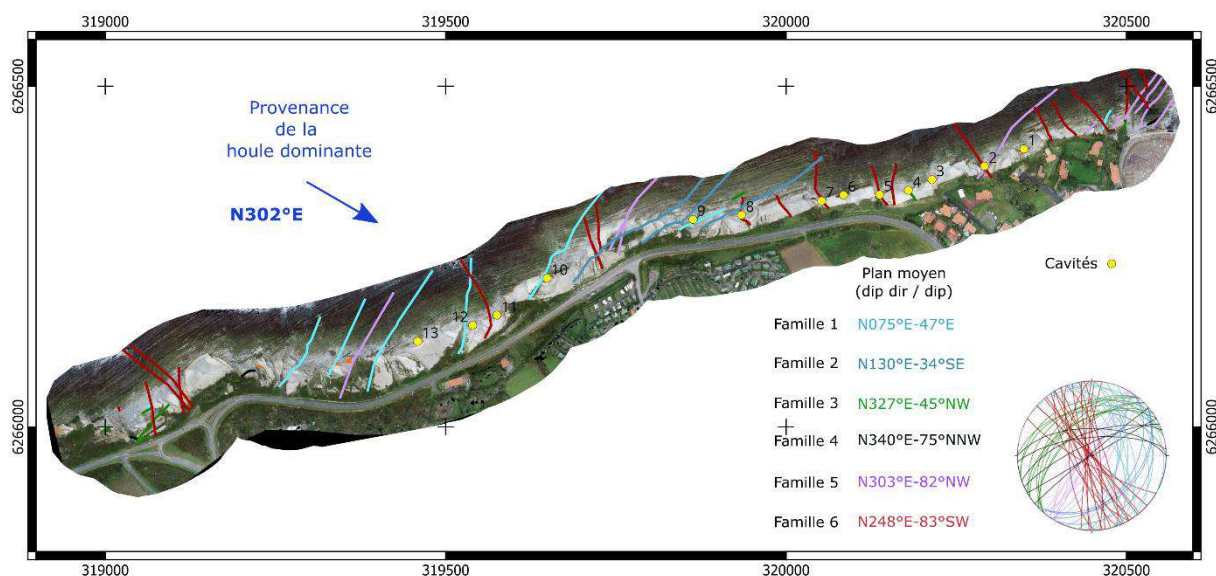


Figure 3.29 : Familles de failles et cavités (points jaunes) présentes sur le site de Socoa.

On note que les failles transverses de famille 6 sont orientées (N338°E) à 36° près, parallèlement à la direction de propagation de la houle principale de N302°E (Figure 3.29, Pedreros et al., 2009). On peut donc s'attendre à ce que l'énergie de houle qui se propage dans une direction proche du plan de faiblesse de ces failles, contribue à éroder les matériaux à sa périphérie. Toutefois, il existe des cavités enracinées sur des failles diagonales dont l'orientation n'est pas parallèle à la direction de houle (familles 2 et 3). Ce facteur d'orientation parallèle entre les failles et la houle n'est donc pas l'unique déterminant. De plus, toutes les failles de famille 6 ne donnent pas lieu à la formation de cavités. Il est possible que la topographie du platier contribue à guider l'énergie de houle, de sorte que certains secteurs de falaise soient moins soumis à son impact. Cependant, cette hypothèse reste à vérifier et nécessite de connaître l'énergie impactant la falaise, ce qui n'est actuellement pas disponible.

Les 4 cavités qui ne sont pas enracinées sur des failles résultent de l'extraction de blocs le long de discontinuités non persistantes : des diaclases (Prémaillon et al., 2021). La répartition de ces diaclases et donc le volume des blocs découpés, dépendent de l'épaisseur des bancs (Faÿ-Gomord et al., 2018). Ainsi, les blocs mobilisables sur le banc affleurant sont extraits progressivement le long de ces diaclases. Le fait qu'elles ne soient pas persistantes limite leur propagation dans le massif : la cavité vient en butée contre la surface derrière le bloc. Ces cavités ont tendance à se propager latéralement (sur la largeur de la cavité), plutôt qu'au travers de plusieurs bancs.

3.5. Synthèse

Bien que l'orientation conforme du plan de stratification soit favorable à de faibles vitesses de recul et à une morphologie régulière (Trenhaile, 1987), le linéaire de cette falaise est irrégulier, avec une amplitude de déviation maximale de 60 m par rapport à la tendance globale du linéaire du site ; et il est ouvert par des cavités. La majorité de ces cavités (9 sur 13) sont enracinées sur des failles. Six géométries différentes de failles, regroupées par familles d'orientation, fracturent ce massif. Quatre de ces familles de failles, transverses et diagonales, contribuent à la formation de cavités, dont les largeurs et profondeurs sont 1,3 et 2,5 fois plus élevées que pour les cavités qui ne sont pas enracinées sur des failles. L'intersection de deux failles dans une cavité contribue à des largeurs et profondeurs de cavité 2 à 4 fois plus élevées que la moyenne des cavités localisées sur une faille.

Toutefois, nous n'avons pas encore abordé la contribution des facteurs géomorphologiques et géologiques à l'érosion des falaises concernant plusieurs aspects : les types d'instabilités gravitaires et

les magnitudes de recul au sommet et sous le sommet de falaise (vitesses de recul et volumes). Prémaillon et al. (2021) ont récemment proposé un modèle conceptuel d'érosion de cette falaise que nous allons affiner en établissant des liens entre les connaissances détaillées d'ordre géologique, géomorphologique, de l'inventaire d'instabilités et des magnitudes d'érosion quantifiées entre 2019 et 2022.

4. Une érosion localisée soumise à un cycle

L'objectif de cette section est d'évaluer quels types d'instabilités gravitaires sont susceptibles de contribuer au recul du sommet de falaise, à quelle magnitude, avec quelle période de retour et en fonction de quels facteurs de prédisposition géologiques et géomorphologiques.

Prémaillon et al. (2021) ont mis en évidence que la falaise de Socoa s'érode autour des cavités via un cycle d'érosion en trois étapes : (1) l'extraction de blocs autour de la faille, ouvrant une cavité, (2) des chutes de blocs sur les arêtes bordant la cavité, (3) un glissement rocheux banc sur banc d'une dalle sous-cavée, induisant recul du sommet de falaise. Le temps de retour de ce cycle et les volumes érodés par chutes de blocs ont été évalués par Prémaillon et al. (2021). Cependant, ces estimations ne tiennent pas compte de la variabilité d'épaisseurs de concavités qui sous-cavent les glissements rocheux banc sur banc avant leur déclenchement. De plus, ce type d'instabilité ne s'est pas déclenché au cours de leur période d'analyse (2011-2017) ce qui n'a pas permis d'en quantifier les volumes érodés.

En nous fondant sur le cycle d'érosion établi par Prémaillon et al. (2021), nous allons caractériser les relations entre les magnitudes d'érosion (volumes et vitesses de recul), les types d'instabilités gravitaires et leurs facteurs géologiques et géomorphologiques. Ainsi, nous estimerons une période de retour du recul des falaises de Socoa fondée sur ces apports.

Pour cela, les volumes érodés par type d'instabilité gravitaire seront spatialisés et quantifiés par une analyse volumétrique réalisée pendant 3 ans à partir des données lidar acquises entre juin 2019 et octobre 2022. Les relations entre les types d'instabilités et les facteurs géologiques et géomorphologiques seront recherchées et interprétées à partir des résultats antérieurs (§1.3, §1.2.2, §2 et §3). Nous tâcherons d'évaluer qualitativement la récurrence des types d'instabilités à partir d'images aériennes historiques. Enfin, ces relations affinées seront combinées dans un cycle d'érosion pour lequel nous proposerons des gammes de vitesses de recul et des périodes de retour en fonction des types d'instabilités et des variations spatiales de leurs facteurs contributifs.

4.1. Méthodologie de quantification de l'érosion d'un massif rocheux résistant

La quantification des volumes érodés entre le 20 juin 2019 et le 11 octobre 2022 se fonde sur les différentiels altimétriques de MNS (James et al., 2012), présentés en §1.3.1. Pour bref rappel, nous avons produit ces MNS de 4 cm de résolution pour 6 campagnes d'acquisition (C1 à C6) à partir de nuages de points lidar acquis par drone. La soustraction de deux MNS permet d'obtenir un différentiel altimétrique dont l'incertitude verticale a été évaluée à 10 cm (§1.3.1).

Sous SIG, pour chaque différentiel altimétrique, nous avons extrait les surfaces érodées dans les polygones d'instabilités inventoriées ; soit des surfaces intégrant des pixels de différentiel altimétrique négatif inférieur à -0,1 m. Chaque surface érodée est convertie en volume par un produit entre la somme des altitudes différentielles des pixels de la surface et les dimensions de pixel (0,04 x 0,04 m). Ainsi, le volume minimal détectable est de $10^{-5} \times 16 \text{ m}^3$ (ou $0,16 \text{ dm}^3$).

Ces calculs ont été réalisés pour plusieurs périodes (Figure 3.30) : (1) les plus de 3 ans d'acquisition (1 209 j), (2) à l'année (trois fois entre chaque saison automnale), (3) à l'échelle d'une période saisonnière, en l'occurrence un hiver et deux étés. En revanche, pour les chutes de blocs, seule la durée

totale d'acquisition a été quantifiée, compte-tenu du temps de calcul élevé induit par plus de 11 000 entités.

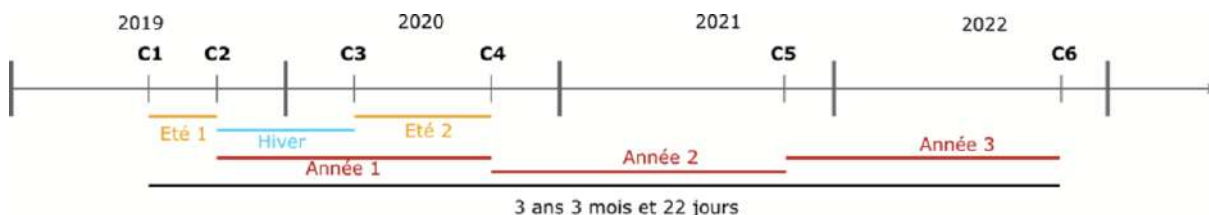


Figure 3.30 : Frise chronologique des campagnes d'acquisition notées C (dates exactes spécifiées en annexe 6) et périodes de différentiels quantifiées.

4.2. Volumes érodés par types d'instabilités entre 2019 et 2022

4.2.1. Résultats

Au cours de la période complète d'étude (campagnes C1 à C6) de à 3 ans, 3 mois et 21 jours (1209 jours), les glissements rocheux banc sur banc ont érodé un total de 2 070 m³, les glissements rocheux en dièdre, 170 m³, et les chutes de blocs 790 m³ (Figure 3.31-A et Figure 3.32-A). Les glissements rocheux banc sur banc se sont érodés par des volumes minimum et maximum de 1 m³ à 750 m³ et une médiane de 64 m³. Les 2 glissements rocheux en dièdre ont érodé des volumes minimaux de 60 m³ et maximaux de 105 m³. Les volumes érodés par chutes de blocs s'échelonnent de 0,00016 m³ (seuil de valeurs significatives) à 52 m³ avec une médiane des volumes à 0,0044 m³.

Lors des périodes annuelles, les volumes totaux mobilisés par les glissements rocheux banc sur banc varient d'un facteur 1,6 à 6 (Figure 3.31-B). Lors des années 1, 2 puis 3 ces volumes varient respectivement de 1 200 m³, 880 m³ puis 200 m³. Si les années 1 et 2 présentent des volumes érodés du même ordre, ceux de l'année 3 sont comparativement 6 fois plus faibles que lors de l'année 1.

Durant les deux étés 2019 et 2020, le volume total érodé a varié d'un facteur 8 avec 60 m³ érodés en été 2019 contre 520 m³ lors de l'été 2020 (Figure 3.31-B et cartes en annexe 8). Lors de l'hiver 2019 à 2020, les glissements rocheux banc sur banc ont érodé environ 760 m³, soit un volume 12 fois plus élevé qu'au cours de l'été 2019.

Le seul glissement rocheux en dièdre ayant érodé un volume notable s'est déclenché au cours de l'année 2, avec 175 m³ érodés (Figure 3.31-B).

En matière de répartition, les volumes érodés au cours des 3 ans de suivi par glissement rocheux banc sur banc sont localisés à l'est du site entre le port et le Sémaphore, ainsi qu'aux secteurs 2, 5, 6 et 7 (Figure 3.32-A). Ils se déclenchent en périphérie de cavités ou d'arêtes. Trois des huit glissements rocheux banc sur banc déclenchés entre 2019 et 2022 ont induit le recul du sommet de falaise de 1 à 2 m, sur des tronçons situés entre le port de Socoa et le secteur 1 (Figure 3.33- A et B). Dans ce même secteur, un glissement rocheux en dièdre a induit le recul du sommet de falaise de 3 m. Les chutes de blocs sont localisées sur les arêtes de bancs sans sectorisation préférentielle sur le site.

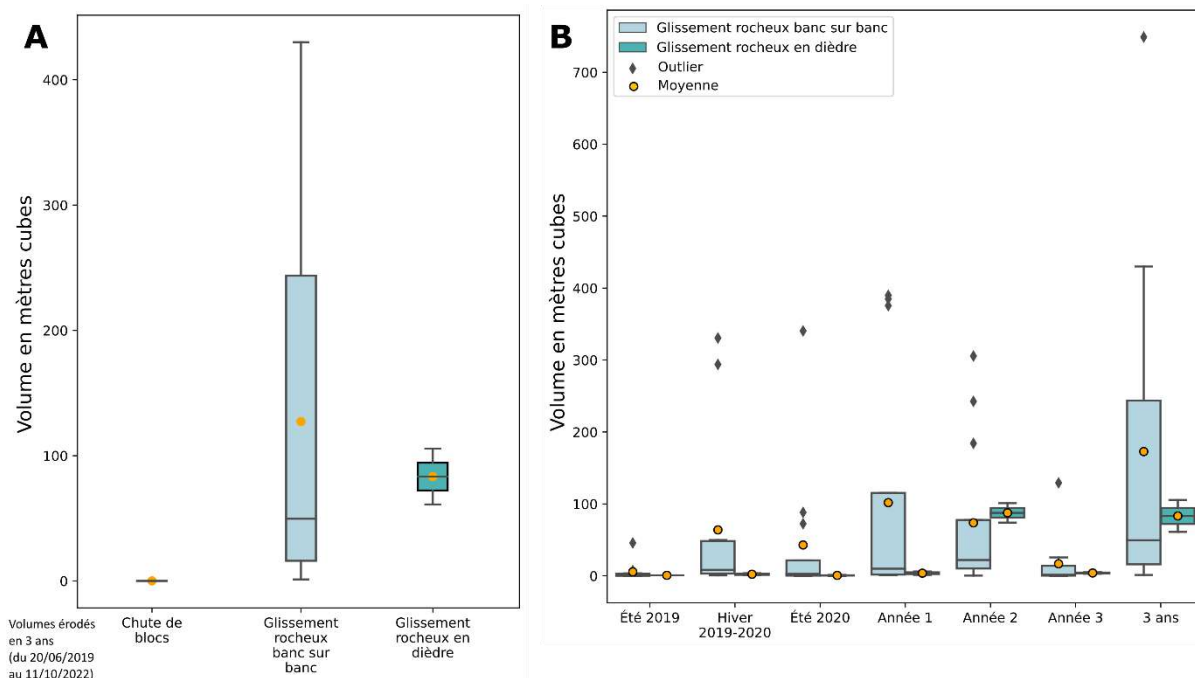


Figure 3.31 : A : Statistiques des volumes érodés par chutes de blocs, glissements rocheux en dièdre et glissements rocheux banc sur banc entre les campagnes 1 et 6 au cours des 3 ans de suivi. B : Statistiques des volumes érodés par glissements rocheux banc sur banc et les glissements rocheux en dièdre pour les 7 périodes d'analyse.

4.2.1. Discussion

Les volumes annuels érodés diminuent entre 2021 et 2022 pour les glissements rocheux banc sur banc (année 2 puis année 3). Cela pourrait s'expliquer par la diminution de facteurs déclenchants (van Westen et al., 2008) dont la contribution reste néanmoins difficile à évaluer en l'absence de suivis de température, de pluviométrie et de niveau piézométrique. Toutefois, en première approche, il est possible de constater que les précipitations à l'échelle régionale, sont moins élevées que la normale en 2022 avec 1 100 mm contre 1 500 mm en 2021. Les variations thermiques journalières peuvent également favoriser la contraction-dilatation de la roche qui accumule une déformation irréversible jusqu'à la rupture (Levy et al., 2024, In press).

Les volumes érodés sont 1,5 à 13 fois plus élevés en hiver qu'en été ce qui, en première approche, peut se justifier par une pluviométrie mensuelle cumulée 2 à 3 fois plus élevée en période hivernale qu'estivale (Chapitre 2 :4.2.1.1). Les variations thermiques journalières contribuant au retrait-gonflement des matériaux argileux et à leur déformation peuvent être un facteur déclenchant concomitant (Levy et al., 2024). Cependant la part contributive de ces facteurs déclenchants aux types d'instabilités est encore mal connue et nécessite un suivi instrumenté sur le moyen terme (années).

Les glissements rocheux banc sur banc qui induisent le recul du sommet de falaise sont situés en bord de cavité ou à proximité d'arêtes. On peut donc s'interroger sur le rôle que jouent la géomorphologie et les types de failles sur leur répartition spatiale et sur leur magnitude.

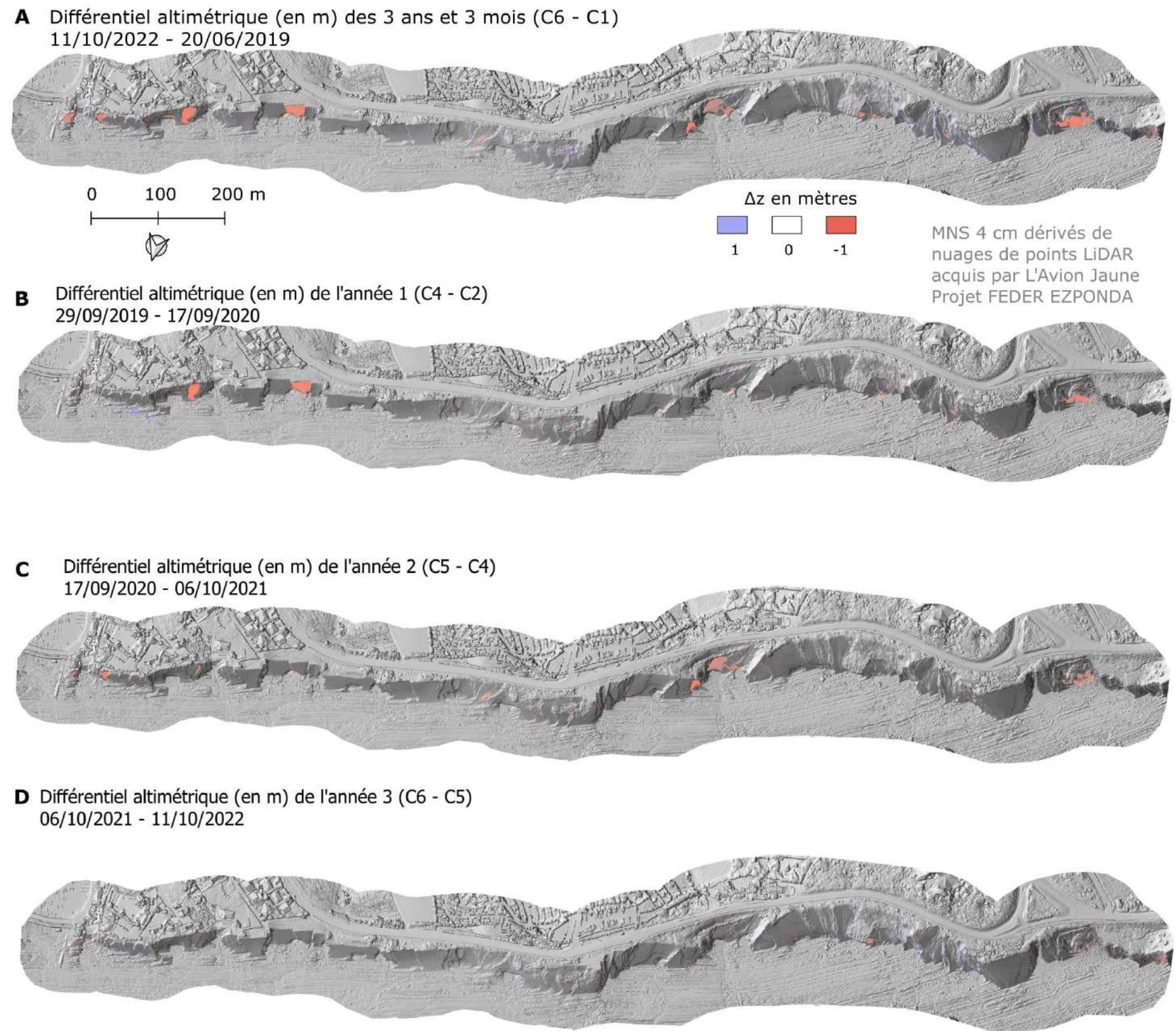


Figure 3.32 : Différentiels altimétriques en mètres pour la période complète d’analyse entre juin 2019 et octobre 2022 et chaque année de suivi sur la falaise de Socoa. A : 3 ans de suivi (C6 – C1) ; B : 1^{ère} année de suivi (C4-C2) ; C : 2^{ème} année de suivi (C5-C4) ; D : 3^{ème} année de suivi (C6-C5). La résolution XY est de 4 cm. L’érosion figure en rouge et l’accrétion est représentée en bleu, sur le MNS ombré de l’Avion Jaune (2022).

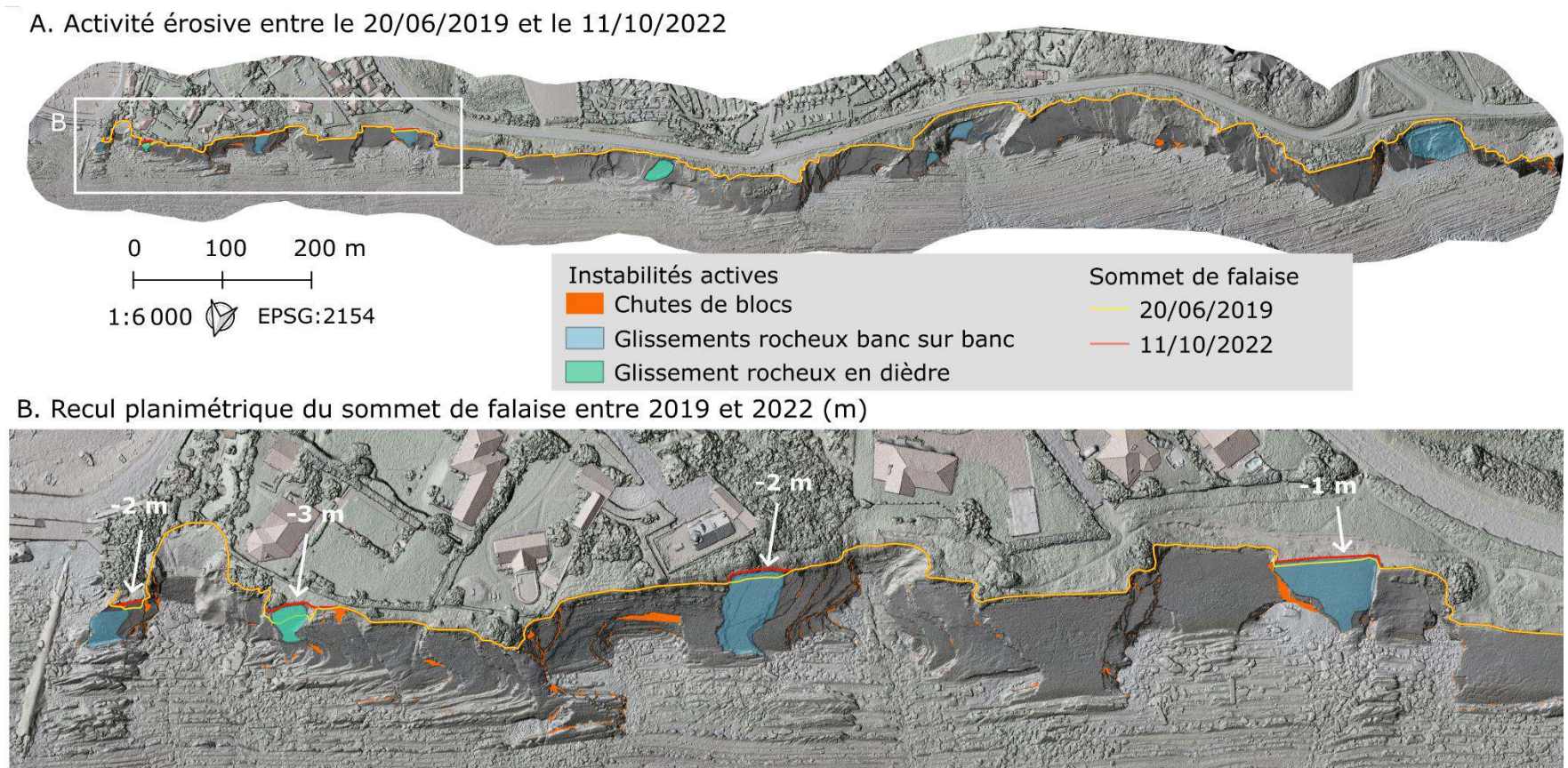


Figure 3.33 : A : Répartition spatiale des instabilités gravitaires et du recul du sommet de falaise entre 2019 et 2022. B : Reculs événementiels situés à l'ENE du site. MNS ombré et orthophotographie 2022 par l'Avion Jaune

4.3. Relations entre les facteurs géomorphologiques et géologiques sur les types et les magnitudes d'instabilités gravitaires

Les glissements rocheux banc sur banc sont les types d'instabilités impliqués dans le recul du sommet de falaise (Prémaillon et al., 2021). Ils se déclenchent toujours à proximité d'arêtes libres, soit en bord de cavité ou d'escarpement : des morphologies pouvant être corrélées à des failles (§3.3). Cela nous conduit à rechercher une relation entre ce type d'instabilité et les failles : en termes de répartition spatiale, voire de géométrie (nombre de surfaces de glissement).

De plus, les reculs évènementiels du sommet de falaise par glissement rocheux banc sur banc entre 2019 et 2022 varient selon les secteurs entre 1 et 3 m. Ces phénomènes érodent une épaisseur de bancs qui n'excède pas la surface de glissement la plus profonde. On s'attend donc à ce que le recul du sommet de falaise ne dépasse pas l'épaisseur de bancs situés au-dessus de cette surface, multipliée par le sinus du pendage des strates. On peut donc s'interroger sur les facteurs contrôlant ces variations de reculs : les failles et les épaisseurs de sous-cavage sous la dalle érodée y contribuent-elles ?

Nous allons donc confronter les types d'instabilités aux inventaires de failles, puis à la répartition des épaisseurs de concavités afin d'établir des relations entre ces facteurs, les types d'instabilités et la magnitude de recul du sommet de falaise.

4.3.1. Les failles : des surfaces de glissement propices aux glissements rocheux banc sur banc

La corrélation des inventaires d'instabilités gravitaires et des failles de Socoa, permettent de constater que les glissements rocheux banc sur banc se déclenchent majoritairement de façon contiguë à une faille, pour les familles d'orientation diagonale (familles 1, 2 et 5), longitudinale (famille 3) et transversale (famille 6) (Figure 3.34-A). Les failles transversales favorisent la formation de cavités et d'affleurements rentrants dans la falaise qui exposent les bancs du flysch à l'érosion différentielle (Prémaillon et al., 2021) ; ceci s'observe sur le glissement en bordure est de la cavité du Sémaphore, dont la coupe est représentée sur la Figure 3.34-C. Des failles longitudinales parallèles au plan de stratification servent également de plan de glissement à l'instar du phénomène interprété sur la Figure 3.34-E. Sur cet exemple, plusieurs plans de glissements sont constatés, pour lesquels la chronologie n'est pas connue. Seul le démantèlement des matériaux en pied de versant a été constaté entre 2019 et 2022 (Figure 3.34-E). La faille orthogonale de famille 6 pourrait être à l'origine d'une cavité antérieure à ce phénomène : en effet, le bord est de l'instabilité présente une morphologie en arc de cercle typique des cavités (Figure 3.9-A).

Les glissements rocheux en dièdre sont localisés à l'intersection du plan de stratification et des failles diagonales (familles 1 : N075°E-47°E ; 2 : N130°E-34°SE ; ou 5 : N303°E-82°NW) (Figure 3.34-A). Ces deux surfaces intersectées servent de surface de rupture, tel qu'observé Figure 3.11 et interprété Figure 3.34-D ; cependant la coupe ne permet pas d'observer les deux plans de glissement mais uniquement le plan de stratification.

Les chutes de blocs ne sont pas exclusivement concentrées en bordure de faille. Le glissement de matériaux fins est situé à l'intersection de failles diagonales et transverse (familles 2, 5 et 6) (Figure 3.34-B). Cette fracturation concentrée sur un secteur et la circulation d'eau météorique sont des conditions favorables à l'altération chimique du flysch par décarbonatation et à la réduction de sa résistance mécanique (Pánek et al., 2010; Vivoda Prodan et al., 2017).

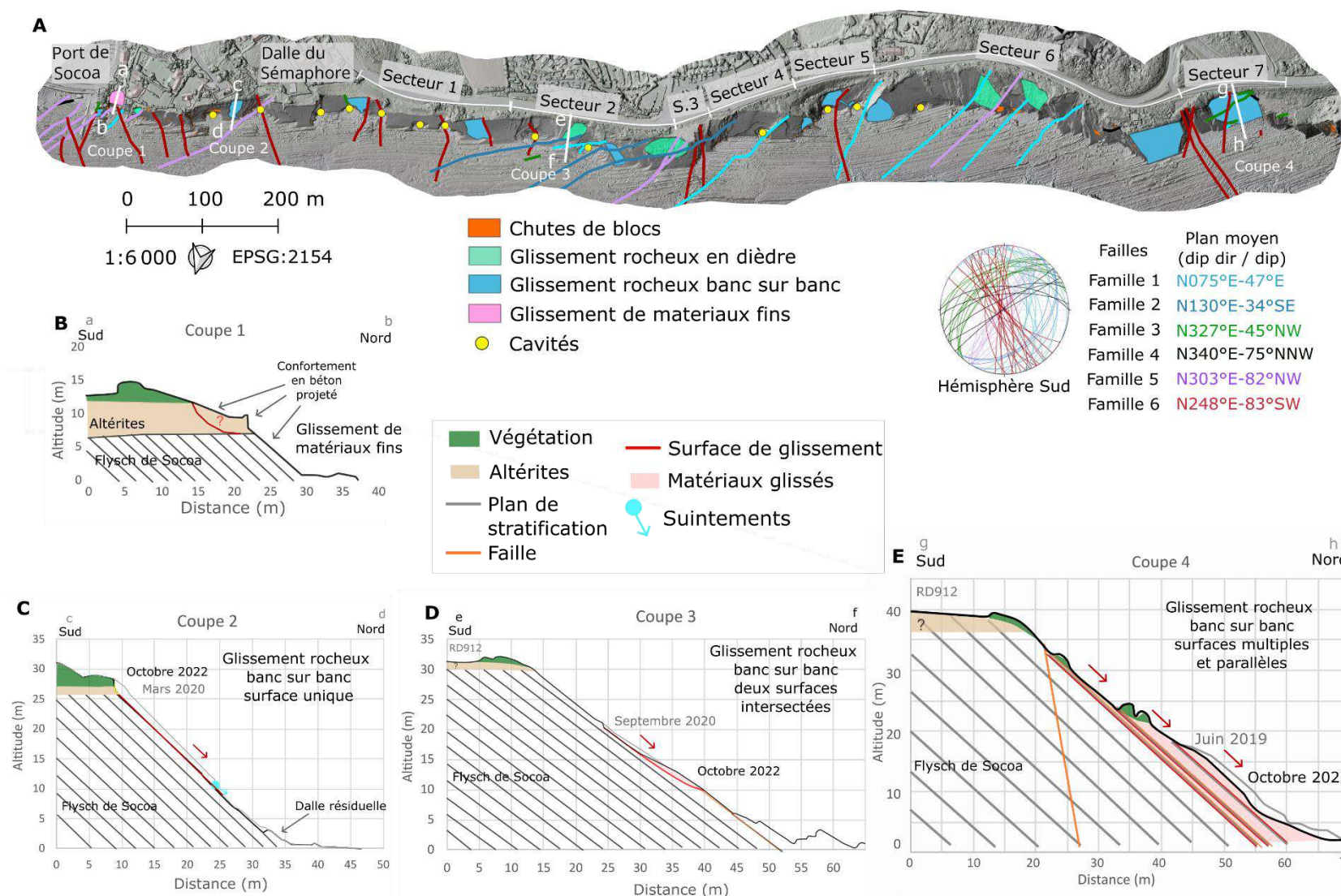


Figure 3.34 : A : Inventaires des types d'instabilités gravitaires, des failles et des cavités. B : Coupe interprétée du glissement de matériaux fins. C : Coupe interprétée du glissement rocheux banc sur banc sur une surface de rupture. D : Coupe interprétée du glissement rocheux banc sur banc sur deux surfaces de rupture intersectées. E : Coupe interprétée du glissement rocheux banc sur banc sur plusieurs surfaces de ruptures parallèles. MNS ombré et orthophotographie 2022 par l'Avion Jaune.

4.3.2. Les épaisseurs de concavités, une répartition variable qui contrôle le recul du sommet de falaise par glissement rocheux banc sur banc sur surface unique.

Les concavités favorisent le sous-cavage de la dalle affleurante et sa susceptibilité à glisser ou chuter (Prémaillon et al., 2021). Prémaillon et al. (2021) ont identifié que les termes peu résistants, dans les concavités, servent de surface de glissement à la dalle supérieure résistante de bord convexe. Nos observations au §2.1.2 à Urrugne aux Viviers-Basques, après le déclenchement d'un glissement rocheux banc sur banc en octobre 2020, confirment que le terme H peu résistant a servi de surface de rupture (Figure 3.17-B §2.1.2).

Ainsi, pour un glissement rocheux banc sur banc déclenché sur une surface de rupture unique, deux ensembles sont érodés : l'ensemble affleurant de termes majoritairement résistants, de morphologie convexe et l'ensemble de termes majoritairement peu résistants, de morphologie concave. Prémaillon et al. (2021) quantifient l'épaisseur de ce couple de géomorphologies convexe – concave est de 0,5 à 1 m. Cependant, nous avons vu que les épaisseurs des concavités varient de 0,5 à 5 m selon les secteurs du site de Socoa (§1.2.2). Donc nous nous attendons à une variation de l'épaisseur de ce couple de géomorphologies. Etant donné que le pendage de la stratification est d'environ 40° (§3.2), il est possible d'estimer le recul du sommet de falaise pour ce type d'évènement à partir d'une relation trigonométrique, selon les épaisseurs des concavités (Eq 7). Nous confronterons ces estimations aux reculs quantifiés entre 1938 et 2018 et 2019 et 2022.

$$Recul = \frac{Epaisseur\ de\ dalle\ érodée}{\sin(40^\circ)} \quad (Eq\ 7)$$

Le site de Socoa peut être divisé en deux secteurs selon les gammes d'épaisseurs de concavités : entre 0,5 et 2 m (Figure 3.35-A en rouge) et entre 2 et 5 m (Figure 3.35-A en bleu). Les convexités présentent des épaisseurs de 0,2 à 1 m. Ainsi, dans le secteur de concavités peu épaisses (Figure 3.35-A en rouge), les glissements rocheux banc sur banc déclenchés le long du couple de convexité-concavité affleurantes présentent une épaisseur stratigraphique de 0,7 à 3 m. Dans le secteur de concavités épaisses, l'épaisseur stratigraphique érodée par ce type d'évènement varie de 3 à 6 m (Figure 3.35-A en bleu).

Ainsi, avec un pendage de 40°, le sommet de falaise du secteur de concavités peu épaisses est susceptible de reculer de 1,5 à 4,5 m par un glissement rocheux banc sur banc déclenché sur une surface. Dans le secteur de concavités épaisses, le sommet de falaise est susceptible de reculer de 4,5 à 9 m par ce type de phénomène.

Ces estimations ont été confrontées aux reculs du sommet de falaise entre 1938 et 2018 évalués par Martins et al. (2021) et entre 2019 et 2022 (Figure 3.35-A et C). A l'ENE, entre le port et le secteur 1, la falaise présente des concavités peu épaisses et des reculs variant de 1 à 2 m (Figure 3.35-C, secteur rouge). A l'WSW, aux secteurs 6 et 7, la falaise présente des concavités épaisses et des reculs historiques évalués à 5 et 7 m (Figure 3.35-A, secteur bleu). Ces valeurs sont concordantes avec les gammes de reculs estimées à partir des épaisseurs de concavités et extrapolées par trigonométrie.

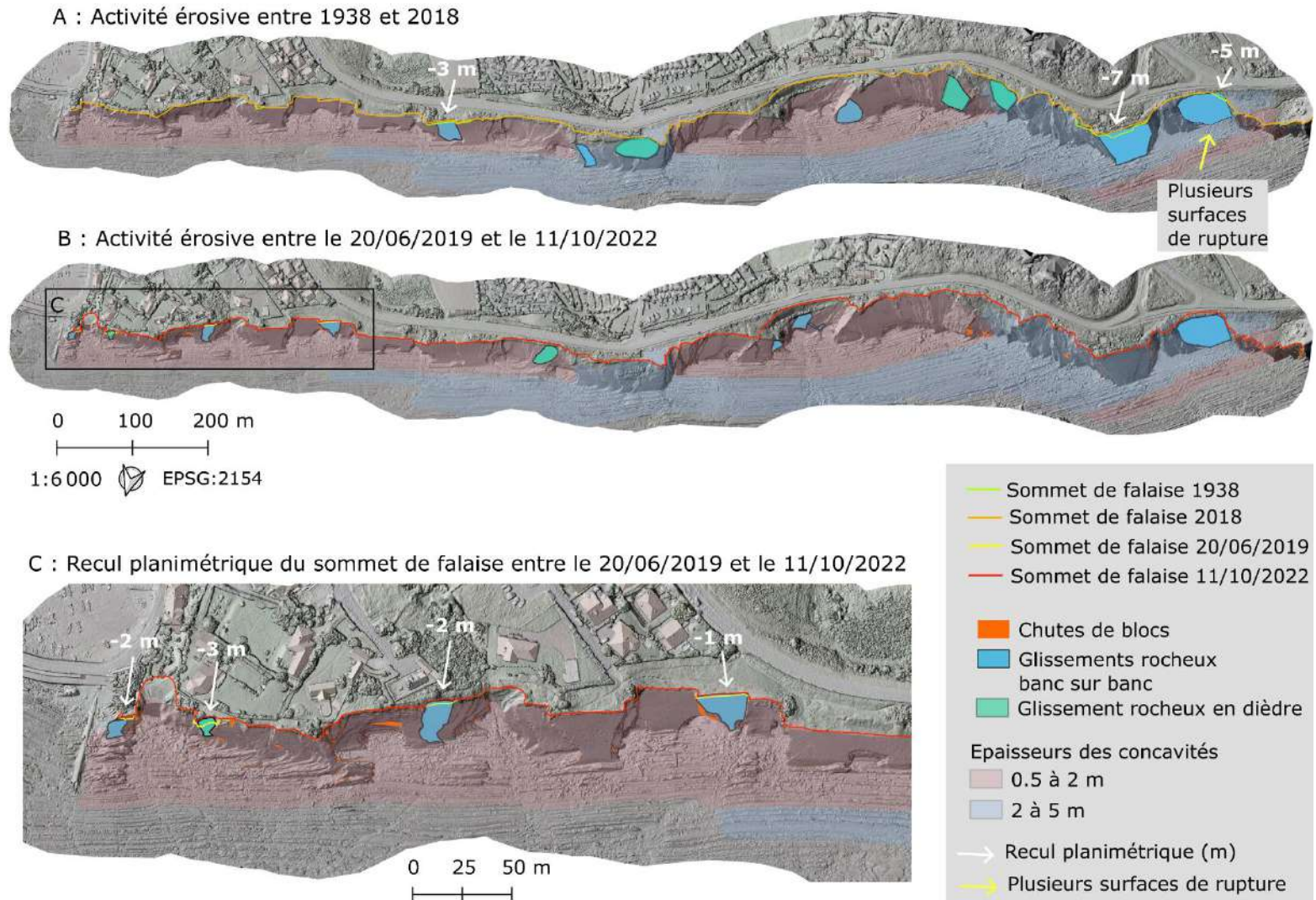


Figure 3.35 : Répartition des épaisseurs de concavités, des types d'instabilités et des reculs planimétriques du sommet de falaise. A : Période historique 1938-2018. B : Période récente 2019-2022. C : Agrandissement du secteur ENE pour la période 2019-2022. Les secteurs en rouge correspondent aux concavités comprises entre 0,5 et 2 m d'épaisseur. Les secteurs en bleu correspondent aux concavités comprises entre 2 et 5 m d'épaisseur. Les reculs des sommets de falaise sont indiqués par des flèches blanches. Le glissement rocheux banc sur banc ayant induit un recul du sommet et qui présente plusieurs surfaces de rupture est ciblé par une flèche jaune. MNS ombré et orthophotographie 2022 par l'Avion Jaune.

Notre approche cible les glissements rocheux banc sur banc déclenchés sur une surface de rupture unique. Néanmoins, sur la Figure 3.35-A et C, deux reculs du sommet de falaise sont corrélés à :

- Un glissement rocheux banc sur banc sur plusieurs surfaces de rupture parallèles ayant induit un recul de 5 m ;
- Un glissement rocheux en dièdre ayant induit un recul du sommet de 3 m (Figure 3.35-C).

Pour les glissements rocheux banc sur banc de géométrie en dièdre, l'analyse des failles a permis de constater qu'ils sont contrôlés par les failles diagonales, de familles 1, 2 et 5. Pour estimer leur recul sommital, les failles inventoriées doivent être projetées sur la topographie du massif afin d'identifier les compartiments du massif susceptibles de glisser, tel qu'appliqué par Levy et al. (2017). Cette approche doit donc se faire au cas par cas. La modélisation géologique 3D des lithologies et des failles telle qu'entreprise dans le cadre du projet Ezponda pourrait aider à localiser les cas de glissements rocheux en dièdre (Guillen et al. 2021).

Les glissements rocheux banc sur banc déclenchés sur plusieurs surfaces de rupture parallèles ont été observés au droit de cavités (Figure 3.9-A et B). Le recul maximal de ces phénomènes peut être estimé par calcul trigonométrique à partir de la profondeur de la cavité sous-jacente. Néanmoins, nous ne savons pas si la surface de rupture la plus profonde correspond au fond de la cavité ou à une surface intermédiaire (par rapport à l'affleurement) ; de ce fait, cette méthode de calcul pourrait surestimer le recul sommital. En l'absence d'observations complémentaires de ce phénomène, l'estimation de son recul sommital peut difficilement être améliorée.

4.3.3. Synthèse des relations entre facteurs de prédisposition et types et magnitude d'instabilités gravitaires

Ainsi, la répartition spatiale des glissements rocheux banc sur banc et des glissements rocheux en dièdre est contrôlée par le sous-cavage (concavités et cavités) et par les discontinuités (plan de stratification et failles). Parmi ces phénomènes, les glissements rocheux banc sur banc à surface de rupture unique sont les plus observés (5/7 reculs) ; leur répartition spatiale et leur gamme de recul évènementiel sommital peuvent être évaluées par l'épaisseur des concavités.

A présent que ces relations entre facteurs de prédisposition et types d'instabilités sont établies, la question temporelle doit être abordée. Prémaillon et al. (2021) ont estimé la période de retour du recul du sommet de falaise entre 65 et 130 ans. Nous bénéficions d'images aériennes couvrant une période de 80 ans, à partir de laquelle il est peut-être possible d'observer la récurrence de ce recul, s'il s'est déclenché dans la frange minimale estimée.

4.4. Evolution historique de la dynamique érosive par type d'instabilité gravitaire entre 1938 et 2018

Pour chaque type de processus gravitaire, une période de retour de recul du sommet de falaise peut être évaluée à partir d'observations sur une période temporelle la plus longue possible (Cambers, 1976). A Socoa, sur un profil considéré, chaque glissement rocheux banc sur banc contribuant au recul du sommet est un phénomène différent, faisant partie d'un nouveau cycle (Prémaillon et al., 2021).

Entre 1938 et 2018, nous avons identifié de façon qualitative, les instabilités gravitaires actives entre deux images aériennes issues de l'IGN, pour 6 dates d'acquisition (1938, 1968, 1977, 1992, 2003 et 2018, tables de résolution en annexe 7). Chaque évènement observé entre deux dates a été numéroté (Figure 3.36 et Figure 3.37).

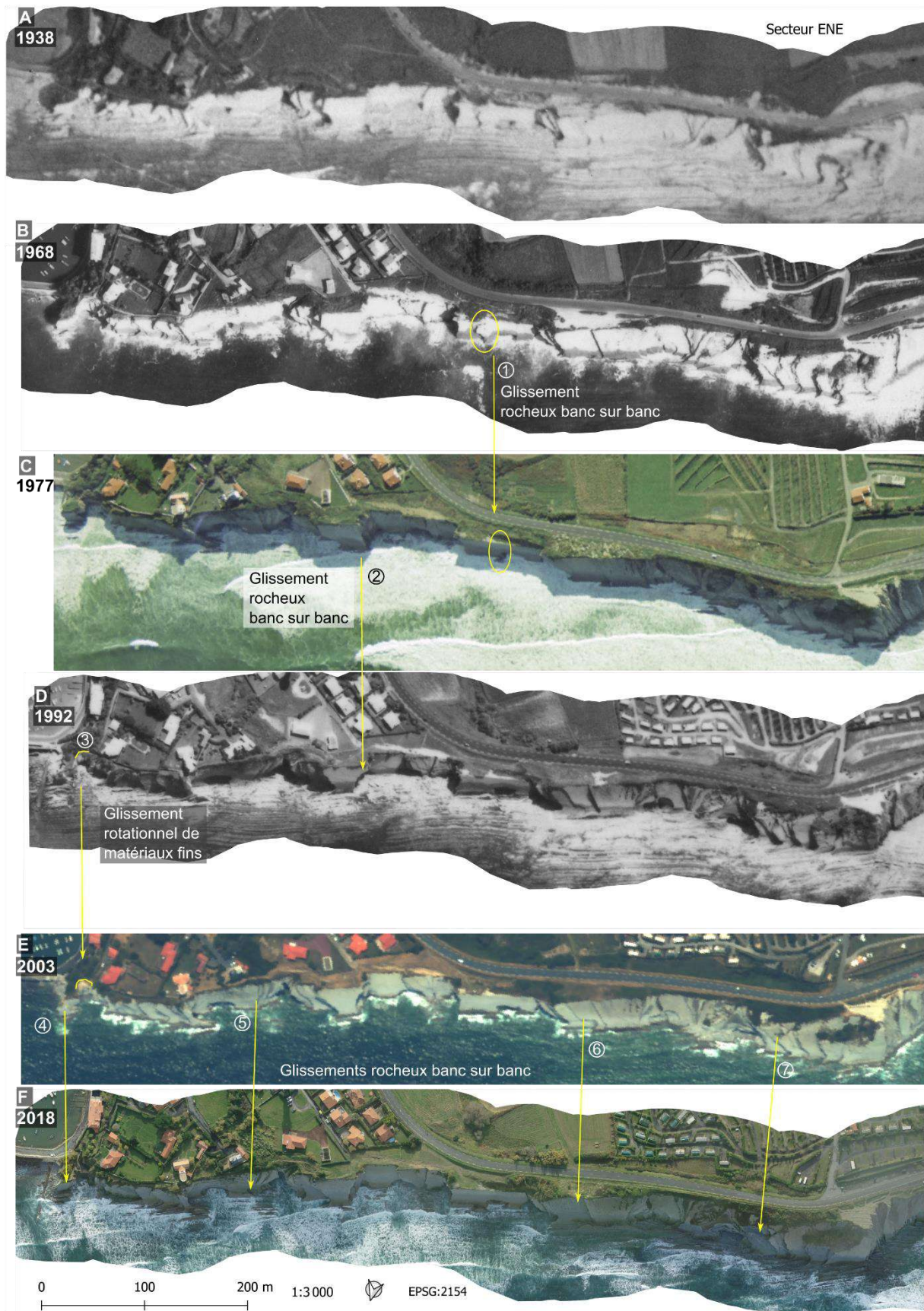


Figure 3.36 : Comparatif historique du secteur ENE à partir de photographies et d'orthophotographies entre 1938 et 2018. A : 1938. B : 1968. C : 1977. D : 1992. E : 2003. F : 2018.

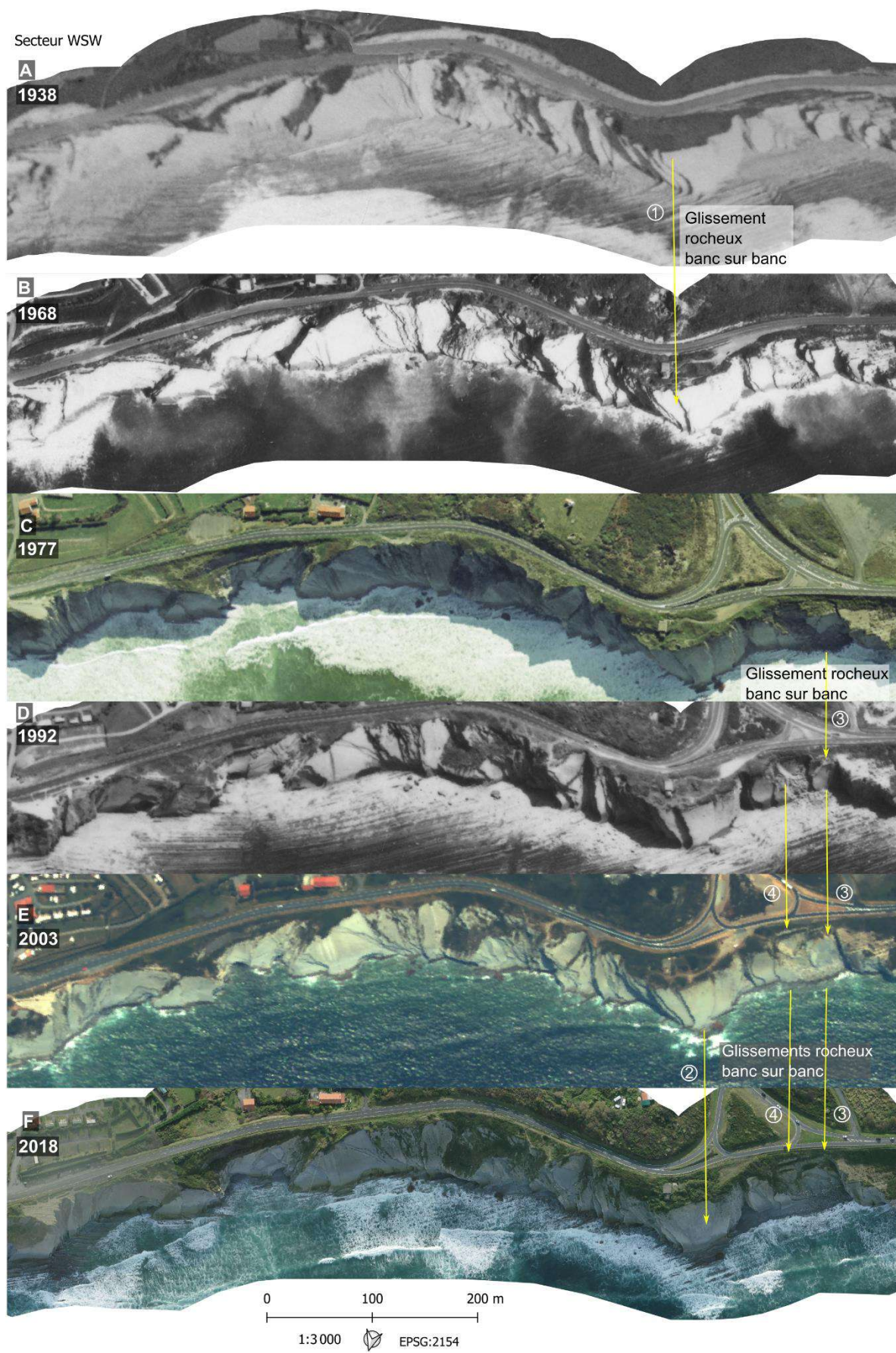


Figure 3.37 : Comparatif historique du secteur WSW à partir de photographies et d'orthophotographies entre 1938 et 2018. A : 1938. B : 1968. C : 1977. D : 1992. E : 2003. F : 2018.

Sur le secteur ENE, deux glissements rocheux banc sur banc sont observés entre 1968 et 1992 sans réactivation ultérieure (Figure 3.36-B, C et D : observations n°1 et 2). L'activité du glissement de matériaux fins est observée en 1992 et en 2003 (Figure 3.36-D et E : observation n°3). Entre 2003 et 2018, plusieurs glissements banc sur banc érodent soit une dalle complète (Figure 3.36-E et F : observations n°4, 6 et 7), soit une partie de dalle (Figure 3.36- E et F : observation n°5).

Sur le secteur WSW, deux glissements rocheux banc sur banc se sont déclenchés en plusieurs étapes. Le glissement de la dalle frontale du rond-point s'est déclenché entre 1938 et 1968 en érodant le bord est de la dalle, puis entre 2003 et 2018 en érodant entièrement la dalle résiduelle (Figure 3.37-A, B, E et F : observations 1 et 2). Le glissement rocheux banc sur banc du rond-point présente deux compartiments actifs. Le compartiment ouest (Figure 3.37-C, D, E et F : observation 3) glisse et provoque le recul du sommet de falaise en deux étapes entre 1977 et 1992 puis entre 1992 et 2003. Entre 2003 et 2018, le glissement se poursuit dans le versant sans affecter le sommet de falaise. Le compartiment est (Figure 3.37-D, E et F : observation 4) glisse dans le versant sans recul du sommet de falaise entre 1992 et 2003 puis entre 2008 et 2018.

D'une façon générale, sur un même profil de falaise, aucune récurrence de recul du sommet de falaise n'a été observé en 80 ans d'observation. On peut donc estimer que la période de retour du recul sommital par glissement rocheux banc sur banc (sur une surface de rupture) estimée par Prémaillon et al. (2021) de 65 à 130 ans est sous-estimée. Compte-tenu de nos observations, la période de retour de tout type d'instabilité induisant le recul du sommet de falaise de Socoa est au moins supérieure à 80 ans. Partant de ce constat, et de nos résultats précédents (quantifications des volumes et des épaisseurs des matériaux érodables) nous allons chercher à estimer ce que pourrait être cette période de retour.

4.5. Vers une réévaluation de la période de retour du recul de la falaise de Socoa : contribution des types d'instabilités gravitaires et des facteurs de prédisposition

La période de retour du recul de la falaise de Socoa peut être estimée pour les glissements rocheux banc sur banc sur surface de rupture unique (5 phénomènes sur 7 observés Figure 3.35).

Prémaillon et al. (2021) estiment qu'une dalle de 0,5 à 1 m d'épaisseur qui s'érode en moyenne à $0,007 \text{ m.an}^{-1}$ et induit le recul du sommet de falaise tous les 65 à 130 ans. Cependant, cette estimation ne tient pas compte des variations d'épaisseurs de matériaux érodés selon les secteurs (couple d'épaisseur de concavité et convexité) et la vitesse de recul caractérise des chutes de blocs et non des glissements rocheux banc sur banc.

Nous allons donc réévaluer la période de retour de ces phénomènes en fonction de la répartition spatiale des épaisseurs et de la vitesse de recul quantifiée pour les glissements rocheux banc sur banc. Pour cela, la vitesse de recul sera calculée à partir des volumes érodés par glissement rocheux banc sur banc en les normalisant sur la surface de falaise et sur la période d'analyse, à l'instar de la méthode utilisée par Prémaillon et al. (2021) :

$$\text{Vitesse de recul (m.an}^{-1}\text{)} = \frac{\text{Volumes érodés (m}^3\text{)}}{\text{Surface totale de falaise (m}^2\text{)}} \times \text{durée d'analyse (années)} \quad (\text{Eq 8})$$

Les épaisseurs de matériaux érodés par glissement rocheux banc sur banc sur surface de rupture unique sont quantifiées et spatialisées à partir de la cartographie des concavités et convexités (§1.2.2).

Enfin, la période de retour est estimée par le produit suivant :

$$\text{Période de retour (an)} = \frac{1}{\text{vitesse de recul (m.an}^{-1}\text{)}} \times \text{épaisseur des matériaux (m)} \quad (\text{Eq 9})$$

4.5.1. Résultats

Un volume de 2 070 m³ a été érodé par glissements rocheux banc sur banc, sur une surface totale de falaise de 58 500 m² et en 1 209j. Ainsi, entre 2019 et 2022, les glissements rocheux banc sur banc représentent une vitesse de recul normalisée de 0,012 m.an⁻¹.

Les épaisseurs de concavités varient de 0,5 à 5 m et les épaisseurs de convexités varient de 0,5 à 1 m. De ce fait, l’épaisseur du couple de concavité-convexité érodée par glissement rocheux banc sur banc est comprise entre 1 et 6 m.

Avec une vitesse de 0,012 m.an⁻¹ il faut de 86 à 520 ans pour éroder entre 1 et 6 m de roche. Deux classes d’épaisseurs de concavités sont juxtaposées géographiquement (voir §1.2.2 : peu épaisses (0,5 à 2 m) et épaisses (2 à 5 m). Ainsi les couples de concavité-convexité représentent 1 à 2,5 m d’épaisseur pour les moins épais, et 2,5 à 6 m pour les plus épais (sectorisés en rouge et bleu sur la Figure 3.38). La période de retour pour l’érosion de 2,5 m d’épaisseur est estimée à 215 ans. Sur la Figure 3.38, les secteurs en rouge correspondent aux temps de retour les plus courts : entre 86 et 215 ans ; les secteurs bleus correspondent aux temps de retour les plus longs : entre 215 et 520 ans.

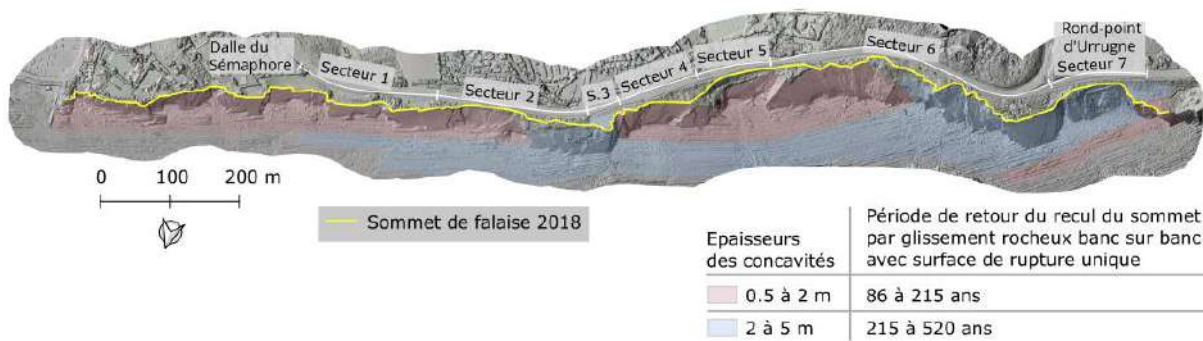


Figure 3.38 : Répartition spatiale de la période de retour estimée par glissement rocheux banc sur banc avec surface de glissement unique, en fonction des épaisseurs de concavités, pour une vitesse de recul normalisée de 0,012 m.an⁻¹. MNS ombré et orthophotographie 2022 par l'Avion Jaune.

4.5.2. Discussion

Les estimations de période de retour du recul du sommet de falaise sont plus larges que celles évaluées par Prémaillon et al (2021). Elles reposent sur la réévaluation : (1) de la vitesse de recul des glissements rocheux banc sur banc, (2) des épaisseurs géomorphologiques érodées par glissement rocheux banc sur banc avec surface de rupture unique.

La vitesse de recul que nous avons estimée est 1,6 fois supérieure à la moyenne estimée par Prémaillon et al (2021) : 0,012 m.an⁻¹ contre 0,0075 m.an⁻¹. Cela s’explique par l’absence de déclenchement de glissement rocheux banc sur banc au cours du suivi réalisé entre 2011 et 2017 (Prémaillon et al., 2021). La vitesse que nous avons estimée est 2,5 fois inférieure que celle évaluée par Martins et al. (2021) à 0,03 m.an⁻¹ sur la période pluridécennale par photo-interprétation.

Les épaisseurs de matériaux érodés par ce type d’instabilité varient dans l’espace, selon deux classes sectorisées : les épaisseurs de couples de concavités-convexités comprises entre 1 et 2,5 m et entre 2,5 et 6 m. Pourtant Prémaillon et al (2021) ont estimé cette épaisseur de 0,5 à 1 m. Cette différence s’explique par l’emprise spatiale des sites d’étude : celui évalué par Prémaillon et al (2021) correspond au tiers ENE de notre site d’étude, entre le port de Socoa et le secteur 2, où les épaisseurs que nous avons caractérisées sont relativement faibles.

La réévaluation que nous proposons pourrait être améliorée en matière de répartition spatiale : les classes d’épaisseur de matériaux érodables pourraient être plus détaillées, à l’aide d’une approche

quantifiée automatisée, appliquée à des données lidar. L'objectif serait de quantifier les épaisseurs des concavités et des convexités à partir de la géomorphologie du platier, puis projetées sur la falaise, étant donné que le flysch est isopaque (Mathey, 1986). Pour cela, un indice de rugosité doit être recherché pour caractériser ces variations d'épaisseur (Gadelmawla et al., 2002).

5. Conclusion du chapitre 3

L'objectif de ce chapitre était d'identifier les facteurs contributifs aux types d'instabilités gravitaires et aux vitesses de recul du sommet des falaises de flyschs résistants.

Cette falaise était déjà connue pour son irrégularité géomorphologique à l'échelle plurimétrique en termes de présence de cavités orthogonales au plan de stratification et de concavités parallèles au plan de stratification (Prémaillon et al., 2021). Nous avons mis en évidence que les cavités sont contrôlées majoritairement par des failles transversales (§3.3) et secondairement par des failles diagonales ou longitudinales au plan de stratification (§3.3). Les concavités et convexités parallèles au plan de stratification sont contrôlées par l'épaisseur et la résistance des termes, qui sont corrélées à la granulométrie et au faciès de flysch D (§2.1.3).

Ces irrégularités géomorphologiques contribuent au sous-cavage de la falaise et à son érosion selon un cycle impliquant trois phénomènes érosifs successifs : l'extraction de blocs, la chute de blocs et le glissement rocheux banc sur banc, responsable du recul du sommet de la falaise (Prémaillon et al., 2021). Nous proposons de préciser ce modèle conceptuel sur la Figure 3.39, au fil de nos constats.

L'extraction de blocs (Figure 3.39-T1) et les chutes de blocs (Figure 3.39-T2) sont rendues possibles par les diaclases issues de l'altération mécanique, qui fracturent les termes de flysch en blocs de dimensions de 10^{-9} à 10^{-2} m³ (§2.2.2). En pied de versant, la mer peut extraire des blocs si des diaclases traversent le banc affleurant, ce qui favorise la formation de cavités. L'extraction de blocs peut également contribuer au glissement rocheux banc sur banc de la dalle sus-jacente (Figure 3.39-T3 et T4) tel qu'observé à Urrugne (Figure 3.9-B). Les glissements rocheux banc sur banc peuvent présenter une ou plusieurs surfaces de rupture parallèles, contrôlées par les plans de stratification (§1.3.2.1) (Figure 3.39-T4).

Les glissements rocheux banc sur banc avec une seule surface de rupture sont les phénomènes induisant le recul sommital qui sont les plus observés, avec 5 sur 7 reculs sommitaux (§4.3.2). Leur surface de rupture est contrôlée par le plan de stratification (Figure 3.39-T4). La magnitude de leur recul sommital varie de 1 à 7 m (§4.3.2) et est contrôlée par l'épaisseur du couple de concavité et convexité des matériaux érodés par le glissement (Prémaillon et al., 2021). Cette épaisseur varie de 1 à 6 m, que nous avons sectorisée par une première approche, avec deux classes (1-2,5 m et 2,5-6 m, §1.2.2 et §4.5).

Le volume érodé par glissement rocheux banc sur banc a été quantifié à 2 070 m³ à partir de différentiels de MNS issus de données lidar entre 2019 et 2022 (§4.2.1). La normalisation de ces volumes érodés sur la période et la surface de la falaise a permis d'évaluer leur vitesse de recul à 0,012 m.an⁻¹ (§4.5). Ainsi, la période de retour du recul sommital par glissement rocheux banc sur banc a été réévaluée selon cette vitesse de recul et les classes d'épaisseurs de bancs érodables, entre 86 et 520 ans (§4.5).

La quantification du recul sommital et de sa période de retour s'est concentrée sur le phénomène impliqué le plus fréquent : le glissement rocheux banc sur banc ayant une seule surface de rupture. Les glissements rocheux banc sur banc sur plusieurs surfaces de rupture et les glissements rocheux en dièdre sont rares et nécessitent de poursuivre le suivi d'évènements déclenchés afin d'en évaluer la magnitude et la période de retour. La présence d'un glissement de matériaux fins à l'ENE du site est un

phénomène isolé et contrôlé par un degré d'altération élevé, corrélé à l'intersection de failles, favorisant la circulation d'eau météorique (§2.2.3 et §4.3.1).

Ainsi, le cycle d'érosion Figure 3.39, détaille les étapes conceptualisées par Prémaillon et al. (2021) :

- La « nucléation » en T1, par l'extraction de blocs dans la dalle affleurante résistante (en blanc), favorisée par les diaclases liées à l'altération mécanique (Whipple et al., 2000). Ces diaclases s'ouvrent et isolent des blocs du massif sous l'action marine (impacts de blocs, pression hydraulique), jusqu'à les extraire (Whipple et al., 2000).
En sommet de versant, l'altération chimique contribue à la réduction de résistance des matériaux par dissolution des calcaires et par humectation-dessiccation (Peter-Borie, 2008) ;
- Le « développement » en T2, s'opère par chute de blocs, favorisée par des diaclases. La part contributive des facteurs déclenchants n'est pas connue mais la pluviométrie et les variations thermiques journalières favorisent la déformation des matériaux argileux (Kumari et al., 2021; Levy et al., 2024). Ceci induit l'ouverture de cavités dans la dalle résistante (en blanc) et dans la dalle peu résistante (en gris), sous-jacente ;
- La « crise » en T3 puis T4, induit le recul du sommet de falaise par un glissement rocheux banc sur banc que nous avons illustré par sa géométrie la plus fréquente : avec une surface de rupture unique. Dans notre exemple ce déclenchement succède à une extraction de bloc en T3, liée à l'action marine, mais peut également être dissociée de ce facteur déclenchant, si la dalle est en porte-à-faux (Figure 3.8-A). Dans ces cas, les forces de résistance au cisaillement diminuent face à la gravité et la rupture de la dalle peu résistante (en gris) déclenche le glissement de la dalle résistante sus-jacente (en blanc).
Les matériaux en pied de versant seront démantelés par l'action marine avant de démarrer un nouveau cycle.

La magnitude de recul sommital et les relations entre facteurs et types d'instabilités gravitaires sont-elles similaires sur une falaise de flysch d'un autre faciès ? Le prochain chapitre s'attache à explorer la dynamique de la falaise de Bidart dont le faciès de flysch G, est caractéristique du fond du bassin sédimentaire, constitué essentiellement d'hémipélagites (Razin, 1989) ; c'est cette même lithologie qui à Socoa sert de surface de rupture aux glissements rocheux banc sur banc. On s'attend donc à ce que cette lithologie argileuse, peu résistante (§2.1.3) et favorable à l'altération (§2.2.3) soit un facteur de prédisposition aux types d'instabilités gravitaires du site de Bidart.

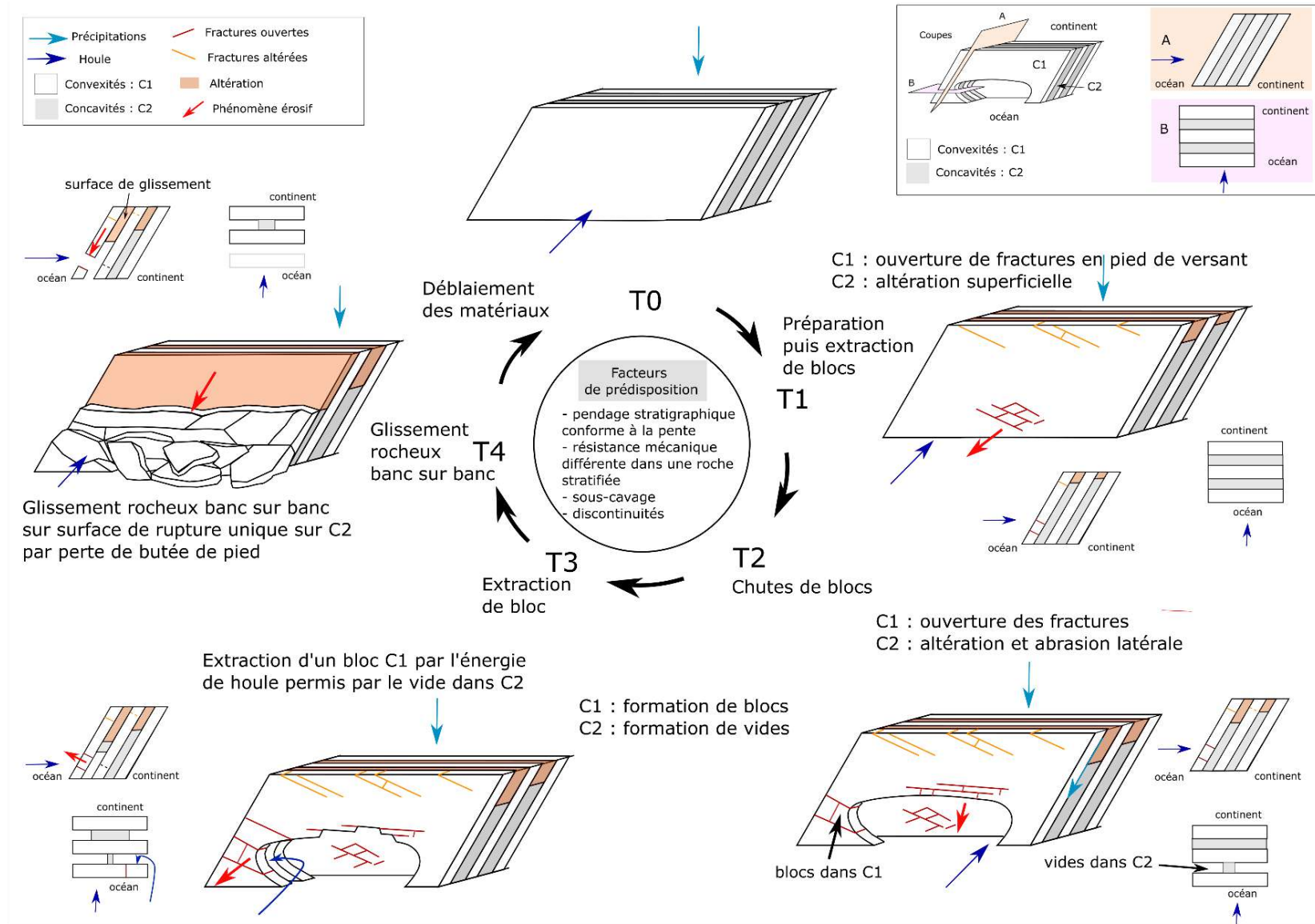


Figure 3.39 : Schéma conceptuel du recul de la falaise de Socoa par glissement rocheux banc sur banc sur une surface de rupture unique, en 5 temps notés T (modifié à partir du modèle de Prémaillon et al., 2021). Les dalles résistantes convexes C1 sont représentées en blanc et les dalles peu résistantes concaves C2 sont représentées en gris. Les fractures sont représentées en rouge et l'altération en orange. Le cycle proposé décrit pour chaque temps l'état du massif en bloc 3D et en coupes verticale A et horizontale B.

Chapitre 4 : Erosion d'une falaise de flysch peu résistante, Bidart

Ce chapitre 4 s'inscrit dans la démarche comparative de dynamiques érosives de deux falaises constituées de flyschs de différents faciès. Il a pour objectif d'affiner les connaissances de la dynamique érosive d'une falaise qualifiée de « peu résistante » telle que celle de Bidart (Genna et al., 2004a).

Le sommet de la falaise de Bidart recule à une vitesse moyenne parmi les plus élevées de la côte basque française soit $0,15 \text{ m.an}^{-1}$ entre 1938 et 2018 (Martins et al., 2021). Au-delà de l'intérêt scientifique pour l'analyse de l'érosion d'un flysch peu résistant, ce secteur fait l'objet d'une attention particulière compte-tenu d'enjeux situés à proximité du sommet de la falaise. En effet, une habitation et une route communale sont situées respectivement à 15 et 8 m de distance du sommet de falaise (Figure 4.1). Cette falaise s'érode majoritairement par glissements-coulées, glissements de matériaux fins et glissements de matériaux mixtes (Chapitre 2 :5.3). Elle est constituée en majorité d'un flysch de faciès G, constitué, d'argiles de décantation sédimentées dans la plaine abyssale : les « marnes de Bidart », et d'une couverture altéritique et alluvionnaire (Razin, 1989).

Ce chapitre vise à préciser les types d'instabilités gravitaires à l'échelle locale, puis à caractériser les facteurs de prédisposition favorables à leur déclenchement (géologiques et géomorphologiques). Il permettra de quantifier les volumes érodés et le recul du sommet de falaise par type de phénomène, ainsi que leur temps de retour. L'objectif est d'établir des relations entre les facteurs, les phénomènes et les magnitudes (vitesses de recul et volumes) érodées afin d'appréhender la dynamique de recul de cette falaise.

Ainsi, après avoir présenté la géomorphologie de la falaise de Bidart (§1), nous caractériserons ses facteurs géologiques (§2). Dans un troisième temps (§3), l'inventaire des types d'instabilités gravitaires sera détaillé localement puis les volumes érodés entre 2019 et 2022 et leurs vitesses de recul associées seront quantifiées. Enfin, des relations seront établies entre les facteurs géologiques, les types d'instabilités gravitaires et leurs vitesses de recul, sous forme de schémas conceptuels.



1. La falaise de Bidart : un massif altéré et peu résistant en érosion

1.1. Généralités et constats

La falaise de Bidart est située au nord-est de la côte basque, à environ 9 km de Socoa (Figure 4.1). Elle s'étend sur 1 km de linéaire entre la plage du Centre et la baie d'Erretegia (Figure 4.1). Son linéaire côtier présente un versant orienté vers le NW à sur un axe N030°E et fait partie de l'orientation côtière d'axe N032°E présentée dans le Chapitre 2 :2.1. Ce linéaire est approximativement perpendiculaire à la direction de provenance de la houle dominante au large : N302°E (Pedreros et al., 2009). Cette falaise culmine à 72 m d'altitude. Elle présente des pentes de 22° à 84° avec une pente moyenne de 35°. Son versant est en partie végétalisé, excepté dans les secteurs d'érosion actifs en pied de versant et dans certains cas jusqu'à la tête de versant. Le pied de falaise est bordé par un platier de largeur pluridécamétrique dans la zone intertidale, qui est engraisé par des apports sableux (Figure 4.1).

Cette falaise est classée dans deux morphotypes de « roche peu résistante, avec altérites moyennement à fortement épaisses et alluvions » (Chapitre 2 :2.2.3), dont la structure est (Figure 4.1) :

- Conforme oblique pour le morphotype 2, de la plage du Centre jusqu'au sud de la villa Itxas Gaïna ;
- Déstructurée pour le morphotype 3, du sud de la villa Itxas Gaïna jusqu'à la baie d'Erretegia.

Elle présente des flyschs attribués au Crétacé, dont les plus anciens sont situés au SSW du site et les plus récents au NNE. Par-dessus ces formations géologiques déformées, des alluvions attribuées au Mio-Plio-Quaternaire reposent en discordance stratigraphique.

Bien que cette falaise s'étende sur seulement 1 km de linéaire, elle présente des variations géomorphologiques notables.

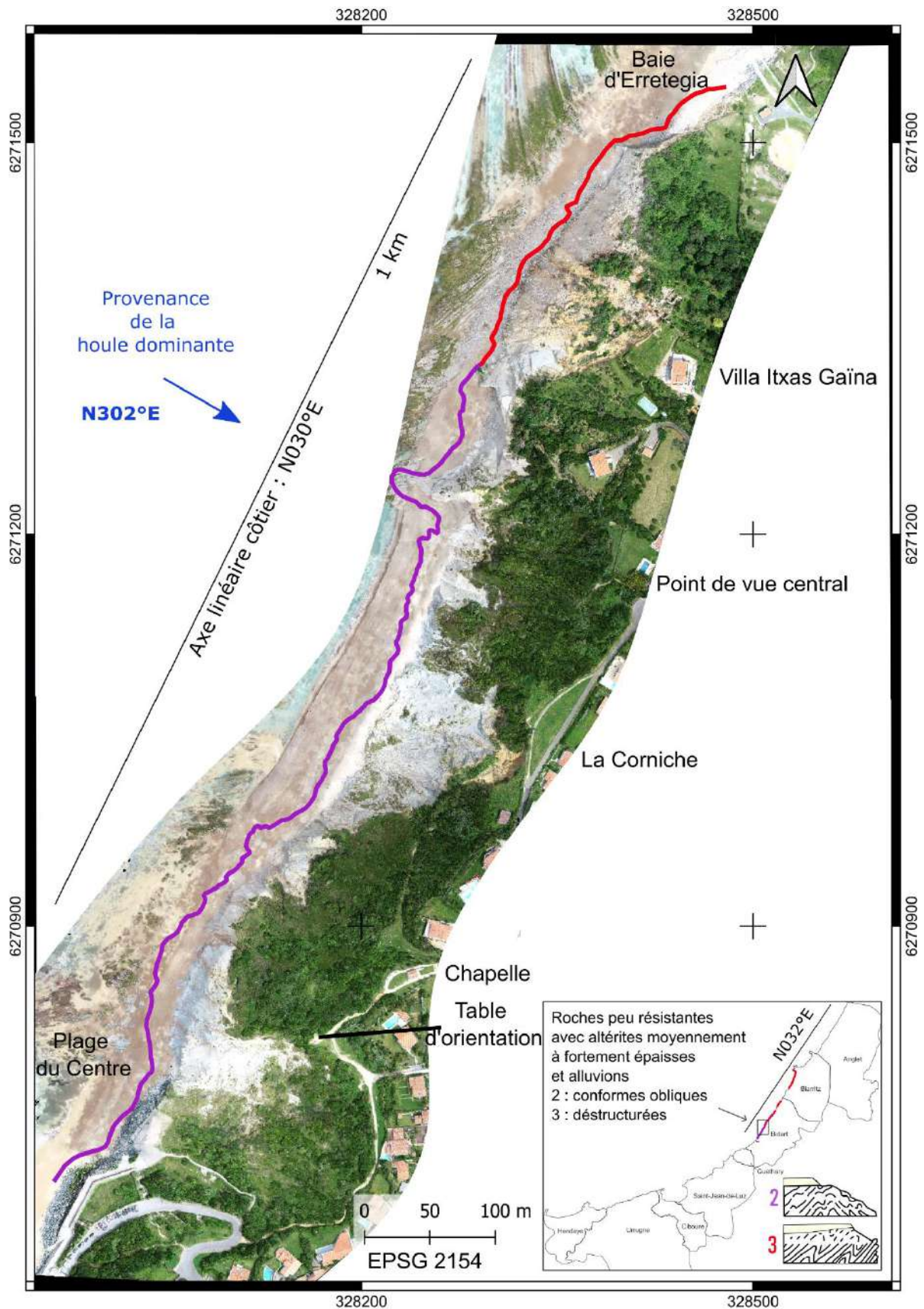


Figure 4.1 : Localisation de la falaise de Bidart et des morphotypes 2 et 3 associés. L'axe d'orientation du linéaire côtier du site vers le NW est indiqué aux échelles régionale et locale. La direction de houle dominante indiquée est caractérisée au large (Pedreros et al., 2009) (Orthophotographie du 19 juin 2020, l'Avion Jaune).

1.2. Une morphologie particulière

Sur la Figure 4.2, on observe que le site de Bidart présente des morphologies différentes en termes de profils de pente, de linéaire du pied de falaise et de secteurs en érosion, selon quatre types de secteurs différents (délimités en blanc sur la Figure 4.2) : (1) le secteur Nord, ou d'Erretegia, (2) les secteurs du point de vue central (ou secteur central) et de la chapelle, (3) le secteur de la Corniche et (4) le secteur de la plage du Centre. Ces secteurs et ces coupes serviront de références au cours de ce chapitre.

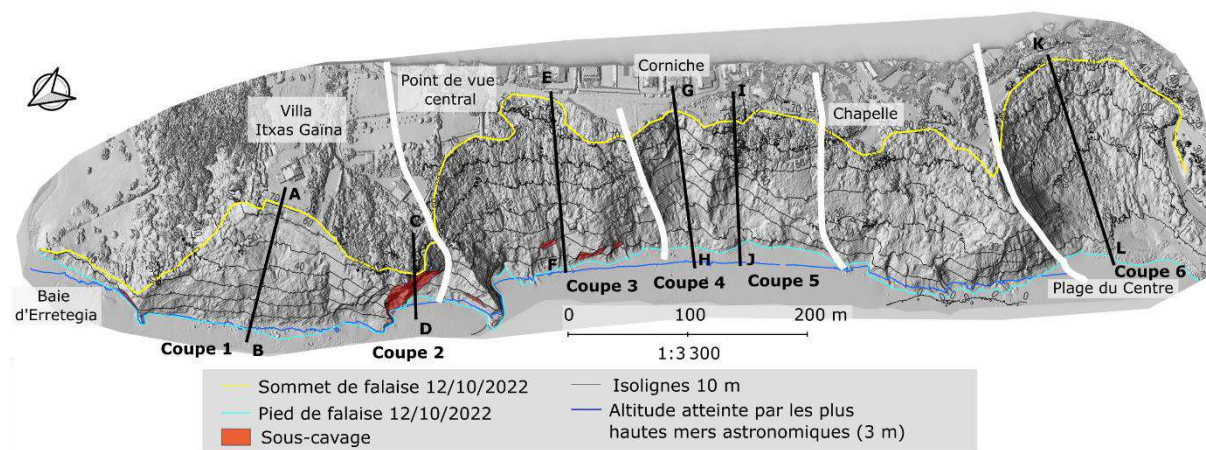


Figure 4.2 : Carte topographique indiquant le sommet et le pied de falaise, scindée en secteurs (linéaires blancs) en fonction des morphologies des profils topographiques (coupes) et de l'érosion constatée. MNS issu de nuages de points lidar par l'Avion Jaune (octobre 2022).

Le secteur Nord est caractérisé par une activité érosive quasiment sur toute la hauteur de versant, du pied jusqu'à 74 m (Figure 4.3). Les profils de pente sont verticaux ou convexes (Figure 4.3-B et C). Du sous-cavage est présent au niveau du profil C-D (Figure 4.2 en rouge). D'après nos observations de terrain, des blocs sont présents au pied du profil vertical et le long du profil convexe, témoignant d'une instabilité gravitaire récemment active (Figure 4.3-B). Le pied de falaise de ce secteur forme une avancée vers l'océan (Figure 4.2).

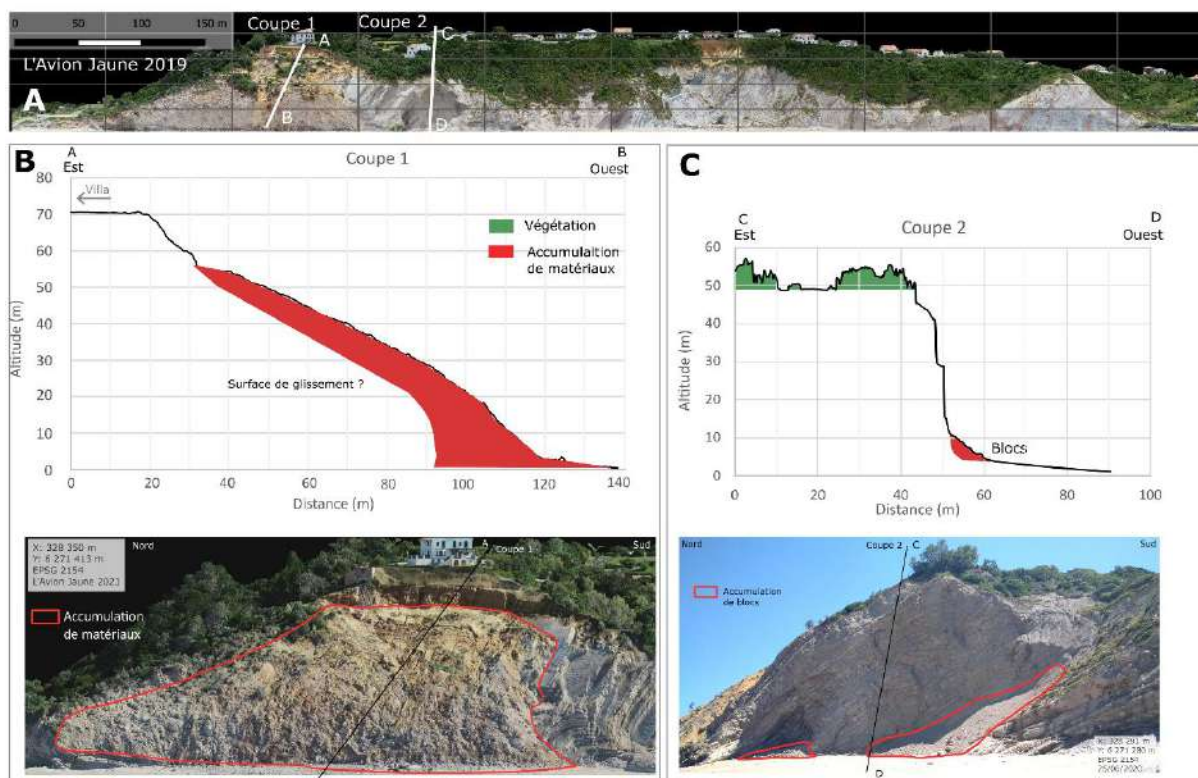


Figure 4.3 : A : Localisation des coupes 1 et 2 du secteur Nord. B : Coupe 1 de profil convexe et blocs dans le versant. C : Coupe 2 de profil vertical et blocs en pied.

Les secteurs central et de la chapelle présentent un profil de pente similaire, de forme concavo-convexe (du sommet au pied) (Figure 4.4-A et B). Entre le sommet à 74 m et jusqu'à 20 m d'altitude, le profil est concave et couvert de végétation. Du pied de falaise à 20 m d'altitude, le profil est convexe et la roche est affleurante, témoignant d'une activité érosive avec des blocs accumulés le long et au pied du versant (Figure 4.4-B). Le pied de falaise forme un léger rentrant vers le continent au droit du point de vue central, tandis qu'il forme une avancée au droit du secteur de la chapelle (Figure 4.2).

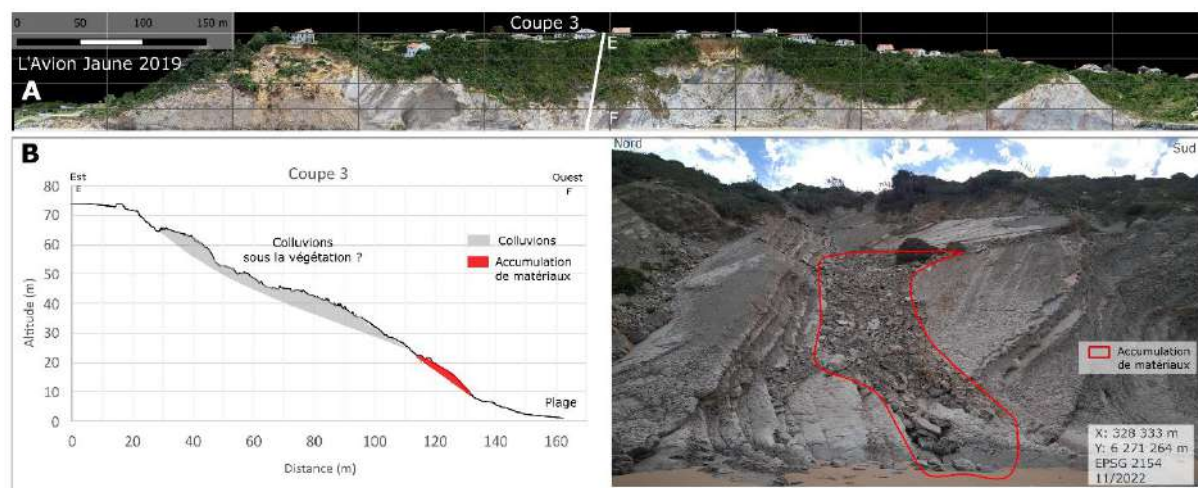


Figure 4.4 : A : Localisation de la coupe 3 sur secteur du point de vue central. B : Coupe 3 de profil concavo-convexe et blocs en partie basse de versant.

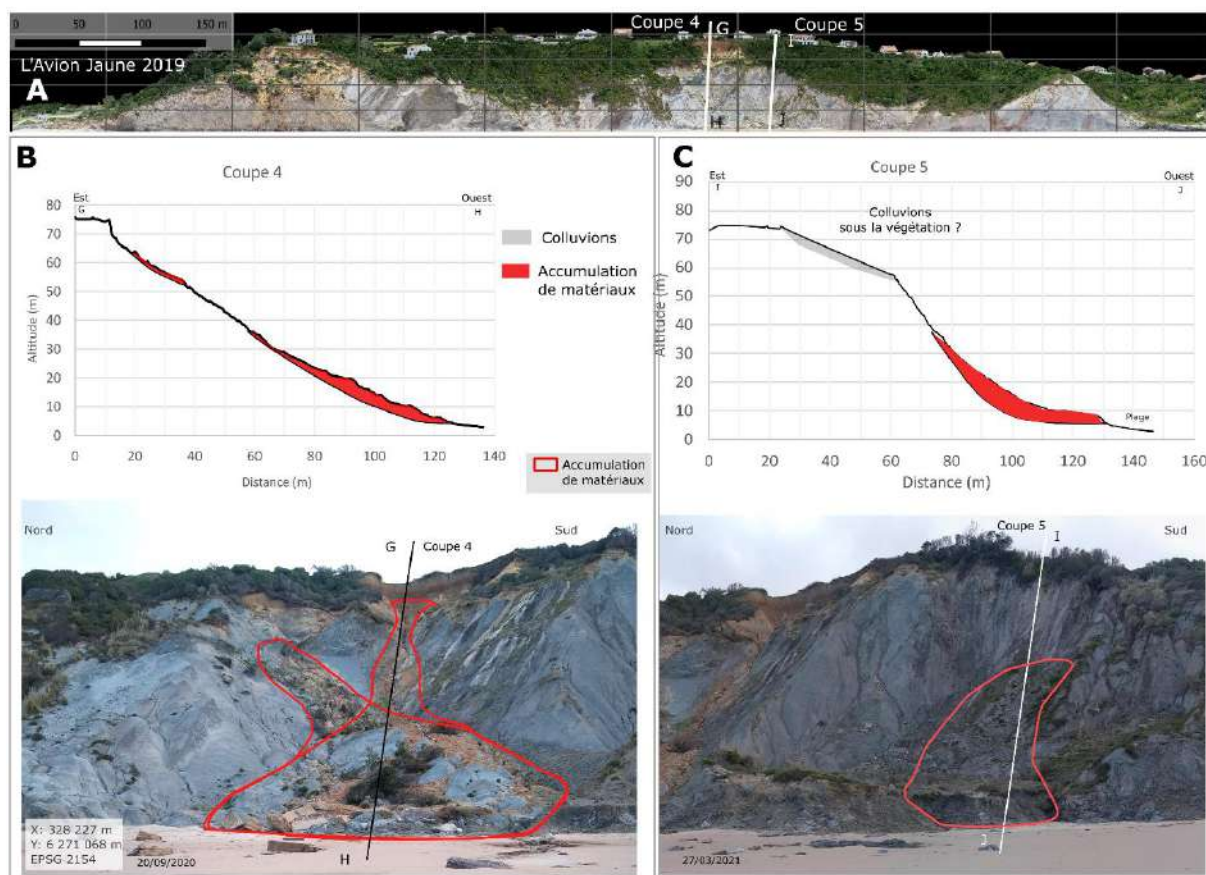


Figure 4.5 : A : Localisation des coupes 4 et 5 du secteur de la Corniche. B : Coupe 4 de profil concave et matériaux érodés dans le versant jusqu'au pied. C : Coupe 5 de profil convexo-concave avec matériaux dans le versant jusqu'au pied.

Le secteur de la Corniche présente deux profils de pente : le profil 4 est concave et le profil 5 est convexe puis concave du sommet au pied de falaise (Figure 4.5-B et C). Pour le profil de coupe 5, la partie supérieure de versant, convexe, correspond à des dépôts colluvionnés couverts de végétation. Sur ces deux profils, la forme concave est caractérisée par de la roche nue, marqueur d'une activité érosive récente. L'altitude de l'escarpement de ces formes concaves varie dans le versant : sur les deux coupes, entre 55 et 74 m (Figure 4.5-B et C). Les matériaux érodés se sont propagés le long d'un thalweg, formant un cône évasé en pied de versant (Figure 4.5-B et C). Bien que des matériaux s'accumulent en pied de falaise, le linéaire du pied forme un retrait vers le continent (Figure 4.2).

Le secteur de la plage du Centre est caractérisé par un profil concave du sommet au pied de falaise (Figure 4.6). Ce secteur forme une dépression topographique dont le thalweg s'évacue vers l'Océan. La pente est couverte de végétation et des bourrelets sont présents en bas de pente. Le pied de versant forme un retrait vers le continent, ce qui laisse supposer que les matériaux sont peu résistants.

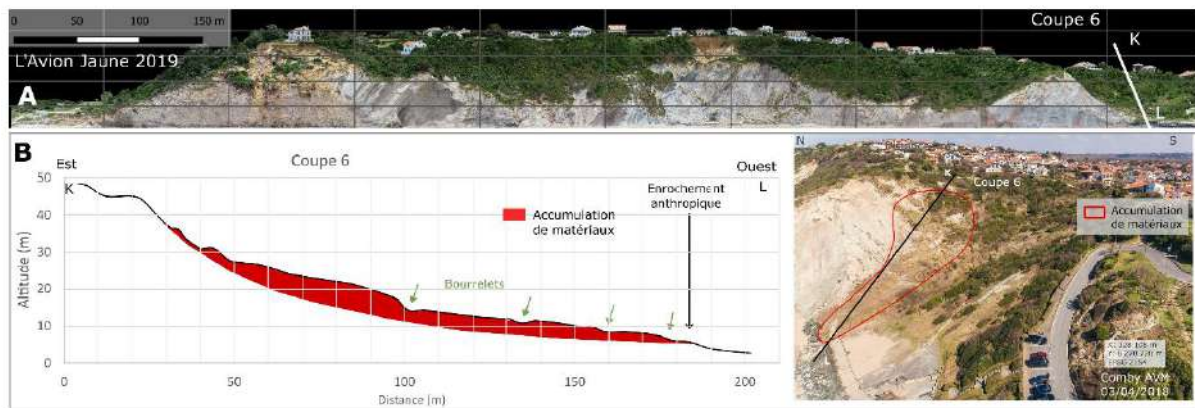


Figure 4.6 : A : Localisation de la coupe 6 au secteur de la plage du Centre. B : Coupe 6 de profil concave et matériaux érodés couverts de végétation.

Ainsi, sur seulement 1 km de distance, cette falaise présente des formes différentes qui peuvent être sectorisées. Les témoins d'activité érosive ne sont pas répartis uniformément, ni sur le linéaire, ni sur la hauteur de falaise. Emery et Kuhn (1982) proposent que les variations de formes d'un profil de pente puissent être attribuées aux variations de résistance dans la falaise. Ainsi, afin de savoir quels facteurs contrôlent la morphologie et l'activité érosive de la falaise de Bidart, il est nécessaire de connaître la géologie de ce site.

2. Une histoire géologique mouvementée

L'objet de cette section est de caractériser les facteurs géologiques (lithologie, structures, altération) qui pourraient exercer une influence sur les variations morphologiques de la falaise de Bidart.

Cette falaise est constituée: (1) d'un substratum¹⁶ de flyschs sains basculés, (2) d'altérites dans ces flyschs et (3) d'alluvions allochtones déposées en discordance angulaire sur le substratum érodé (Figure 4.7-A) (Razin, 1989). Compte-tenu de l'histoire géologique complexe de ce massif, les facteurs géologiques seront présentés selon leur caractère anté ou post-tectonique. Dans un premier temps, nous caractériserons le substratum de flyschs sains, leurs résistances, ainsi que leurs déformations tectoniques. Dans un second temps, les dépôts alluvionnaires puis les altérites seront décrites et cartographiées.

¹⁶ « Substratum » au sens d'ensemble géologique de référence pour nos observations. Il est considéré comme l'autochtone relatif de ce site.

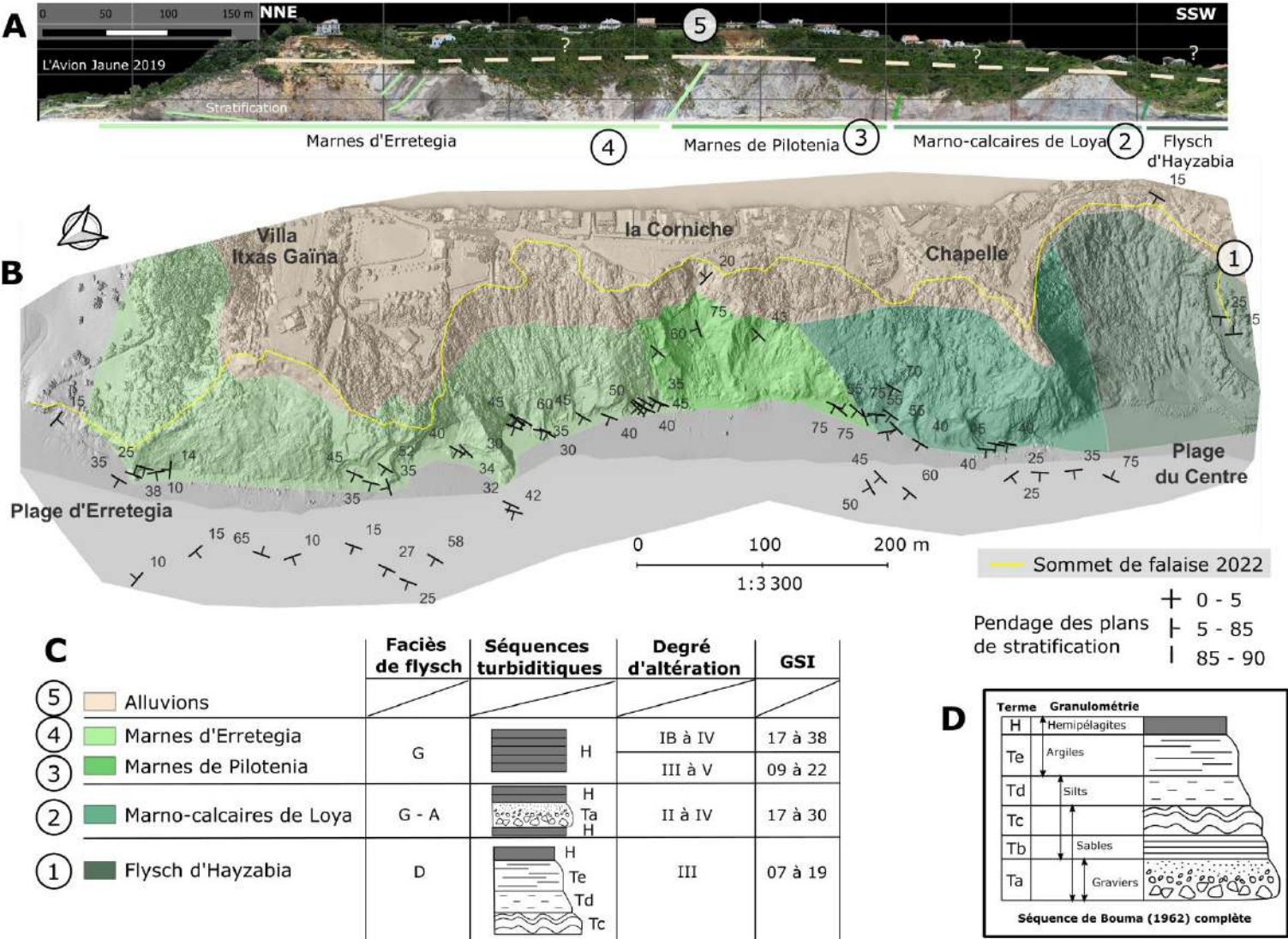


Figure 4.7 : Ensembles lithologiques observés sur la falaise de Bidart. A : Projection en élévation. B : Carte en projection planimétrique et mesures des plans de stratigraphie. C : Faciès de flysch (Razin, 1989 ; d’après la classification de Mutti et Ricci Lucchi, 1975), termes turbiditiques (Bouma, 1962), degré d’altération et indice de résistance géologique. D : Rappel des termes de Bouma (1962). Orthophotographie (2019) et MNS ombré (2022) de l’Avion Jaune.

2.1. Le substratum de la falaise de Bidart : des flyschs variés et déformés sur un court linéaire

2.1.1. Le substratum de Bidart : des faciès de flyschs différents

D'après la carte géologique, le substratum de Bidart est constitué, du sud au nord (Razin, 1989; Genna et al., 2004b) : du flysch d'Hayzabia, des marno-calcaires de Loya et du flysch d'Hayzabia. Néanmoins, à l'échelle du site de subtiles différences peuvent être constatées, notamment dans les marnes de Bidart, qui sont difficiles à observer à l'échelle régionale à partir de photographies aériennes. Une attention particulière a donc été nécessaire pour réaliser cette description géologique détaillée.

Des observations de terrain ont permis de décrire à dire d'expert, la granulométrie des bancs, d'identifier les termes des flyschs ; ensuite, la cartographie des unités a été retranscrite sur SIG. Ces descriptions suivent l'ordre chronologique de sédimentation, du plus ancien (SSW du site) au plus récent (NNE du site).

2.1.1.1. Le flysch d'Hayzabia : un faciès D caractéristique du pied du lobe turbiditique

Le flysch d'Hayzabia (Santonien – Campanien) est présent sur un linéaire d'environ 150 m au SSW du site, au niveau de la plage du Centre (Figure 4.7). Il est constitué d'alternances de bancs marneux de calcarénites. Les bancs marneux sont érodés par les agents externes et présentent des rentrants concaves. Les bancs de calcarénites plus résistants forment des saillants convexes, d'épaisseur centimétrique à décimétrique (Figure 4.8). Les bancs marneux correspondent aux hémipélagites (terme H). Les bancs de calcarénites à siltites correspondent aux termes Td et Te (Bouma, 1962). Ces termes turbiditiques de granulométrie fine d'argiles à calcarénites (moins de 0,004 mm à 2 mm de diamètre) sont typiques d'un flysch de faciès D, caractéristique d'un pied de lobe turbiditique (Mutti et Ricci Lucchi, 1972; Razin, 1989, Chapitre 1 :3.1).

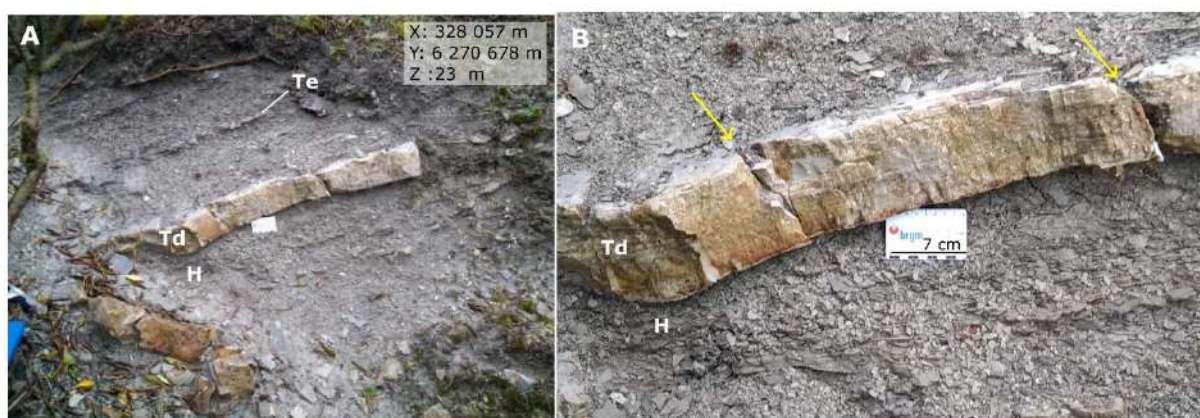


Figure 4.8 : A : Affleurement du flysch d'Hayzabia et termes turbiditiques correspondants. B : Les diaclases sont indiquées par des flèches jaunes.

2.1.1.2. Les marno-calcaires de Loya : des faciès G et A caractéristiques de la plaine abyssale et du talus

Les marno-calcaires de Loya (Campanien) se sont déposés sur le flysch d'Hayzabia et affleurent au secteur de la chapelle (Figure 4.7). Ils sont présents sur environ 200 m de linéaire, soit environ 140 m d'épaisseur compte-tenu du pendage. Ils sont constitués en majorité de bancs marno-calcaires entre lesquels de rares niveaux bréchiques sont intercalés (Razin, 1989) ; deux bancs de brèches ont été observés à la base de la formation (Figure 4.9-A et C).

Les grains des marno-calcaires ne sont pas distinguables à l'œil nu (Figure 4.9-B). Il s'agit d'hémipélagites de décantation à dominante calcaire (Razin, 1989). Ces dépôts sont typiques du fond

du bassin en l'absence d'évènement turbiditique et sont classés en faciès G (Mutti et Ricci Lucchi, 1972; Razin, 1989).

Les brèches détritiques présentent une épaisseur pluridécimétrique (Figure 4.9-C). Elles sont constituées de blocs centimétriques subanguleux à arrondis de calcaires, de schistes, de quartzites et d'argilites, entourés d'une matrice argileuse (Razin, 1989, Figure 4.9-D). Ces brèches constituent un dépôt turbiditique de granulométrie grossière : le terme Ta (Razin, 1989).

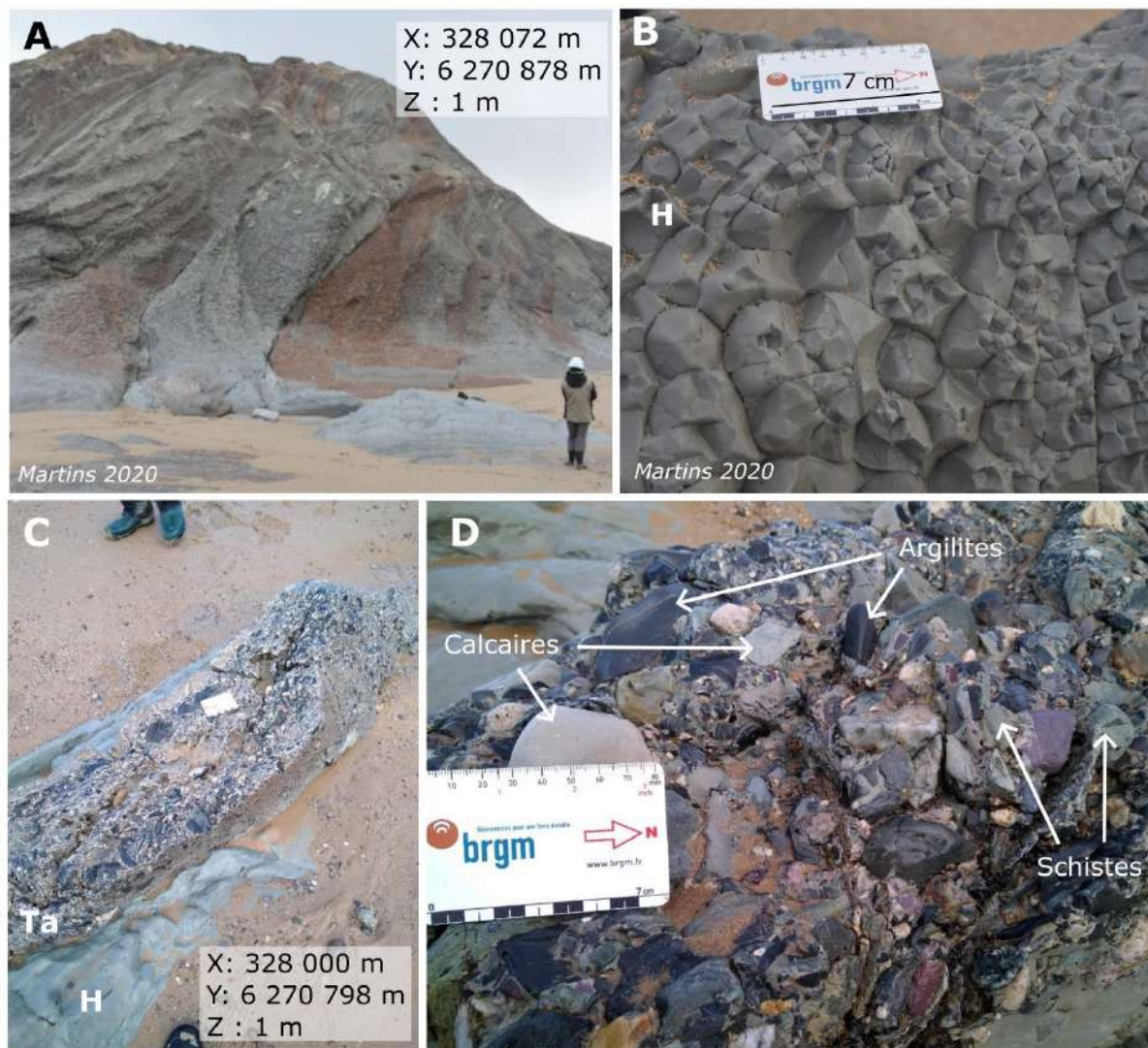


Figure 4.9 : A : Marno-calcaires de Loya constituées en majorité d'hémipélagites. B : Fracturations d'ordre centimétrique des hémipélagites. C : Rares débris Ta (C et D). D : Brèches constituées d'éléments attribués au paléozoïque (schistes, argilites) et issus de la plate-forme carbonatée.

2.1.1.3. Les « marnes de Bidart » : un faciès G typique de la plaine abyssale

Au nord des marno-calcaires de Loya, entre le secteur de la Corniche et la baie d'Erretega, les « marnes de Bidart » (Campanien – Maastrichtien) sont présentes sur environ 600 m de linéaire (Figure 4.7). Elles sont décrites en tant qu'alternances marno-calcaires plus ou moins argileuses, constituées d'hémipélagites de décantation (Mathey, 1986; Razin, 1989). Elles sont classées en faciès G, typique de la plaine abyssale (Mutti et Ricci Lucchi, 1972; Razin, 1989). Nous avons observé des différences géomorphologiques sectorisées qui nous ont conduit à distinguer deux ensembles différents dans les « marnes de Bidart » (Figure 4.10 et Figure 4.11).

Un ensemble inférieur appelé « marnes de Pilotenia » est situé entre la chapelle et la Corniche (Figure 4.10) sur 150 m de linéaire (soit environ 130 m d'épaisseur stratigraphique). Cette formation se présente sous forme de bancs dont les arêtes sont émoussées et le linéaire du pied de falaise est concave (Figure 4.10). La roche est constituée d'argiles à 60% (Mathey, 1986; Razin, 1989; Bouchet, 2023), parmi lesquelles des smectites, argiles gonflantes, dominant à 28%. L'hydratation et la dessiccation de ces argiles gonflantes implique un changement de leur volume et peut contribuer à fracturer la roche (Kumari et al., 2021). L'érosion différentielle entre les bancs est relativement peu marquée (Figure 4.10-A).

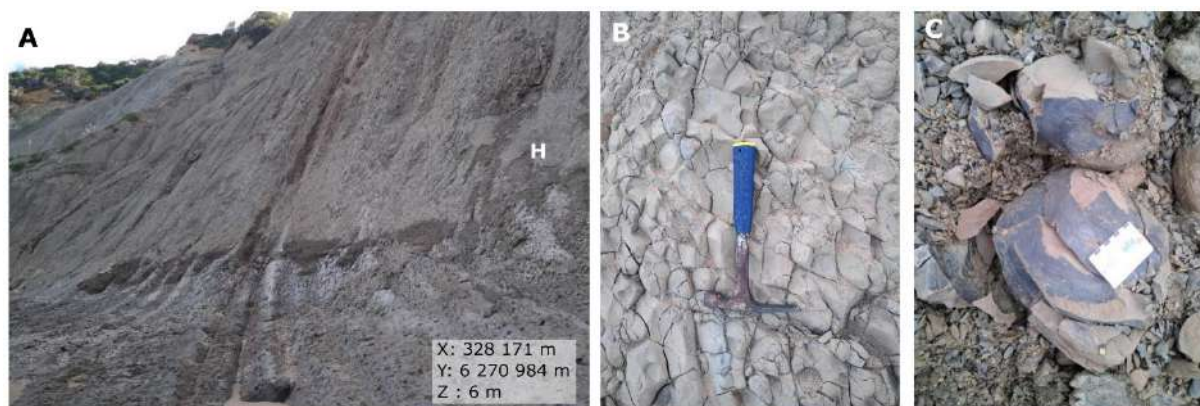


Figure 4.10 : Marnes de Pilotenia. A : Les arêtes de bancs sont émoussées. B : La distance de fracturation est d'ordre centimétrique. C : Des pelures d'oignons peuvent être présentes.

Un ensemble supérieur, appelé « marnes d'Erretega », situé entre la Corniche et la baie d'Erretega affleure sur 450 m linéaires (soit 170 m d'épaisseur, compte- tenu de son pendage) (Figure 4.11). Le linéaire de pied de falaise présente des convexités avec une érosion différentielle marquée. Cette formation se présente sous forme de bancs dont les arêtes sont anguleuses (Figure 4.11-A). Ils sont constitués d'unités marno-calcaires à dominante calcaire, dont les bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur alternent entre des bancs saillants et moins fracturés, présumés plus calcaires et des bancs rentrants et plus fracturés (Mathey, 1986; Razin, 1989) (Figure 4.11-B). Leur fréquence de fracturation sera abordée dans la partie altération mécanique (Figure 4.11-B).



Figure 4.11 : Marnes d'Erretega. A : les arêtes de banc sont anguleuses et saillantes. B : les hémipélagites alternent des bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur dont les diaclases fracturent des blocs de dimensions pluri-centimétrique à décimétrique.

2.1.2. Des flyschs fracturés

A Bidart, le substratum présente des plis et des failles hérités du charriage des flyschs en direction du NNW lors de la compression pyrénéenne (Razin, 1989).

Ainsi, l'objet de cette section est de caractériser la géométrie des structures : (1) des plans de stratification des flyschs et (2) des failles qui les découpent. Ces mesures réalisées sur le terrain et reportées sur un SIG sont notées en convention pendage/direction de pendage.

2.1.2.1. Structures des lithologies

La structure du substratum est caractérisée par trois tendances :

- Une stratigraphie intensément déformée par un réseau de failles, dans les flyschs d'Hayzabia, au niveau de la plage du centre (SSW du site) ;
- Deux orientations différentes du plan de stratification liées à la présence d'un pli synclinal, des marno-calcaires de Loya, des marnes de Pilotenia et des marnes d'Erretegia, localisées entre la chapelle et la baie d'Erretegia.

Au NNW du site, le pli synclinal déforme les marnes d'Erretegia et présente une charnière au droit de la villa Itxas Gaïna, dont l'axe d'azimut N310°E plonge d'environ 10°W, en direction de l'océan (Figure 4.12, Razin, 1989). Le flanc Nord du pli pend de 16° vers N279°E (WNW) et le flanc Sud pend de 35° vers N312°E (NW).



Figure 4.12 : Pli synclinal d'Erretegia sur une photographie de 2016 (ULMSB). Les plans de stratification sont visibles dans la falaise et dans le platier. Le flanc Nord est représenté en bleu. Le flanc Sud est représenté en rouge. Les mesures des deux flancs sont représentées en projection stéréographique en hémisphère inférieure.

Les plans de stratification moyens des marnes de Pilotenia et des marno-calcaires de Loya, situées au sud de ce pli présentent une tendance similaire à son flanc Sud (Figure 4.7-B) : respectivement de N302°E-62°N et de N304°E-44°N. Les orientations du plan de stratification au sud de la charnière de pli

dans les marnes d'Erretega, de Pilotenia et les marno-calcaires de Loya sont conformes avec l'orientation du versant de direction N300°E. Cette orientation fournira un mécanisme d'échappement en glissement banc-sur-banc lors de l'érosion de la falaise.

Au SSW du site, le flysch d'Hayzabia présente des plans de stratification disparates (N115°E-15°S et N305°E-25°N) à une dizaine de mètres d'intervalle (Figure 4.7). Ce secteur correspond au passage d'un réseau de failles sur environ 100 m de large abordé dans la section suivante (Razin, 1989). Ainsi, les déformations tectoniques induites par cette faille dans les flyschs d'Hayzabia peuvent expliquer les différences de pendage de cette formation.

2.1.2.2. Déformations cassantes du substratum

Sur le platier et la falaise de Bidart, 64 mesures de failles ont été relevées (Figure 4.13 et Figure 4.14). Elles semblent relever de 6 familles de plans (Tableau 4.1) ; elles sont numérotées en fonction de leur chronologie géologique (détaillée ci-après). Plusieurs tendances majeures sont observées :

- Des failles de pendage faible à modéré (30° à 42°) avec une direction de plongement vers le SE en jeu inverse (famille 1-L) ;
- Des failles de pendage faible à fort (25° à 75°) avec une direction de plongement vers le N en jeu normal (famille 2-T) ;
- Des failles de pendage fort (60° à 85°) avec des directions de plongement vers le NE et S (jusqu'à SSW) en jeu normal (familles 3-T et 4-T) ;
- Des failles de pendage modéré à fort (40° à 75°) avec un plongement en direction du NW, en jeu normal (famille 5-L). Elles sont coplanaires au plan de stratification moyen entre les marno-calcaires de Loya et les marnes d'Erretega au sud du pli synclinal ;
- Des failles de pendage modéré à fort (40°-70°) avec une direction de plongement vers l'W en jeu normal (famille 6-D).

Tableau 4.1 : Familles de failles sur le site de Bidart en fonction de leur orientation de plan.

Failles	Nombre d'observations	Plan moyen (dip direction / dip)	Plan orientation minimale	Plan orientation maximale	Orientation par rapport au linéaire côtier
Famille 1-L	3	N115°E-42°E	N080°E-30°E	N135°E-30°E	Longitudinale
Famille 2-T	17	N007°E-53°N	N350°E-25°N	N020°E-20°N	Transversale
Famille 3-T	8	N198°E-70°S	N180°E-85°S	N220°E-60°S	Transversale
Famille 4-T	4	N055°E-78°NE	N035°E-85°NE	N080°E-80°E	Transversale
Famille 5-L	21	N328°E-49°W	N315°E-40°W	N340°E-75°W	Longitudinale
Famille 6-D	11	N266°E-47°W	N230°E-41°W	N305°E-70°W	Diagonale
Total	64	-	-	-	-

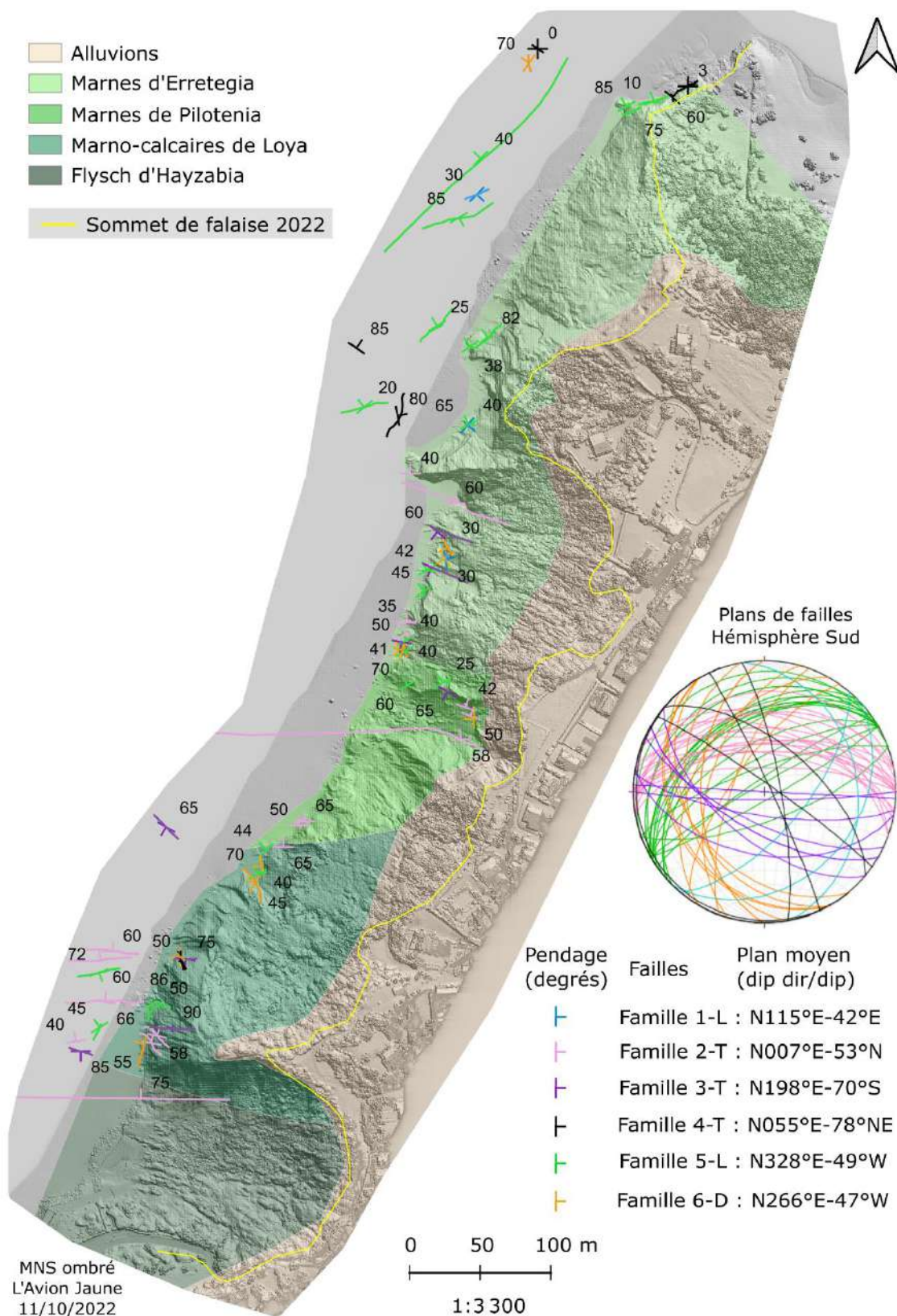
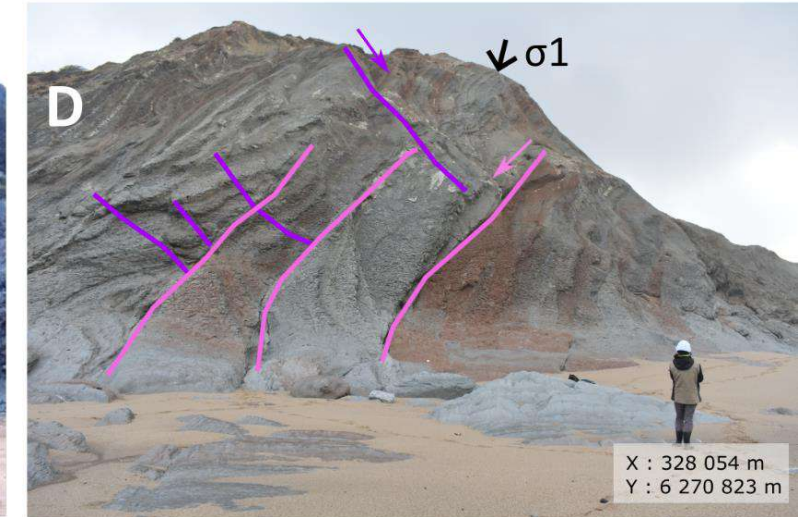
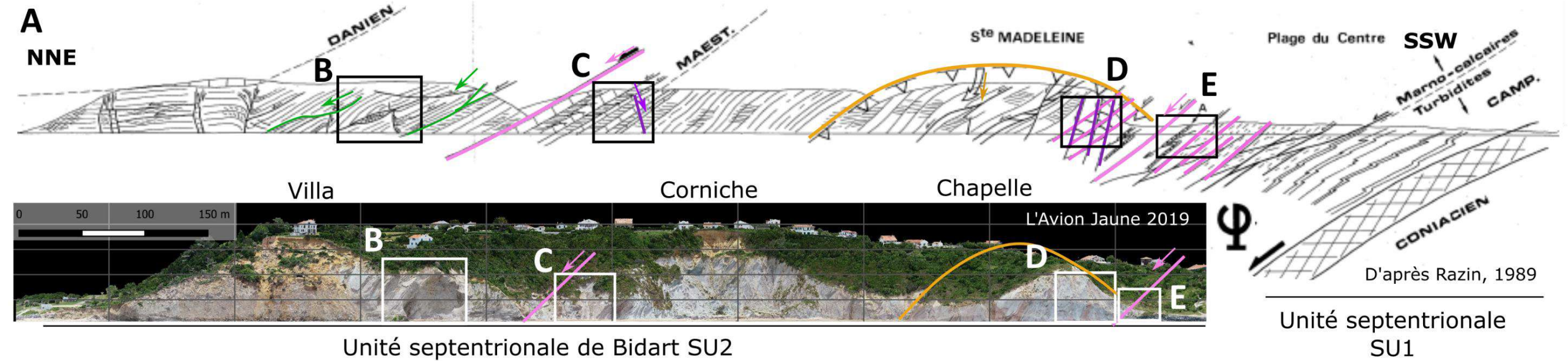
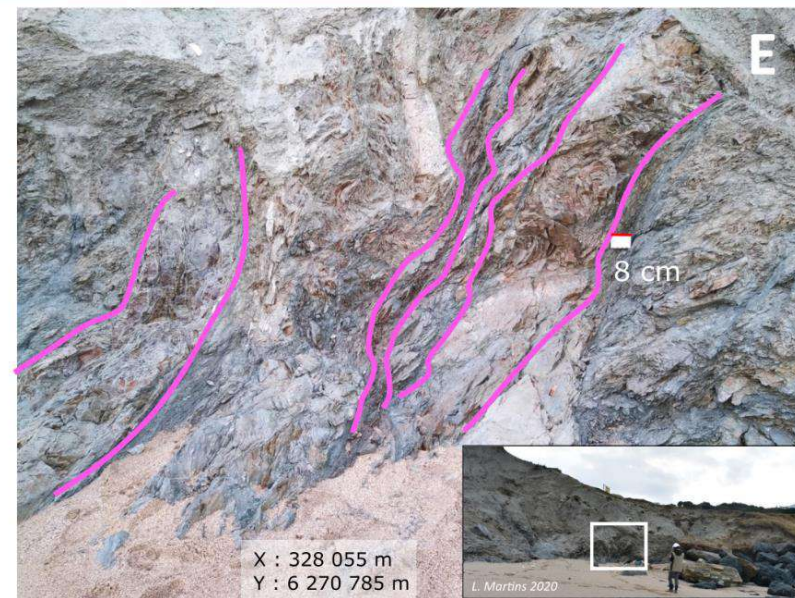


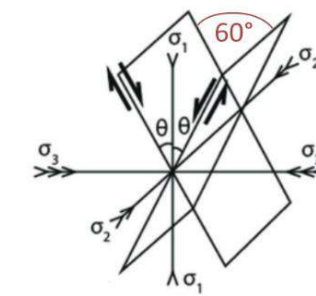
Figure 4.13 : Localisation des 64 failles mesurées sur le site de Bidart, réparties selon 6 familles d'orientation. L'attitude de leur plan projetée sous stéréogramme (hémisphère Sud).



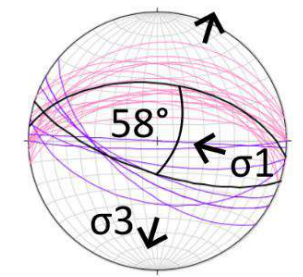
Faillies	Plan moyen (dip dir/dip)	Hémisphère inférieure
Famille 1-L	N115°E-42°E	
Famille 2-T	N007°E-53°N	
Famille 3-T	N198°E-70°S	
Famille 4-T	N055°E-78°NE	
Famille 5-L	N328°E-49°W	
Famille 6-D	N266°E-47°W	



Contrainte principale : σ_1
de deux failles conjuguées



Anderson (1905)



Plans moyens
Famille 2-T
N007°E-53°N
Famille 3-T
N198°E-70°SW

Figure 4.14 : A : Interprétation des structures faillées de la falaise de Bidart, d'après Razin (1989). Le charriage de l'unité SU2 sur SU1 s'est produit sur ϕ en direction du nord. B : Failles F3-T en palier rampes en direction de l'ouest dans les marnes d'Erretegia. C : Failles F1-L, F3-T et F6-D propices à la formation de dièdres dans les marnes d'Erretegia. D : Failles conjuguées F2-T et F3-T dans les marno-calcaires de Loya (Photographie : Martins, 2020). E : Failles F2-T ayant broyé le flysch d'Hayzabia. Ces familles de failles sont attribuables à différentes étapes de la géodynamique régionale. Les failles de famille 1-L (Figure 4.14-C en bleu) correspondent à des failles formées au cours de l'orogénèse Hercynienne dans le socle paléozoïque (axe NE-SW et plongement SE), qui se sont réactivées lors de la compression pyrénéenne en jeu inverse et propagées dans les sédiments crétacés (Razin, 1989).

Les failles de familles 2-T et 3-T sont attribuables aux géométries de ruptures formées par le rifting du bassin de Saint-Jean-de-Luz sur un axe d'extension E-W (Sibuet et al., 2004). Elles ont joué en inverse pendant la compression pyrénéenne vers le NNW, puis en extension, lors de la décompression du massif (Razin, 1989). Elles constituent des failles conjuguées visibles sur l'affleurement Figure 4.14-D ; cela signifie qu'elles sont générées par la même contrainte principale σ_1 , ici verticale, qui les fracture selon un dièdre aigu de 58° , conformément au modèle d'Anderson (1905) (Figure 4.14-D, stéréogramme) ; l'extension résultante de direction σ_3 se propage vers le NNE et le SSW. Les failles de famille 2-T se manifestent par le cisaillement et le plissement du flysch d'Hayzabia (Figure 4.14-E).

Les failles de famille 5-L, parallèles au plan de stratification sont issues de la compression pyrénéenne, puis de la décompression du massif vers le NW, qu'elles ont accommodé en jeu normal sous forme de rampes et de paliers (Razin, 1989) (Figure 4.14-B).

Les failles de famille 6-D sont issues de la compression tardive du massif basque en direction de l'ouest, puis de sa décompression (Razin, 1989) (Figure 4.14-A et C).

Ainsi, les flyschs du substratum ont été déformés et fracturés par les contraintes issues de la tectonique régionale. Ces déformations peuvent avoir une incidence sur la résistance des matériaux, facteur contribuant lui-même à des variations de morphologies d'après Emery et Kuhn (1982). Dans le but d'évaluer l'influence de la résistance des matériaux sur la morphologie de la falaise, nous avons d'abord caractérisé la résistance des flyschs du substratum de la falaise de Bidart.

2.1.3. Une résistance variable selon les flyschs

2.1.3.1. Méthode

La diversité lithologique d'un flysch nécessite de quantifier la résistance de la roche par de nombreux essais géotechniques qui peuvent être onéreux et chronophages (Cano et Tomás, 2013). Pour y pallier, nous avons choisi d'aborder la résistance des flyschs par une approche empirique qui considère les variations lithologiques des flyschs : l'indice de résistance géologique (*Geological Strength Index*, GSI), développé par Marinos et Hoek (2001).

Le GSI indique un ordre de grandeur de résistance du flysch par un score de 0 à 80, exprimé sous formes d'intervalles. Plus le score est élevé et plus le flysch est résistant ; réciproquement plus le score est bas et moins le flysch est résistant. L'évaluation de l'indice de résistance repose sur (Figure 4.15) :

- Les proportions d'épaisseurs de bancs à granulométrie fine, argileuse à silteuse (termes H, Te et Td) et grossière, sableuse à conglomératique (termes Tc, Tb et Ta) (Figure 4.15 : en lignes) ;
- L'état de déformation de ces bancs (Figure 4.15 : en lignes) ;
- L'altération des discontinuités stratigraphiques (Figure 4.15 : en colonnes).

Ainsi, les observations réalisées en pied de falaise nous ont permis d'évaluer la gamme de GSI pour chaque type de flysch.

2.1.3.2. Résultats

La gamme de résistance du flysch d'Hayzabia est évaluée par un indice GSI de 07 à 19 noté en rouge, sur la Figure 4.15. En effet, ce flysch est plissé par des déformations tectoniques ce qui permet de le classer dans la catégorie de roche notée « F ». Ses surfaces stratigraphiques sont altérées, lissées et des matériaux argileux comblent leurs interstices, ce qui permet de classer leur état en tant que « très mauvais » (*very poor*).

Les marno-calcaires de Loya présentent un indice GSI évalué de 17 à 30, noté en vert sombre sur la Figure 4.15. Cette roche est peu plissée par les déformations tectoniques et est constituée d'une majorité d'hémipélagites de granulométrie fine, ce qui permet de la classer dans la catégorie « G » sur la Figure 4.15. Leurs discontinuités stratigraphiques sont modérément altérées et lisses, ce qui leur confère un état de surface qualifiable de « correct » (*fair*).

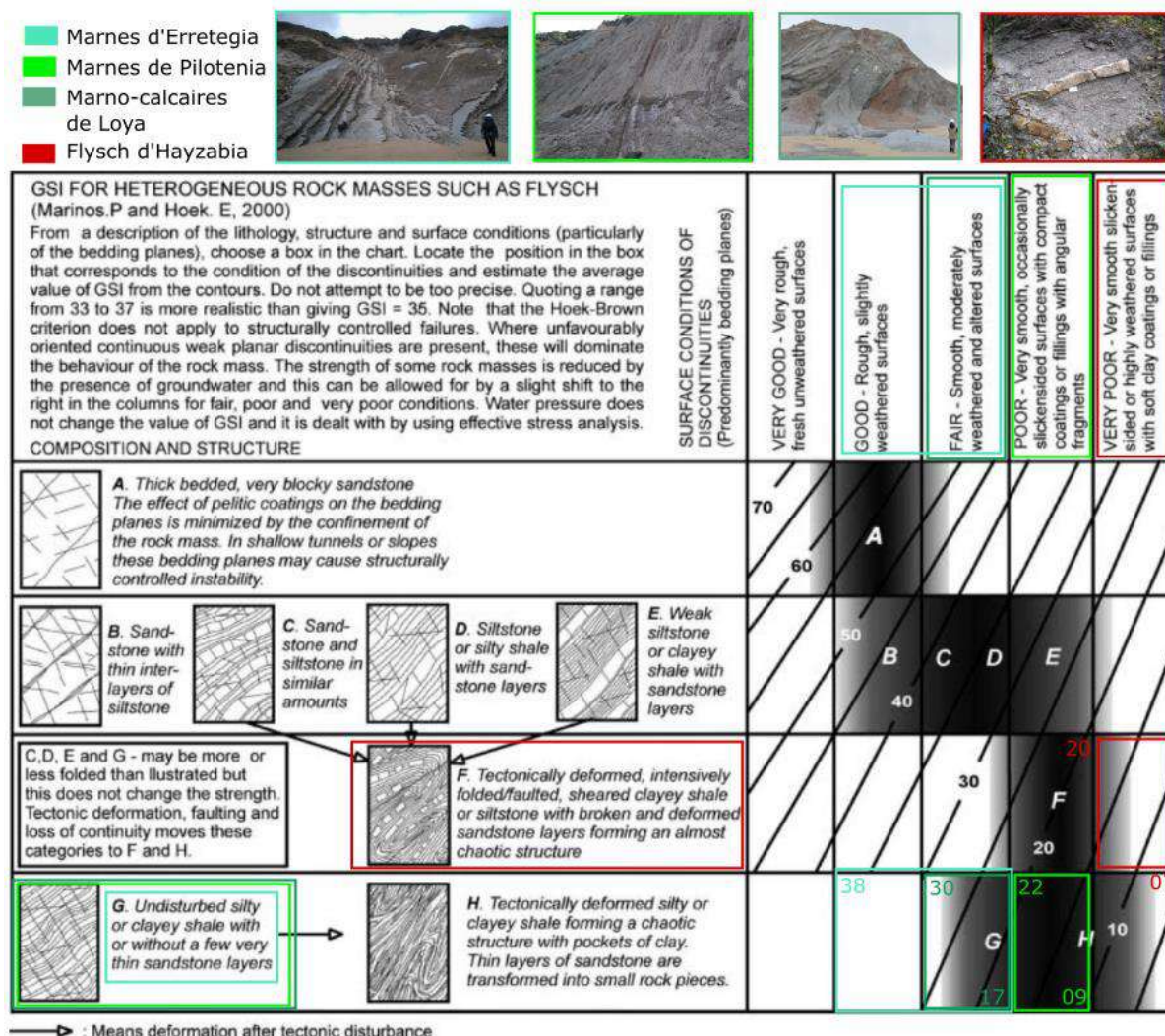


Figure 4.15 : Caractérisation de l'indice de résistance géomécanique des quatre flyschs du site de Bidart par la méthode de Marinos & Hoek (2001). A gauche en ligne, les catégories de structures de flyschs sont caractérisées. En colonnes, l'état de conservation et d'altération des discontinuités stratigraphiques sont évalués. On notera que la majorité des flyschs sont catégorisés dans les roches peu tectonisées et constituées de granulométrie fine. En revanche l'état d'altération des surfaces stratigraphiques varie sur quatre catégories, corroborant la diversité des degrés d'altération abordée précédemment.

Les marnes de Pilotenia présentent une gamme de résistance d'indice GSI de 9 à 22 (Figure 4.15). Leur composition d'hémipélagites argileuses permet de les classer dans la catégorie de roche « G ». Leurs surfaces stratigraphiques sont altérées et comblées par des fragments de matériaux anguleux, ce qui leur confère un état de discontinuités qualifiable de « mauvais » (*poor*) (Figure 4.15).

L'indice de résistance des marnes d'Erretega est compris dans une gamme de 17 à 38 (Figure 4.15). A l'instar des marnes de Pilotenia, la granulométrie fine de leurs hémipélagites permet de les classer dans la catégorie de roche « G ». En revanche l'état de leurs surfaces stratigraphiques est légèrement à modérément altéré, ce qui permet de le qualifier de bon à correct (*good – fair*).

2.1.3.3. Interprétation

Les gammes de résistance des flyschs de Bidart varient d'un indice de 07 à 38 en fonction de leur degré de déformation, de la granulométrie qui les compose et de l'altération de leurs surfaces stratigraphiques. Les formations géologiques résistantes dont le GSI est compris entre 17 et 38, présentent un pied de falaise saillant par rapport à l'Océan (forme de cap) ; c'est le cas des marnes d'Erretega et des marno-calcaires de Loya. Les formations géologiques peu résistantes, dont le GSI est compris entre 07 et 22, présentent un pied de falaise rentrant (forme de baie), représentées par les marnes de Pilotenia et le flysch d'Hayzabia.

Le flysch d'Hayzabia déformé par des failles et des plissements illustre le rôle de la déformation sur l'abaissement de la résistance d'un matériau. Pour rappel, ce flysch de faciès D alterne des bancs de granulométrie similaire (modérée à faible) à celui de Socoa, alors que leurs gammes d'indices de résistances respectives sont de 07-20 et 20-45 : elles ne se recouvrent pas. Ces valeurs de GSI faibles (07 à 20) confirment qu'une déformation tectonique intense contribue à réduire la résistance des matériaux.

2.1.4. Le substratum et ses déformations : des facteurs de contrôle sur la morphologie de la falaise de Bidart ?

En considérant les flyschs qui constituent le substratum et les morphologies constatées précédemment par secteurs, on observe que (Figure 4.16) :

- Le secteur Nord, caractérisé par des profils de pente verticaux, parfois sous-cavés ou concaves, est constitué des marnes d'Erretega, de composition calcaire dominante et de l'indice de résistance le plus élevé des flyschs de ce site entre 17 et 38 ;
- Le secteur du point de vue central, qui présente un profil concavo-convexe (depuis le sommet au pied) et du sous-cavage, est aussi constitué des marnes d'Erretega, de composition calcaire et de GSI élevé entre 17 et 38 ;
- Le secteur de la Corniche où est observé un retrait du pied de falaise et des profils concaves, est constitué des marnes de Pilotenia, avec un GSI de 09 à 22 ;
- Le secteur de la chapelle, caractérisé par un linéaire du pied de falaise en avancée vers l'Océan et par des profils concavo-convexes, est constitué des marno-calcaires de Loya. L'indice de résistance du pied de falaise est évalué de 17 à 30 ;
- Le secteur de la plage du Centre, dont le profil de pente est concave et le linéaire du pied de falaise en retrait vers le continent, est constitué des flyschs d'Hayzabia, avec un GSI de 07 à 19.

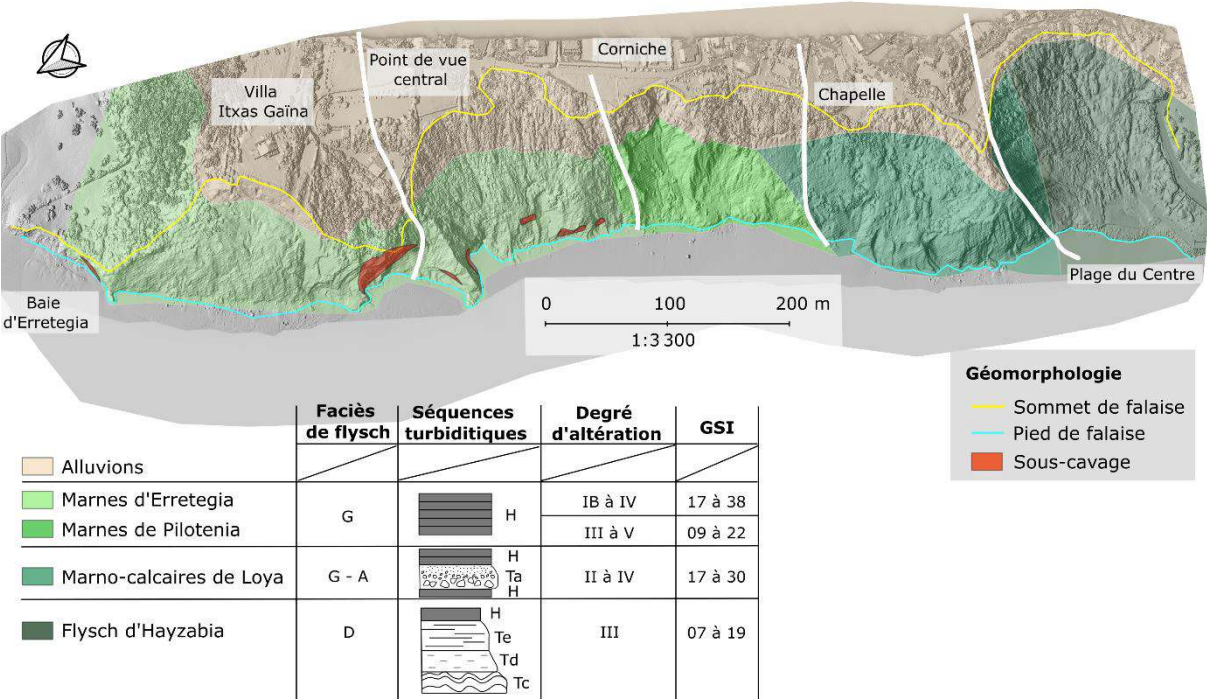


Figure 4.16 : Morphologie du pied de falaise et sous-cavage en fonction des lithologies, de leur faciès, leurs degrés d'altération et de leur indice de résistance (sur le MNS ombré de l'Avion Jaune, 2022).

Ainsi, les morphologies concaves du secteur de la Corniche et de la plage du Centre sont favorisées par des matériaux de faible résistance, avec des GSI de 07 à 22, qui sont susceptibles de s'éroder sous l'action des agents externes (précipitations, houle) (Hampton et Griggs, 2004). Les profils concavo-convexes des secteurs du point de vue central et de la chapelle sont favorisés par des lithologies résistantes avec des indices GSI compris entre 17 à 38 : le massif s'érode moins face à l'action de la houle et le bas de versant forme une convexité. Parmi ces lithologies résistantes, seules les marnes d'Erretegia présentent du sous-cavage qui est favorisé par les alternances de bancs plus ou moins résistants.

Concernant les structures, les familles de failles sont observées sur l'ensemble des secteurs. Les failles transversales de famille 2-T sont corrélées avec la direction des thalwegs des secteurs de la Corniche et de la plage du Centre ; elles constituent une surface préférentielle d'écoulement pour l'eau subaérienne infiltrée et peuvent favoriser l'érosion des matériaux sur cet axe en direction de l'Océan. De plus, la fracturation intense du flysch d'Hayzabia favorise la réduction de sa cohésion et de sa résistance.

Au secteur Nord, le profil de pente convexe associé à un glissement actif est situé sur un axe de pli synclinal déversé vers l'Océan, favorable à un glissement dans cette direction (Hungr et al., 2014).

La morphologie du pied de falaise est donc attribuable à la lithologie, sa résistance et à ses structures tectoniques. Néanmoins la géologie de la partie supérieure de falaise présente des témoins d'altération et des alluvions qui peuvent aussi affecter la morphologie du versant. Nous allons nous concentrer sur la nature des dépôts alluvionnaires sommitaux et des altérites des flyschs.

2.2. Une histoire géologique post-Cénozoïque mouvementée

Après leur déformation par l'orogénèse pyrénéenne, les flyschs du substratum de Bidart ont été érodés et couverts par des alluvions dont l'âge est mal contraint. Elles se seraient déposées entre le Miocène et le Quaternaire (Razin, 1989; Karnay et Corbier, 2008). Ces alluvions perméables et servant de réservoir ont contribué à l'hydratation et à l'altération du substratum de flysch (Peter-Borie et al., 2006; Peter-Borie et al., 2010). Les alluvions et les altérites de la falaise de Bidart sont décrites et cartographiées à partir d'observations de terrain.

2.2.1. La couverture alluvionnaire mio-plio-quaternaire

La couverture alluvionnaire est d'une puissance d'environ 20 m. Elle repose horizontalement en discordance angulaire sur le substratum. Cette couverture est visible dans quatre secteurs du linéaire (Figure 4.17-A) : à la villa Itxas Gaïna, au droit du point de vue central, sous la Corniche et au droit de la plage du Centre. Le seul affleurement qui permet d'observer toute l'épaisseur d'alluvions en coupe verticale se situe au droit de la Corniche de Bidart (Figure 4.18-A). Trois ensembles lithologiques sont distingués, du plus ancien (au contact du substratum) au plus récent (en sommet de falaise) (Figure 4.18-D, C et B) :

- Les alluvions inférieures, d'environ 7 m d'épaisseur sont constituées de sables et de galets (diamètres de 0,5 à 15 cm) de quartz, de grès rouges et d'argiles. Des linéaments noirs sont parfois présents, pouvant être des témoins de matière organique (Karnay et Corbier, 2008) ;
- Les alluvions intermédiaires, d'environ 6 m d'épaisseur sont, constituées de sables oxydés, de couleur fauve et de graviers de quartz (de 2 à 5 cm de diamètre) ;
- Les alluvions supérieures, d'environ 7 m d'épaisseur, constituées de sables oxydés rouges et de graviers de quartz (de 0,5 à 6 cm de diamètre), puis surmontées de sables jaunâtres.

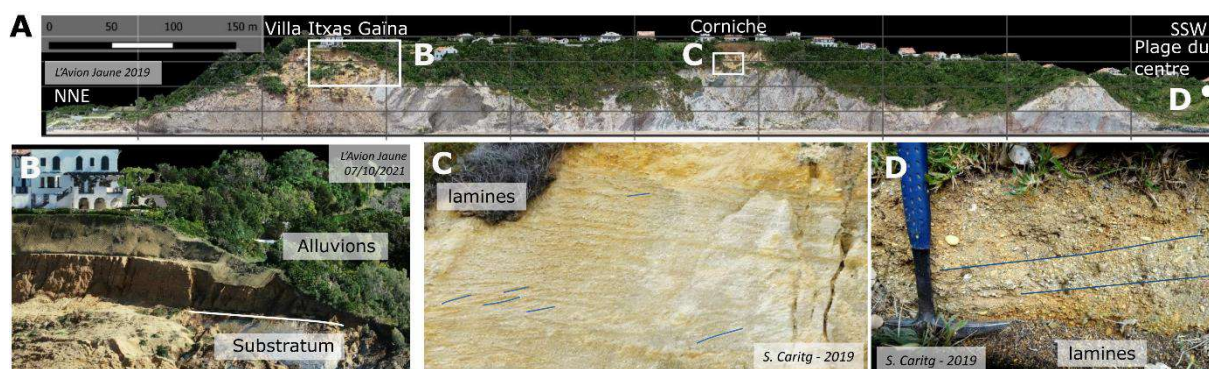


Figure 4.17 : A : Observations des orientations et des lamines d'unités de dépôt dans les alluvions de Bidart. B : Au droit de la villa. C : A la Corniche. D : A la plage du Centre.

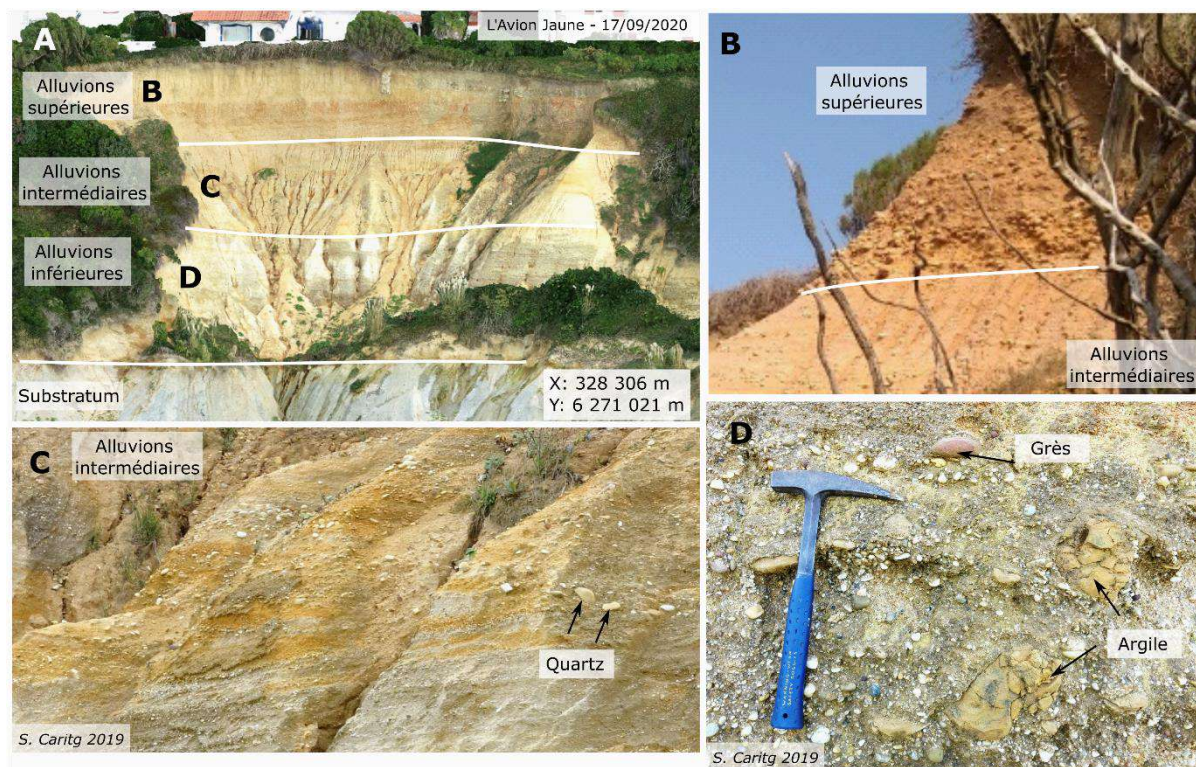


Figure 4.18 : A : Alluvions mio-plio-quaternaires observées à la Corniche de Bidart. B : Alluvions supérieures ; C Alluvions intermédiaires. D : Alluvions inférieures.

Les alluvions présentent un plan de stratification horizontal sur l’affleurement de la villa Itxas Gaïna et à la Corniche (Figure 4.7 et Figure 4.17). Il n’a été observé aucune structure en lentilles évoquant une chenalisation de dépôts fluviaux. Au SSW du site, au droit de la plage du Centre, un plan de lamines obliques N330°E-15°NNW, a été mesuré dans des alluvions dont l’âge relatif de dépôt de l’unité est indéterminé (Figure 4.17-D). A la Corniche, dans les alluvions inférieures, des lamines de dépôt ont été mesurées avec une orientation N075°E-20W° (Figure 4.17-C) ; ces unités sont donc orientées vers le continent. D’après la modélisation géologique du toit du substratum réalisée à partir de données de forages, par Peter-Borie et al. (2010), les alluvions de ces deux secteurs de mesures sont attribuées au Pliocène. Elles se sont déposées dans des paléo-vallées au niveau des actuelles embouchures de l’Uhabia et de l’Adour (Peter-Borie et al., 2010).

2.2.2. Altération des flyschs : des degrés et des répartitions hétérogènes selon la roche mère

Les flyschs de la côte basque sont plus ou moins altérés selon la composition de leur roche mère (Peter-Borie et al., 2006). Ces altérites sont le produit de processus d’hydrolyse et de dissolution des carbonates au cours du Quaternaire, favorisés par l’alimentation en eau par les aquifères alluvionnaires (Genna et al., 2004a; Peter-Borie et al., 2006). Ainsi, la composition minéralogique et la structure d’une altérite varie selon la proportion initiale de carbonates dans la roche-mère (Dewolf et Bourrié, 2008). Les flyschs basques étant plus ou moins marno-calcaires selon leur environnement de dépôt, il est possible d’observer différents degrés d’altération et de proportions d’argiles associées (Peter-Borie et al., 2006), qui peuvent avoir une influence sur le type de rupture du massif (Migoñ, 2010).

A l’échelle régionale, les altérites de Bidart ont été caractérisées comme fortement épaisses, à partir de photographies obliques. Néanmoins leur degré d’altération chimique et leur fracturation issue de l’altération mécanique ne sont pas caractérisés et peuvent varier en fonction des roches mères (Peter-Borie et al., 2006).

En employant la méthodologie présentée en Chapitre 3 :2.2, qui combine des observations de terrain, des tomographies électriques et sismiques ainsi que des forages, nous avons identifié l'épaisseur et le degré d'altération de chaque lithologie du substratum de Bidart. Le degré d'altération est fondé sur l'échelle de la Geological Society Engineering Group Working Party (1990) du degré I de roche mère au degré VI de sol résiduel. Ces descriptions sont faites dans l'ordre de chronologie stratigraphique suivant : les flyschs d'Hayzabia, les marno-calcaires de Loya, les marnes de Pilotenia et les marnes d'Erretegia.

2.2.2.1. Une fracturation disparate issue de la tectonique et de l'altération mécanique

La fracturation des roches par des diaclases est héritée des contraintes tectoniques et exploitée par l'altération mécanique (Robert, 1979 ; Razin, 1989). L'espacement de ces diaclases, associé à l'épaisseur des bancs a une incidence sur les volumes de blocs érodables (Faÿ-Gomord et al., 2018). Pour chaque flysch de Bidart, les volumes de blocs érodables ont été évalués à l'affleurement.

Dans le flysch d'Hayzabia, les calcarénites Td se fracturent en blocs de 15 à 30 cm de côté (Figure 4.19-B). Les niveaux silteux (Te) et marneux (H) se fracturent en feuillets de quelques millimètres de hauteur et de 1 à 5 cm de côté. Ainsi, l'ordre de grandeur des blocs fracturés est de 10^{-2} m^3 pour les termes Td et de 10^{-5} à 10^{-9} m^3 pour les termes Te et H.

Les marno-calcaires de Loya sont fracturés en prismes de 2 à 20 cm de côté (Figure 4.19-C), équivalant à des volumes entre 10^{-3} et 10^{-6} m^3 .

Les marnes de Pilotenia sont fracturées par des diaclases espacées de 2 à 20 cm environ (Figure 4.19-D). Les blocs découpés représentent des volumes de 10^{-3} à 10^{-6} m^3 .

Les marnes d'Erretegia présentent deux gammes de volumes de blocs selon les types de bancs traversés par des diaclases (Figure 4.19-E). Les bancs à dominante calcaire se fracturent en blocs de 10 à 50 cm de côté, représentant des volumes de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-1} m^3 . Les bancs à dominante marneuse se fracturent en blocs de 2 à 10 cm de côté pour des volumes de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-6} m^3 .

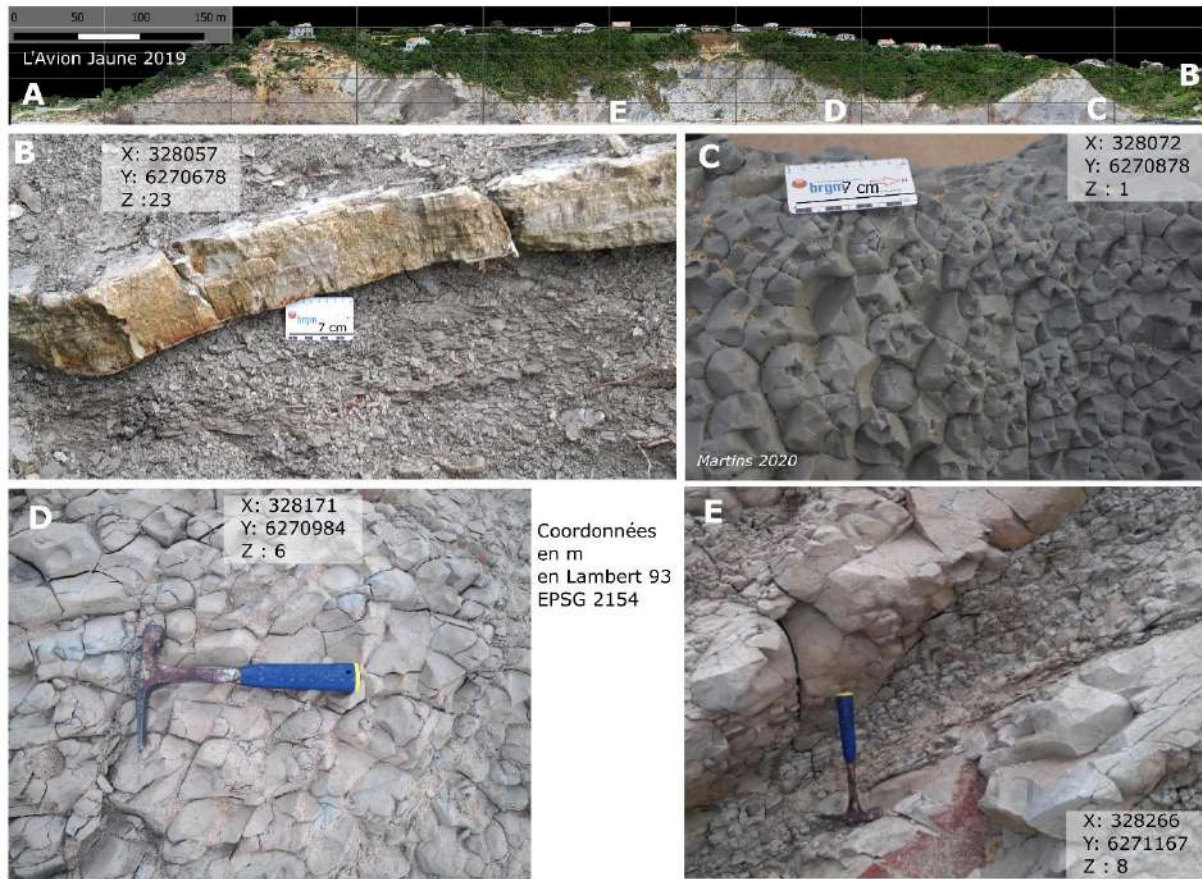


Figure 4.19 : Fracturation des lithologies par des diaclases. A : Localisation des affleurements présentés. B : Flysch d'Hayzabia. C : Marno-calcaires de Loya. D : Marnes de Pilotenia. E : Marnes d'Erretegia.

2.2.2.2. Une altération chimique de degrés et épaisseurs variables selon les roches mères

La caractérisation du degré et de l'épaisseur des altérites sont synthétisées et cartographiées sur les figures Figure 4.20 et Figure 4.21.

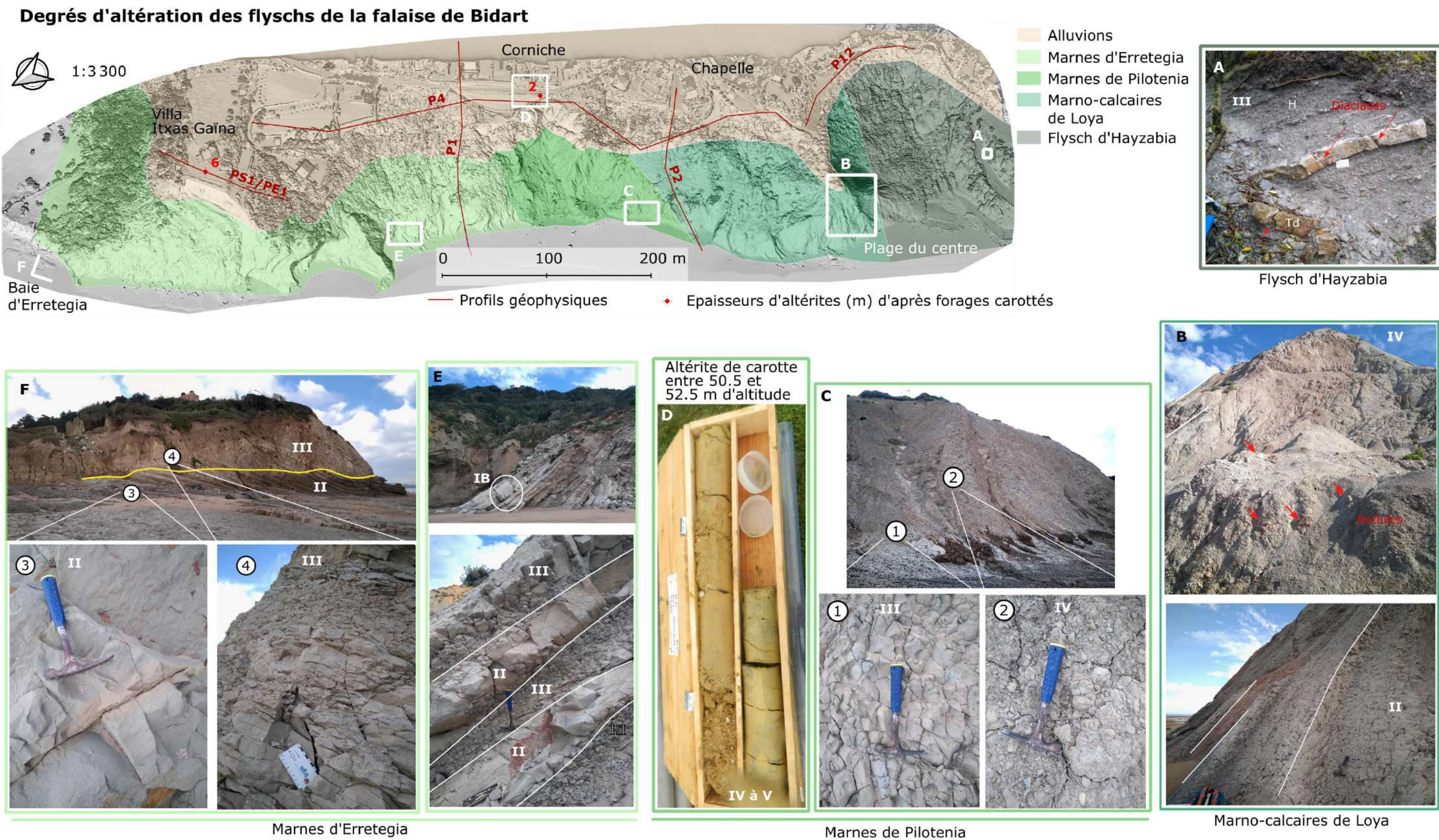
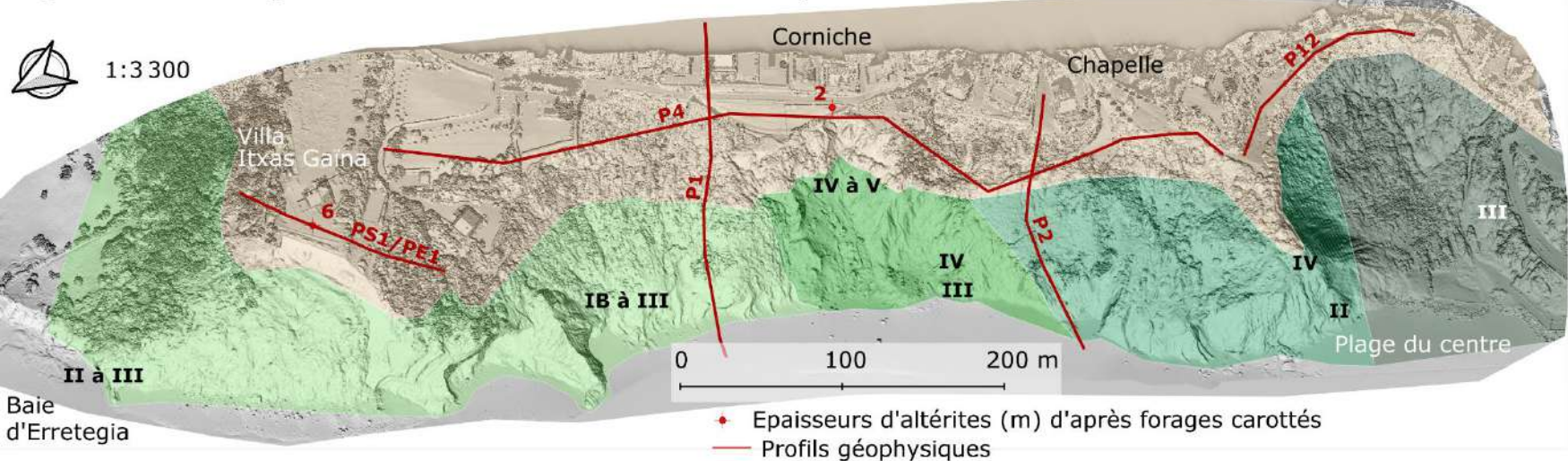
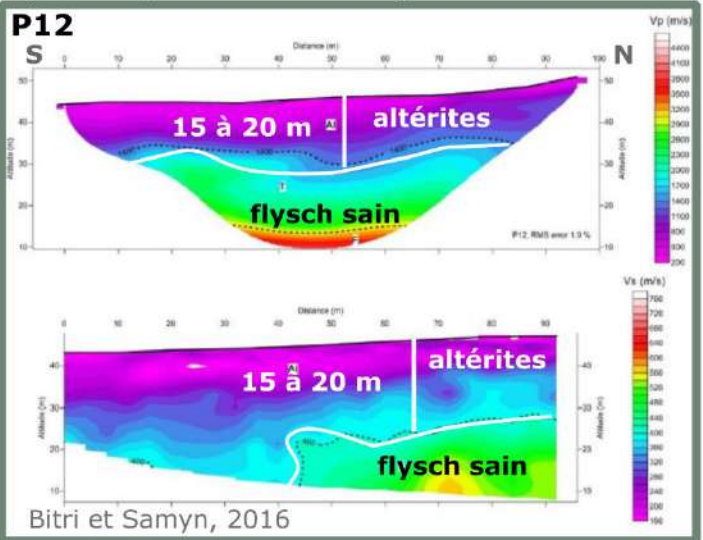


Figure 4.20 : Degrés d'altération des flyschs du substratum de la falaise de Bidart d'après la nomenclature de la Geological Society Engineering Group Working Party (1990). Localisations des observations (A, B, C, D, E et F) et degrés d'altération associés, de IB à V, sur le MNS ombré de l'Avion Jaune (2022). Deux données de forages (points rouges) indiquent les épaisseurs des altérites carottées.

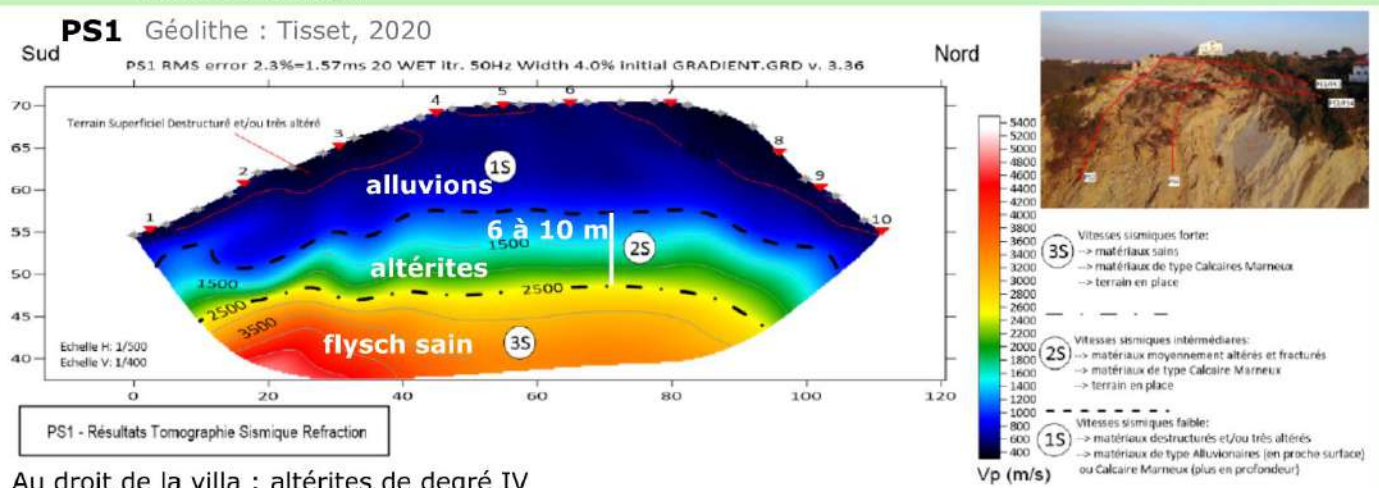
Epaisseurs et degrés d'altération des altérites des flyschs de la falaise de Bidart



Flysch d'Hayzabia : altérites degré III



Marnes d'Erretegia



Au droit de la villa : altérites de degré IV

Marno-calcaires de Loya : altérites sommitales degré IV

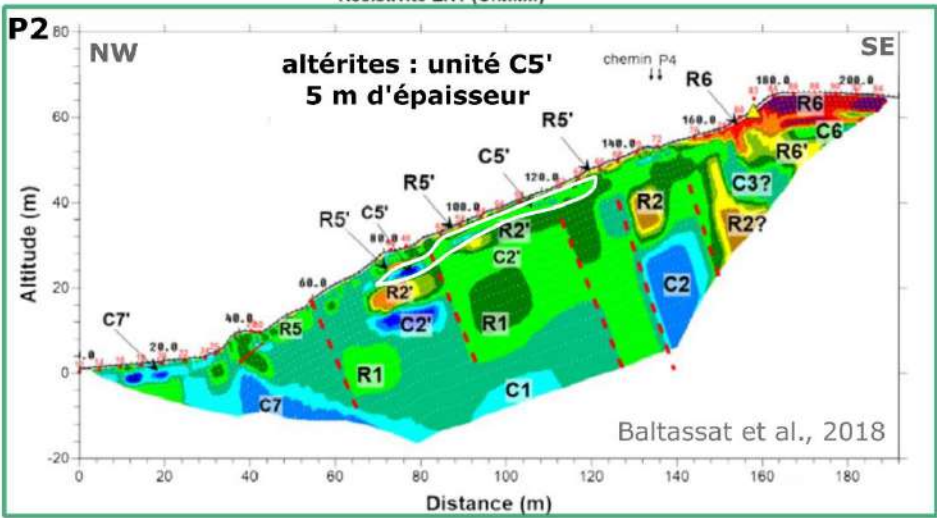
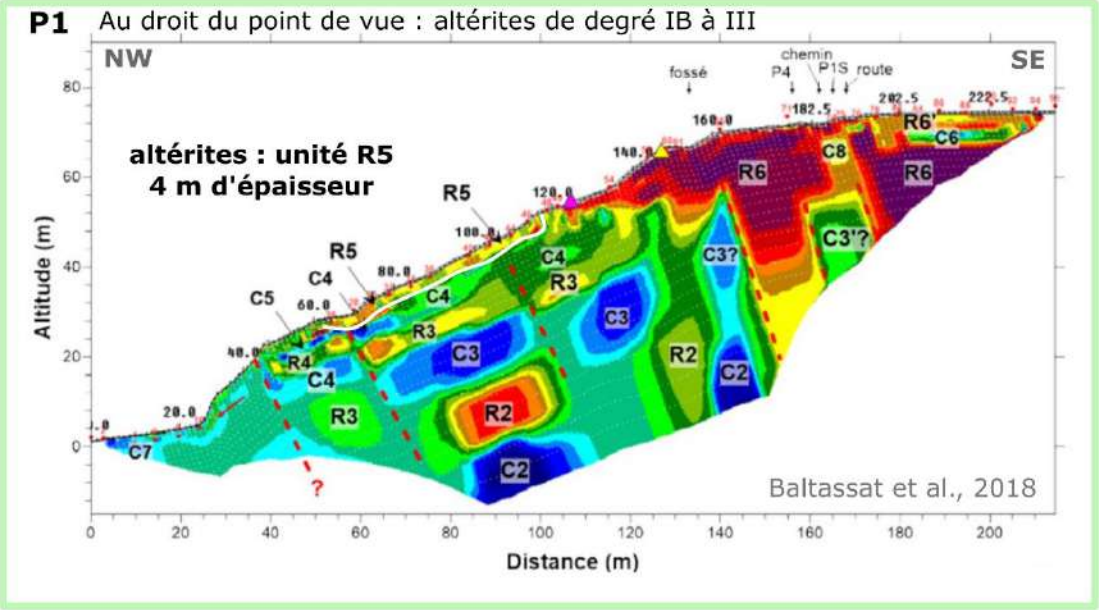
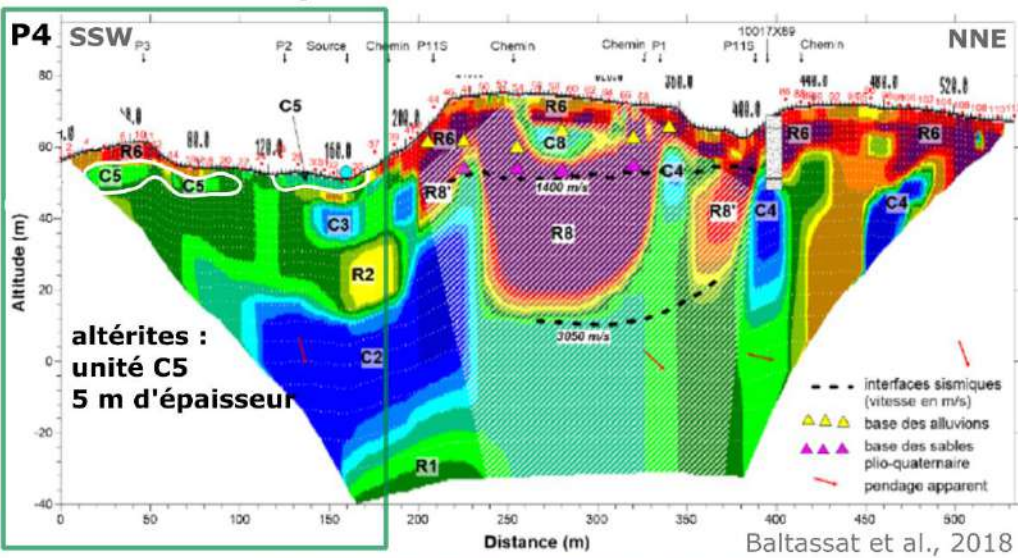


Figure 4.21 : Degrés d'altération et épaisseurs des altérites des flyschs du substratum de Bidart à partir des profils de tomographies sismiques et électriques localisés sur le MNS ombré de l'Avion Jaune (2022) (Bitri et Samyn, 2016; Baltassat et al., 2018; Tisset et al., 2020). Les épaisseurs interprétées sont indiquées en gras sur chaque profil.

Les altérites du flysch d'Hayzabia

Les observations de terrain permettent de classer l'altérite du flysch d'Hayzabia de degré III « modérément altérée » (Figure 4.20-A). En effet, la structure du flysch est encore visible, les bancs de calcarénite sont oxydés et fracturés et les niveaux d'hémipélagites sont friables (Figure 4.20-A).

L'épaisseur de l'altérite du flysch d'Hayzabia est estimée de 15 à 20 m à partir de l'interprétation du profil de tomographie de sismique réfraction P12 (Bitri et Samyn, 2016) (Figure 4.21-P12). A partir de la surface, les alluvions présentent une vitesse en onde compressive V_p comprise entre 200 et 1400 m.s⁻¹ sur 15 m d'épaisseur. Elles reposent sur les altérites du flysch d'Hayzabia, ayant une V_p comprise entre 1400 et 3000 m.s⁻¹ sur 15 à 20 m d'épaisseur. Ces valeurs sont inférieures à celles d'un flysch sain auquel elles se superposent, dont la vitesse V_p est supérieure à 3000 m.s⁻¹ (Bitri et Samyn, 2016). Ainsi, les valeurs intermédiaires des ondes V_p des altérites correspondent à une lithologie de faible propriété mécanique (Bitri et Samyn, 2016) qui est favorisée par la fracturation (§2.1.2).

Les altérites des marno-calcaires de Loya

Les marno-calcaires de Loya sont légèrement altérés (II) au pied du versant et très altérés (IV) au sommet (Figure 4.20-B). Au pied du versant, la structure de la roche est conservée mais la roche est décolorée et les discontinuités sont oxydées ; la fracturation du matériau à l'affleurement découpe des prismes d'ordre pluricentimétriques. En haut de versant, la structure du matériau est difficilement distinguable et la roche est décomposée en matériaux argileux qui entourent des restes de nodules et débris rocheux.

L'épaisseur des altérites de degré IV a été corrélée à un profil de tomographie électrique (Figure 4.21-P4, Baltassat et al. (2018)). Cette altérite correspond à un niveau conducteur (C5) de résistivité de 3 à 17 $\Omega.m^{-1}$ et de 5 m d'épaisseur, située sous les alluvions, à 10 m sous la surface. Ce niveau conducteur C5 forme latéralement 3 lentilles de 20 à 40 m de large, puis disparaît vers 150 m au nord du profil, au contact des marnes de Pilotenia.

A partir du profil P2 recoupant le versant (Figure 4.21), une altérite conductrice C5', de résistivité de 3 à 17 $\Omega.m^{-1}$ à l'instar de l'altérite C5, est mise en évidence à l'affleurement sur 5 m d'épaisseur entre 50 et 25 m d'altitude (Baltassat et al., 2018). Ainsi, ces altérites conductrices C5 et C5' présentent possiblement le même degré d'altération que les altérites sommitales, de degré IV. Elles sont corrélées à la présence de couverture végétale qui disparaît sous 25 m d'altitude, et qui pourrait contribuer à l'altération par l'infiltration d'eau via le réseau racinaire (Corominas et al., 2014).

Les altérites des marnes de Pilotenia

Le degré d'altération des marnes de Pilotenia varie entre III en pied de falaise (modérément altéré) et V (complètement altéré) (Figure 4.20-C). De 0 à 10 m d'altitude, la structure de la roche est visible mais elle est découpée en blocs centimétriques qui sont oxydés et décolorés. La fraction décomposée de la roche représente moins de 50% du matériau. Il s'agit d'un degré d'altération de niveau III. Au-dessus de 10 m d'altitude, la structure de la roche est toujours discernable mais sa fracturation est plus rapprochée, blocs centimétriques à millimétriques. La roche est décomposée à plus de 50% et des nodules de roche sont encore présents. La partie supérieure des marnes de Pilotenia présente un degré d'altération IV.

L'épaisseur de ces altérites affleurantes n'a pas pu être estimée compte-tenu de l'absence de profil géophysique recoupant le versant des marnes de Pilotenia (Figure 4.21). En revanche, au toit des marnes de Pilotenia, à l'interface avec les alluvions, entre 50,5 et 52,5 m d'altitude, les carottes d'un forage réalisé dans le cadre du projet FEDER EZPONDA, ont permis d'identifier une altérite de 2 m

d'épaisseur (Figure 4.20-D, Camon, 2022). Sa structure n'est pas discernable. Elle est décolorée et ne présente pas de nodule rocheux. Ce matériau également prélevé manuellement à la source de la Corniche, est en majorité argileux (plus de 50%) et ductile (Bouchet, 2023). Ces caractéristiques permettent de l'attribuer au degré d'altération IV à V.

Les altérites des marnes d'Erretegia

A flanc de versant, les marnes d'Erretegia présentent différents degrés d'altération selon les secteurs : (1) au sud de la charnière du pli synclinal, (2) au niveau du pli synclinal et (3) au nord du pli synclinal.

Au sud du pli d'Erretegia, les roches en pied de versant présentent une structure bien visible. Au droit du point de vue central, le matériau est découpé en blocs d'ordre métrique (Figure 4.20-E), de degré d'altération classé IB : « faiblement altéré ». Sur le reste du pied de versant, l'alternance des marno-calcaires permet d'observer une variation du degré d'altération selon les couches concernées (Figure 4.20-E). Toutes les couches présentent de l'oxydation le long des fractures. Certains bancs sont fracturés en blocs d'arêtes décimétriques, attribués à un degré d'altération II. Les autres bancs sont fracturés en blocs d'arêtes centimétriques ; ils présentent un degré d'altération III.

Ces niveaux faiblement à modérément altérés sont recoupés par un profil de tomographie électrique (Figure 4.21-P1, Baltassat et al., 2018). Ce profil permet de mettre en évidence une unité géo-électrique de forte résistivité R_5 de 20 à 300 $\Omega \cdot m^{-1}$ et de 4 m d'épaisseur, attribuable à cette altérite faible à modérée (Baltassat et al., 2018). Des unités conductrices et résistantes de 4 à 5 m d'épaisseur s'alternent dans le massif, avec un pendage similaire à celui du plan de stratification des marnes d'Erretegia. Les unités conductrices peuvent être des marqueurs de faciès lithologiques plus argileux voire altérés (Baltassat et al., 2018). Ces informations corroborent nos observations d'alternances de faciès (Figure 4.20-E). Ainsi, il est possible que certains flyschs sous-jacents soient altérés jusqu'au degré III.

Au niveau du pli synclinal, près de la Villa Itxas Gaïna, des sondages ont permis de mettre en évidence la présence d'une altérite de 4 à 6 m d'épaisseur au toit des marnes d'Erretegia, entre 53,7 et 47,5 m d'altitude, sous les alluvions sommitales (Figure 4.21-PS1, Tisset et al., 2020). Des profils de tomographie sismique et électrique (PS1 et PE1, Tisset et al., 2020) ont permis d'identifier les altérites par des unités de vitesses V_p de 1000 à 2500 $m \cdot s^{-1}$ et de résistivité de 30 à 100 $\Omega \cdot m^{-1}$, dont le toit varie entre 53 et 55 m d'altitude et l'épaisseur atteint jusqu'à 10 m.

En l'absence d'observations permettant d'évaluer le degré d'altération de ces altérites sommitales, on peut les comparer aux autres unités géophysiques de ce massif. Cette altérite présente des valeurs de vitesses V_p 1.2 à 1,4 fois inférieures à celles des altérites de degré IV des marno-calcaires de Loya avec 1400 à 3000 $m \cdot s^{-1}$ (Bitri et Samyn, 2016). Sa gamme de résistivité est jusqu'à 3 fois inférieure à celle quantifiée pour les marnes d'Erretegia de degré III au sud du pli entre 20 et 300 $\Omega \cdot m^{-1}$ (Baltassat et al., 2018). Ainsi, ces valeurs permettent d'estimer que les altérites sommitales des marnes d'Erretegia situées au niveau du pli synclinal atteignent possiblement un degré d'altération IV.

Au nord du pli d'Erretegia (Figure 4.20-F) le matériau de pied de versant est structuré et fracturé en blocs décimétriques par des discontinuités oxydées. Son degré d'altération est classé au niveau II. En partie supérieure de versant, la roche, décolorée, a conservé sa structure mais elle est fracturée en blocs d'ordre centimétrique, voire par des nodules rocheux. La décomposition de la roche représente moins de 50% du matériau. Cette partie supérieure du versant correspond à une altération de degré III, atteignant 5 à 10 m d'épaisseur.

2.2.3. Les altérites et les alluvions, des facteurs favorables à certaines morphologies

En confrontant la répartition spatiale des alluvions et des altérites avec les morphologies de la falaise de Bidart, on constate que :

- Les alluvions, situées entre 52 et 74 m d'altitude sont associées à des profils concaves (au droit du point de vue central, à la Corniche, à la chapelle et à la plage du Centre). Ces matériaux granulaires sont composés de sables et de galets qui constituent des aquifères (Largillier, 2002; Winckel et al., 2004). En théorie, l'augmentation du niveau de nappe dans les alluvions, suite à des précipitations, contribue à augmenter la pression interstitielle et à déclencher des glissements-coulées dans ces matériaux (Hungr, 2003). La concavité en coupe représente la cicatrice de ce phénomène, que nous avons constaté sur le terrain ;
- Les flyschs altérés, situés sous 52 m d'altitude, varient en degrés et en épaisseurs (Figure 4.22) :
 - Les profils de pente convexes et concavo-convexes (sommet – pied) du secteur Nord, du point de vue central et de la chapelle, sont corrélés majoritairement à des altérites de degrés IB à III ; une frange sommitale de quelques mètres atteint localement le degré IV. Les alternances de degré d'altération de IB à III sont donc favorables à une résistance relative de GSI 17 à 38 et une morphologie convexe ou verticale ;
 - Les profils de pentes concaves sont associés à deux cas de figure : à la Corniche, les marnes de Pilotenia sont altérées au degré IV sur la majorité du versant et au degré V sur les 2 derniers mètres ; tandis qu'au droit de la plage du Centre, le flysch d'Hayzabia est altéré au degré III. Le degré d'altération III peut donc aussi être associé à des pentes concaves : cela peut s'expliquer par la présence de fracturations tectoniques intenses observées sur ce flysch, favorisant l'infiltration de l'eau et la réduction de la résistance des matériaux.

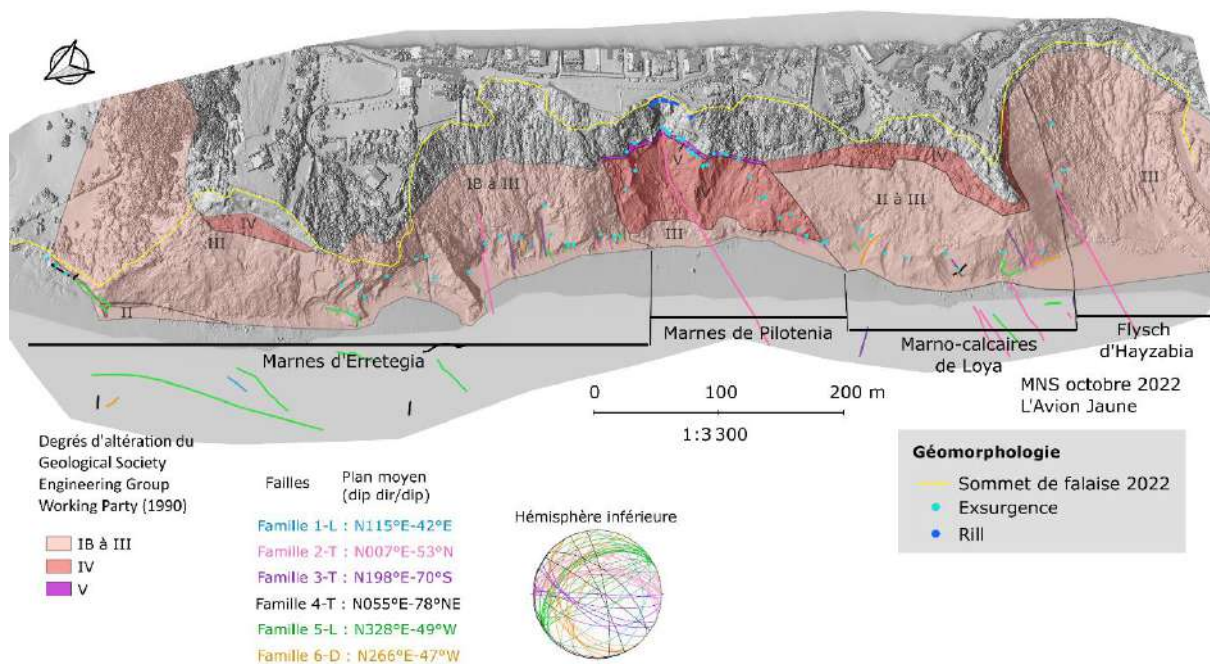


Figure 4.22 : Répartition des degrés d'altération (Geological Society Engineering Group Working Party, 1990) par type de roche mère, des exsurgences et des failles (MNS ombré de l'Avion Jaune, 2022).

2.3. Synthèse

La géomorphologie de la falaise de Bidart est régie par différentes caractéristiques géologiques telles que la lithologie, le degré d'altération, l'indice de résistance et les structures (plan de stratification et failles).

Les profils de pente convexes et verticaux sont associés à des flyschs de faciès G (de granulométrie fine < 2 μm , déposés dans la plaine abyssale), altérés aux degrés IB à III sur la majorité de la hauteur de falaise. Ce faible degré d'altération est attribuable à une prépondérance des calcaires sur les argiles. Il en résulte un indice de résistance compris entre 17 et 38 : le plus élevé du site. La gamme de volumes de blocs individuels érodables sur ces secteurs varie de 10^{-1} à 10^{-6} m^3 . Du sous-cavage est observé dans la seule roche mère (marnes d'Erretria) qui alterne des bancs ayant des degrés d'altération différents (IB à III).

Les profils de pente concaves sont favorisés par des flyschs de faible résistance entre 07 et 22. Dans le cas des flyschs d'Hayzabia, cette faible résistance est attribuable à des fracturations tectoniques intenses, favorisant l'infiltration de l'eau météorique. Dans le cas des marnes de Pilotenia, cette faible résistance est attribuable à un degré d'altération élevé (IV à V) et à des argiles gonflantes susceptibles à la contraction-dilatation et à la fracturation (Peter-Borie et al., 2006; Dewolf et Bourrié, 2008; Bouchet, 2023). De plus, le contexte littoral favorise la présence de sel dans l'eau circulant dans le massif par les embruns, ce qui peut contribuer à la réduction de la limite de liquidité d'argiles gonflantes et de leur résistance (Elmashad et Ata, 2016). La gamme de volume des blocs unitaires érodables s'étend de 10^{-2} à 10^{-9} m^3 .

La falaise de Bidart peut être classée en quatre types de massifs en fonction de la géomorphologie et des facteurs géologiques combinés, synthétisés dans le Tableau 4.2 et sur la Figure 4.23.

Tableau 4.2 : Caractérisation des types de massifs selon des facteurs de prédisposition géologiques et géomorphologiques.

	Massif 1 : résistant, de structure synclinale	Massif 2 : résistant, de structure conforme	Massif 3 : peu résistant, de structure conforme	Massif 4 : peu résistant, et déstructuré
Forme du linéaire du pied de falaise	En avancée vers l'Océan	En avancée vers l'Océan	Rentrant vers les terres	Rentrant vers les terres
Profil de pente (du sommet au pied)	Vertical ou convexe	Concavo-convexe	Concave ou convexo-concave	Concave
Contexte géologique				
Faciès de flysch	Faciès G	Faciès G	Faciès G	Faciès D
Granulométrie dominante du flysch	Argileuse < 4 μm	Argileuse < 4 μm	Argileuse < 4 μm	4 μm à 2 mm
Degré d'altération	III à IV	IB à III	III à V	III
GSI	17 à 38	17 à 38	09 à 22	07 à 19
Particularités structurales	Charnière d'un pli synclinal déversé en direction conforme à la pente du versant	Aval pendage	Aval pendage	Déstructuré et fracturé par un réseau de failles
Sous-cavage	Présent	Présent	Absent	Absent

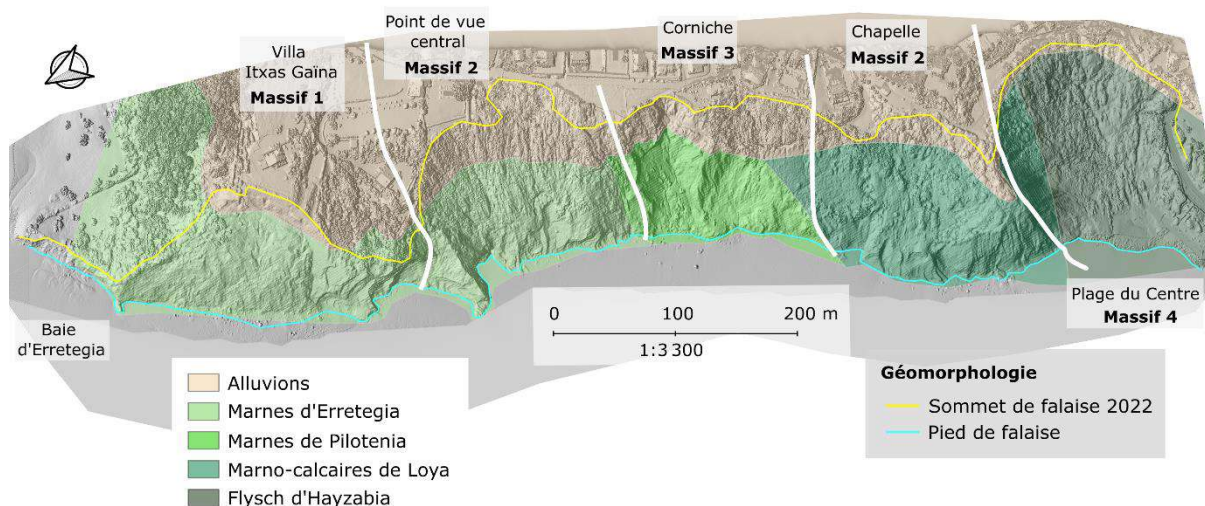


Figure 4.23 : Répartition spatiale des types de massifs en fonction des facteurs géologiques décrits dans le Tableau 4.2. MNS ombré de l'Avion Jaune (2022).

Afin de déterminer l'influence de ces facteurs géologiques (lithologie, altération, résistance et structures) sur les types d'instabilités gravitaires déclenchés sur la falaise de Bidart, il est nécessaire d'améliorer l'inventaire régional en spatialisant les altitudes de départ des types d'instabilités.

3. Un façonnement récent par diverses instabilités gravitaires

A Bidart, l'inventaire régional recense trois types d'instabilités gravitaires : les glissements-coulées, les glissements de matériaux fins et les glissements de matériaux mixtes. A l'échelle du site, nous disposons d'orthophotographies 25 fois mieux résolues et de MNS 625 fois mieux résolus qu'à l'échelle régionale (orthophotographie à 2 cm/pixel au lieu de 10 cm/pixel et MNS à 4 cm, Chapitre 2 :3.1.1). Cette section a pour objectif d'améliorer la caractérisation des processus gravitaires et de leurs facteurs de prédisposition en matière de répartition spatiale et d'évolution temporelle. Tout d'abord, il s'agit d'améliorer l'identification des types d'instabilités gravitaires, d'affiner leur délimitation spatiale et d'identifier leurs facteurs de prédisposition à partir des données acquises par drone entre 2019 et 2022 dans le cadre du projet EZPONDA. Dans un second temps, le but est de caractériser l'évolution spatiale et temporelle de chaque type d'instabilité gravitaire. Quel est le temps de retour de chaque type d'instabilité et comment évolue leur géométrie du versant jusqu'au sommet ? Les méthodologies déployées pour réaliser ces analyses sont les mêmes qu'à Socoa : par observations de terrain et photo-interprétation (Chapitre 3 :1.3.1).

3.1. Les types d'instabilités gravitaires de la falaise de Bidart : mécanismes de rupture, inventaire et facteurs de prédisposition

Les observations sur site ont permis d'améliorer l'inventaire réalisé à l'échelle régionale en identifiant cinq types d'instabilités gravitaires sur le site de Bidart (soit deux types supplémentaires) : des glissements-coulées, des glissements de matériaux fins, des glissements de matériaux mixtes, des glissements rocheux banc sur banc et des chutes de blocs. Dans un premier temps, les types d'instabilités sont décrits et interprétés au regard des facteurs géologiques, puis inventoriés. Enfin, chaque type d'instabilité gravitaire est confronté et interprété au regard des facteurs géologiques.

3.1.1. Des types d'instabilités gravitaires érodant des matériaux fins et rocheux

3.1.1.1. Les glissements-coulées

Les glissements-coulées du site de Bidart se déclenchent dans les alluvions et dans les altérites des marnes de Pilotenia, qui atteignent un degré d'altération élevé à très élevé (IV à V) dans la partie active

(Figure 4.24-A). L'altitude de l'escarpement de la zone de départ varie de 55 à 72 m d'altitude dans les alluvions, et de 20 à 55 m dans les altérites des marnes de Pilotenia (Figure 4.24-B et C). La propagation des matériaux est chenalisée dans un thalweg, matérialisé par l'intersection d'un plan de stratification aval pendage et d'un plan de faille transversale ou oblique (sur la Figure 4.24-B, une faille transversale de famille 3-T), favorables à un point d'échappement en direction de l'Océan.

Des témoins de ruissellement sont observés à deux interfaces principales (Figure 4.24) :

- Entre les altérites sommitales des marnes de Pilotenia et les alluvions à 55 m d'altitude, des sources pérennes sont présentes. Lorsque l'escarpement de roche affleurante est à une altitude plus basse, des sources sont également observées à la tête de cet escarpement, notamment le long de failles ;
- Dans les alluvions, à environ 68 m d'altitude, des rills témoignent de ruissellement intermittent.

Ces témoins de ruissellement s'expliquent par la présence de niveaux argileux imperméables à la base des alluvions supérieures et dans les altérites ; ainsi l'eau contenue dans les aquifères alluvionnaires ruisselle dans le versant directement à l'interface des affleurements à nu, ou le long de failles.

Le déclenchement des glissements-coulées dans ces deux matériaux s'opère par leur imbibition en eau météorique. La saturation des alluvions augmente la pression interstitielle et diminue la cohésion des grains, jusqu'au déclenchement d'un glissement-coulée de ces matériaux granulaires (Hung, 2003). Pour rappel, concernant les altérites sommitales des marnes de Pilotenia, leur composition à plus de 50 % d'argiles et notamment de smectites aux propriétés gonflantes, favorise leur fracturation par des cycles d'humectation-dessiccation (Bouchet, 2023). Lorsque ces altérites sont saturées en eau, elles atteignent leur limite de plasticité ce qui déclenche un glissement-coulée (Atterberg, 1911; Hung et al., 2014).

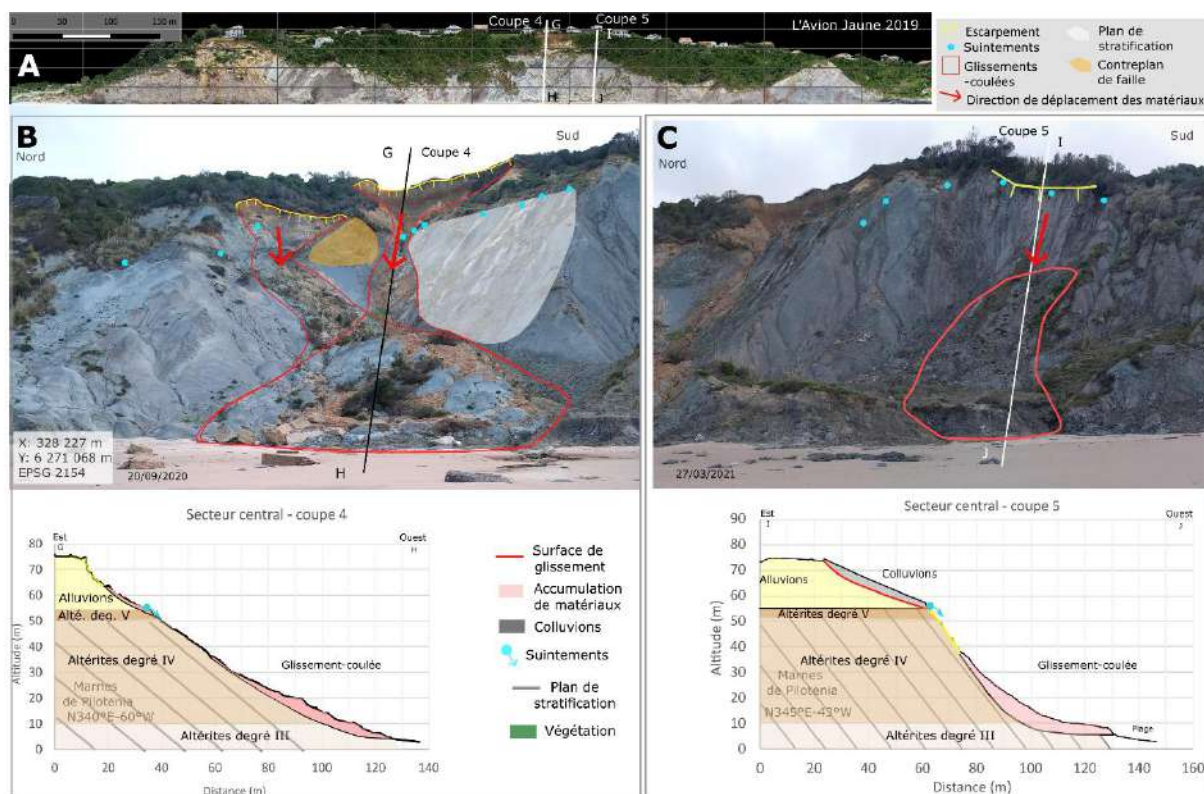


Figure 4.24 : A : Localisation des glissements-coulées interprétés au droit de la Corniche. B : Evènement déclenché dans les alluvions. C : Evènement déclenché dans les altérites des marnes de Pilotenia.

3.1.1.2. Les glissements de matériaux fins

Les glissements de matériaux fins se déclenchent dans les altérites du flysch d'Hayzabia, ou dans les alluvions, entre 35 et 45 m d'altitude (Figure 4.25-A et B). Au droit de la plage du Centre, le glissement déclenché dans le flysch d'Hayzabia se propage dans un thalweg ; il est bordé par des fractures de cisaillement et présente des bourrelets en pied de versant, malgré le confortement d'un enrochement anthropique (Figure 4.25-B et C). Ce glissement est favorisé par les altérites de degré modéré (III) du flysch et une faible résistance (GSI de 07 à 19). Ces altérites sont fracturées par un réseau de failles transverses (famille 2-T) qui contribuent à l'imbibition des matériaux argileux par la circulation de sources pérennes (Figure 4.25-C, points bleus). La saturation des matériaux argileux est favorable au déclenchement de glissements de matériaux fins, si la limite de plasticité des argiles est atteinte (Atterberg, 1911).

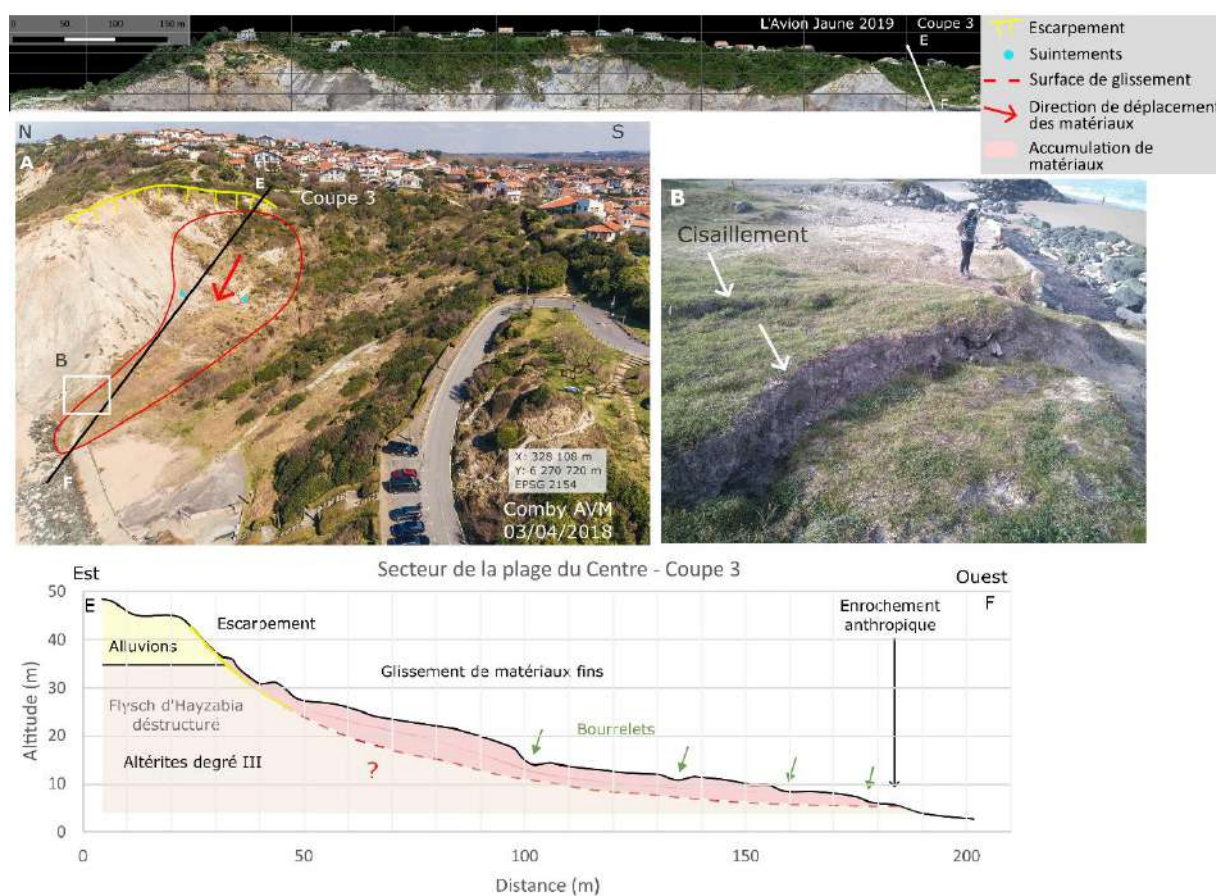


Figure 4.25 : A : Localisation d'un glissement de matériaux fins dans les alluvions et les flyschs d'Hayzabia au droit de la plage du Centre. B : Interprétation du phénomène photographié et en coupe. La surface de glissement est supposée.

3.1.1.3. Les glissements de matériaux mixtes

Les glissements de matériaux mixtes se déclenchent au nord du site dans les marnes d'Erretega (altérées aux degrés III à IV) et dans les alluvions sommitales, au nord du site (Figure 4.26-A).

L'évènement le plus remarquable du site est localisé à 15 m environ de la villa Itxas Gaina (Figure 4.26-B). Il présente un escarpement de 170 m de large et une propagation de 100 m de long. L'escarpement de 20 m de hauteur est situé dans les alluvions ; il est couvert sur les 10 premiers mètres par un géotextile depuis juin 2020. Sous ce géotextile, du ravinement est observé (Figure 4.26-B). Sous l'escarpement, le profil de pente est convexe, constitué d'alluvions et de blocs de marnes d'Erretega de dizaines à centaines de m³ (Garnier, 2018).

Cet évènement qui était latent en 2017 s'est déclenché en trois phases : son évolution historique sera détaillée dans le §3.2 de ce chapitre. Les deux premières phases déclenchées le 21/07/2017 puis « quelques semaines plus tard » sont qualifiées « d'éboulements » aux volumes estimés à 150 m³ et 1 000 m³ (Garnier, 2018). Ces deux évènements ont induit un sapement basal des marnes d'Erretegia, constituant un point d'échappement favorable à leur glissement rocheux banc sur banc. La troisième phase de ce glissement de matériaux mixtes s'est déclenchée entre le 30/11/2017 et le 01/12/2017, impliquant 4 m de recul du sommet de falaise (Garnier, 2018). Le glissement rocheux banc sur banc des marnes d'Erretegia a induit le glissement des alluvions sus-jacentes. L'aval du glissement est atteint par la houle qui érode des matériaux à chaque marée (altitude atteinte par les plus hautes marées astronomiques : 2,7 m NGF).

La surface de rupture de ce glissement est constituée du plan de stratification des marnes d'Erretegia et se prolonge dans les alluvions sus-jacentes (Figure 4.26-coupe 4). La géométrie du plan de stratification et de l'axe du pli synclinal sont conformes à la pente et sont donc favorables à du glissement rocheux banc sur banc (Hungre et al., 2014; Stead et Wolter, 2015). Les failles longitudinales en rampes paliers (famille 5-L, Figure 4.14-B) et transversales (famille 4-T) au linéaire côtier contribuent à la fracturation des marnes d'Erretegia (Figure 4.26-coupe 4) (Razin, 1989).

Les alternances de compositions plus ou moins calcaires ou argileuses de la roche mère ont contribué à une résistance globale du massif relativement élevée (GSI de 17 à 38). Cependant, le degré d'altération modéré à élevé (III à IV) augmente les proportions argileuses des matériaux et réduit leur résistance à la contrainte : les niveaux altérés à dominante argileuse sont donc des surfaces de rupture préférentielles pour un glissement rocheux banc sur banc. Ainsi, le déclenchement a été favorisé par des apports d'eau météorique dans les discontinuités : les plans de stratification et les failles qui les recoupent. Ces niveaux argileux soumis à des processus d'humectation-dessiccation se sont fracturés progressivement jusqu'à la rupture des ponts rocheux sur l'ensemble de la dalle (Vivoda Prodan et al., 2017).

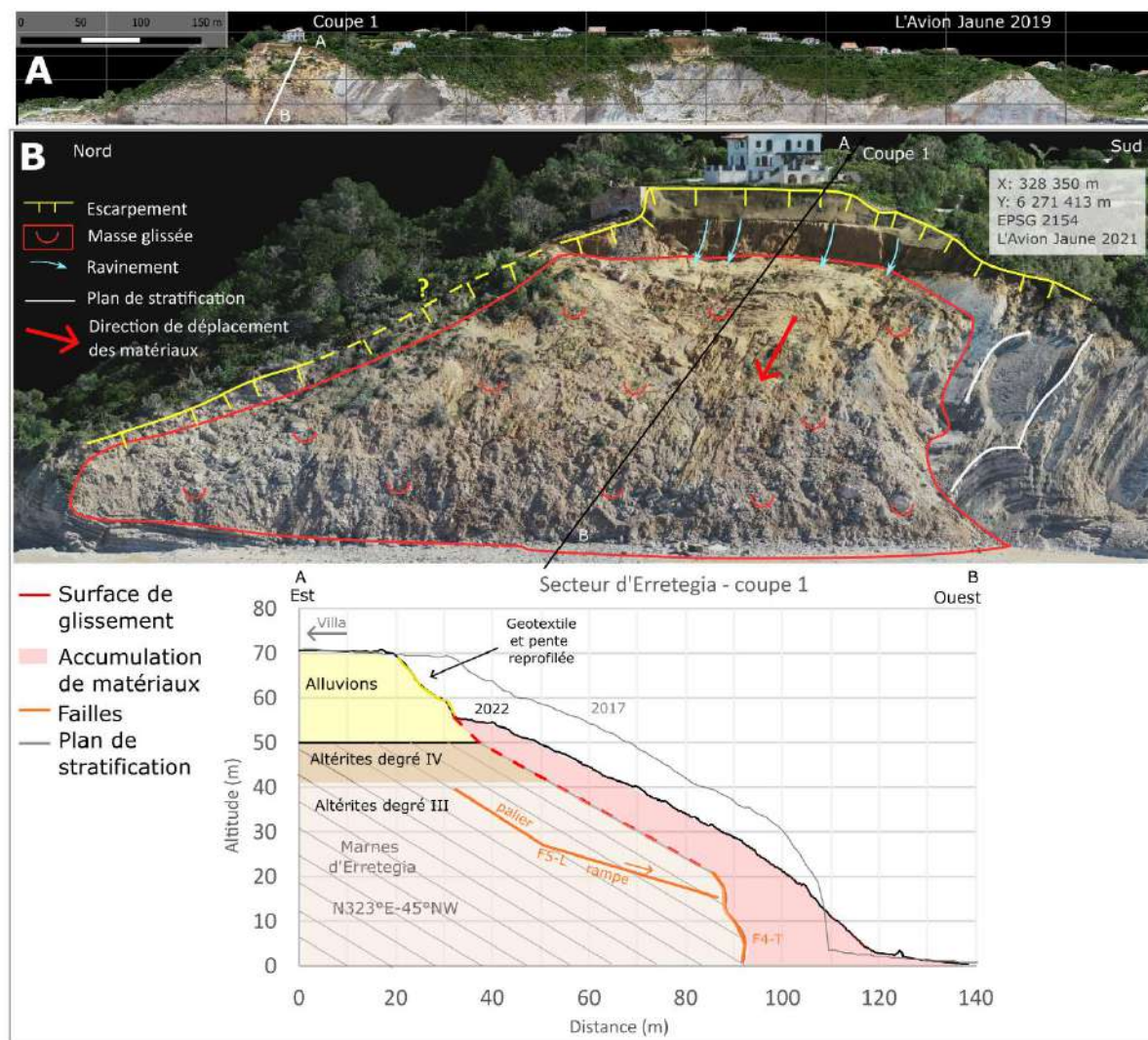


Figure 4.26 : A : Localisation du glissement de matériaux mixtes au droit de la villa Itxas Gaïna. B : Interprétation du phénomène sur photographie et coupe.

3.1.1.4. Les glissements rocheux banc sur banc

Les glissements rocheux banc sur banc sont observés dans les marnes d'Erretegia et dans les marno-calcaires de Loya, où ces roches présentent des degrés d'altération compris entre IB et III (Figure 4.27). Les zones de départ de ces instabilités sont situées entre 10 et 50 m d'altitude (Figure 4.27). Des bancs rocheux d'épaisseur pluridécimétrique glissent le long des plans de stratification des flyschs, conformes à la pente (Figure 4.27-B). Les glissements rocheux banc sur banc présentent une géométrie en dièdre due à l'intersection d'un contreplan de faille transversale (familles 3-T et 4-T) avec le plan de stratification (Figure 4.27-B). Ce contreplan faillé permet au banc de se désolidariser du massif. Un troisième plan de faille longitudinal amont pendage peut constituer une perte de butée en pied de la dalle (Figure 4.27-B, coupe : linéaire orange).

Les matériaux érodés présentent des degrés d'altération faibles à modérés (IB à III) selon les alternances de bancs qui les constituent. Un degré d'altération modéré augmente les proportions d'argiles de sa roche mère et favorise sa rupture par répétition de cycles d'humectation-dessiccation (Vivoda Prodan et al., 2017). Ce processus est rendu possible par la circulation d'eau dans le massif le long des plans de stratification et des failles. Ainsi, les bancs les plus altérés constituent des surfaces de rupture préférentielles pour les bancs sus-jacents, faiblement altérés.

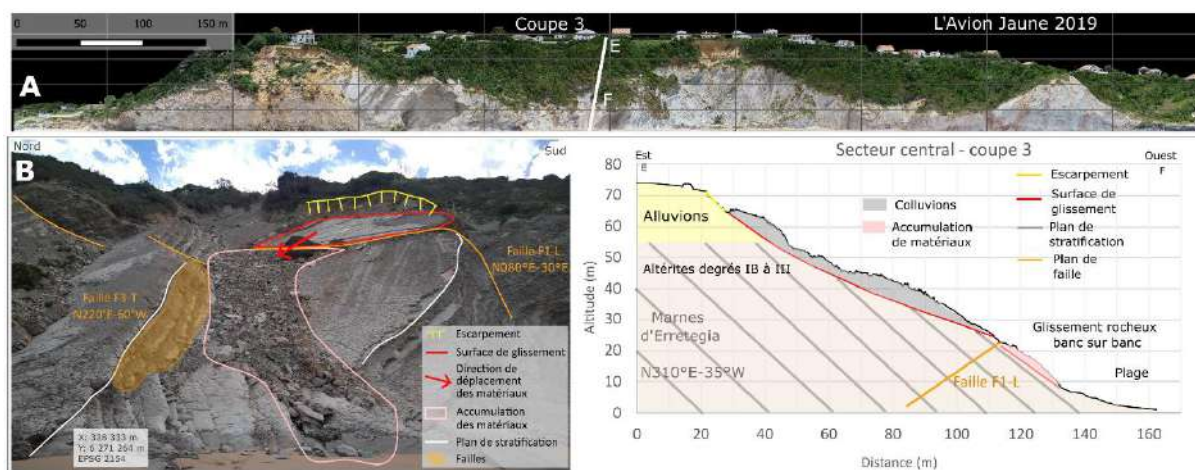


Figure 4.27 : A : Localisation d'un glissement rocheux banc sur banc dans les marnes d'Erretegia. B : Photographie et coupe interprétées d'un glissement rocheux banc sur banc.

3.1.1.5. Les chutes de blocs

Les chutes de blocs sont localisées dans les marnes d'Erretegia faiblement à modérément altérées (IB à III) (Figure 4.28). L'altitude des zones de départ des chutes de blocs varie de 5 à 50 m (Figure 4.28). Sur la coupe interprétée, Figure 4.28, la zone de rupture de ces blocs est située le long d'un profil quasiment vertical. D'une façon plus générale, les secteurs sous-cavés du site (Figure 4.28) sont corrélés avec les chutes de blocs inventoriés : ils sont uniquement présents dans les marnes d'Erretegia.

Les volumes des blocs atteignent entre 0,3 et 0,5 m³. L'intersection de plusieurs discontinuités forment ces blocs : les plans de stratification et des failles, notamment les failles longitudinales de famille 5-L en palier-rampe (Figure 4.28- fractures A-A' et B-B') et d'autres failles transversales quasiment verticales, de familles 3-T et 4-T (Figure 4.28- fractures C-C' et D-D'). La circulation de l'eau dans ces fractures favorise la décarbonatation des marno-calcaires et les cycles d'humectation-dessiccation, contribuant à la rupture progressive de ponts rocheux jusqu'à la chute (D'Amato et al., 2016).

Ainsi, le faible degré d'altération (IB à III) des matériaux érodés par chute de blocs leur confère une résistance relative (GSI 17 à 38) qui permet au profil de pente de se verticaliser et d'être sous-cavé. Cette caractéristique géomorphologique permet aux matériaux de chuter, ce qui les distingue des glissements rocheux banc sur banc déclenchés dans les mêmes matériaux.

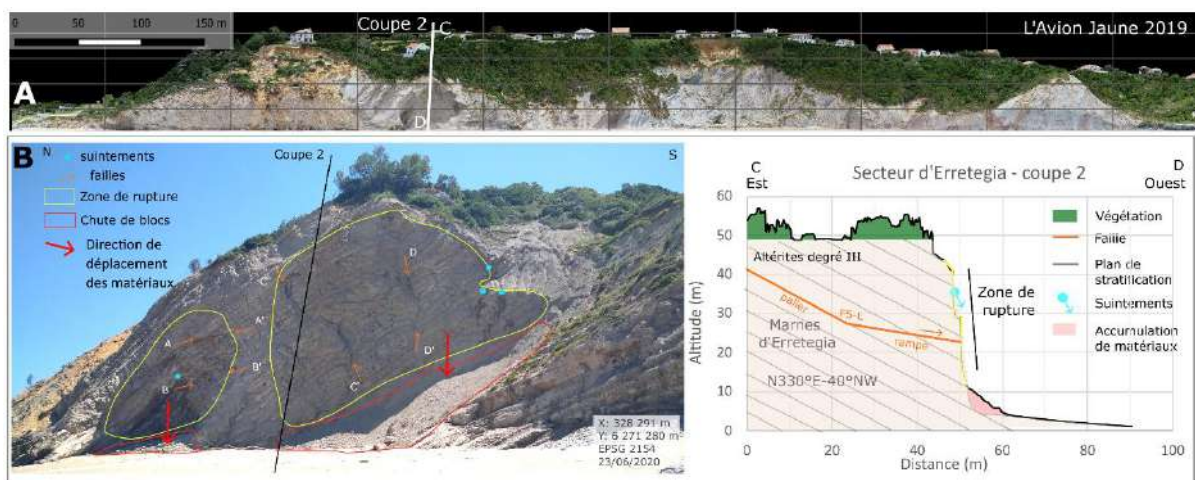


Figure 4.28 : A : Localisation de chutes de blocs dans les marnes d'Erretegia. B : Photographie et coupe interprétées.

3.1.2. Inventaire des types d'instabilités

Le site de Bidart comprend 34 instabilités gravitaires parmi lesquelles 25 sont actives¹⁷ et 9 sont latentes (Tableau 4.3 et Figure 4.29-A et B, à partir de la nomenclature établie dans le chapitre 2). L'ensemble de ces évènements actifs et latents affectent environ 60 000 m², soit 62% des 97 400 m² du versant complet (surface projetée sur un plan horizontal). Les types d'instabilités les plus abondants sont les glissements-coulées (13 évènements) et les glissements rocheux banc sur banc (11 évènements). Les surfaces projetées cumulées s'échelonnent de 20 000 m² pour les glissements-coulées (13 évènements), 18 000 m², pour les glissements de matériaux fins (4 évènements), 13 700 m² pour les glissements de matériaux mixtes (2 évènements), 7 400 m² pour les glissements rocheux banc sur banc (11 évènements), à 870 m² pour les chutes de blocs (4 évènements).

Tableau 4.3 : Caractéristiques des types d'instabilités gravitaires sur l'ensemble du site.

Types d'instabilités	Évènements (nombre)	Activité (actif ; latent)	Surface projetée cumulée (m ² ; % de la falaise)	Pente moyenne (en degrés)
Glissement-coulée	13	7 ; 6	20 000 ; 20	42
Glissement de matériaux fins	4	3 ; 1	18 000 ; 18	34
Glissement de matériaux mixtes	2	2 ; 0	13 700 ; 14	42
Glissement rocheux banc sur banc	11	9 ; 2	7 400 ; 7	41
Chute de blocs	4	4 ; 0	870 ; 1	50
Total	34	25 ; 9	60 000 ; 62	-

¹⁷ Pour rappel, un évènement est considéré actif s'il s'est déclenché sur la période d'étude entre juin 2019 et octobre 2022, autrement il est classé comme latent (Chapitre 2 :3.1.1).

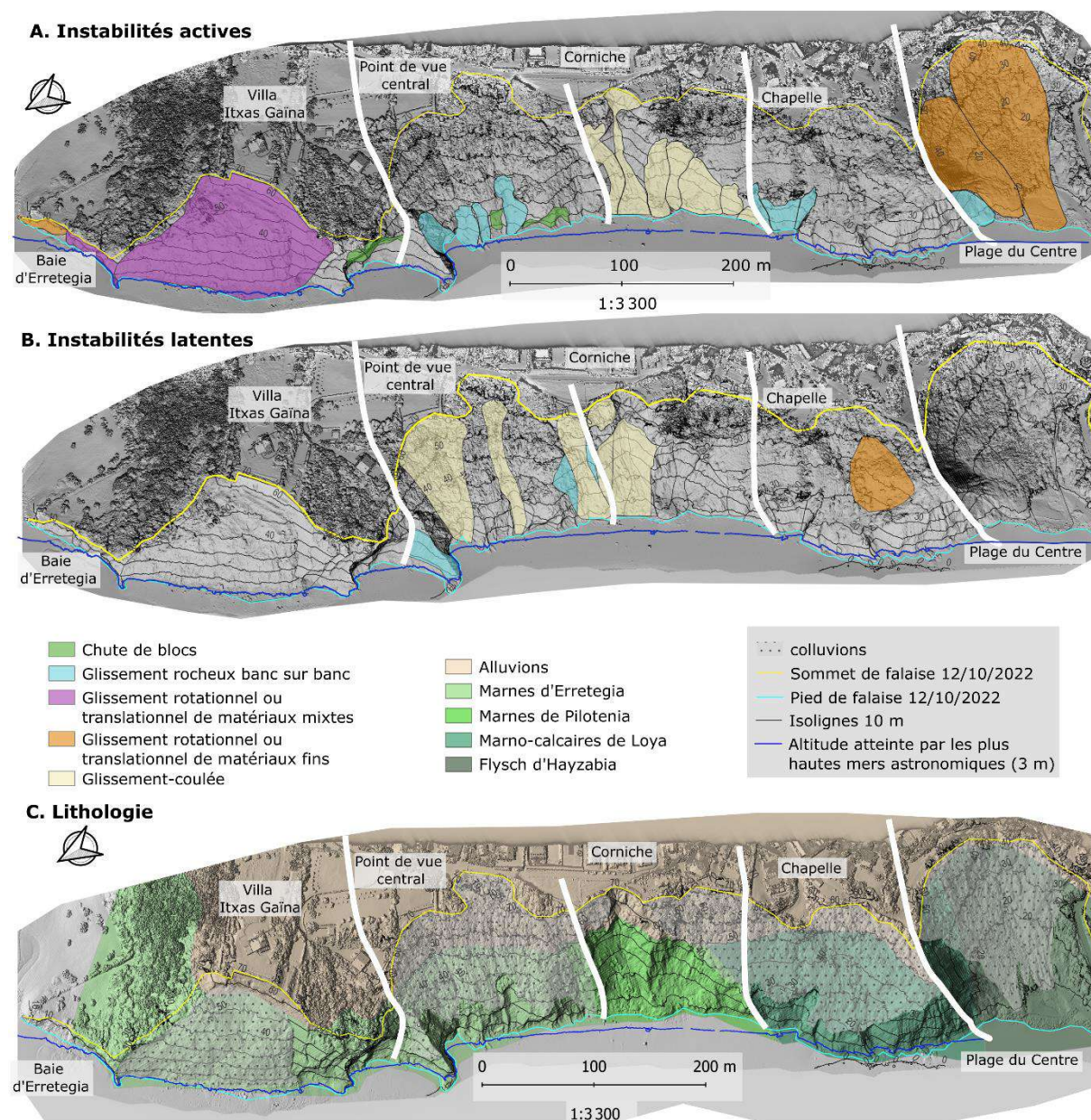


Figure 4.29 : Localisation des instabilités gravitaires à Bidart. A : Instabilités gravitaires actives (moins de 3 ans d'activité). B : Instabilités gravitaires latentes. C : Lithologies de la falaise de Bidart (sur MNS ombré de l'Avion Jaune, 2022).

3.1.3. Synthèse

Les facteurs géologiques et géomorphologiques du site de Bidart contrôlent la répartition spatiale des types d'instabilités gravitaires ; les combinaisons de facteurs par type d'instabilité sont synthétisées dans le Tableau 4.4. Ainsi, des relations sont établies entre type d'instabilité gravitaire et facteurs de prédisposition.

Dans le but de caractériser les relations entre les types d'instabilités gravitaires et les vitesses de recul du sommet de falaise, il est nécessaire de considérer leur temporalité : comment évoluent ces phénomènes dans l'espace et dans le temps ? L'analyse qualitative d'images aériennes historiques permettra d'identifier les phénomènes ayant contribué au recul du sommet de la falaise et d'évaluer les temps de retour de ce recul.

Tableau 4.4 : Facteurs géologiques et géomorphologiques par type d'instabilité gravitaire sur le site de Bidart.

	Glissement-coulée	Glissement de matériaux fins	Glissement de matériaux mixtes	Glissement rocheux banc sur banc	Chutes de blocs
Lithologies	Alluvions ou marnes de Pilotenia	Alluvions ou flysch d'Hayzabia	Alluvions et marnes d'Erretegia	Marnes d'Erretegia et marno-calcaires de Loya	Marnes d'Erretegia
Présence de failles dans la roche mère	Transverses	Transverses : fracturation intense	Transverses et longitudinales	Transverses et longitudinales	Transverses et longitudinales
Structure	Conforme	Déstructuré	Conforme et pli synclinal	Conforme	Conforme
Degré d'altération	III à V	III	II à IV	IB à III	IB à III
Résistance GSI	09 à 22	07 à 19	17 à 38	17 à 38	17 à 38
Sous-cavage	Absent	Absent	Absent	Absent	Présent

3.2. Des phénomènes érosifs actifs entre 1938 et 2018

Certaines instabilités gravitaires du site de Bidart n'atteignent pas le sommet de falaise où se situent les enjeux. Afin de comprendre la contribution de ces phénomènes sur le recul du sommet de falaise, il est nécessaire de caractériser leur évolution spatiale et temporelle : quels types d'instabilités contribuent à ce recul ? Quelle est la période de retour du recul du sommet de falaise ? Il s'agit de comprendre comment les phénomènes gravitaires s'inscrivent dans un cycle d'érosion complet, depuis l'érosion du pied jusqu'au sommet de la falaise (Cambers, 1976).

Afin de répondre à ces questions et d'évaluer le temps de retour d'un événement de façon représentative de la dynamique érosive de la falaise, les données doivent dépasser la durée d'une période de retour (Cambers, 1976; Sunamura, 1992; Rohmer et Dewez, 2013; Prémaillon, 2018). A Bidart, peu d'informations qualitatives et quantitatives sont disponibles pour ce site. Afin de pallier ce manque et de comprendre l'évolution du versant et des instabilités, une analyse diachronique a été entreprise à partir de photographies aériennes et d'orthophotographies entre 1938 et 2018 à l'instar de la méthode employée à Socoa (Chapitre 3 :4.4). Cette analyse a été réalisée par secteurs en fonction du contexte géologique. Pour certains d'entre eux, la photographie aérienne de 1938 n'a pas été utilisée car sa qualité ne permettait pas toujours d'évaluer l'état initial de la falaise.

A Bidart, entre 1938 et 2018, le sommet de falaise a reculé uniquement sur deux secteurs (Figure 4.30, surfaces jaunes) : dans le secteur d'Erretegia, de 17 m de distance horizontale, et au secteur de la plage du Centre, au niveau d'un cap, de 20 m (Martins et al., 2021).

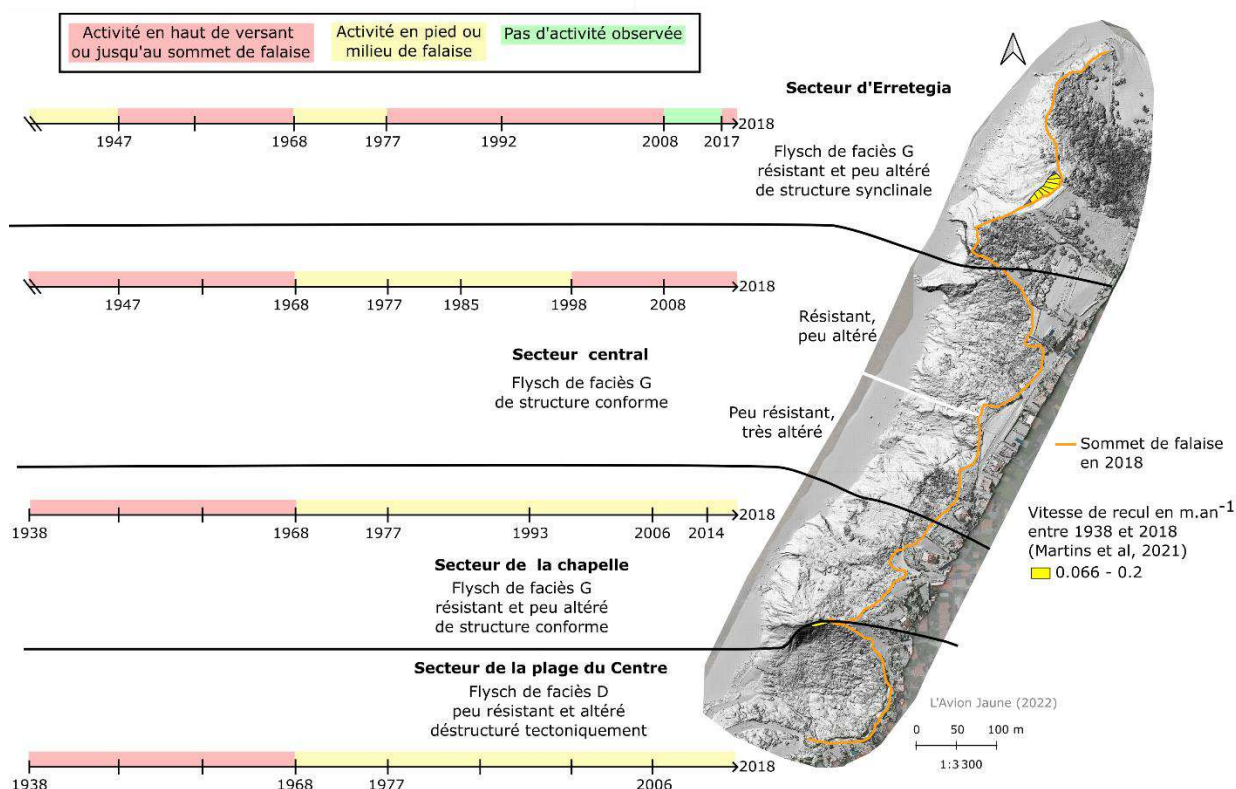


Figure 4.30 : Frises chronologiques de l'activité érosive de la falaise de Bidart en fonction des secteurs, de la période d'analyse et de la localisation dans le versant (en pied et milieu de falaise en jaune, en haut de falaise en rouge (sur MNS ombré de l'Avion Jaune, 2022)).

L'analyse qualitative d'orthophotographies permet d'observer que le haut de falaise d'autres secteurs a également été érodé, sans impliquer le recul du sommet : c'est le cas de tous les secteurs entre 1947 et 1968 (Figure 4.31 à Figure 4.34). Puis entre 1968 et 1977, l'activité érosive de l'ensemble du site de Bidart se concentre sur la partie inférieure de falaise. Entre 1977 et 2018, l'activité est variable selon les secteurs (Figure 4.30) : par exemple aux secteurs de la chapelle et de la plage du Centre, l'activité tend à diminuer et à se cantonner au pied du versant jusqu'en 2018 (Figure 4.33 et Figure 4.34). En revanche sur le secteur central (Figure 4.32), l'activité érosive n'affecte que le pied de versant entre 1977 et 1998 avant de remonter dans le versant et d'atteindre le sommet de falaise entre 1998 et 2018. Le secteur d'Erretegia est actif avec de l'érosion atteignant le sommet de falaise entre 1977 et 2008, puis ne présente plus de signe d'activité entre 2008 et 2017 (Figure 4.31). Entre 2017 et 2018, une réactivation remarquable affecte le sommet de falaise suite au déclenchement du glissement de matériaux mixtes de la villa Itxas Gaïna (Figure 4.31).

Cette analyse permet de mettre en évidence que les secteurs d'Erretegia et le secteur central ont été actifs en partie supérieure de falaise respectivement à trois et deux reprises entre 1938 et 2018. Entre ces périodes d'activité en partie supérieure de falaise, l'érosion était aussi active en partie inférieure de falaise, excepté entre 2008 et 2017 au secteur d'Erretegia. En revanche, pour les secteurs de la chapelle et de la plage du Centre, l'érosion de la partie supérieure de falaise ne s'est pas réactivée depuis 1968 (en 2023).

Ainsi, le temps de retour d'activité érosive en partie supérieure de falaise est estimé de 30 à 40 ans dans le secteur d'Erretegia, au droit de la villa et à 30 ans dans le secteur central, au droit de la Corniche. Ces temps de retour correspondent respectivement à un glissement de matériaux mixtes et à un glissement-coulée.

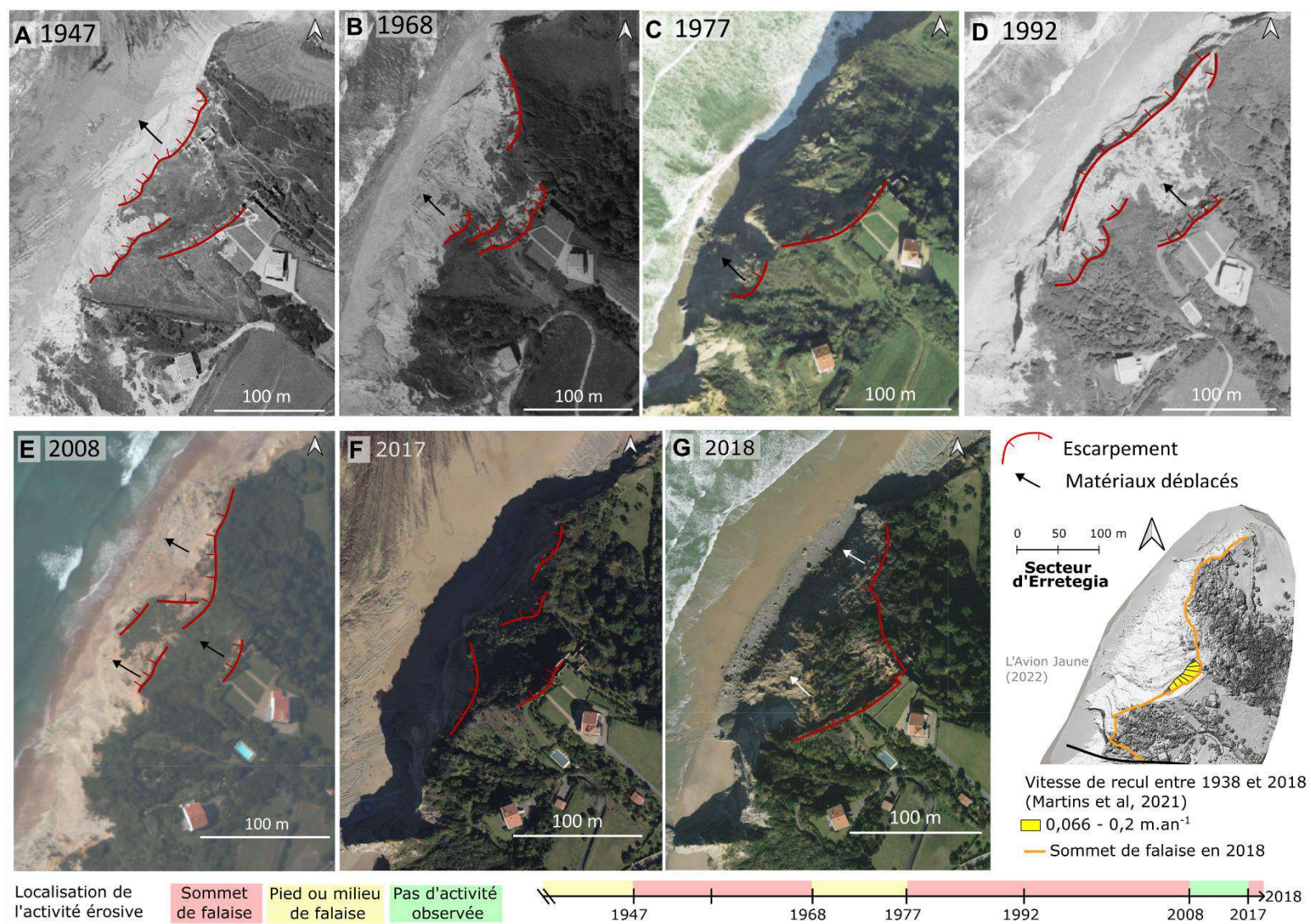


Figure 4.31 : Comparaison de photographies et orthophotographies aériennes du secteur d'Erretegia entre 1947 et 2018. Cette falaise est caractérisée par un substratum constitué d'un flysch résistant en structure synclinale. A : 1947. B : 1968. C : 1977. D : 1992. E : 2008. F : 2017. G : 2018.

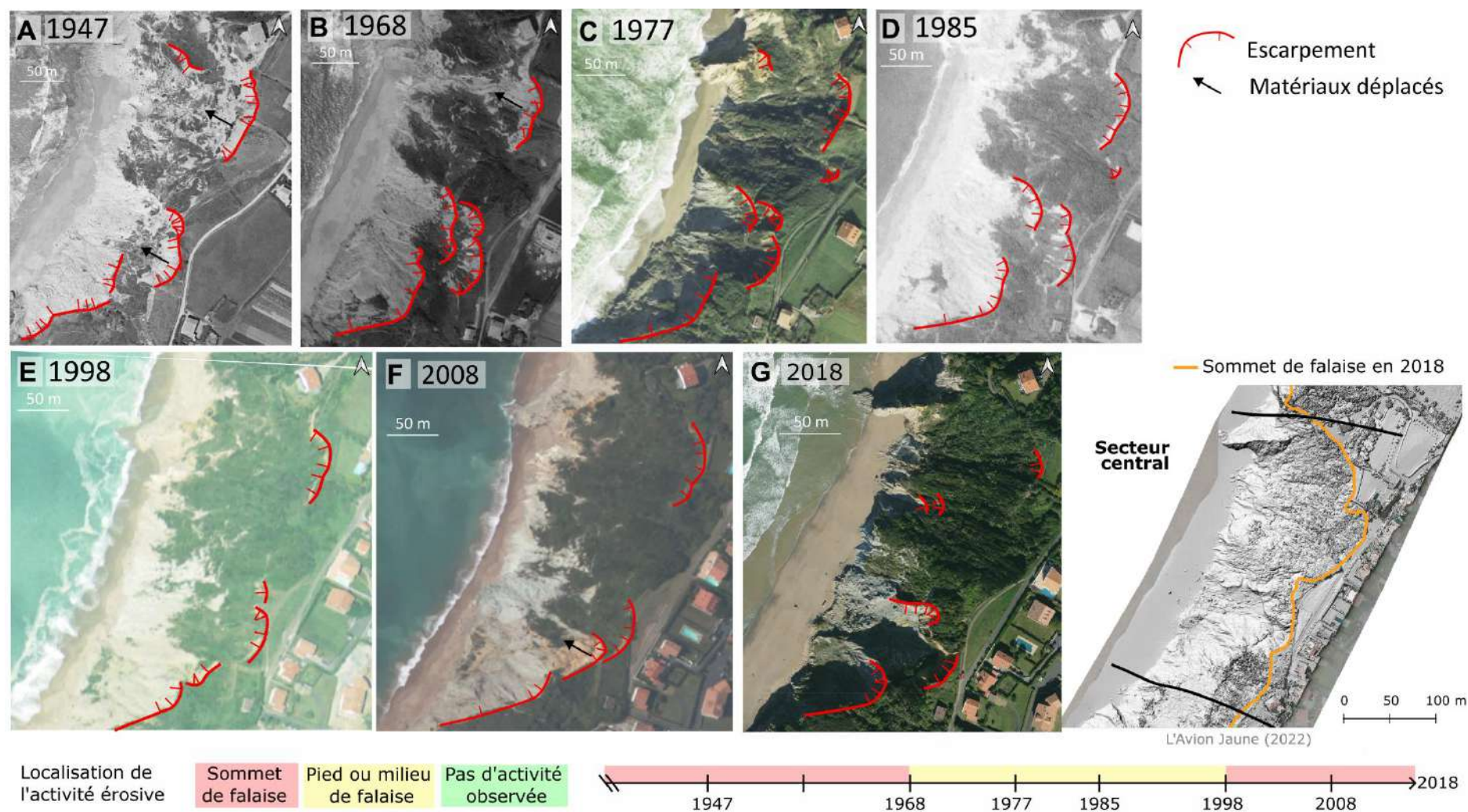


Figure 4.32 : Comparaison de photographies et orthophotographies aériennes du secteur central entre 1947 et 2018. Cette falaise est caractérisée par un substratum composé d'un flysch de structure conforme, dont la résistance est forte au NNW et faible au SSW. Il s'agit des marnes de Pilotenia et des marnes d'Erretegia, dont les degrés d'altération diffèrent. A : 1947. B : 1968. C : 1977. D : 1985. E : 1998. F : 2008. G : 2018.

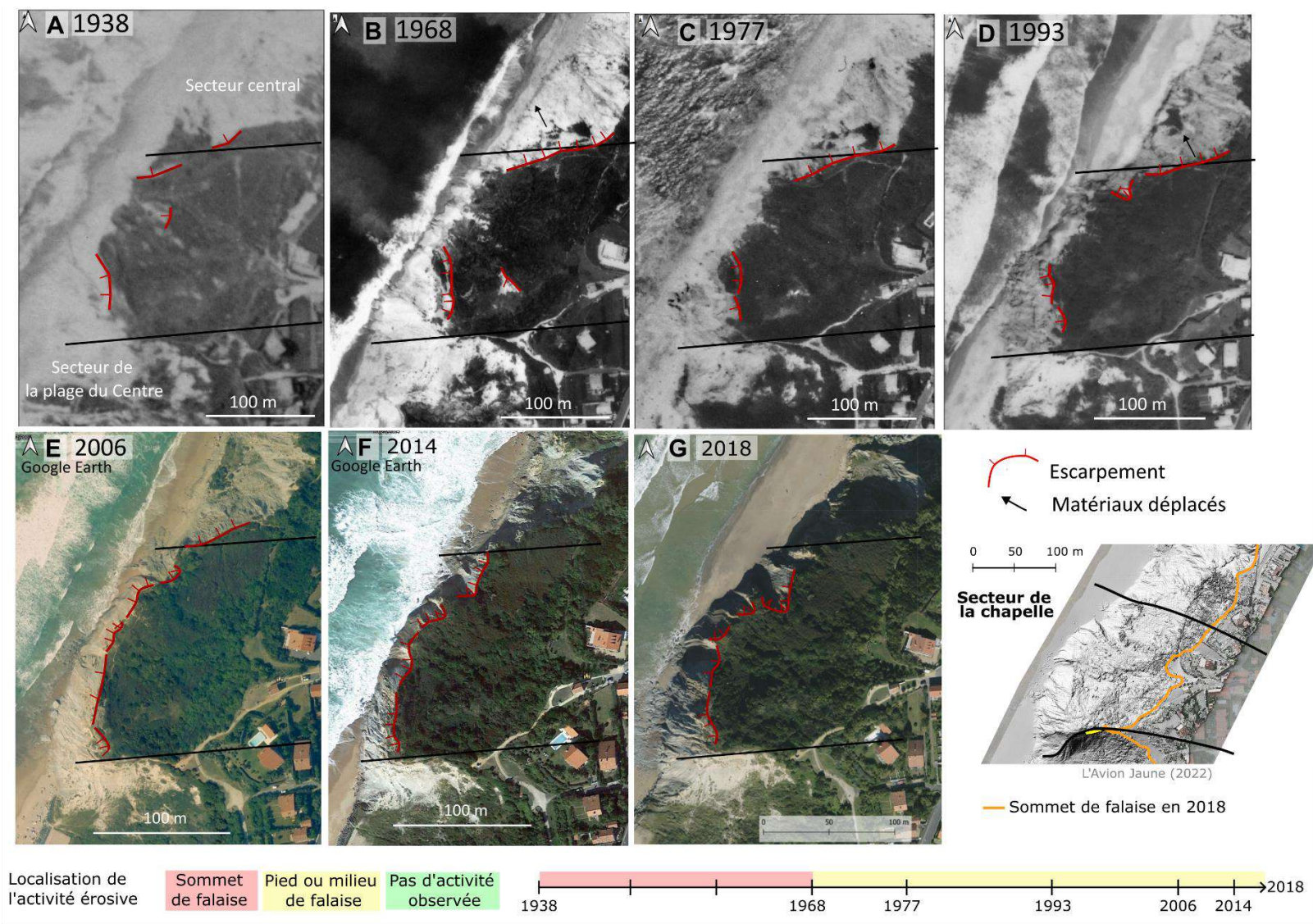


Figure 4.33 : Comparaison de photographies et orthophotographies aériennes du secteur de la chapelle entre 1938 et 2018. Le substratum de ce massif est constitué d’un flysch résistant de structure conforme à la pente : les marno-calcaires de Loya. A : 1938. B : 1968. C : 1977. D : 1993. E : 2006. F : 2014. G : 2018.

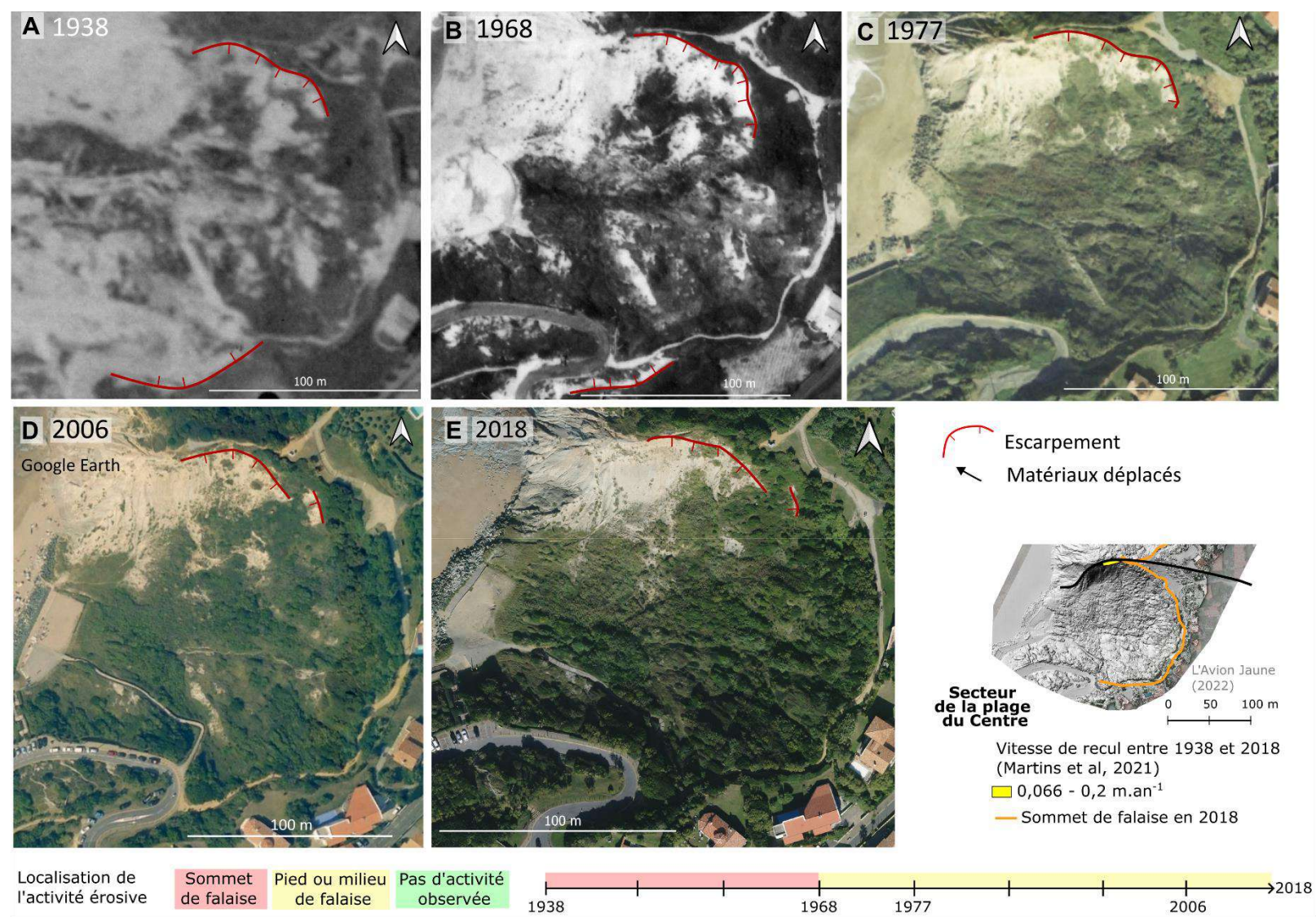


Figure 4.34 : Comparaison de photographies et ortho-photographies aériennes du secteur de la plage du Centre entre 1938 et 2018. Le substratum de cette falaise est constitué d’un flysch peu résistant et déstructuré tectoniquement par un réseau de failles : le flysch d’Hayzabia. A : 1938. B : 1968. C : 1977. D : 2006. E : 2018.

Entre 1938 et 2018, peu d'évènements gravitaires ont contribué au recul du sommet de falaise de Bidart. Pourtant la falaise est érodée par de nombreux processus gravitaires sous le sommet. Quels sont les gammes de volumes érodés selon le type d'instabilité gravitaire ? L'érosion de ces volumes diffère-t-elle dans le temps ?

3.3. Quantification des volumes érodés par type d'instabilité entre 2019 et 2022

Le recul planimétrique du sommet de la falaise de Bidart entre 1938 et 2018 est uniquement observé au droit de la villa et de la plage du Centre : il est évalué à $0,15 \text{ m.an}^{-1}$ (Martins et al., 2021). Cet indicateur n'informe pas sur les vitesses d'érosion sous le sommet. Pourtant cette falaise est érodée par cinq types d'instabilités gravitaires différentes qui n'affectent pas toutes le sommet de falaise. Ainsi, les objectifs de cette section sont : (1) de quantifier les volumes érodés par type d'instabilité gravitaire et (2) de comprendre quels facteurs contribuent aux variations temporelles des volumes érodés.

Les méthodes utilisées ici sont les mêmes que celles détaillées pour le site de Socoa (Chapitre 3 :4.1). Les volumes érodés ont été quantifiés sur sept périodes différentes entre le 20 juin 2019 et le 11 octobre 2022 (Tableau 4.5 et Figure 4.35) par différentiels altimétriques de 6 MNS (James et al., 2012). Ces MNS ont été produits à partir de nuages de points lidar acquis par l'Avion Jaune lors de 6 campagnes (Tableau 4.5 et annexe 6). La résolution des différentiels est de 4 cm en XY et les valeurs significatives Z sont supérieures à 10 cm (James et al., 2012; Lacroix, 2016).

Tableau 4.5 : Dates d'acquisition des données photogrammétriques sur le site de Bidart pour les 6 campagnes.

Numéro de campagne	Date d'acquisition
Campagne 1 (C1)	20/06/2019
Campagne 2 (C2)	29/09/2019
Campagne 3 (C3)	10/03/2020
Campagne 4 (C4)	17/09/2020
Campagne 5 (C5)	07/10/2021
Campagne 6 (C6)	12/10/2022



Figure 4.35 : Frise chronologique des campagnes d'acquisition photogrammétriques et correspondances avec les périodes d'étude.

3.3.1. Résultats

Au cours de la période d'étude totale de 3 ans, 3 mois et 22 jours (1210j, campagnes C1 à C6) $57\,500 \text{ m}^3$ de matériaux se sont érodés (Figure 4.36 et Figure 4.37). Les volumes totaux érodés par types d'instabilités sont de : $49\,000 \text{ m}^3$ pour les glissements de matériaux mixtes, $3\,000 \text{ m}^3$ pour les glissements rocheux banc sur banc, $2\,500 \text{ m}^3$ pour les glissements-coulées, $2\,300 \text{ m}^3$ pour les chutes de blocs et 600 m^3 pour les glissements de matériaux fins. L'écart remarquable de 3 ordres de grandeur entre les volumes des glissements de matériaux mixtes et des autres types d'instabilités nous a conduit à représenter leurs distributions des volumes érodés séparément sur la Figure 4.36.

Cette différence de volumes s'explique par le glissement de la Villa Itxas Gaïna dont l'activité est continue depuis 2017 et ayant érodé $48\,000 \text{ m}^3$, soit 83% du volume total érodé sur la période (Figure 4.36). Sa volumétrie n'est pas représentative de tous les glissements de matériaux mixtes puisqu'un

autre évènement de ce type présente un volume de 500 m³, soit un volume 93 fois inférieur. L'écart-type des volumes érodés par glissements de matériaux mixtes est de 34 000 m³.

Au cours des trois périodes annuelles, les volumes totaux érodés (Figure 4.36 et Figure 4.37) : (1) augmentent d'un facteur 1,4 entre les années 1 et 2, avec respectivement 19 000 m³ et 27 000 m³ érodés, (2) diminuent d'un facteur 2,4 entre les années 2 et 3, avec respectivement 27 000 et 11 000 m³ érodés.

Lors des périodes saisonnières, on constate que les volumes totaux érodés au cours des étés 2019 et 2020 sont 2 à 3 fois plus faibles que ceux érodés en hiver 2019 et 2020, avec respectivement 5 100 m³, 7 400 m³ et 16 100 m³ (Figure 4.36, Figure 4.37 et annexe 9).

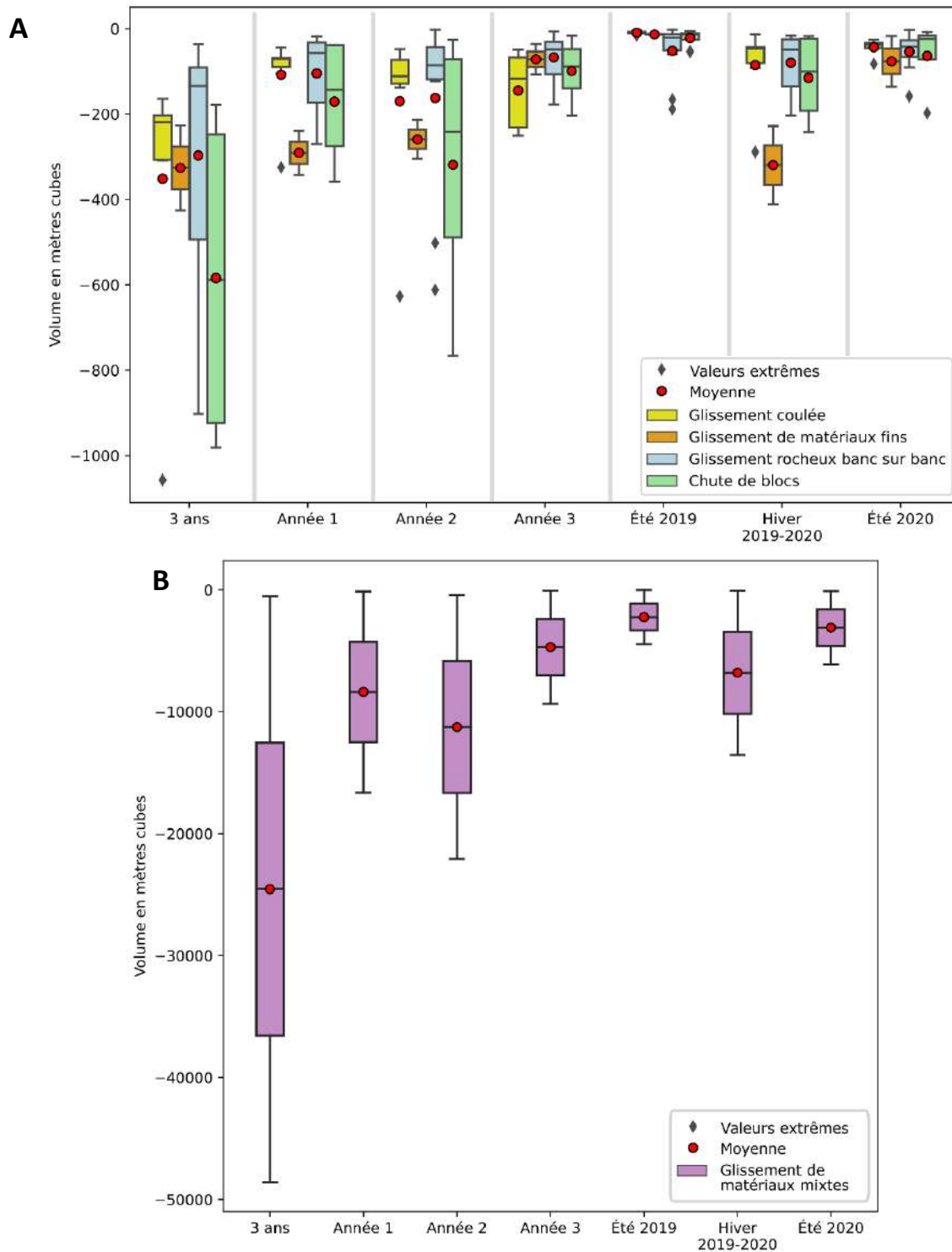


Figure 4.36 : Distributions des volumes érodés par période d'analyse et par type d'instabilité gravitaire. A : Volumes érodés pour les glissements-coulées, les glissements de matériaux fins, les glissements rocheux banc sur banc et les chutes de blocs. B : Volumes érodés pour les glissements de matériaux mixtes.

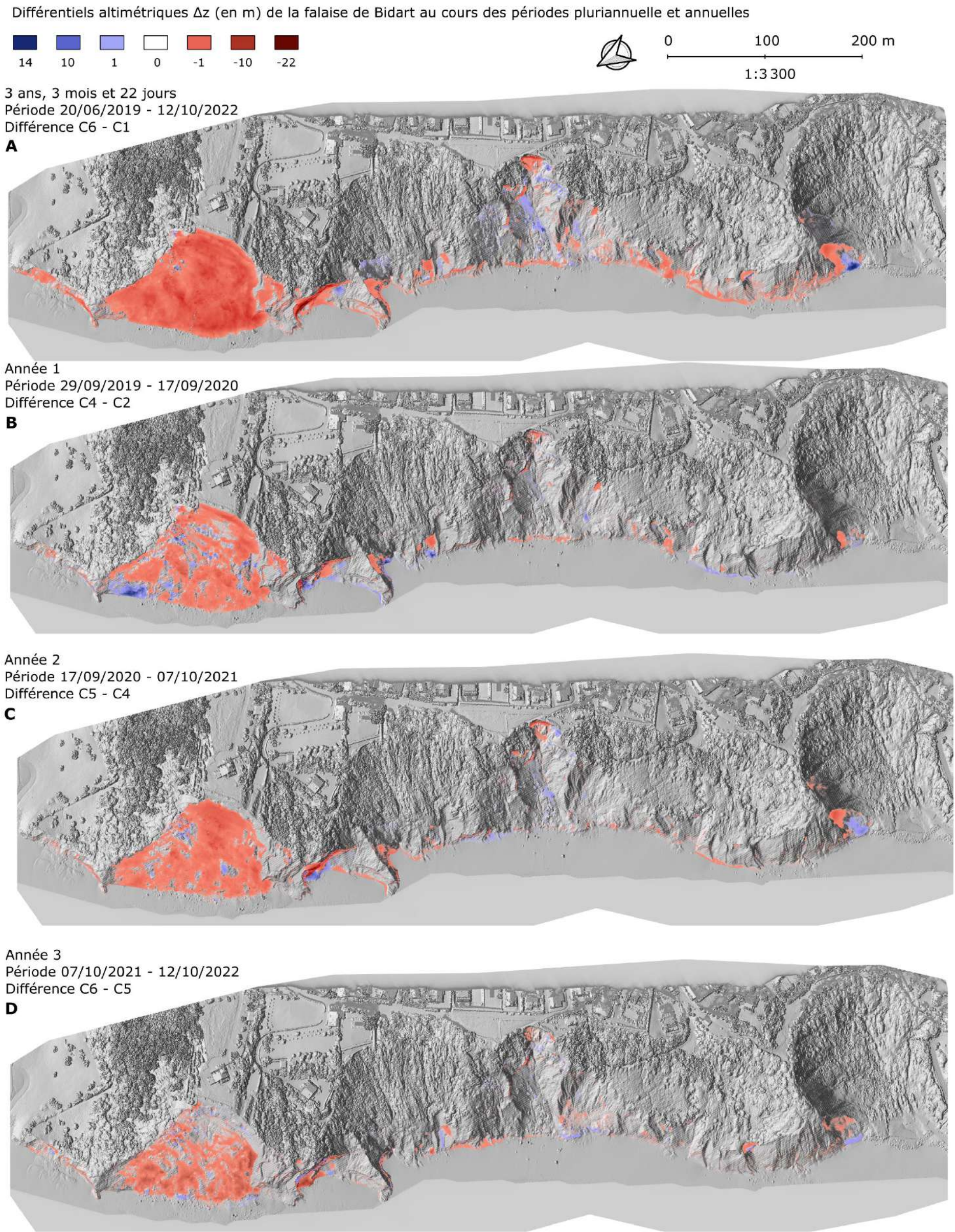


Figure 4.37 : Différentiels altimétriques (en m) du site de Bidart produits à partir des MNS de résolution 4 cm produits depuis les nuages de points lidar acquis par L’Avion Jaune (sur le MNS ombré 2022 par l’Avion Jaune). A : Période pluriannuelle de 3 ans. B : Année 1. C : Année 2. D : Année 3.

3.3.2. Discussion

On constate donc des disparités de volumes érodés entre 2019 et 2022 : (1) pour différents types d'instabilités et (2) à différentes périodes d'analyse annuelles et saisonnières. Ces variations de volumes vont être discutées au regard de leurs facteurs contributifs potentiels (Corominas et al., 2014; Hungr et al., 2014).

Les dimensions remarquables du glissement de matériaux mixtes déclenché au droit de la villa peuvent s'expliquer par la structure en pli synclinal dont l'orientation est conforme au versant. Pour ce phénomène, nous avons constaté que les discontinuités : plans de stratification et de failles, constituent des plans de rupture préférentiels (Hungr et al., 2014; Buchanan et al., 2020). Or, la forme synclinale confère à la falaise un état d'équilibre provisoire : les dalles de flysch susceptibles au glissement banc sur banc convergent en direction de la charnière du pli qui constitue un point de blocage géométrique où les contraintes sont concentrées (Stead et Wolter, 2015). Tant que la charnière du pli ne rompt pas, les dalles sus-jacentes n'ont pas de point d'échappement. Ainsi, la structure synclinale favorise la préparation du massif à des ruptures de dalles de plus grande ampleur que pour une structure conforme. Avec une structure conforme, des glissements rocheux banc sur banc de volumes moyens de 300 m³ se déclenchent à un rythme annuel, sans impact direct sur le sommet de falaise. A contrario avec une structure synclinale, la rupture de la charnière du pli, puis le déclenchement d'un glissement de matériaux mixtes érode environ 48 000 m³ tous les 30 à 40 ans en faisant reculer le sommet de falaise.

Les variations de volumes annuels et saisonniers érodés pourraient s'expliquer par les variations de cumuls et d'intensité des précipitations mensuelles (Chen et al., 2017). En effet, lors de l'année 2, les volumes érodés sont 1,4 fois plus élevés que lors de l'année 1 (Garnier, 2021). La pluviométrie cumulée annuelle est équivalente sur les périodes d'étude de ces deux années, avec respectivement 1770 mm et 1640 mm (Figure 4.38). Néanmoins, l'année 2 se démarque par l'intensité élevée des cumuls mensuels au cours des mois d'octobre et décembre 2020 avec respectivement 310 et 430 mm (Figure 4.38). Entre ces cumuls, le mois de novembre 2020 présente un déficit avec un cumul mensuel 4,7 fois inférieur aux normales de saison de 44 mm contre 208 mm (Météo France, 2023) (Figure 4.38, flèche rouge). Ainsi entre novembre et décembre 2020, la pluviométrie mensuelle cumulée a été multipliée par 10. Ces variations de cumuls pluviométriques ont pu contribuer à des phénomènes d'humectation dessiccation des matériaux argileux, et à l'augmentation des pressions interstitielles dans les matériaux granulaires des alluvions (Duncan, 1996; Hungr, 2003). Au cours de l'année 3, lors de laquelle les volumes érodés sont plus faibles, les cumuls annuels précipités sont plus faibles de 400 mm par rapport à l'année 2 ; les cumuls mensuels ne sont pas aussi élevés qu'au cours de l'année 2 : ils avoisinent les 200 mm au maximum.

Les volumes érodés en été sont 2 à 3 fois plus faibles qu'en hiver. Ceci pourrait aussi être attribué aux précipitations cumulées sur les périodes d'étude. La pluviométrie est quasiment 2 fois plus faible en été qu'en hiver au cours des périodes analysées, avec des cumuls respectifs de 360 et 690 mm en été 2019 et 2020 contre 1 080 mm cumulés en hiver 2019-2020 (Figure 4.38, données journalières Météo France).

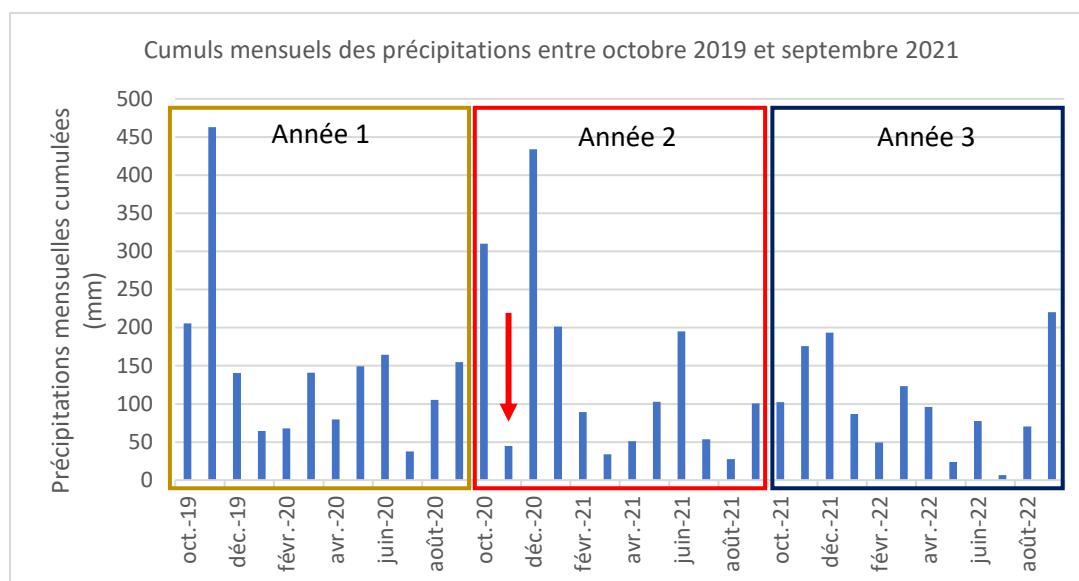


Figure 4.38 : Cumuls mensuels des précipitations sur la station de Biarritz au cours des trois années analysées (données Météo France). La flèche rouge indique le déficit de novembre 2020, 10 fois inférieur aux cumuls mensuels de décembre 2020.

3.3.3. Synthèse

Le site de Bidart est érodé par cinq types d'instabilités gravitaires, dont la répartition spatiale et les magnitudes sont contrôlées par des combinaisons de facteurs géologiques et géomorphologiques. Certaines de ces instabilités contribuent à l'érosion du versant sans induire directement le recul du sommet de falaise. Afin de comprendre comment ces phénomènes gravitaires s'inscrivent dans une dynamique érosive globale, nous avons établi des schémas conceptuels d'érosion pour chaque type de massif érodé. Ainsi, le cycle d'érosion de la falaise, défini par l'activité érosive depuis le pied jusqu'au recul du sommet de falaise, se manifeste sur chacun de ces massifs selon différents : (1) types de phénomènes gravitaires, (2) périodes de retour.

3.4. La falaise de Bidart : des dynamiques érosives différentes par leur géologie, leurs processus gravitaires et leurs temps de retour

L'évolution spatiale et temporelle des phénomènes gravitaires varie selon les secteurs caractérisés par la géologie. Dans le but de définir les différentes manifestations du cycle d'érosion de la falaise pour chaque contexte géologique, cette section se concentre sur la caractérisation de la chronologie des types d'instabilités gravitaires du pied jusqu'au recul du sommet de falaise.

Ainsi, à partir des caractérisations de facteurs de prédisposition et des processus gravitaires, quatre types de massifs géologiques ont été identifiés, pour lesquels nous allons détailler les processus gravitaires et les rythmes d'érosion :

- Le massif 1, constitué d'un flysch de granulométrie fine relativement résistant (GSI 17 à 38) et caractérisé par une structure en pli synclinal déversé vers l'aval de la pente du versant. Son recul sommital rapide ($0,15 \text{ m.an}^{-1}$) se déclenche par glissements de matériaux mixtes ;
- Le massif 2, caractérisé par un flysch résistant (GSI 17 à 38), de granulométrie fine et peu altéré (IB à III), de structure conforme à la pente et présentant des sous-cavages. Sa vitesse de recul sommitale n'a pas pu être estimée avec les données disponibles, mais il s'érode par une succession rétrogressive de chutes de blocs, de glissements rocheux banc sur banc et de glissements-coulées ;
- Le massif 3, constitué d'un flysch de granulométrie fine, modérément à très altéré (III à V) et de résistance relativement faible (GSI de 09 à 22), dont la structure est conforme à la pente. Son sommet de falaise recule par glissements-coulées ;

- Le massif 4, composé d'un flysch de granulométrie fine à modérée (argileuse à sableuse), modérément altéré (III) de faible résistance (GSI de 07 à 19) et déstructuré par un réseau de failles. Ce versant s'érode par glissements de matériaux fins mais sa vitesse de recul n'a pas pu être estimée avec les données disponibles.

Chacun de ces quatre contextes géologiques prédispose la falaise à des types d'instabilités gravitaires définis et contrôle leur répartition spatiale et leur chronologie par rétrogression jusqu'au recul du sommet de falaise (Figure 4.39-A). Afin de comprendre les mécanismes de rupture qui se succèdent et les facteurs qui les régissent, des schémas conceptuels détaillent chaque étape d'érosion du pied de falaise jusqu'à son sommet pour chaque massif (Guillen et al. 2022). Ces schémas conceptuels estiment qualitativement l'influence dominante des facteurs de déclenchement subaériens et marins, à défaut de disposer de données quantitatives. Les scénarios de conditions pluviométriques, thermiques ou de houle déclenchant un événement gravitaire ne sont à l'heure actuelle pas caractérisés pour ce site. Ensuite, à partir des résultats issus de l'évolution historique et des distances de recul quantifiées, le temps de retour et les vitesses de recul sont estimées pour chaque type de massif (Figure 4.39).

3.4.1. Massif de type 1 : érosion par glissement de matériaux mixtes

Dans un contexte de flysch relativement résistant et en structure de pli synclinal tel qu'au droit de la villa Itxas Gaïna, plusieurs étapes d'érosion sont observées dans le versant avant le recul du sommet de falaise (Figure 4.40) : le sous-cavage de la falaise (T0), des chutes de blocs (T1) et un glissement de matériaux mixtes (T2) initié par un glissement rocheux banc sur banc dans les flyschs. (T2-A). Plusieurs facteurs sont favorables à ces ruptures : (1) la présence de discontinuités (plan de stratification, failles et fractures associées au pli), (2) la perte de butée en pied du massif et (3) l'infiltration d'eau météorique dans le massif par les discontinuités (Hung et al., 2014). La structure générale du massif en pli synclinal déversé en direction de l'océan est favorable au glissement rocheux banc sur banc des flyschs (Hung et al., 2014; Stead et Wolter, 2015) (Figure 4.40-T0). La charnière du pli concentre la contrainte exercée par les bancs.

Le sous-cavage et la fracturation par des failles de ce flysch résistant contribuent à la chute de blocs dans la partie inférieure du massif, tel qu'en juillet 2017 (Figure 4.40-T1). Ainsi, ces instabilités en partie inférieure de versant ouvrent un point d'échappement au niveau de la charnière du pli. Au temps T2 de la Figure 4.40, un glissement rocheux banc sur banc s'initie dans les flyschs, favorisé par cette perte de butée en pied et par les failles recoupant le massif sur des épaisseurs de bancs métriques (Figure 4.40-T2, A). De façon consécutive à ce déclenchement, les alluvions sus-jacentes glissent par perte de butée de pied (Figure 4.40-T2, B). Ainsi, à l'étape T2 le glissement de matériaux mixtes constitués de flyschs et d'alluvions fait reculer l'escarpement qui remonte jusqu'au sommet de falaise, dans le prolongement du plan de stratification du flysch. Après cet événement, de nouveaux glissements dans les alluvions sont déclenchés entre 2019 et 2022, induisant un recul planimétrique du sommet de falaise de 6 à 9 m. Les matériaux érodés sont accumulés dans le versant le long de la charnière du pli. L'action de la houle contribue à les démanteler depuis 2017.

Le sous-cavage du pied de falaise dans la frange d'altitude atteinte par la houle (T0) pourrait être déclenché par processus de *plucking* : le massif est fracturé en blocs et l'action de la houle ouvre ces fractures puis extrait le bloc du massif (Whipple et al., 2000; Buchanan et al., 2020; Prémaillon et al., 2021). Cependant, cette étape n'a pas été observée sur le terrain. Les chutes de blocs (T1) et les glissements rocheux banc sur banc peuvent être déclenchés par l'infiltration de précipitations dans les discontinuités du massif ou par des écarts thermiques induisant la contraction-dilatation des matériaux argileux (D'Amato et al., 2016; Garnier, 2018; Levy et al., 2024). La circulation de l'eau peut contribuer à la rupture de ponts rocheux dans les flyschs par décarbonatation et par humectation-dessiccation des proportions argileuses (Hampton et Griggs, 2004; Vivoda Prodan et al., 2017). Les précipitations

peuvent aussi saturer les alluvions jusqu'à leur rupture par liquéfaction, ce qui peut notamment justifier la réactivation de glissements-coulées exclusivement dans les alluvions, après le glissement de matériaux mixtes (Hung, 2003).

Le recul sommet de falaise a été constaté sur des photographies aériennes de 1947, 1977 et 2017 (Figure 4.31) ; pour rappel, les données disponibles ne permettent pas de connaître les dates de la période d'activité, mais uniquement d'estimer une période d'activité à l'échelle pluridécennale. Ainsi la récurrence du recul sommital de ce massif est estimée approximativement entre 30 et 40 ans. La vitesse de recul planimétrique du sommet de falaise entre 1938 et 2018 est évaluée à $0,15 \text{ m.an}^{-1}$ pour une valeur nette maximale de 17 m (Figure 4.39 - B', Martins et al., 2021). Ainsi, cette vitesse de recul couvre deux déclenchements du recul du sommet, ce qui permet d'estimer qu'elle est représentative du rythme de recul de la falaise (Pierre, 2005).

A contrario, le recul planimétrique du sommet de falaise de 6 à 9 m observé entre 2019 et 2022 permet d'estimer une vitesse de recul de 2 à 3 m.an^{-1} (Figure 4.39 – B). Cette vitesse est uniquement représentative des glissements de matériaux fins dans les alluvions déclenchés pendant ces 3 ans de suivi, a posteriori de l'évènement T2 (2017). Cette vitesse n'est pas représentative de la vitesse d'érosion de la falaise dans son ensemble puisqu'il ne couvre pas les 30 à 40 ans de période de retour.

Ainsi, la dynamique érosive de ce massif est contrôlée par une structure localisée de pli synclinal dont le déversement est conforme à la pente. En présence d'une structure conforme sans pli synclinal, quels modes de rupture contribuent à l'érosion de ce type de flysch relativement résistant ? C'est le contexte géologique abordé dans la section suivante.

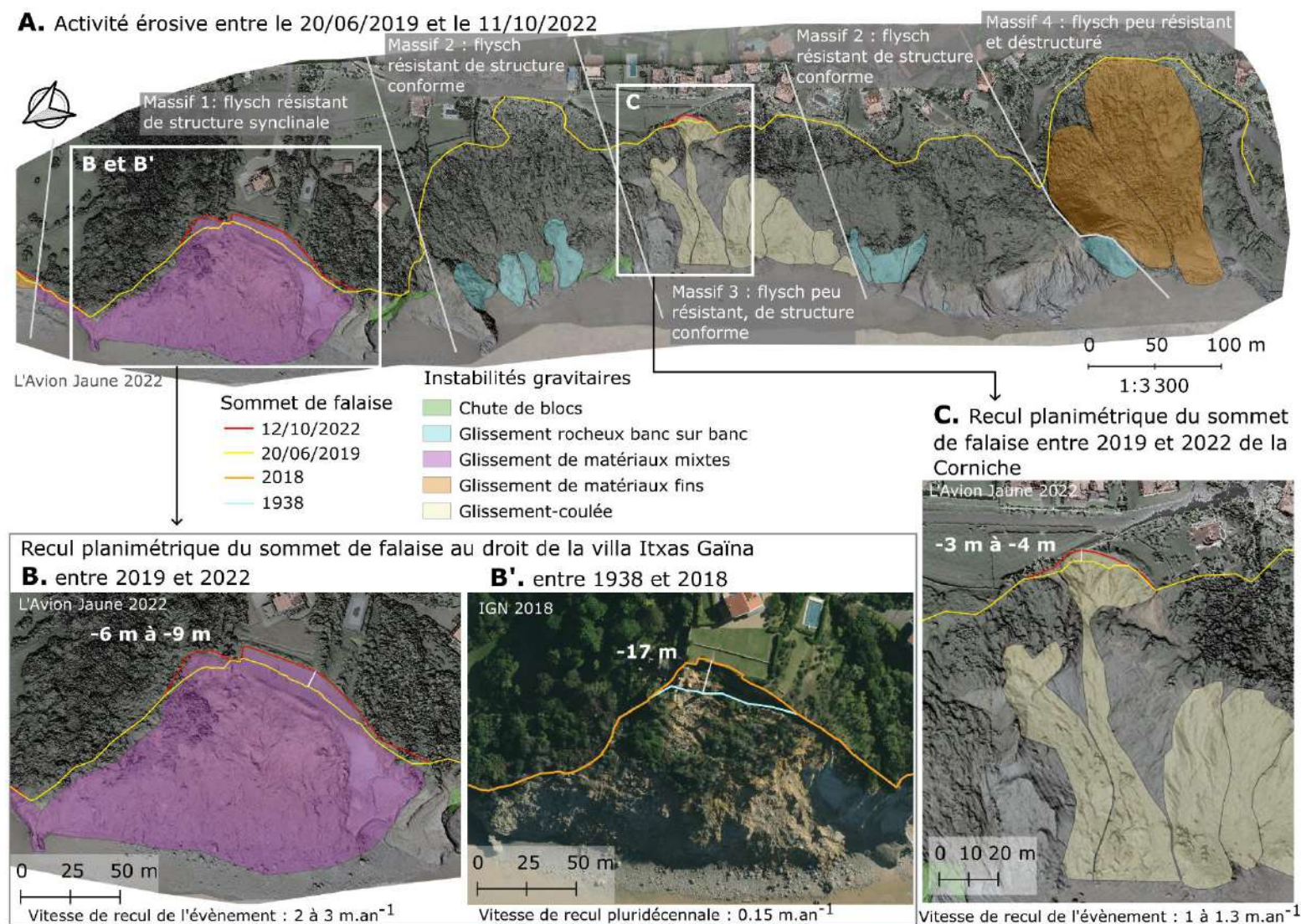


Figure 4.39 : A : Répartition des types de massifs géologiques et de l'érosion sommitale de la falaise de Bidart entre 2019 et 2022. B et B' : Comparaison des reculs nets et des vitesses de recul planimétriques du sommet de falaise entre les périodes pluriannuelles (3 ans, B) et pluridécennales (80 ans, Martins et al., 2021, B') au NNW du site. C : Recul planimétrique du sommet de falaise pluriannuel au droit de la Corniche.

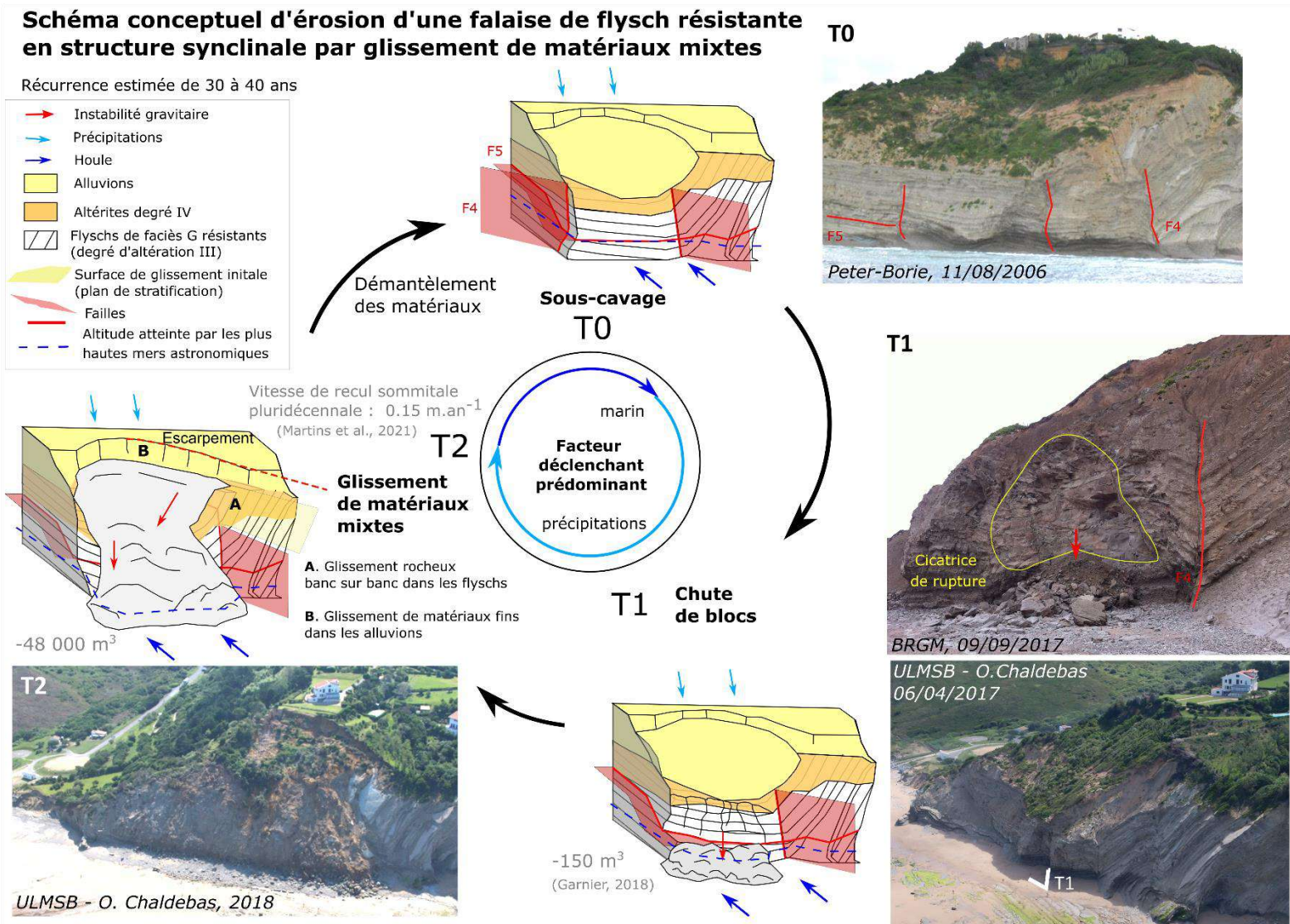


Figure 4.40 : Schéma conceptuel du cycle d'érosion du massif de type 1 de Bidart, caractérisé par une falaise de flysch de faciès G relativement résistante, modérément altérée et caractérisée par une structure synclinale. Le recul du sommet de falaise s'effectue en 3 étapes de T0 à T2 par rétrogression de l'escarpement actif. La période de récurrence est estimée de 30 à 40 ans.

3.4.2. Massif de type 2 : érosion par glissement rocheux banc sur banc et glissements-coulées

La dynamique érosive décrite ici concerne également une falaise de flysch de faciès G (granulométrie fine calcaro-argileuse), relativement résistante (GSI de 17 à 38) et alternant des bancs peu à modérément altérés (IB à III). La structure géologique de cette falaise est conforme à la pente et le massif est fracturé par plusieurs orientations de failles favorables à l'infiltration de l'eau et au découpage de blocs et de bancs en forme de dièdres (Figure 4.41-T0). A l'instar du contexte précédent, les discontinuités et la perte de butée de pied sont des facteurs de prédisposition essentiels qui contribuent au recul de l'escarpement dans le versant jusqu'au sommet de falaise.

Dans un premier temps (Figure 4.41-T1), en pied de falaise, la houle érode les bancs les moins résistants du flysch et sous-cave les bancs les plus résistants, formant des encoches (Sunamura, 1992). Dans un second temps, ces matériaux en surplomb s'érodent par chute de blocs, à la faveur : (1) de discontinuités si leur orientation est propice à l'échappement de blocs, et (2) de l'infiltration de l'eau le long de ces plans (failles et plans de stratification) (Figure 4.41-T2, A). Ces événements dégagent un thalweg en forme de dièdre, constitué d'un plan de faille de fort pendage et de plan de stratification des flyschs les plus résistants (Figure 4.41-T2, A). Des suintements ruissellent le long du thalweg et contribuent à l'altération des matériaux et aux déclenchements d'instabilités. Ainsi, des glissements rocheux banc sur banc se déclenchent dans ce dièdre : les bancs fracturés par les discontinuités glissent le long du plan de stratification (Figure 4.41-T2, B). L'escarpement remonte jusqu'au mur des alluvions qui peuvent perdre leur butée de pied.

Ainsi, dans un troisième temps (Figure 4.41-T3), un glissement-coulée se déclenche dans les alluvions, induisant le recul du sommet de falaise. La perte de butée de pied antécédente au déclenchement n'a pas été observée. On peut uniquement supposer qu'elle puisse constituer un facteur de prédisposition favorable au glissement-coulée dans les alluvions, mais qui n'est peut-être pas systématique. Les précipitations sont le facteur déclenchant de ce type d'instabilité par saturation des matériaux granulaires (Hung, 2003). Les alluvions se propagent par le thalweg jusqu'en pied de versant. Les matériaux en pied de versant sont démantelés par l'action marine.

La récurrence du recul du sommet de falaise (T3) n'a pas été observée depuis le déclenchement de 1968 (Figure 4.32 et Figure 4.41-T3, IGN). Entre 1968 et 2023, la végétation a recouvert la partie supérieure du versant. En revanche entre 2019 et 2022, les étapes T1 et T2 de sous-cavage, de chutes de blocs et de glissements rocheux banc sur banc sont actives et ont érodé un total de 1 500 m³ de flyschs. Ainsi, d'après nos observations, la récurrence du recul du sommet de falaise pour ce type de massif est supérieure à 54 ans (1968 – 2022). Cette absence de récurrence n'a pas permis d'estimer la vitesse de recul du sommet de falaise à partir des données disponibles.

Les falaises de flyschs de faciès G, constituées d'une granulométrie fine, peuvent aussi être très altérées et peu résistantes, telles que les marnes de Pilotenia. Dans ce cas, les types de processus gravitaires sont dominés par des glissements-coulées, à l'instar de la dynamique érosive suivante.

Schéma conceptuel de la dynamique érosive d'une falaise de flysch résistante de structure conforme à la pente

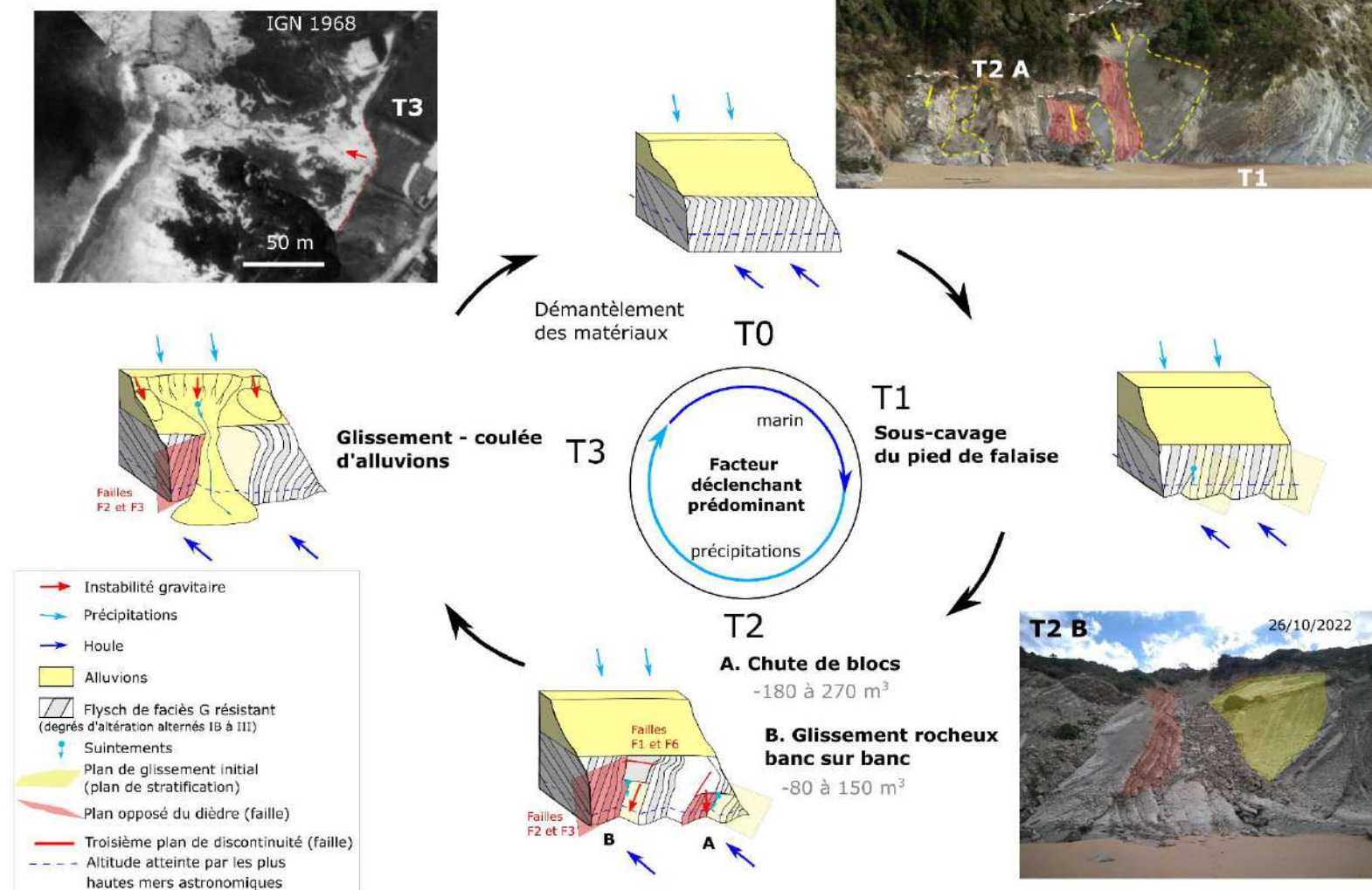


Figure 4.41 : Schéma conceptuel du cycle d'érosion du massif de type 2 de Bidart, caractérisé par une falaise de flysch de faciès G relativement résistante, modérément altérée et caractérisée par une structure conforme. Le recul du sommet de falaise s'effectue en 4 étapes de T0 à T3 par rétrogression de l'escarpement actif.

3.4.3. Massif de type 3 : érosion par glissement-coulée d'altérites puis d'alluvions

Pour un massif de flysch constitué d'hémipélagites à dominante argileuse, de degré d'altération modéré à fort (III à V) et de résistance relativement faible (GSI de 09 à 22) les modes de rupture sont dominés par des glissements-coulées et de rares glissements rocheux banc sur banc. Ici trois facteurs contributifs sont essentiels à ces types d'instabilités : (1) la prédominance de matériaux argileux dans le flysch susceptibles de se liquéfier en cas de saturation en eau (Atterberg, 1911), (2) les discontinuités structurales (plan de stratification et failles) favorables à (3) l'infiltration d'eau météorique, facteur déclenchant des instabilités. Le recul du sommet de falaise a été observé pour deux scénarios distincts : l'un s'initiant directement dans les alluvions et le second impliquant une rétrogression de l'escarpement actif depuis le pied du versant, dans les flyschs, jusqu'à son sommet dans les alluvions.

Le scénario 1, illustré Figure 4.42-T1' est un glissement-coulée d'alluvions, déclenché par des précipitations. Ce cas est illustré par un unique évènement déclenché en 1976. Nous n'avons pas connaissance de l'état de la pente et de la possible perte de butée en pied des alluvions avant le déclenchement de l'évènement. La contribution de ce facteur géomorphologique n'est donc pas connue pour ce type de rupture dans ce massif et il est possible qu'il n'y ait pas eu de perte de butée de pied antécédente au déclenchement.

Le scénario 2, illustré Figure 4.42, implique dans un premier temps T1, des glissements-coulées dans les altérites de degré IV. Ces évènements sont initiés le long de plans de stratification (en jaune) et de failles (en rouge), où des suintements pérennes contribuent à la liquéfaction des matériaux argileux. Les glissements-coulées déclenchés le long de ces plans creusent des thalwegs en dièdres dont l'escarpement remonte progressivement dans le versant. Ainsi, au temps T2 (Figure 4.42), l'escarpement du glissement-coulée atteint le sommet des altérites de degré V, à leur interface avec les alluvions, aquifères qui alimentent les suintements et les sources pérennes.

Dans un troisième temps T3 (Figure 4.42), un glissement-coulée se déclenche dans les flyschs altérés et glisse le long des plans de stratification et de faille formant le dièdre. Les matériaux s'accumulent au pied du versant (Figure 4.42 - T3). Cet évènement a induit la perte de butée de pied des alluvions sus-jacentes, déclenchant un glissement-coulée d'alluvions (Figure 4.42 - T3, 2008). L'escarpement actif remonte dans le versant et n'atteint pas obligatoirement le sommet au cours de cet évènement (2008), mais après des réactivations favorisées par le point d'échappement créé et déclenchées par la pluviométrie (Hung, 2003) (entre 2008 et 2010 puis en 2020). Cette étape T3 a été observée une seconde fois entre 2015 et 2020 et est illustrée par des cartes géomorphologiques (annexe 10).

Consécutivement à ces deux scénarios, les matériaux accumulés en pied de versant sont démantelés progressivement par l'action de la houle. En l'absence de perte de butée de pied des lithologies et de précipitations favorables au déclenchement, l'activité érosive est latente.

Le cumul et l'intensité des précipitations ayant déclenché chaque type d'évènement ne sont pas connus, à défaut d'évènements datés. Par ailleurs, le suivi piézométrique de l'aquifère dans les alluvions permettrait d'estimer une gamme de hauteur de nappe susceptible de déclencher un glissement-coulée.

La récurrence du recul du sommet de falaise a été estimée à environ 30 ans pour le scénario 2 (entre 1968 et 1998, Figure 4.32). En revanche la récurrence du recul du sommet de falaise du scénario 1 n'a pas été observée sur un même tronçon et n'est pas connue.

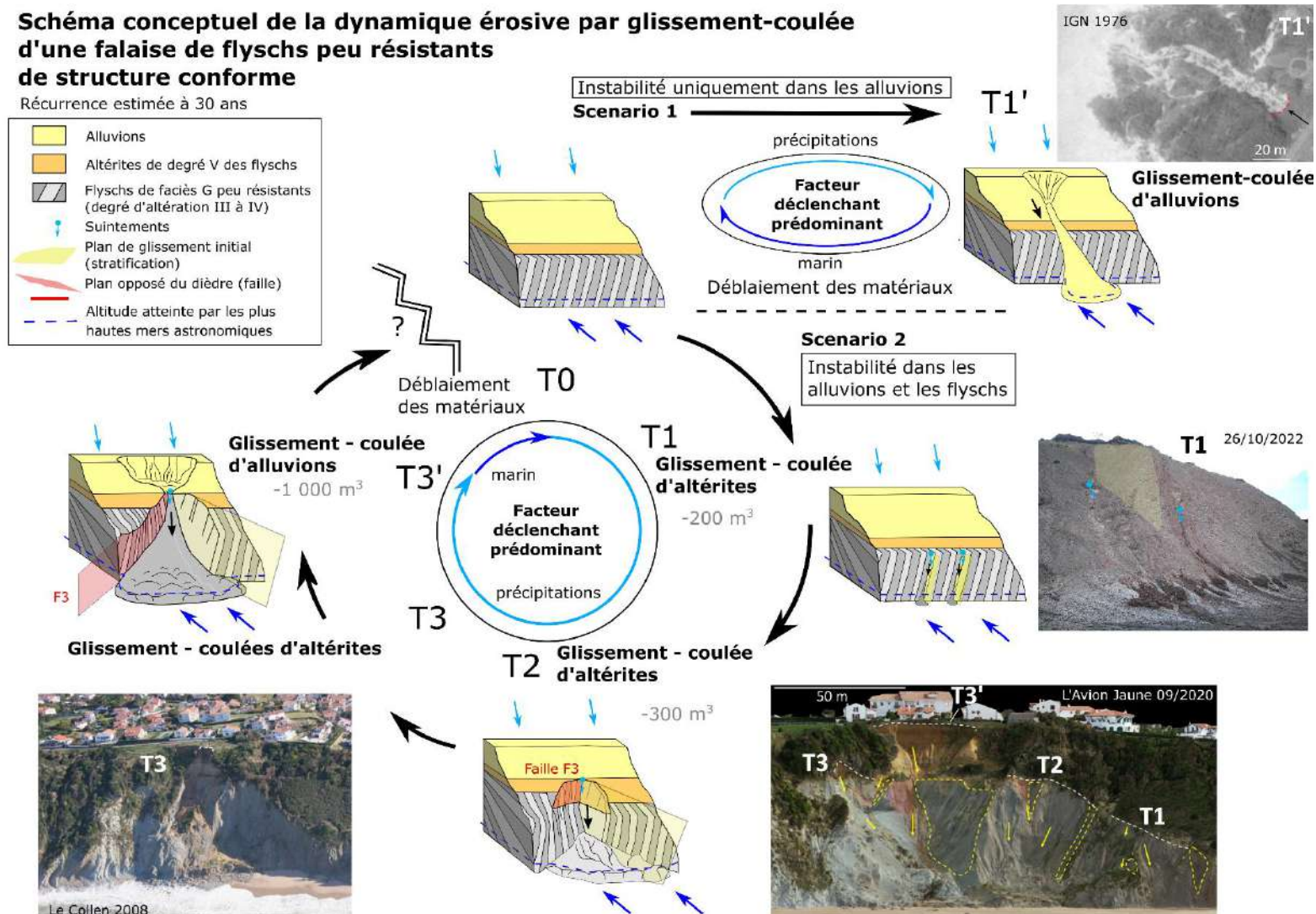


Figure 4.42 : Schéma conceptuel du cycle d'érosion du massif de type 3 de Bidart, caractérisé par une falaise de flysch de faciès G relativement peu résistante, très altérée et caractérisée par une structure conforme. Le recul du sommet de falaise s'effectue en 2 scénarios : soit par glissement-coulée des alluvions sommitales ($T0 - T1'$) ; soit par rétrogression de l'escarpement actif depuis le pied jusqu'au sommet de falaise ($T0 - T3'$).

Le recul planimétrique du sommet de falaise par glissement-coulée d'alluvions a été quantifié uniquement entre 2019 et 2022 (scénario 2, réactivation après T3) de 3 à 6 m en 3 ans, soit de 1 à 1.3 m.an⁻¹ (Figure 4.39 – C). Cependant, cette courte période d'observation n'est pas représentative de l'évolution de l'ensemble du versant mais d'un glissement-coulée d'alluvions. Cette vitesse ne peut pas être extrapolée à la dynamique de l'ensemble du versant parce qu'elle exclut toute la période d'activité des événements gravitaires antérieurs qui ont induit la rétrogression de l'escarpement jusqu'au sommet (les glissements-coulées des étapes T1, T2 et T3). De ce fait, les données disponibles ne permettent pas d'estimer la vitesse de recul représentative de l'ensemble de la dynamique érosive de ce type de massif géologique.

3.4.4. Massif de type 4 : érosion par glissement de matériaux fins

Le massif de type 4 est constitué d'un flysch peu résistant (GSI compris entre 07 à 19), modérément altéré (degré III) et déstructuré par un réseau de failles ; le seul processus érosif identifié sur ce massif est un glissement de matériaux fins (Figure 4.34). Nous disposons de peu d'observations d'activité érosive et le versant couvert de végétation dense rend l'analyse de ce secteur difficile.

La présence d'un réseau de failles favorise l'infiltration d'eau météorique dans le flysch (Figure 4.14). Des exurgences de sources pérennes témoignent de la présence d'eau (Figure 4.25). Des glissements de matériaux fins se sont déclenchés au cours d'épisodes pluviométriques, sans toutefois induire le recul du sommet de falaise (Garnier, 2018b). Cette activité s'est déclenchée suite à des cumuls mensuels deux fois supérieurs aux normales de saison et avec des intensités de 60 à 70 mm en 4 et 2j (Garnier, 2018b).

L'activité érosive du sommet de falaise a été observée, sans recul identifiable entre 1938 et 1968 (Figure 4.34). Entre 1968 et 2022, l'érosion ne s'est pas réactivée au sommet de ce massif, ce qui permet d'estimer la récurrence du recul du sommet de falaise à plus de 54 ans. De ce fait, aucun recul du sommet de falaise n'a pu être quantifié entre 1938 et 2022.

En revanche entre 2019 et 2022, 226 m³ de matériaux ont été érodés par glissement de matériaux fins dans la partie du versant qui n'était pas couvert de végétation dense. Nous sommes donc face à un phénomène érosif lent qui répond à des scénarios pluviométriques déclenchants tels que documentés en 2018 par Garnier (2018) et en 2020 par Tisset et al. (2021).

4. Conclusion du chapitre 4

En dépit d'un linéaire côtier de seulement 1 km, la falaise de Bidart présente quatre types de massifs géologiques et géomorphologiques différents, hérités de son histoire géologique (Tableau 4.6). Ces massifs sont caractérisés par : (1) la granulométrie des flyschs, (2) leur degré d'altération, (3) leur indice de résistance géologique, (4) l'orientation de leur structure géologique par rapport à la pente du versant et (5) l'occurrence de sous-cavage. Ces quatre types de massifs sont coiffés par des alluvions sommitales. Ces types de massifs s'érodent par des processus gravitaires dont la répartition spatiale et les types diffèrent : des glissements-coulées, des glissements de matériaux fins, des glissements de matériaux mixtes, des glissements rocheux banc sur banc et des chutes de blocs. Une analyse historique d'images aériennes et satellitaires a permis de spatialiser des phases d'activités d'instabilités gravitaires par type de massif, du pied jusqu'au sommet du versant. Ainsi, une succession d'événements gravitaires rétrogressifs a été observée, jusqu'au recul du sommet de falaise. Dans le cas où les données historiques le permettaient, la récurrence du recul du sommet de falaise a été estimée et la vitesse de recul du sommet a été quantifiée (Tableau 4.6).

Tableau 4.6 : Synthèse des facteurs de prédisposition géologiques et géomorphologiques par type de dynamique érosive (type d'instabilité sommitale, vitesse de recul du sommet de falaise, temps de retour de ce recul).

	Massif 1 : résistant, de structure synclinale	Massif 2 : résistant, de structure conforme	Massif 3 : peu résistant, de structure conforme	Massif 4 : peu résistant, et déstructuré
Contexte géologique et géomorphologique				
Faciès de flysch	Faciès G	Faciès G	Faciès G	Faciès D
Granulométrie dominante du flysch	Argileuse < 4 µm	Argileuse < 4 µm	Argileuse < 4 µm	4 µm à 2 mm
Degré d'altération	III à IV	IB à III	III à V	III
GSI	17 à 38	17 à 38	09 à 22	07 à 19
Particularités structurales	Charnière d'un pli synclinal déversé en direction conforme à la pente du versant	Conforme	Conforme	Déstructuré et fracturé par un réseau de failles
Sous-cavage	Présent	Présent	Absent	Absent
Caractéristiques de la dynamique érosive observées et / ou mesurées entre 1938 et 2022				
Types d'instabilités (du sommet au pied)	Glissement de matériaux mixtes Chutes de blocs	Glissement-coulée d'alluvions Glissement rocheux banc sur banc Chutes de blocs	Glissement-coulée d'alluvions Glissement-coulée d'altérites	Glissement de matériaux fins
Recul du sommet de falaise	Quantifié	Non connu	Quantifié	Non connu
Vitesse de recul du sommet de falaise (1938-2018)	0,15 m.an ⁻¹	Non connu	Non connu	Non connu
Vitesse de recul du sommet de falaise (2019-2022)	2 à 3 m.an ⁻¹	Non connu	1 à 1,3 m.an ⁻¹	Non connu
Temps de retour du recul	30 à 40 ans	> 54 ans	30 ans	> 54 ans

Ainsi, pour les massifs 1 et 2, constitués de flyschs de granulométrie fine et argileuse de faciès G (dépôts de décantation en plaine abyssale), relativement résistants et modérément altérés, deux contextes structuraux ont été observés : le cas particulier d'une charnière de pli synclinale et le cas d'un pendage conforme. Dans le cas du massif 1, déformé par le pli synclinal, le sommet de falaise recule par glissement de matériaux mixtes tous les 30 à 40 ans à une vitesse de 0,15 m.an⁻¹. Cet événement est précédé d'une période de latence qui prépare le massif au recul par des chutes de blocs en bas du versant. Dans le cas du massif 2, de pendage conforme, l'érosion rétrogressive a été observée par chutes de blocs, glissements rocheux banc sur banc, puis par glissements-coulées au sommet de la falaise. Le temps de retour du recul du sommet de falaise est supérieur à 54 ans mais sa vitesse de recul n'a pas pu être évaluée.

Pour le massif 3, constitué de flyschs de faciès G, leur altération modérée à forte (degré III à V) contribue à diminuer leur résistance (GSI de 09 à 22). Ces degrés d'altération et résistances plus faibles que les massifs 1 et 2, constitués aussi d'un faciès G (de granulométrie fine), peuvent s'expliquer par la composition minéralogique de la roche mère qui est majoritairement argileuse plutôt que calcaire. Ce

type de massif 3 présente une structure conforme à la pente à l'instar des types de massifs 1 et 2. Cependant, pour le massif de type 3, le sommet de falaise recule par glissements-coulées d'alluvions selon deux scénarios différents :

- Soit cette activité est consécutive à des évènements rétrogressifs : des glissements-coulées d'altérites qui ouvrent un point d'échappement au glissement-coulée d'alluvions. Dans ce cas, la récurrence de ce recul sommital est d'environ 30 ans.
- Soit le recul sommital est initié exclusivement dans les alluvions sans rétrogression. La récurrence de cet évènement n'a pas pu être estimée.

La vitesse de recul de la dynamique globale de ce type de massif 3 n'a pas pu être évaluée à partir des données disponibles, car la période d'analyse ne couvre pas la période de retour du cycle d'érosion.

Le massif de flysch de faciès D, composé d'une granulométrie fine à modérée présente la particularité d'être déstructuré par un réseau de failles transversales. Cette fracturation a contribué à son altération modérée et à sa faible résistance. Ainsi ce type de falaise s'érode par glissement de matériaux fins, déclenchés par des pluviométries intenses (Garnier, 2018b). Le recul du sommet de falaise n'a pas été observé ni quantifié. La récurrence de ce type d'évènement est estimée à plus de 54 ans.

Ainsi l'analyse du site de Bidart par une approche pluridisciplinaire a permis d'identifier les facteurs de prédisposition géologiques et géomorphologiques qui contrôlent la répartition spatiale et la succession temporelle d'instabilités gravitaires différentes. Parmi les quatre dynamiques érosives caractérisées, trois nécessitent davantage de données événementielles afin de quantifier les vitesses de recul et les périodes de retour représentatives de la dynamique globale de la falaise. En outre, dans le cadre du projet FEDER EZPONDA, des essais triaxiaux ont été entrepris sur les altérites des marnes de Pilotenia et sont en cours d'analyse (Cuccurullo et al. 2022) ; ces résultats permettront d'évaluer les conditions de rupture de ces altérites.

L'étude de ce site permet de constater que le recul du sommet de falaise peut résulter d'une succession de types d'instabilités gravitaires différents. Nous avons identifié différents facteurs de prédisposition qui contribuent à différents types de phénomènes selon les types de massifs. Néanmoins, il est nécessaire de comprendre la chronologie des phénomènes gravitaires dans le cycle d'érosion, afin d'estimer l'étape d'érosion et la période de retour avant le recul du sommet de falaise.

Les facteurs déclenchants de ces instabilités gravitaires sont mal connus, faute de phénomènes datés et de la connaissance de fonctionnement des aquifères dans les alluvions et les altérites. Dans ce but, l'instrumentation automatisée du site de Bidart avec des piézomètres et une station pluviométrique permettra de mesurer la hauteur de(s) nappe(s) et d'évaluer leur temps de réponse aux précipitations, avant un déclenchement d'instabilité.

Chapitre 5 : Analyse comparative des dynamiques érosives des sites vers une méthode générique et perspectives d'application régionale

Les schémas conceptuels d'érosion des falaises de Socoa et de Bidart ont permis d'identifier les types d'instabilités gravitaires déclenchées et leurs conséquences en termes de vitesse d'érosion. Ces schémas établissent des relations entre les types d'instabilités gravitaires et les facteurs géologiques. A partir des relations établies entre les facteurs de prédisposition, les phénomènes gravitaires et les vitesses de recul à Socoa et à Bidart, nous allons examiner dans quelle mesure elles peuvent s'appliquer à d'autres falaises. Ce chapitre a pour objectif de dégager et de hiérarchiser les critères géologiques et géomorphologiques génériques qui prédisposent une falaise de flysch à s'éroder par un type d'instabilité gravitaire, à des gammes de distance et de vitesses spécifiques. Ces relations permettront de spatialiser et d'identifier les phénomènes attendus ainsi que leur magnitude, à partir des facteurs de prédisposition.

Afin de dégager des critères génériques pour tous types de flyschs, nous avons comparé les facteurs de prédisposition communs à chaque type d'instabilité gravitaire sur les deux sites pilotes. Ainsi, nous avons développé une méthode qui hiérarchise les facteurs géologiques et géomorphologiques pour chaque type d'instabilité gravitaire, sous forme d'arbre décisionnel appliqué à l'échelle du site (§1). Les gammes de vitesse de recul sont attribuées à chaque type de phénomène gravitaire à partir des observations régionales et des sites pilotes. Cette méthode a été testée sur trois falaises de flyschs différentes, deux sites de la côte basque et un en Nouvelle-Calédonie. Pour chaque site, lorsque les données étaient disponibles, les gammes de vitesses de recul des types d'instabilités gravitaires constatées ont été comparées avec les sites pilotes afin de rechercher des tendances. Dans le but de décliner ces relations entre facteurs, types d'instabilités et gammes de vitesses de recul à l'échelle régionale, les apports, limites et perspectives de cette approche sont discutés au §2.



1. Méthode de caractérisation des types d'instabilités gravitaires et de leurs vitesses de recul associées à partir des facteurs de prédisposition

Afin d'établir des relations entre les vitesses de recul du sommet de falaise, les types d'instabilités gravitaires qui y contribuent et leurs facteurs de prédisposition, nous proposons d'approcher ces relations en deux temps (Guillen et al. 2023 ; Guillen et al. In prep.). Tout d'abord, pour prédire le type d'instabilité susceptible de se déclencher en fonction des facteurs de prédisposition, nous proposons de hiérarchiser ces facteurs dans un arbre décisionnel applicable sur le terrain. Ces facteurs de prédisposition incluent la lithologie, les structures, la résistance et la géomorphologie caractérisés sur les falaises de Socoa et de Bidart (Guillen et al. 2022). Dans un second temps, la distance de recul du sommet de falaise est évaluée pour chaque type de phénomène gravitaire. Finalement, cette méthode est testée sur deux falaises de la côte basque et une en Nouvelle-Calédonie.

1.1. Des facteurs de prédisposition hiérarchisés aux types d'instabilités : fonctionnement de l'arbre décisionnel

La méthode propose de construire un arbre de décision enchainant des critères dichotomiques et débouchant sur un type d'instabilité unique. Le choix des valeurs seuils de ces critères s'appuie sur les gammes de valeurs observées sur le terrain par type d'instabilité. Notre arbre se concentre sur les flyschs, roches sédimentaires stratifiées, dont les couches ont des résistances contrastées et une composition lithologique spécifique. La présence fortuite de formations superficielles telles que les alluvions est intégrée après l'application de l'arbre décisionnel au flysch, afin de considérer leur possible déstabilisation par perte de butée de pied.

1.1.1. Identification des facteurs de prédisposition essentiels

Les facteurs de prédisposition des types d'instabilités gravitaires sont synthétisés dans le Tableau 5.1 selon quatre catégories : (1) la lithologie, (2) la résistance géologique, (3) les structures et (4) la géomorphologie.

Certaines classes de facteurs sont communes à différents types d'instabilités et ne permettent pas de les discriminer. C'est notamment le cas des faciès de flyschs qui définissent des gammes de granulométrie dominante. Par exemple le flysch de faciès G est une géologie commune aux chutes de blocs, aux glissements rocheux banc sur banc, aux glissements de matériaux mixtes et aux glissements-coulées ; pour ces phénomènes gravitaires, le faciès de flysch n'est pas un facteur discriminant. Les facteurs essentiels à la caractérisation des types d'instabilités sont identifiés par une astérisque dans le Tableau 5.1. Nous les avons hiérarchisés dans un arbre décisionnel sur la Figure 5.1, qui distingue plusieurs étapes successives, abordées dans l'ordre de numérotation.

Tableau 5.1 : Synthèse des facteurs de prédisposition par type d'instabilité gravitaire observés à Socoa et à Bidart. Les facteurs discriminants sont associés à une astérisque.

	Types d'instabilités gravitaires					
	Chutes de blocs	Glissements rocheux banc sur banc	Glissements de matériaux mixtes	Glissements de matériaux fins	Glissements-coulées	Glissement rocheux en dièdre
Lithologie						
Faciès de flysch	D et G	D et G	G	D	G	D
Granulométrie dominante du faciès	4 µm à 2 mm et < 4 µm	4 µm à 2 mm et < 4 µm	< 4 µm	4 µm à 2 mm	< 4 µm	4 µm à 2 mm
Degré d'altération*	IB à IV	IB à III	II à IV	III à IV	IV à V	II à III
Proportion majoritaire et mobilisable de granulométrie fine (< 2 mm)*	< 50%	< 50%	< 50%	< 50%	> 50%	< 50%
Présence d'alluvions au sommet	Non	Non	Oui	Oui ou non	Oui	Non
Résistance						
Indice de résistance géologique : GSI*	20 à 45 et 17 à 38	20 à 45 et 17 à 38	17 à 38	07 à 19	09 à 22	20 à 45
Structures						
Structure du massif*	Conforme ou déstructuré	Conforme	Conforme ou déstructuré	Conforme ou déstructuré	Conforme	Conforme
Présence de failles*	Oui	Oui et non	Oui	Oui et non	Oui	Oui
Fréquence de failles	Faible	Faible	Faible	Forte	Faible	Faible
Fracturation en blocs*	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui et non	Oui
Géomorphologie						
Présence de sous-cavage*	Oui	Oui ou non	Non	Non	Non	Oui ou non
Point d'échappement*	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui

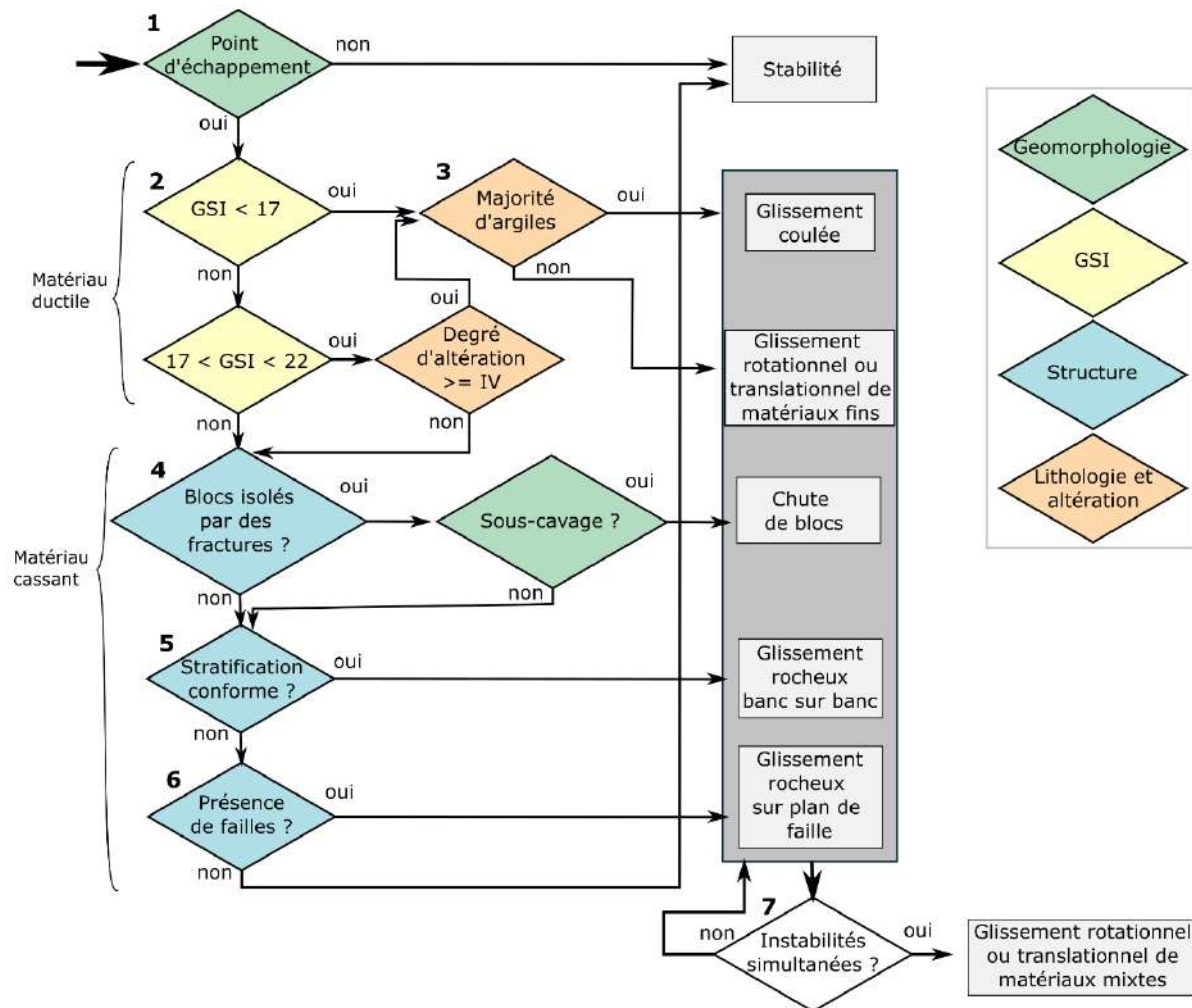


Figure 5.1 : Arbre décisionnel hiérarchisant les facteurs de prédisposition pour chaque type d'instabilité gravitaire à partir des observations sur les falaises de Socoa et de Bidart (Guillen et al. 2023 ; Guillen et al. In prep.). Etapes numérotées suivant la description du fonctionnement.

1.1.2. Fonctionnement de l'arbre décisionnel

Tout d'abord, ces instabilités gravitaires se produisent car elles présentent un point d'échappement préalable dans la falaise. Un point d'échappement est un espace (ou vide) latéral ou vertical par lequel le matériau, isolé en tant qu'unité (bloc, banc ou grain) peut être déstabilisé par gravité (e.g. par glissement ou chute). Plusieurs types de points d'échappements sont observés selon leur localisation par rapport aux matériaux (Figure 5.2) :

- Un point d'échappement basal situé sous les matériaux, à leur verticale (Figure 5.2-A) : dans ce cas il s'agit d'un sous-cavage. Ce cas particulier sera nécessaire pour identifier les chutes de blocs le long de la verticale ;
- Un point d'échappement latéral, situé sur le côté des matériaux, tels que des bancs stratigraphiques conformes au versant, débouchant au jour dans la falaise (Figure 5.2-B).

En deuxième point, on cherche à évaluer le type de comportement des matériaux face à la déformation : ductile ou cassant. Lorsqu'ils sont soumis à une contrainte, les matériaux ductiles se déforment en se restructurant, de façon transitoire ou permanente (régimes élastiques ou plastiques) ; ils peuvent être caractérisés par des matériaux altérés (Fan et al., 1996). Les matériaux cassants accommodent la déformation induite par la contrainte de façon irréversible par leur rupture le long d'un plan ; il s'agit de matériaux rocheux cohésifs (Petley et Allison, 1997). Ainsi, la caractérisation d'un

à deux facteurs est nécessaire : (1) l'indice de résistance géologique (GSI) et (2) le degré d'altération. D'après nos observations, deux tendances de ruptures sont observées selon le GSI pour différents types d'instabilités (Figure 5.3) :

- Des matériaux dont le GSI est inférieur à 17 ont une tendance de rupture ductile qui engendrera des glissements-coulées ou des glissements de matériaux fins ;
- Des matériaux dont le GSI est supérieur à 22 ont une tendance de rupture cassante provoquant des glissements de matériaux mixtes, des glissements rocheux banc sur banc ou des chutes de blocs.

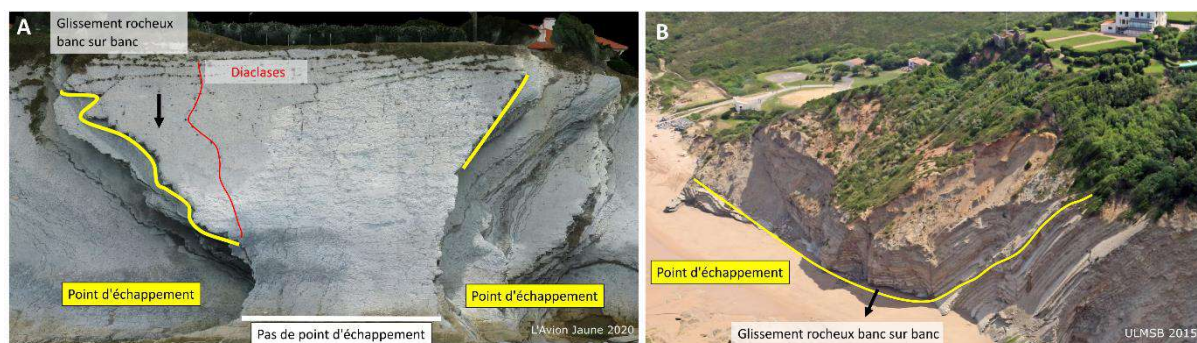


Figure 5.2 : Points d'échappements par instabilités gravitaires sur les sites de Socoa et de Bidart. A : Point d'échappement vertical ; B : Point d'échappement latéral.

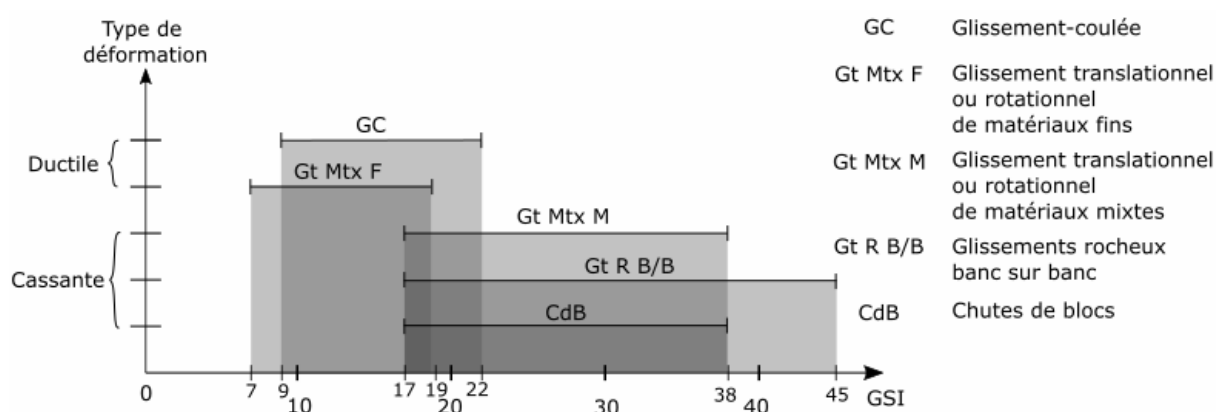


Figure 5.3 : Gamme de résistance géologique de l'indice GSI des matériaux érodés par type d'instabilité (d'après l'indice de Marinos et Hoek, 2001) (Guillen et al. 2023 ; Guillen et al. In prep.).

Si le GSI est compris entre 17 et 22, la tendance de rupture ne peut pas être déterminée uniquement par ce critère (Figure 5.3) ; il est nécessaire de caractériser le degré d'altération. Si le degré d'altération des matériaux est supérieur ou égal à IV, leur comportement est à tendance ductile et s'il est inférieur à IV, il est à tendance cassante (Figure 5.4).

Dans un troisième temps, parmi les matériaux ductiles, le type d'instabilité gravitaire peut être distingué en considérant les proportions d'argiles au sens granulométrique (> 2 mm). Si les matériaux comprennent plus de 50% d'argiles, ils sont susceptibles de se déstabiliser par glissement-coulée (Arbanas et al., 2006). S'ils comprennent moins de 50% d'argiles, ils sont susceptibles de s'éroder par glissement translationnel ou rotationnel de matériaux fins (Arbanas et al., 2006).

Dans un quatrième temps, pour distinguer les types d'instabilités susceptibles d'éroder les matériaux à tendance cassante, ce sont des facteurs structuraux et géomorphologiques qui sont considérés. Ainsi, si les matériaux sont découpés en blocs par des fractures et que ces matériaux sont sous-cavés, le

massif est susceptible aux chutes de blocs, dont le mouvement est vertical. Si ces matériaux ne sont pas sous-cavés, le mouvement gravitaire attendu n'est pas vertical, donc pas une chute.

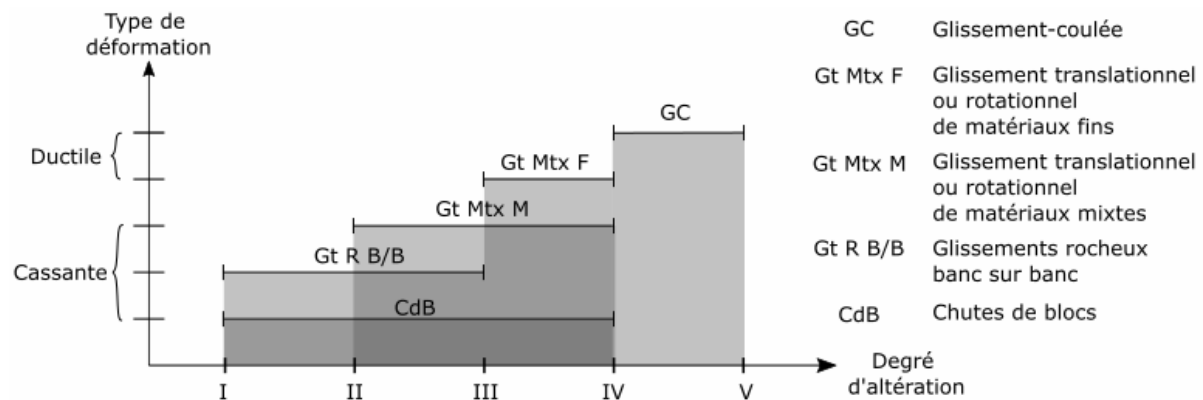


Figure 5.4 : Degrés d'altération des matériaux par type d'instabilité selon la nomenclature du Geological Society Engineering Group Working Party (1990) (Guillen et al. In prep.).

Pour identifier ce mouvement, le cinquième point caractérise la structure du plan de stratification. Si elle est conforme à la pente du versant, le massif est susceptible de s'éroder par un glissement rocheux banc sur banc le long de ce plan de stratification. En l'absence de plan de stratification conforme à la pente, le sixième point interroge la présence de failles, discontinuités persistantes, le long desquelles un glissement pourrait se déclencher. Si ces discontinuités sont présentes, un glissement rocheux est susceptible de se déclencher le long de ce plan de faille.

Dans un septième et dernier point, on s'interroge sur la présence de plusieurs types d'instabilités le long de la même coupe de falaise. En effet, si la géologie et la géomorphologie sont variables sur la hauteur de falaise, les types d'instabilités peuvent différer. Si les matériaux érodés par ces types d'instabilités présentent des modes de rupture différents (ductile et cassant), le massif est susceptible de s'éroder par un glissement rotationnel ou translationnel de matériaux mixtes.

Les types d'instabilités gravitaires identifiés peuvent générer le recul du sommet de falaise à des distances et des vitesses variables. Ces gammes de distances de recul ont été associées aux types de phénomènes dans l'arbre décisionnel.

1.2. Gammes de distances et de vitesses de recul par type d'instabilité gravitaire

Pour chaque type d'instabilité gravitaire, les valeurs de recul du sommet de falaise des sites pilotes, ont été attribuées en termes de :

- Distances, à partir des valeurs quantifiées à l'échelle des sites entre 1938 et 2022 ;
- Vitesses de recul, à partir des valeurs quantifiées entre 1938 et 2018 (Martins et al., 2021).

Parmi les phénomènes gravitaires inventoriés, seuls trois d'entre eux contribuent au recul du sommet des falaises de Socoa et de Bidart :

- Un glissement rocheux en dièdre à Socoa, avec une distance de recul de 3 m et une vitesse de recul de 0,03 m.an⁻¹ estimée sur les 84 ans d'observation (1938-2022) ;
- Les glissements rocheux banc sur banc à Socoa, avec une distance de 1 à 7 m et une vitesse de 0,03 m.an⁻¹ ;
- Le glissement de matériaux mixtes à Bidart, avec une distance de recul de 17 m et une vitesse de recul de 0,15 m.an⁻¹.

Afin de savoir si cet arbre décisionnel permet d'évaluer les types d'instabilités et les gammes de distance de recul du sommet de falaise, à partir des facteurs de prédisposition, il a été testé sur d'autres falaises de flyschs.

1.3. Test de l'arbre décisionnel

L'arbre décisionnel a été testé sur trois sites : les Viviers-Basques et Erretegia Nord, sur la côte basque, et en Nouvelle-Calédonie, à Bourail. Ces tests ont été réalisés : (1) sur le terrain pour les sites basques ; (2) sur la base de photographies pour le site de Bourail en Nouvelle Calédonie. Ainsi, sur la côte basque, il sera possible de confronter les types d'instabilités susceptibles de se produire aux événements voisins inventoriés et aux distances de recul sommital associées. A Bourail, nous disposons uniquement de photographies avant et après un événement gravitaire, mais pas d'informations sur le recul du sommet de falaise. Le résultat de l'arbre décisionnel pourra uniquement être confronté au type d'instabilité.

1.3.1. Côte basque, Urrugne, falaise des Viviers-Basques

Le site des Viviers-Basques est localisé à environ 2 km à l'ouest de Socoa (Figure 5.5-A). La falaise est constituée du flysch d'Hayzabia, de faciès D, à l'instar du flysch de Socoa (Razin, 1989). Pour rappel, le faciès D s'est déposé au pied du lobe turbiditique ; il alterne des hémipélagites argileuses avec des turbidites de granulométrie modérée à fine avec des calcarénites à calcsiltites, soient les termes de Bouma Tb à Te (Bouma, 1962; Mathey, 1986; Razin, 1989). Le sommet de cette falaise est constitué d'altérites (Figure 5.5-B et C).

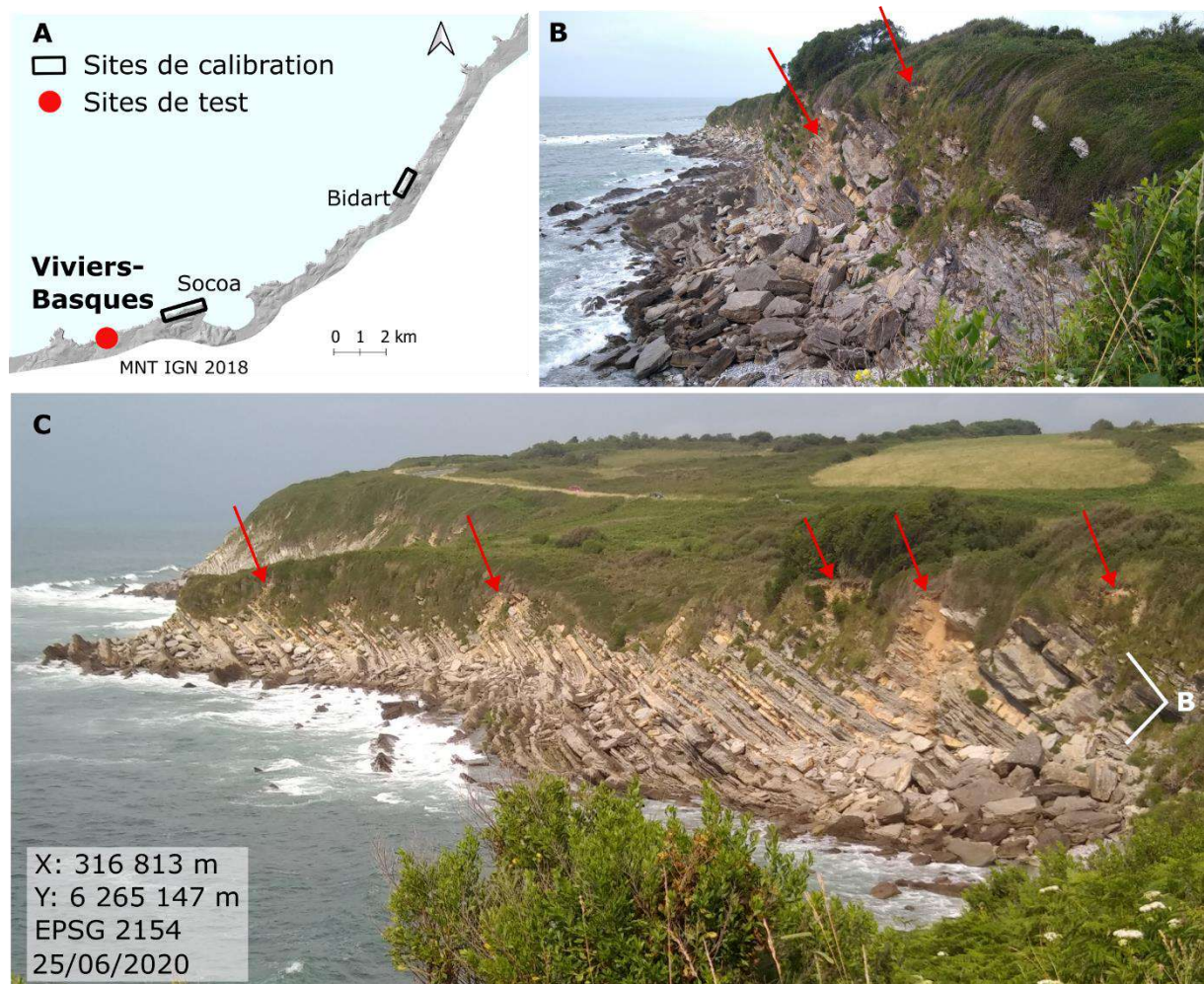


Figure 5.5 : A: Localisation du site de test des Viviers-Basques à Urrugne (point rouge). B et C : Détails du flysch d'Hayzabia, de faciès D et altérites affleurantes (flèches rouges).

1.3.1.1. Test de l'arbre décisionnel

Pour tester l'arbre décisionnel à partir d'observations de terrain, nous distinguons les matériaux sains et les altérites (Figure 5.6 : flysch sain : flèches orange ; altérites : flèches bleues).

Pour le flysch sain, on observe sur la Figure 5.5-C que les bancs du flysch présentent un point d'échappement vertical et qu'ils sont saillants. L'indice de résistance géologique du flysch sain est évalué entre 25 et 45 (Figure 5.7-B). Avec un GSI supérieur à 22, les flyschs sains sont des matériaux cassants. Ce sont donc les structures qui importent pour identifier le type d'instabilité. Des diaclases découpent des blocs dans les bancs (Figure 5.7-A et B), qui sont sous-cavés et non conformes. Par conséquent, d'après le logigramme, les flyschs sains de ce site sont susceptibles de s'éroder par chutes de blocs (Figure 5.6).

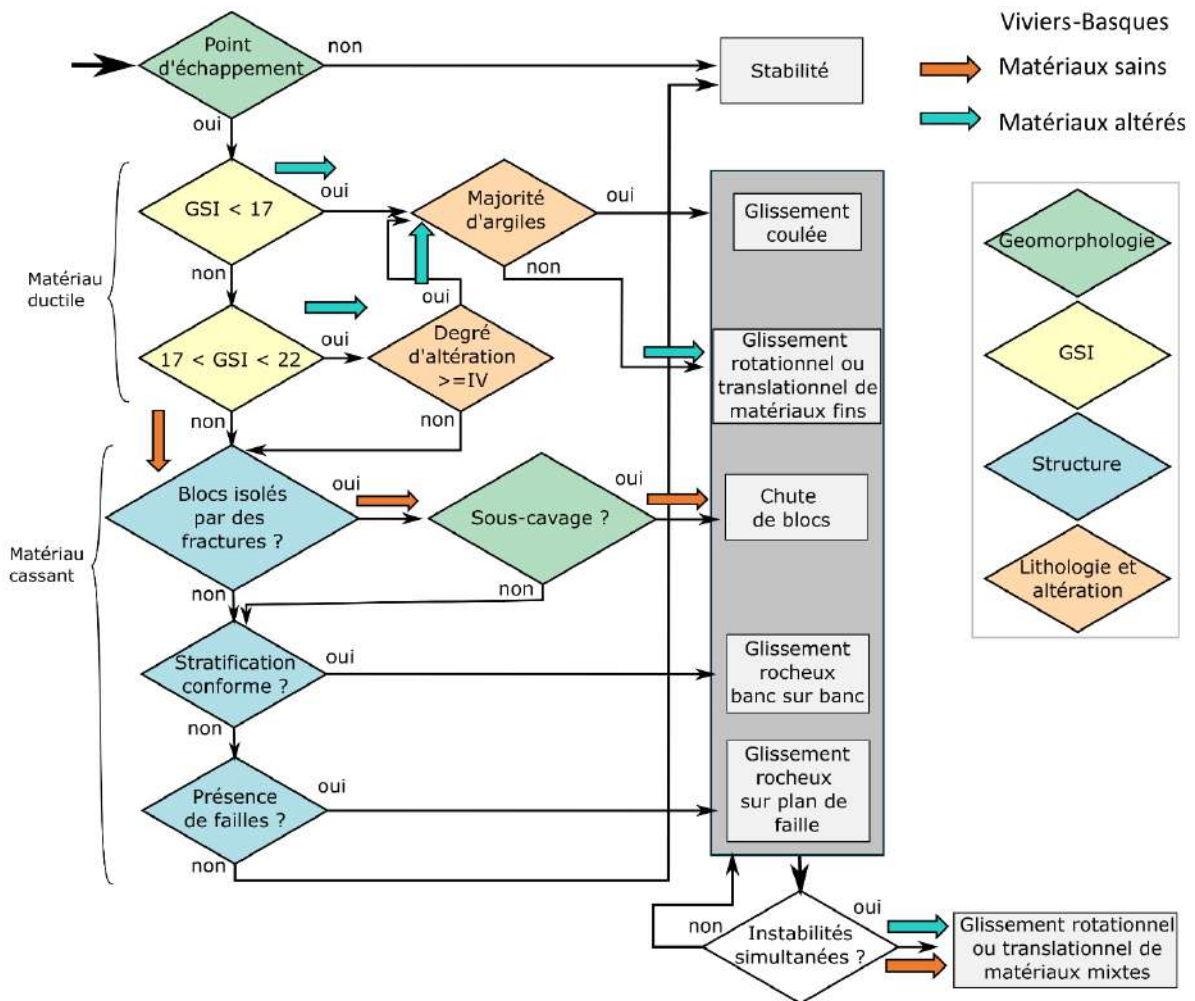


Figure 5.6 : Arbre décisionnel testé sur le site des Viviers-Basques à Urrugne. Les flèches orange représentent les matériaux sains et les flèches bleues représentent les matériaux altérés.

Les altérites de ce flysch ont un point d'échappement latéral dans le versant (Figure 5.5-B). Leur indice GSI est évalué de 13 à 25. Cette gamme couvre les 3 cas de figure possibles sur l'arbre décisionnel. Pour distinguer le type de matériaux, on doit évaluer le degré d'altération. La présence à plus de 50% de nodules rocheux décolorés permet de qualifier le degré d'altération de degré IV. La prédominance de ces nodules rocheux par rapport aux argiles d'altération permet, d'après l'arbre décisionnel, de s'attendre à observer des glissements de matériaux fins.

Etant donné que les flyschs sains et les altérites se superposent sur une même coupe de falaise, leur déclenchement peut être imbriqué ; ainsi, d'après l'arbre décisionnel, cette falaise est susceptible de s'éroder par glissements rotationnels ou translationnels de matériaux mixtes, d'abord par chutes de blocs en pied de falaise et par glissements de matériaux fins au sommet de falaise.



Figure 5.7 : A : Localisation de diaclases dans les bancs du flysch (flèches jaunes) isolant des blocs (flèche rouge) ; B : Banc de flysch sain fracturé (flèches) et oxydé.

1.3.1.2. Comparaison avec l'inventaire régional et les vitesses de recul sommitales

Sur ce secteur attribué au morphotype 5.2, constitué de flysch non conforme et d'altérites moyennement épaisses, l'inventaire régional fait état de glissements de matériaux mixtes (Figure 5.8) ce qui est concordant avec les deux types de matériaux identifiés : les flyschs sains et altérés.

Dans la baie où le test a été réalisé, aucun recul du sommet de falaise n'a été quantifié entre 1938 et 2018 (Figure 5.8). En revanche, à 200 m à l'est de cette baie, la falaise a reculé de 1 à 2 m à une vitesse de 0,01 à 0,02 m.an⁻¹ (Martins et al., 2021). Ces valeurs seront discutées et comparées avec le glissement de matériaux mixtes de Bidart en §1.4.

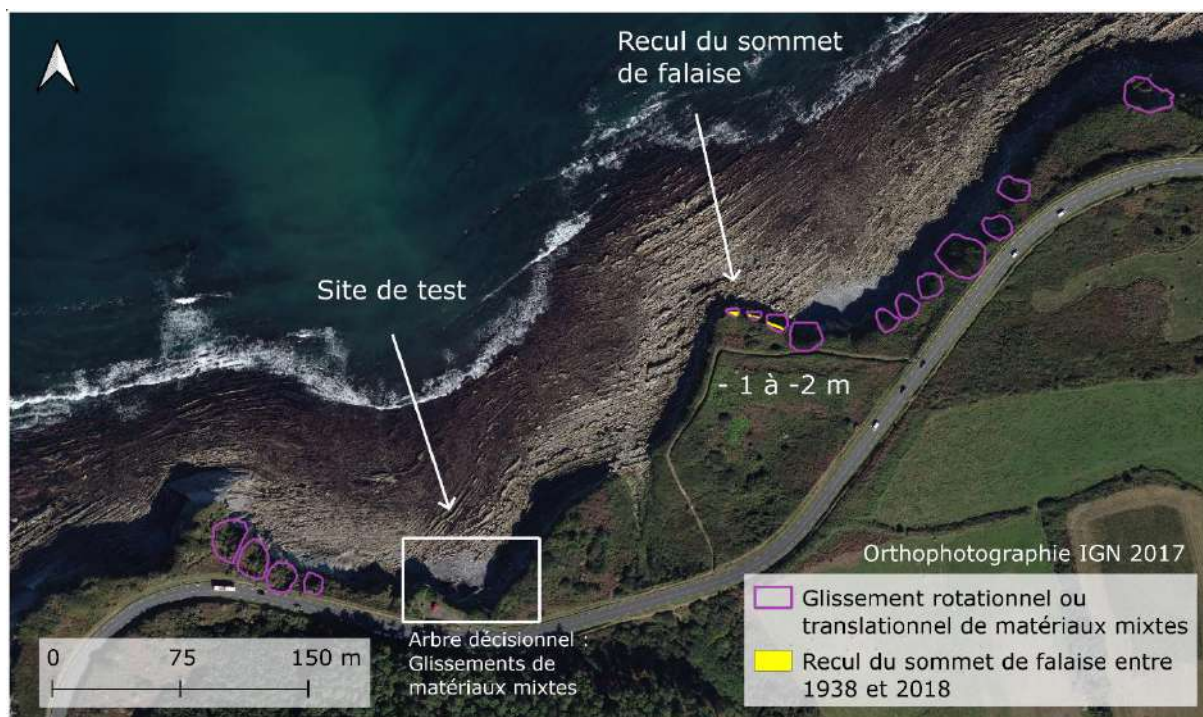


Figure 5.8 : Comparaison du site de test à l'inventaire d'instabilités et aux reculs du sommet de falaise d'un secteur voisin attribué au même morphotype 5.2 de pendage non conforme et constitué d'altérites moyennement épaisses.

1.3.2. Côte basque, Bidart, falaise d'Erretegia Nord

La falaise d'Erretegia Nord est située à 200 m au nord-est de la falaise étudiée à Bidart (Figure 5.9-A). Elle est constituée des « marnes de Bidart » : des hémipélagites argileuses (flysch de faciès G) présentant des alternances de composition plus ou moins calcaires et argileuses (Razin, 1989). Nous

avons proposé d'affiner cette lithologie par un sous-ensemble à dominante calcaire : les « marnes d'Erretegia », qui constituent le substratum de la falaise. A l'instar du site de Bidart, ce substratum est altéré dans sa partie supérieure de falaise et est coiffé par des alluvions (Figure 5.9-B et C).

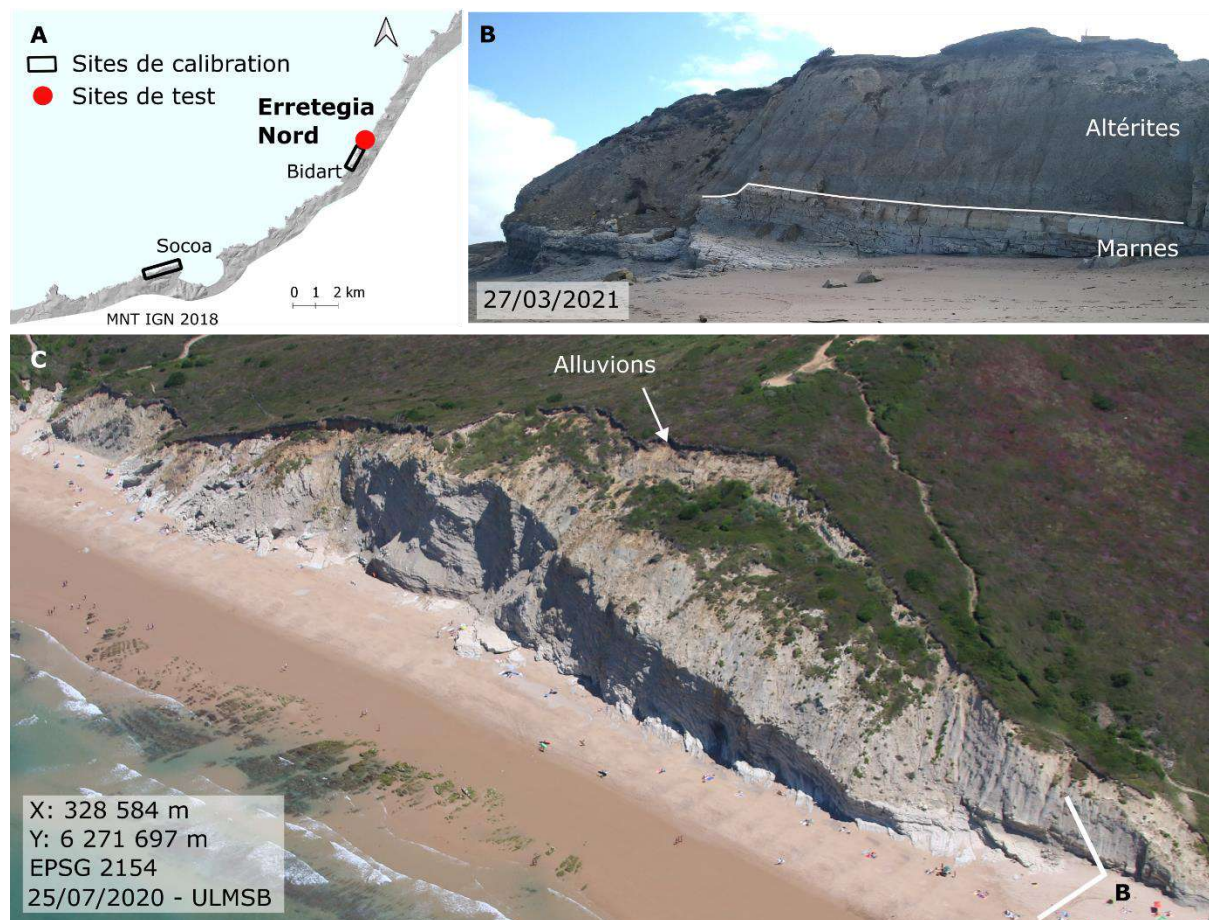


Figure 5.9 : A: Localisation du site d'Erretegia Nord à Bidart. B et C : Détails des "marnes de Bidart", flysch de faciès G, altéré en partie supérieure.

1.3.2.1. Test de l'arbre décisionnel

Les bancs de ce flysch débouchent au jour dans la falaise verticale, sans butée de pied, avec un faible pendage de 13° en structure conforme ($N215^\circ-13^\circ SW$) et non conforme ($N230^\circ-13^\circ SW$) (Figure 5.9-B). Ainsi, il existe un point d'échappement latéral pour ces matériaux. L'indice de résistance géologique est évalué de 17 à 30 (Figure 5.11-B et C). Pour un indice compris entre 17 et 22, il est nécessaire d'évaluer le degré d'altération (Figure 5.10) ; il est estimé de II à III compte-tenu de la fracturation de la roche en blocs plurimétriques par des discontinuités oxydées (Figure 5.11 -A, C et D). D'après l'arbre décisionnel, cette altération de degré inférieur à IV permet de qualifier le matériau de type cassant (Figure 5.10).

A présent, les structures doivent être caractérisées pour identifier le type d'instabilité susceptible de se déclencher dans les matériaux cassants. Dans certains secteurs, des diaclases fracturent les bancs en blocs, qui sont parfois sous-cavés, mais pas sur l'ensemble du site. On peut donc s'attendre à des chutes de blocs dans ces secteurs. Dans les secteurs dépourvus de diaclases et de sous-cavage, d'autres structures peuvent jouer un rôle sur le type d'instabilité attendu.

La structure de cette falaise est difficile à classer car les mesures du plan de stratification sont faiblement inclinées, de 13° en direction du SW (Figure 5.9-B), soit non conforme ($N215^\circ-13^\circ SW$), soit en conforme ($N230^\circ-13^\circ SW$). Dans le secteur qualifié d'aval pendage, un glissement rocheux banc sur banc est susceptible de se produire, le long du plan de stratification. Dans le secteur qualifié amont

pendage, des failles obliques fracturent la falaise (Figure 5.11 -B) et peuvent servir de plan de rupture à un glissement rocheux sur plan de failles.

Ainsi, le long de cette falaise, plusieurs types d'instabilités gravitaires peuvent être attendus, majoritairement contrôlés par la résistance et les structures du massif. La présence d'alluvions sommitales constitue un second type de matériau susceptible de se déstabiliser par perte de butée de pied suite à une instabilité dans le flysch. De ce fait, cette falaise est aussi susceptible de s'éroder par glissement rotationnel ou translationnel de matériaux mixtes.

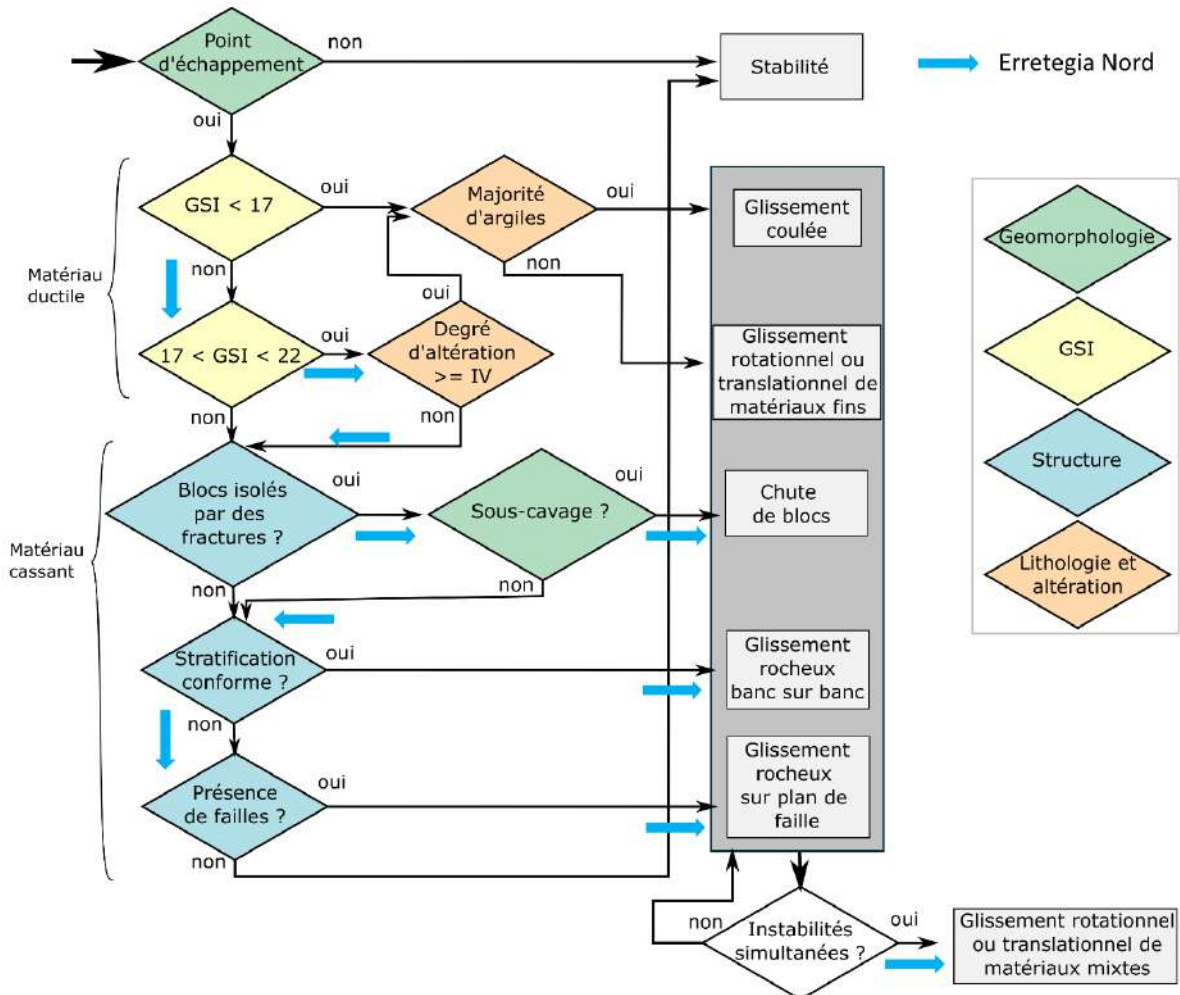


Figure 5.10 : Arbre décisionnel testé sur le site d'Erretega Nord à Bidart.

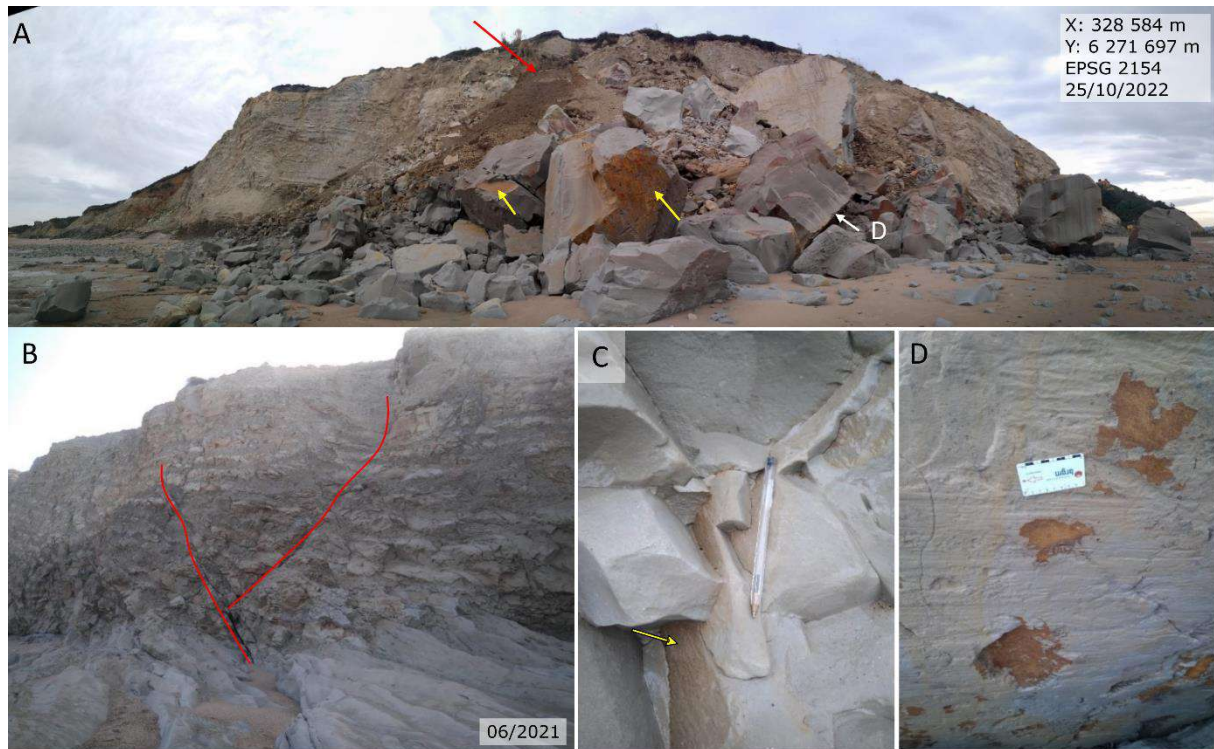


Figure 5.11 : A : Glissement de matériaux mixtes (roche, altérites et alluvions) déclenché en octobre 2022. Surfaces oxydées indiquées en jaune, surface de glissement en rouge. B : Failles fracturant la falaise avant l'instabilité. C et D : Oxydation des surfaces de fracturation le long de diaclases (C) ou de miroir de faille (D).

1.3.2.2. Comparaison des résultats à l'inventaire et aux vitesses de recul historiques

En confrontant les résultats de ce test à l'inventaire régional, on observe que le secteur d'Erretega s'érode par glissements rotationnels ou translationnels de matériaux mixtes (Figure 5.12). Le résultat de l'arbre décisionnel est donc concordant et repose sur l'érosion des matériaux rocheux et des alluvions. La distance de recul du sommet de falaise par glissement de matériaux mixtes est évaluée à 18 m, pour une vitesse de recul comprise entre 0,14 et 0,23 m.an⁻¹ d'après l'analyse de photographies aériennes entre 1938 et 2018 (Martins et al., 2021). Ces vitesses de recul sont équivalentes et jusqu'à 1,5 fois supérieures à celles du glissement de matériaux mixtes de la falaise de Bidart.

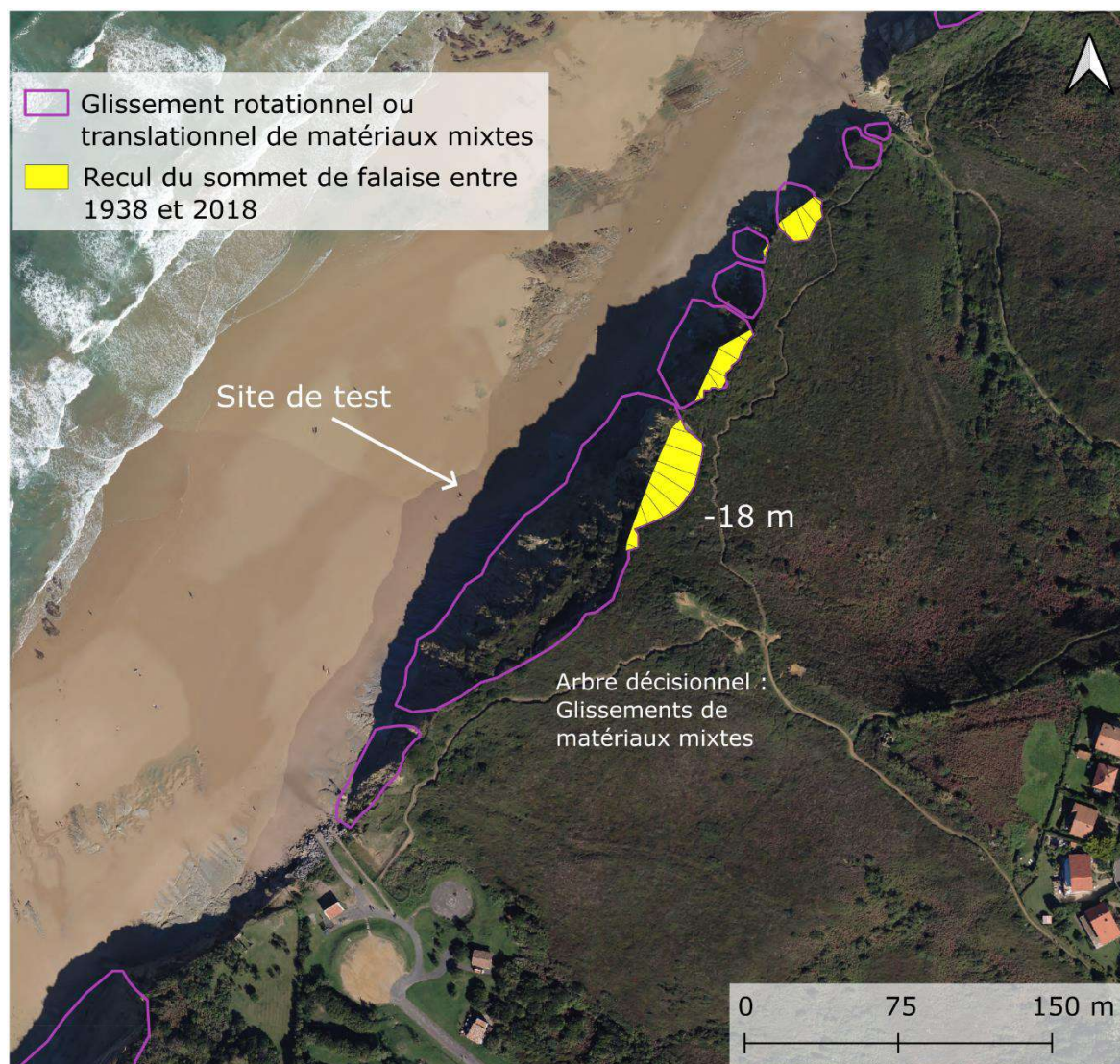
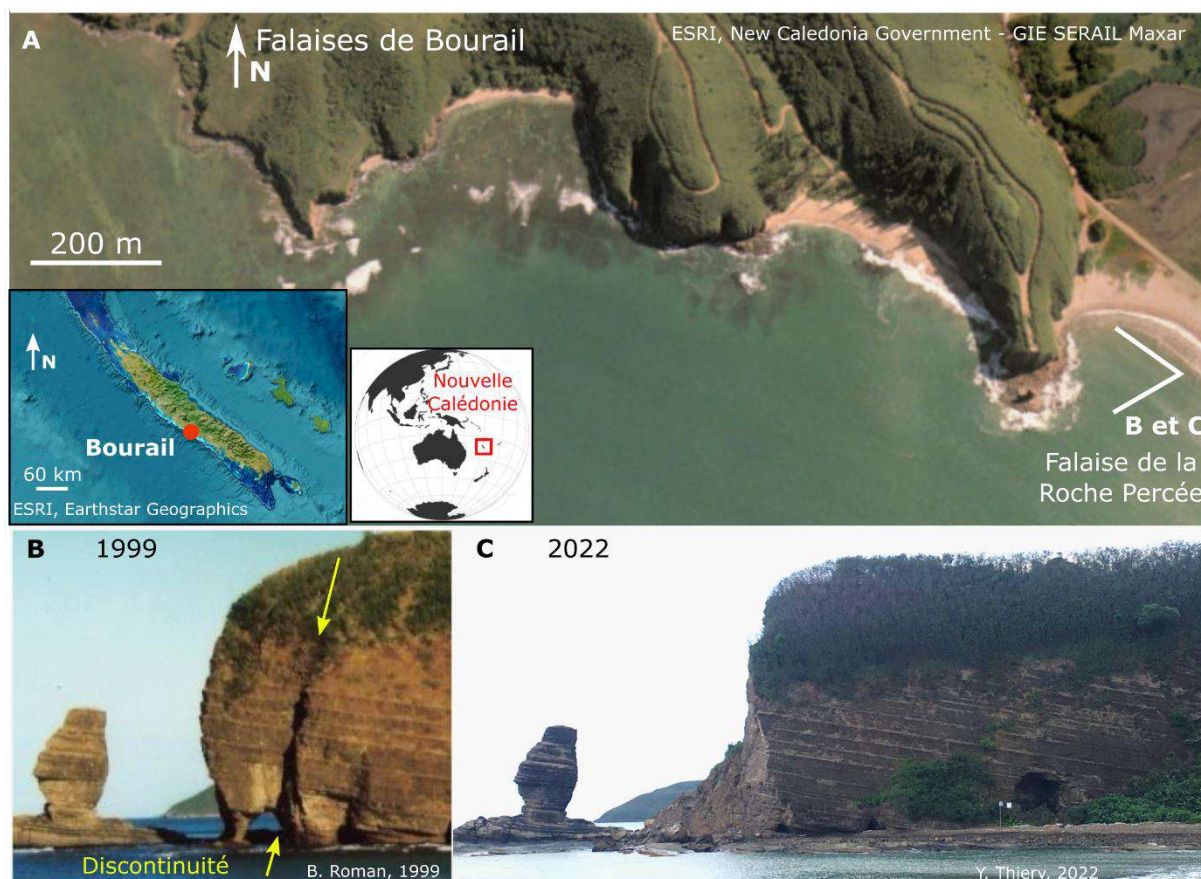


Figure 5.12 : Localisation du site de test d'Erretegia, au NE de la villa Itxas Gaïna et de la baie d'Erretegia, des instabilités de l'inventaire régional et des vitesses de recul historiques.

1.3.3. Nouvelle-Calédonie, Bourail, falaise de la Roche Percée

Les falaises de Bourail sont situées sur la côte sud-ouest de Nouvelle-Calédonie, archipel de l'Océan Pacifique Sud (Figure 5.13-A). Elles sont connues pour un cap rocheux appelé la Roche Percée, culminant à 50 m d'altitude et représentant un linéaire d'environ 100 m. Cette falaise est constituée d'un flysch alternant des bancs d'épaisseurs centimétriques à décimétriques de carbonates, de grès et de siltites en séquences Ta-Tb-Tc et Tb-Tc-Td (Maurizot et Cluzel, 2013; Bordenave, 2019) ; ce flysch est attribuable au faciès B de Mutti et Ricci Lucchi (1972) (Chapitre 1 :3.1). Le plan de stratification est subhorizontal, d'un faible pendage en direction du nord, non conforme au versant (Figure 5.13-B et C). Les bancs du flysch débouchent au jour dans le versant.

En 1999, l'extrémité de ce cap rocheux présentait un sous-cavage traversant, soutenu par un pilier rocheux (Figure 5.13-B). Entre 1999 et 2012, l'extrémité du cap rocheux s'est déstabilisé (photographie en 2022, Figure 5.13-C) (Garcin et Vende-Leclerc, 2014).



1.3.3.1. Test de l'arbre décisionnel

L'arbre décisionnel a été testé à partir de photographies du site datées de 2022 (Figure 5.14).

Les bancs saillants dans le versant et la présence de cavités constituent des points d'échappement favorables à une instabilité (Figure 5.13-C et Figure 5.14-A). L'indice de résistance du flysch a été évalué de 20 à 44, avec des proportions égales de grès et siltites et des discontinuités modérément altérées (*poor - fair*, Figure 5.14-A et B). D'après le logigramme, cette gamme de GSI dégage deux classes : les matériaux de GSI supérieur à 22, de nature cassante, et ceux de GSI compris entre 20 et 22, dont le degré d'altération doit être évalué. La fracturation en blocs décimétriques à métriques et l'oxydation des discontinuités suggèrent un degré d'altération de III, modérément altéré (Figure 5.14-B). De ce fait, on s'attend à une instabilité par rupture cassante pour ces flyschs de GSI compris entre 20 et 22 et à l'altération modérée (degré III).

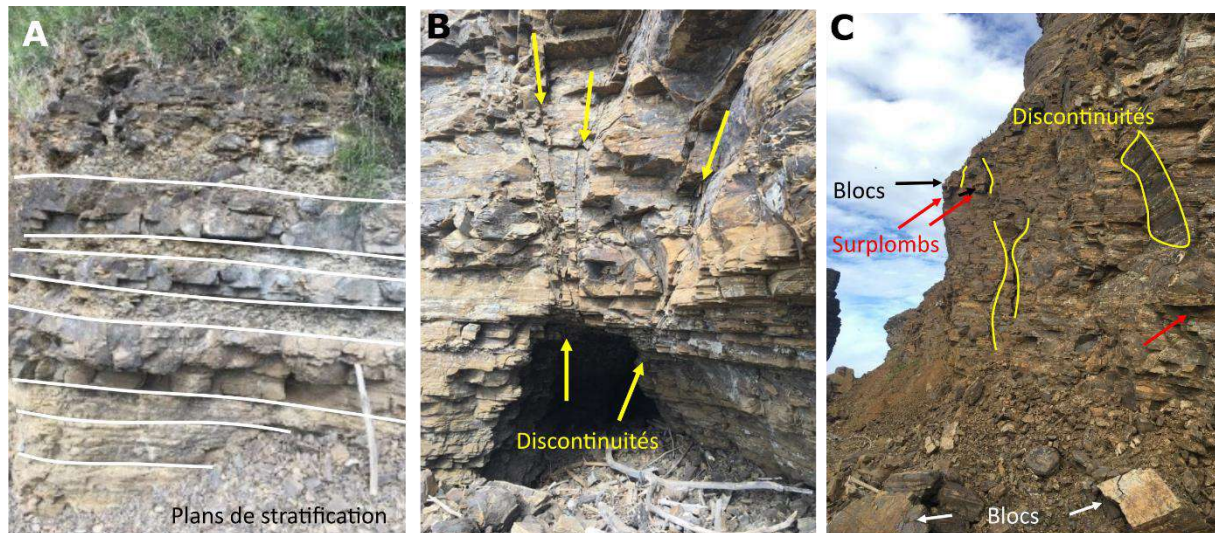


Figure 5.14 : A : Erosion différentielle le long des bancs du flysch. B : Cavité basale et discontinuités persistantes en jaune. C : Affleurement du cap rocheux avec discontinuités en jaune ; blocs en place, isolés par des discontinuités en noir ; surplombs en rouge ; blocs chutés en blanc (photographies : Y. Thiery, 2023).

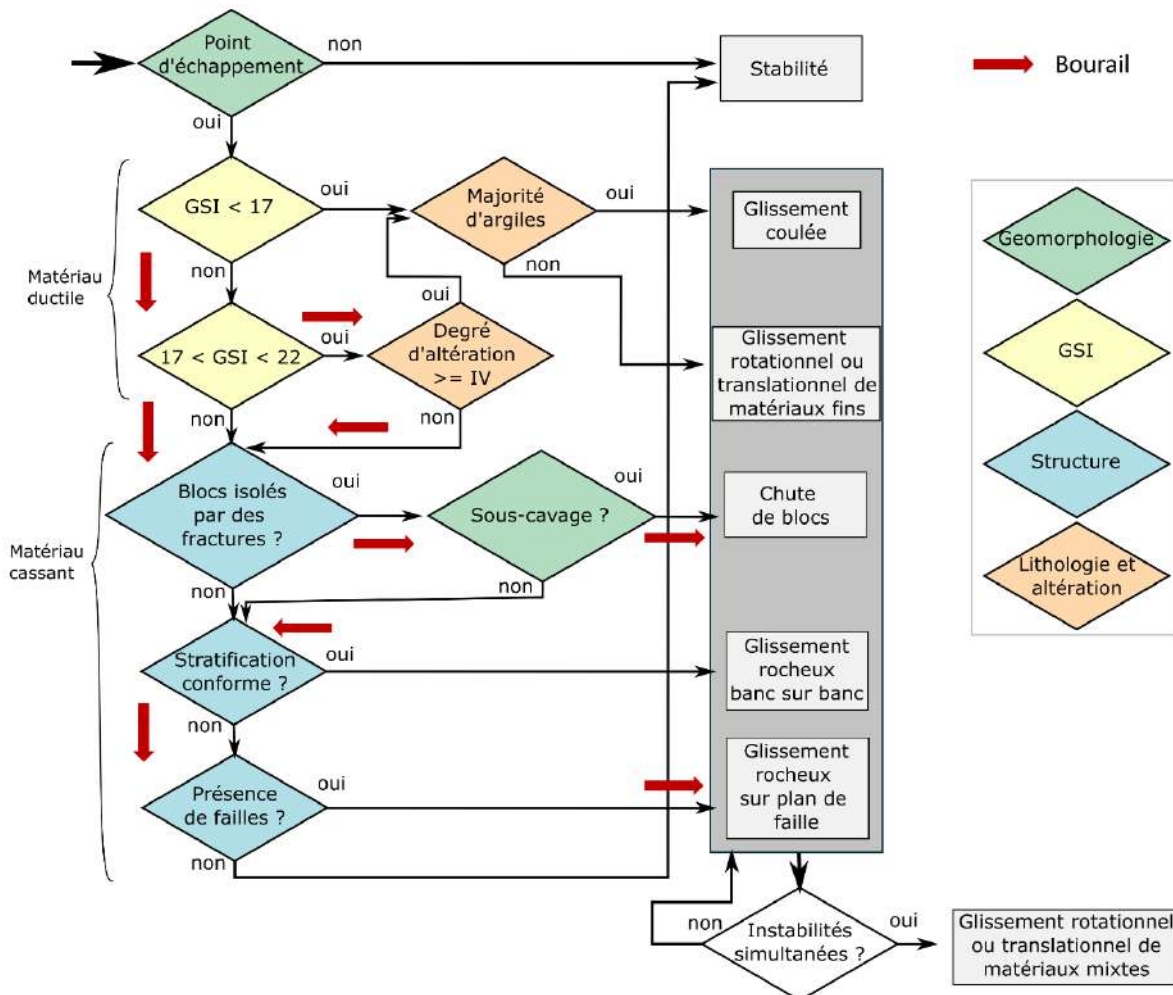


Figure 5.15 : Arbre décisionnel testé sur le site de Bourail en Nouvelle-Calédonie.

Pour déterminer le ou les modes de rupture de ce matériau rocheux, les structures sont caractérisées. Des blocs sont découpés par des discontinuités (Figure 5.14-B et C) et certains d'entre eux sont parfois surplombants (Figure 5.14-B et C). Dans le cas de blocs en surplomb, on s'attend à observer des chutes

de blocs (Figure 5.15). Dans le cas de blocs découpés par des discontinuités et qui ne sont pas en surplomb, il faut déterminer si le plan de stratification est aval pendage. A Bourail, la stratification est subhorizontale et non aval pendage (Bordenave, 2019a; Maurizot et Cluzel, 2013) : de ce fait, d'après le logigramme, les glissements banc sur banc sont exclus (Figure 5.15). Néanmoins, des discontinuités persistantes d'ordre décimétrique traversent la falaise, pouvant potentiellement être des failles (Figure 5.14-B). Dans le cas de ces discontinuités persistantes, on s'attend, d'après le logigramme à des glissements rocheux sur dièdre le long de ces discontinuités (Figure 5.15).

1.3.3.2. Comparaison avec les phénomènes gravitaires constatés

La seule instabilité gravitaire documentée est un « effondrement », déclenché entre 1999 et 2012, pour lequel la vitesse de recul n'est pas quantifiée et ne sera donc pas commentée (Figure 5.13-B et C, Garcin et Vende-Leclerc, 2014). Avant le déclenchement, une discontinuité subverticale traversait la falaise sur toute sa hauteur ; au pied de cette faille, une cavité traverse le cap rocheux en débouchant au jour et isole son extrémité qui repose sur un pilier vertical (Figure 5.13-B). Sur la photographie de 2022, la portion de falaise reposant sur le pilier n'est plus présente et le front du cap rocheux est subvertical (Figure 5.13-C). Des blocs sont accumulés au pied du versant. Il est possible que cette instabilité soit due à la rupture concomitante du pilier basal et de la discontinuité subverticale (Figure 5.13-B).

Ce type de phénomène est concordant avec un glissement rocheux le long d'un plan de faille, tel qu'évalué à partir de l'arbre décisionnel. De plus, au cours de la période de préparation de ces glissements rocheux, des chutes de blocs peuvent se déclencher dans les secteurs en surplomb, ce qui coïncide avec les résultats issus de l'arbre décisionnel.

1.4. Discussions autour de cette méthode appliquée à l'échelle du site

Cette méthode appliquée sur site permet d'évaluer le type d'instabilité gravitaire susceptible d'éroder une falaise de flysch à partir des facteurs de prédisposition observés (Guillen et al. 2023 ; Guillen et al. In prep.). Cet outil de terrain remplit le premier objectif de ce travail : établir des relations hiérarchisées entre les facteurs de prédisposition et les types d'instabilités gravitaires, qui se veulent transposables à toute falaise de flysch. Ces relations tiennent compte de l'hétérogénéité géologique des flyschs et de leurs altérites

Les tests menés sur des sites de la côte basque et en Nouvelle-Calédonie permettent d'identifier les types d'instabilités gravitaires et sont cohérents avec les phénomènes historiques locaux. On constate néanmoins que plusieurs types de phénomènes sont susceptibles de se déclencher sur un même site ; ceux-ci peuvent être responsables du recul du sommet de falaise ou affecter uniquement le versant, en tant que phase préparatoire au recul du sommet (Sunamura, 1992; Prémaillon et al., 2021). Ceci met en lumière la nécessité de comprendre les phénomènes impliqués à chaque étape du cycle d'érosion de la falaise, à partir d'analyse historique de photographies aériennes. L'arbre décisionnel ne peut donc pas être utilisé seul pour évaluer l'évolution des phénomènes : c'est une première approche de caractérisation des types de phénomènes susceptibles de se déclencher, à partir de facteurs statiques. Il ne remplace pas une analyse de données historiques qui permet de conceptualiser les étapes d'érosion de la falaise.

Notre second objectif était d'établir des relations entre les types d'instabilités gravitaires et les vitesses de recul du sommet de falaise. Les sites testés sur la côte basque présentent des falaises qui reculent par glissements de matériaux mixtes à des vitesses de recul qui peuvent être comparées à celles du site de Bidart.

Le sommet de falaise des Viviers-Basques recule 7,5 à 15 fois moins vite que celui de Bidart, avec 0,01 à 0,02 m.an⁻¹ contre 0,15 m.an⁻¹ à Bidart. Cette différence notable s'explique par des variations de lithologies et de structures : la falaise des Viviers-Basques présente une structure non conforme, tandis

que celle de Bidart est déstructurée par un pli synclinal et est couverte par 20 m d'alluvions. Les alluvions constituent des aquifères et sont susceptibles de se déstabiliser suite à des précipitations favorables à l'augmentation de leur pression interstitielle (Varnes, 1978; Hungr, 2003; Hungr et al., 2014). De plus, la falaise déstructurée et fracturée de Bidart est propice aux instabilités par l'infiltration de l'eau subaérienne le long des fractures (Hampton et Griggs, 2004). De ce fait, la vitesse de recul des Viviers-Basques plus faible que celle de la falaise de Bidart s'explique par l'absence d'alluvions et une structure non conforme et non déstructurée. Cet exemple illustre le fait que l'épaisseur de matériaux ductiles tels que les altérites et les alluvions module la magnitude des vitesses de recul. Il serait donc nécessaire d'inclure les formations géologiques autres que les flyschs, telles que les alluvions, dans l'arbre décisionnel, afin de calibrer leurs vitesses de recul.

Le sommet de falaise d'Erretegia recule jusqu'à 1,5 fois plus vite que le sommet de la falaise de Bidart avec 0,14 à 0,23 m.an⁻¹. Ces gammes de vitesses de recul assez proches s'expliquent par des similitudes entre les deux massifs. Tous deux sont constitués de la même roche mère : les marnes d'Erretegia, altérées jusqu'au degré III et coiffées d'alluvions sur environ 20 m d'épaisseur. Seul le type de structure distingue ces deux massifs : (1) conforme oblique pour la falaise d'Erretegia (2) déstructuré pour la falaise de Bidart située au droit de la villa Itxas Gaïna. Ainsi, pour deux falaises constituées des mêmes flyschs et d'épaisseurs d'alluvions équivalentes, la gamme de vitesses de recul par glissement de matériaux mixtes est similaire. Néanmoins, cela devrait être testé sur d'autres secteurs pour confirmer cette tendance.

Ainsi, il a été possible d'évaluer la magnitude de recul de certaines falaises par glissements de matériaux mixtes et par glissement rocheux banc sur banc. Les autres types d'instabilités n'ayant pas atteint la tête de versant, nous n'avons pas de données pour quantifier leur impact sur la tête de falaise. Il faudrait les quantifier par analyse photogrammétrique sur les photographies aériennes d'archives, dont la durée excède la période de retour du recul, tel que réalisé à Socoa et à Bidart.

Cette approche suscite plusieurs questionnements, tout d'abord concernant la transposabilité des gammes de vitesses de recul à d'autres falaises : sont-elles comparables ou doivent-elles être calibrées pour une région donnée ? On peut s'attendre à ce que les vitesses de recul diffèrent selon la géologie (lithologie, degré d'altération) et les facteurs déclenchants météo-marins selon les régions du globe (e.g. pluies tropicales). Ceci nécessiterait des analyses sur différentes régions. Concernant la méthodologie testée, on peut s'interroger sur sa transposabilité à l'échelle régionale afin d'établir des relations entre facteurs, phénomènes gravitaires et vitesses de recul qui aideraient à comprendre la répartition et la magnitude de la dynamique érosive. Quelles sont les limites et les données nécessaires pour transposer ces relations à l'échelle régionale de la côte basque ?

2. Apports et limites de la méthode transposée à l'échelle régionale

Notre objectif est de comprendre quels facteurs et phénomènes contrôlent les vitesses de recul des falaises de flyschs. Nous avons approché cette question à l'échelle des sites, en identifiant les facteurs de prédisposition qui permettent de caractériser les types d'instabilités gravitaires. Sur les sites pilotes, la vitesse de recul du sommet de falaise a été quantifiée et corrélée aux types d'instabilités associées.

Dans l'optique de transposer à l'échelle régionale, ces relations entre les facteurs, les phénomènes et les vitesses de recul contribuant à l'érosion des falaises, nous allons nous appuyer sur les relations issues du logigramme et des connaissances sur sites, ainsi que sur les morphotypes mis à jour. Ainsi, les besoins, les limites et les perspectives associées à la caractérisation des facteurs, des types d'instabilités et des vitesses de recul à l'échelle régionale seront discutés indépendamment.

2.1. Des facteurs de prédisposition aux types d'instabilités difficiles à caractériser

L'analyse réalisée à l'échelle des sites pilotes a permis de mettre en évidence la contribution de la résistance géologique, du degré d'altération, des structures et du sous-cavage, aux types d'instabilités gravitaires susceptibles de se déclencher. A l'échelle régionale, seule la structure du massif est un facteur nécessaire déjà disponible. En revanche, la résistance des matériaux et leur degré d'altération peuvent être difficiles à catégoriser et à spatialiser sans observations de terrain. Pour s'affranchir de cette méconnaissance de certains facteurs de prédisposition, il est envisageable de caractériser un site de référence, sur la base d'observations de terrain, pour chacun des huit nouveaux morphotypes.

Il s'agirait de définir un site de référence pour chaque morphotype et d'y caractériser les facteurs et les types d'instabilités par des observations de terrain. Ce site de référence doit présenter un recul du sommet de falaise quantifié sur la période historique (1938-2018) afin d'établir la relation entre les types d'instabilités et les vitesses de recul. L'avantage de cette approche par morphotype est double : (1) il s'agit d'une combinaison de facteurs géologiques (s.l.) déjà spatialisée à l'échelle régionale, et (2) qui inclut la présence d'alluvions, facteur faisant défaut dans l'arbre décisionnel, malgré son implication dans le recul du sommet de falaise.

Néanmoins, cette approche par morphotype est limitée par la diversité intrinsèque de leurs roches mères en termes de résistance et d'altération, à l'instar des falaises du site de Bidart, en morphotype 2¹⁸. Cette diversité de facteurs prédispose la falaise à des types de processus gravitaires différents et nécessitent d'être pris en compte. Cela aurait pour conséquence de diviser un morphotype en sous-catégories par roche-mère et compliquerait l'approche proposée en obligeant à réaliser des mesures de terrain complémentaires. Cela pourrait se justifier en cas de vitesses de recul différentes d'un même type d'instabilité, liés à des lithologies différentes.

2.2. Des cycles d'érosion impliquant différents types d'instabilités gravitaires

Pour caractériser la contribution des facteurs de prédisposition aux types d'instabilités, ils doivent être confrontés à l'inventaire régional. Cependant, l'analyse à l'échelle des sites nous a permis de constater que le recul du sommet de falaise n'est pas toujours le fruit d'un seul type d'instabilité gravitaire au cours d'un cycle d'érosion, du pied jusqu'au sommet. Différents types d'instabilités gravitaires peuvent se déclencher en plusieurs étapes dans un cycle d'érosion, ce qui nous a conduit à décrire plusieurs types de manifestations du cycle d'érosion en fonction des types d'instabilités combinées, sur le site de Bidart.

Nous proposons donc d'identifier ces différentes manifestations de cycles d'érosion pour chaque morphotype. La connaissance de ces étapes et de leur durée à partir d'analyse de photographies aériennes historiques peut aider à identifier les types d'instabilités impliqués et à estimer la période de retour du recul du sommet de falaise. Pour un même morphotype, tel que le 2, à Bidart, le cycle d'érosion peut présenter des combinaisons d'instabilités différentes selon les secteurs, en raison de différents facteurs géologiques (altération, résistance, structures). Par conséquent, dans un même morphotype, il est nécessaire de constater s'il existe différentes combinaisons de types d'instabilités, par analyse de données historiques sur le site de référence. Ensuite, dans chaque morphotype, l'inventaire régional peut aider à localiser ces manifestations différentes du cycle d'érosion, selon les types d'instabilités gravitaires recensés.

Par exemple, sur le site de Socoa, référence du morphotype 5.1¹⁹ (Figure 5.16), le cycle d'érosion établi par Prémaillon et al. (2021) s'initie par extraction de blocs, chutes de blocs puis par glissements rocheux

¹⁸ Roches meubles conformes obliques avec altérites moyennement à fortement épaisses et alluvions.

¹⁹ Roches dures basculées conformes.

banc sur banc induisant le recul du sommet de falaise. A l'échelle régionale, sur l'ensemble de ce morphotype, 23 instabilités gravitaires sont inventoriées, parmi lesquelles 19 sont des glissements rocheux banc sur banc (82%), 3 sont des chutes de blocs (13%) et 1 est un glissement de matériaux mixtes (Figure 5.16). Les glissements rocheux banc sur banc et les chutes de blocs déclenchés sur le morphotype 5.1 sont les mêmes types de phénomènes gravitaires que ceux décrits par Prémaillon et al. (2021) pour le cycle d'érosion du site de référence de Socoa (Figure 5.16). Le glissement de matériaux mixtes du site de Socoa est attribuable à une forte épaisseur d'altérites localisée. Ceci justifierait une requalification du morphotype 5.1 en 5.3 sur environ 50 m de linéaire à l'extrémité est du site (Figure 5.16, flèche orange). De façon globale, le site de Socoa peut donc servir de référence à l'analyse des relations entre types d'instabilités et facteurs de prédisposition pour le morphotype 5.1.

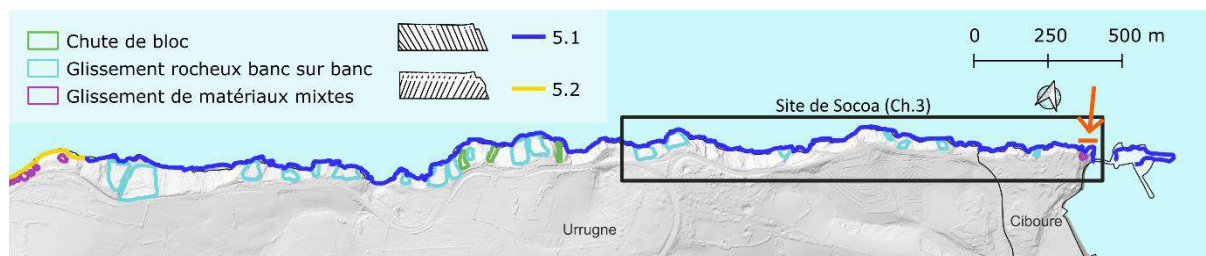


Figure 5.16 : Instabilités gravitaires du morphotype 5.1 de pendage conforme et peu altéré, situé entre Urrugne et Ciboure. Les instabilités majoritaires sont des glissements rocheux banc sur banc, puis des chutes de blocs. Un glissement de matériaux mixtes est présent à l'est du site (flèche orange).

A Bidart, les morphotypes 2 et 3 sont présents. Le cas le plus simple est le morphotype 3²⁰ (Figure 5.17, linéaire rouge) ; le cycle d'érosion de cette falaise s'initie par chute de blocs en pied de versant puis par glissement de matériaux mixtes, induisant le recul du sommet de la falaise. Sur la Figure 5.17, les falaises de morphotype 3 sont érodées par 39 instabilités gravitaires, parmi lesquelles 26 sont des glissements de matériaux mixtes, 12 sont des glissements de matériaux fins et 1 est un glissement-coulée. Les glissements de matériaux mixtes inventoriés sur ce morphotype 3 sont attribuables au cycle d'érosion décrit sur le site de Bidart, caractérisé par des chutes de blocs et des glissements de matériaux mixtes (roches et alluvions). La présence de glissements de matériaux fins et du glissement-coulée suscite deux interrogations : s'agit-il d'une autre combinaison d'instabilités gravitaires engendrant le recul, ou s'agit-il d'un déclenchement d'instabilité uniquement dans les alluvions, lié à un biais d'interprétation cartographique ? L'analyse de photographies aériennes obliques permettent d'identifier que : (1) le glissement-coulée est déclenché uniquement dans des alluvions superposées au flysch rocheux et (2) les glissements de matériaux fins déclenchés à Biarritz sont associés à des chutes de blocs en pied de versant et à des glissements d'altérites depuis le haut de versant. Ces séquences de phénomènes gravitaires sont similaires à celle observée sur le site de référence de Bidart pour le morphotype 3. Il est donc envisageable de se référer à ce site pour caractériser les types d'instabilités gravitaires du morphotype 3.



Figure 5.17 : Instabilités gravitaires déclenchées dans les morphotypes 2 et 3.

²⁰ Roches déformées avec altérites moyennement à fortement épaisses et alluvions.

Le morphotype 2 du site de Bidart (Figure 5.17) présente trois types de séquences d'instabilités gravitaires différentes (décrites du pied au sommet) selon les facteurs géologiques :

- Une érosion par des chutes de blocs, des glissements rocheux banc sur banc et des glissements-coulées d'alluvions, dans un flysch constitué d'un faciès G peu altéré, relativement résistant, de structure conforme et coiffé par des altérites ;
- Une érosion par glissements-coulées d'altérites puis d'alluvions, dans un flysch constitué d'un faciès G très altéré, peu résistant, de structure conforme et coiffé par des alluvions ;
- Une érosion par glissement de matériaux fins dans un flysch de faciès D, altéré, peu résistant et intensément fracturé par un réseau de failles, coiffé par des alluvions.

Ces séquences d'instabilités différentes du site de Bidart peuvent-elles servir de référence pour les autres falaises de morphotype 2 ? Ces falaises situées à l'extérieur du site de référence présentent deux types d'instabilités inventoriées à l'échelle régionale : des glissements de matériaux mixtes et des glissements de matériaux fins (Figure 5.17). Les glissements de matériaux mixtes sont attribuables à la première séquence d'instabilités listée pour le morphotype 2 : impliquant des chutes de blocs, des glissements rocheux banc sur banc puis des glissements-coulées d'alluvions. Les glissements de matériaux fins sont attribuables à la troisième séquence d'instabilités listée précédemment. Le site de Bidart peut donc servir de référence pour comprendre la dynamique érosive du morphotype 2.

Les différentes séquences de phénomènes gravitaires qui conduisent au recul de la falaise peuvent donc être inférées pour un morphotype, à partir d'un site de référence. A présent, il s'agit de discuter la possibilité d'évaluer les vitesses de recul de ces falaises à partir des sites de référence.

2.3. Des vitesses de recul du sommet de falaise variables : limites et perspectives

La vitesse de recul du sommet des falaises basques varie de 0,01 à 1 m.an⁻¹ entre 1938 et 2018 (Martins et al., 2021). Pour expliquer cette variabilité sur deux ordres de grandeur, nous avons proposé d'utiliser la clé d'interprétation des types d'instabilités gravitaires. Or, il s'avère que certaines falaises s'érodent, par des successions d'instabilités gravitaires différentes, avec des périodes de retour pluridécennales variables. Cette temporalité est un aspect important car plus elle est élevée et plus elle limite la possibilité que les photographies aériennes historiques couvrent un cycle d'érosion complet. De ce fait, il est possible que la quantification de la vitesse de recul du sommet de falaise ne soit pas représentative d'un cycle d'érosion complet si l'on n'observe pas de réactivation de ce recul (Cambers, 1976; Bray et Hooke, 1997).

Pour s'assurer de cette représentativité, nous avons identifié les instabilités gravitaires pour lesquelles le recul du sommet de falaise a été quantifié. Pour ces instabilités, nous avons analysé les orthophotographies historiques disponibles afin de déterminer si le recul du sommet de falaise a été déclenché *a minima* deux fois, traduisant un cycle d'érosion complet. Ainsi, 9 instabilités gravitaires de l'inventaire présentent une récurrence du recul du sommet de falaise, synthétisées dans le Tableau 5.2, parmi lesquelles 6 sont localisées sur une falaise de morphotype 3, à l'instar du morphotype Nord du site du Bidart (Figure 5.18).

Les 6 récurrences du recul du sommet de falaise dans le morphotype 3²¹ présentent des vitesses de recul variant de 0,10 à 0,53 m.an⁻¹ (Tableau 5.2). Les types de phénomènes gravitaires impliqués peuvent-ils expliquer ces différences dans un même morphotype ? Les deux glissements de matériaux mixtes situés à Bidart (Tableau 5.2) reculent à 0,15 et 0,25 m.an⁻¹ ; ils sont déclenchés dans des roches mères différentes, respectivement : les marnes de Bidart et des évaporites. Les glissements de matériaux fins présentent des vitesses de recul entre 0,10 et 0,53 m.an⁻¹, avec des lithologies

²¹ Roches déformées avec altérites moyennement à fortement épaisses et alluvions.

différentes en pied de falaise : respectivement des alluvions et les marno-calcaires de la Goureppe. La présence d'alluvions se justifie par la localisation de la falaise en bord de baie. Ainsi, les vitesses de recul du sommet de falaise induites par un même type d'instabilité peuvent varier d'un facteur 5,3.

Tableau 5.2 : Vitesse de recul entre 1938 et 2018 ayant couvert un cycle de recul du sommet de falaise complet, en fonction des morphotypes, des types d'instabilités gravitaires régionaux et des roches mères détaillées. Gt de mtx mixtes : glissement de matériaux mixtes. G-C : glissement coulée. Gt de mtx fins : glissement de matériaux fins.

Morphotype	3						1.2	2	4
Type d'instabilité	Gt de mtx mixtes		G-C	Gt de mtx fins			Gt de mtx mixtes		
Vitesse de recul (m.an ⁻¹)	0,15	0,25	0,25	0,10	0,13	0,53	0,25	0,23	0,12
Localisation	Site pilote de Bidart	Bidart			Biarritz		Hendaye	Bidart	St-Jean-de-Luz
Roche mère	Marnes de Bidart	Evaporites		Absence : alluvions		Marno-calcaires de la Goureppe	Marnes de Bidart	Marnes de Bidart	Flysch de Socoa
Altitude du sommet (m)	72	33	33	16	16	32	38	53	27

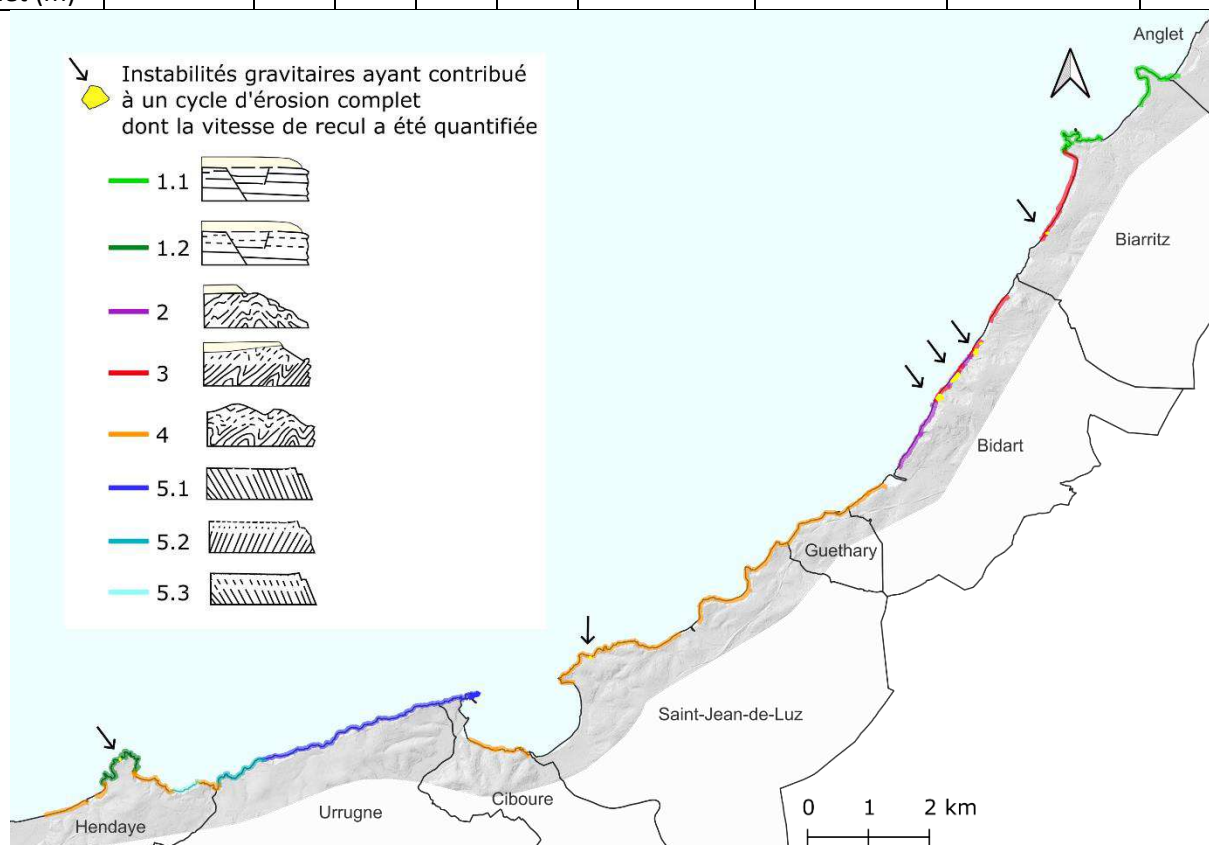


Figure 5.18 : Répartition spatiale des instabilités gravitaires (en jaune) ayant contribué au recul du sommet de falaise au cours d'un cycle d'érosion complet dont la vitesse de recul a été quantifiée.

Il est possible d'expliquer ces différences de vitesses de recul par des variations de résistance des lithologies. Par exemple les évaporites sont relativement moins résistantes que les marnes de Bidart (Genna et al., 2004a) ; ces falaises reculent par des glissements de matériaux mixtes à des vitesses respectives de 0,25 et 0,15 m.an⁻¹. Les marno-calcaires de la Goureppe sont qualifiées de peu

résistantes (Genna et al., 2004a) et sont érodées par glissements de matériaux fins à une vitesse de recul de 0,53 m, supérieure à celle des falaises constituées d'alluvions érodées par le même phénomène gravitaire (de 0,10 à 0,13 m.an⁻¹).

Par conséquent, dans un même morphotype de falaise, plusieurs vitesses de recul peuvent être constatées pour des types d'instabilités similaires. Ces différences peuvent être attribuées à des différences de résistances entre les lithologies. La quantification de ces résistances pourrait permettre de catégoriser les vitesses de recul selon la résistance des lithologies érodées par chaque type d'instabilité gravitaire, dans un morphotype.

Ainsi, le type d'instabilité gravitaire n'est pas l'unique clé d'interprétation permettant de classer les vitesses de recul des falaises. Ces dernières dépendent aussi des morphotypes (soit des structures et des épaisseurs d'altérites et d'alluvions) et de la résistance des lithologies.

3. Conclusion du chapitre 5

Ce chapitre a permis de proposer des relations entre les facteurs de prédisposition, les types d'instabilités gravitaires et les vitesses de recul du sommet de falaise, à l'échelle du site. Cette échelle de travail met en lumière de nouveaux facteurs de prédisposition et combinaisons d'instabilités gravitaires qui n'étaient pas caractérisables à l'échelle régionale. Ainsi, la caractérisation des morphotypes régionaux peut être détaillée par cette approche.

L'arbre décisionnel fondé sur des observations de terrain hiérarchise les facteurs de prédisposition aux types d'instabilités gravitaires (Guillen et al. 2023 ; Guillen et al. In prep.). Seule la relation entre des glissements de matériaux mixtes et leur vitesse de recul a été testée sur d'autres sites. Cette comparaison a permis de constater que les falaises ayant des roches mères et des épaisseurs d'altérites et d'alluvions similaires présentaient des vitesses de recul d'ordres de grandeur similaires. Les types d'instabilités gravitaires sont donc une clé d'interprétation complémentaire aux facteurs de prédisposition auxquels ils doivent être combinés pour comprendre la dynamique érosive des falaises. Pour cela, une meilleure connaissance de la résistance des roches mères pourrait aider à catégoriser les gammes de vitesses de recul par type d'instabilité gravitaire et type de roche mère, dans un morphotype.

Ainsi, dans l'optique de caractériser ces relations à l'échelle régionale, il est envisageable de définir un site de référence pour chacun des huit morphotypes de falaises. Sur ces sites, trois types d'analyses doivent être réalisées avant d'être transposées au morphotype :

- Evaluer les types d'instabilités gravitaires susceptibles de se déclencher à partir de l'arbre décisionnel et des facteurs de prédisposition ;
- Définir les combinaisons d'instabilités gravitaires du cycle d'érosion et leurs périodes de retour, à partir d'analyse de photographies aériennes historiques. Corréler ces combinaisons d'instabilités gravitaires aux secteurs analysés avec l'arbre décisionnel ;
- Evaluer les vitesses de recul de ces combinaisons d'instabilités gravitaires, à partir des résultats de Martins et al. (2021).

Conclusion générale

Rappel du contexte et des objectifs de ce travail

Ce travail s'est concentré sur la dynamique érosive des falaises de flyschs du Pays Basque en territoire français. Cette côte à falaises présente la particularité de reculer à des vitesses variant de trois ordres de grandeur (du mm.an^{-1} au m.an^{-1}) dont la répartition spatiale est sectorisée (Prémaillon et al., 2018 ; Martins et al., 2021). A l'heure actuelle, les facteurs et les phénomènes prépondérants qui régissent la variabilité du recul des falaises en termes de vitesse et de répartition spatiale sont mal connus. D'ordinaire, cette variabilité des vitesses de recul des falaises est analysée au regard des facteurs contributifs à l'érosion (lithologie, résistance, houle), sans hiérarchie clairement établie (Woodroffe, 2002; Prémaillon et al., 2018). Peu de travaux ont cherché à mettre en relation les vitesses de recul des falaises avec le type d'instabilité gravitaire contributif et ce malgré différents types identifiés dans les falaises de flyschs (Moon et Healy, 1994; Cano et Tomás, 2013).

Cette thèse, financée par le projet FEDER EZPONDA s'inscrit dans la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte ; elle répond aux besoins de connaissances sur la dynamique érosive des falaises de flyschs sur le département des Pyrénées-Atlantiques (64), mais également à des interrogations scientifiques plus larges. En effet, il s'agit de comprendre quels facteurs et quels phénomènes gravitaires contribuent aux vitesses de recul des falaises de flyschs. Ce travail propose ainsi de hiérarchiser les vitesses de recul des falaises de flyschs au regard des types d'instabilités gravitaires et de leurs facteurs contributifs. On émet alors l'hypothèse que les phénomènes gravitaires responsables de l'érosion des falaises servent de clé d'interprétation intermédiaire entre les facteurs de prédisposition et les vitesses de recul. Cette réflexion axée sur les relations entre les phénomènes gravitaires, leurs facteurs contributifs et les vitesses de recul, met en lumière des considérations rarement abordées sur l'érosion des falaises (s.l.) et notamment sur des falaises de flyschs. Afin d'établir ces relations, trois objectifs ont été poursuivis :

- Identifier et spatialiser les types d'instabilités gravitaires contribuant au recul des falaises de flyschs ;
- Identifier, spatialiser et hiérarchiser les facteurs contributifs aux types d'instabilités gravitaires ;
- Quantifier les vitesses de recul des falaises de flyschs.

Ainsi, cette thèse s'est concentrée sur l'érosion des falaises basques françaises, constituées en majorité de flyschs de différents faciès et dont les processus érosifs varient sur l'ensemble du linéaire. La caractérisation des relations entre les facteurs, les phénomènes gravitaires et les vitesses de recul a été abordée par une démarche transdisciplinaire géomorphologique et géologique, fondée sur une approche à la fois naturaliste et quantifiée. A l'échelle régionale ($1 : 25\,000^{\text{ème}}$), l'analyse de photographies aériennes (d'archives et récentes) et de MNT récents, a permis : (1) de spatialiser et d'identifier les types d'instabilités gravitaires et certains facteurs de prédisposition mais également (2) de spatialiser et de quantifier la vitesse de recul du sommet de falaise. Toutefois, la résolution des données disponibles à cette échelle s'est avérée insuffisante pour caractériser certains facteurs de prédisposition (résistance, degré d'altération, fracturations) et quantifier les volumes érodés sous le sommet de falaise. De ce fait, ces caractérisations ont été effectuées à l'échelle du site ($1 : 2\,500^{\text{ème}}$), à Socoa et à Bidart, à partir d'observations de terrain et de soustractions de MNS issus de nuages de points lidar. De plus, l'analyse de photographies aériennes combinée à des observations de terrain a permis, de préciser les relations entre les facteurs de prédisposition, les types d'instabilités et leur période de retour dans un cycle d'érosion complet.

Principaux résultats

La combinaison d'analyses à deux échelles spatiales nous a permis d'améliorer les connaissances des : (1) facteurs de prédisposition, (2) types d'instabilités gravitaires et (3) vitesses de recul, relatives à l'érosion des falaises basques et des relations prédominantes entre : (4) les facteurs et les types d'instabilités et (5) les types d'instabilités et les vitesses de recul.

1. Facteurs de prédisposition

A l'échelle régionale, les structures géologiques et les épaisseurs d'altérites et d'alluvions éventuelles ont été caractérisées par analyse de photographies obliques et d'observations de terrain. La combinaison de ces nouveaux facteurs avec les types de roches mères a permis d'améliorer les morphotypes de falaises de Genna et al. (2004a) en définissant de nouveaux types. De plus, ces nouveaux facteurs de prédisposition ont permis d'élaborer des cartes de susceptibilité par types d'instabilités gravitaires (Martins, 2021a). Ces cartes sectorisent les types de phénomènes susceptibles de se déclencher en fonction de facteurs de prédisposition préférentiels (Martins, 2021a).

A l'échelle du site, les observations de terrain ont permis de cartographier et d'identifier de nouveaux facteurs de prédisposition : les termes des séquences de dépôt des flyschs, l'indice de résistance géologique, le degré d'altération mais également la présence de failles et de sous-cavage. La connaissance de ces différents facteurs de prédisposition à l'échelle du site a par la suite permis de les hiérarchiser pour chaque type d'instabilité gravitaire constatée (§4 suivant).

2. Types d'instabilités gravitaires et différentes manifestations du cycle d'érosion

A l'échelle régionale, l'analyse par photo-interprétation des orthophotographies et du MNT de l'IGN 2018 a permis d'inventorier 290 instabilités gravitaires. Cet inventaire double quasiment le nombre d'événements renseignés dans la BDMVT et connus jusqu'alors. Ces événements sont répartis en cinq types d'instabilités gravitaires, inspirés de la nomenclature internationale de référence de Hungr et al. (2014) : des glissements-coulées, des glissements de matériaux fins, des glissements de matériaux mixtes, des glissements rocheux banc sur banc et des chutes de blocs. Près des trois quarts des phénomènes inventoriés se sont produits sans affecter le sommet de falaise en 2018. Ils sont susceptibles de se réactiver et de contribuer au recul du sommet de falaise à un horizon temporel que l'on peut préciser par la suite à l'échelle des sites. Mais en tant que tels, ils ne sont pas comptabilisés dans les vitesses d'érosion qui ne considèrent que la migration de la tête de falaise vers l'intérieur des terres.

Sur les sites de Socoa et de Bidart, l'analyse des orthophotographies acquises par drone par L'Avion Jaune au cours du projet Ezponda et des observations de terrain recueillies entre 2019 et 2022, ont permis d'inventorier de nouvelles instabilités gravitaires et d'améliorer la précision de leur cartographie. L'analyse de photographies aériennes historiques (1938-2018) a permis d'évaluer l'évolution spatiale et temporelle des phénomènes gravitaires. À Socoa, nous avons constaté que les glissements rocheux banc sur banc induisent le recul du sommet de falaise, tandis qu'à Bidart, selon les secteurs, le recul du sommet de falaise est provoqué par des glissements de matériaux mixtes ou des glissements-coulées. Ces différents types d'instabilités s'expliquent par des lithologies, des degrés d'altération, des résistances et des structures différentes. Nous mettons également en évidence que plusieurs types d'instabilités gravitaires peuvent se déclencher à différentes étapes du cycle d'érosion d'une même falaise, depuis son pied jusqu'au recul de son sommet. Ce cycle d'érosion se manifeste par différents types d'instabilités successives, selon les facteurs de prédisposition. En outre, cette analyse

a permis d'évaluer la période de retour de ces différentes manifestations de cycles d'érosion. Ainsi, la période de retour du recul du sommet de falaise de Socoa excède les 80 ans, ce qui correspond à la période de couverture maximale des photographies aériennes disponibles actuellement sur cette côte. A Bidart, la période de retour du recul du sommet de falaise est plus courte. Elle varie de 30 à plus de 54 ans selon les secteurs concernés, et est également contrainte par la période d'observation couverte par les photographies aériennes disponibles.

3. Les vitesses de recul du sommet de falaise et les volumes érodés

A l'échelle régionale, les vitesses de recul du sommet de falaise ont été quantifiées entre 1938 et 2018 par analyse de photographies aériennes (Martins et al., 2021a). 15% du sommet des falaises a subi de l'érosion, avec des vitesses de recul de 0,01 à 1 m.an⁻¹. La vitesse de recul moyenne annuelle est comprise entre 0,04 et 0,19 m.an⁻¹ selon les secteurs : elle est 2 à 3 fois plus élevée pour le linéaire situé au NE de Guéthary qu'au SW. Cette actualisation de la vitesse de recul du sommet de falaise entre 1938 et 2018 présente une moyenne globale de 0,11 m.an⁻¹, environ 2 fois plus faible que celle évaluée à 0,20 m.an⁻¹ entre 1954 et 2009 par Aubié et al. (2011) (Martins et al., 2021). Néanmoins les valeurs maximales actualisées sont 2 fois plus élevées (1,00 contre 0,50 m.an⁻¹) comparativement aux résultats d'Aubié et al. (2011) (Martins et al., 2021). La période d'évaluation plus longue de 25 ans que celle considérée par Aubié et al. (2011) tend à être plus représentative des périodes de retour du cycle d'érosion des falaises basques (Martins et al., 2021a).

A l'échelle des sites, les volumes érodés entre 2019 et 2022 ont été quantifiés par un différentiel de MNS produits à partir de nuages de points lidar acquis par drone. La fréquence semestrielle de ces relevés a permis de détailler ces volumes érodés selon les saisons, avec des volumes 2 à 13 fois plus élevés en hiver qu'en été selon les sites. Ce résultat suggère que les phénomènes météo-marins hivernaux favorisent le déclenchement d'instabilités et soulignent l'importance d'un suivi régulier sur ces périodes pour évaluer les facteurs déclenchants subaériens et marins.

4. Vers une hiérarchisation des facteurs de prédisposition pour chaque type d'instabilité gravitaire

A l'échelle régionale, la corrélation de l'inventaire et des morphotypes ont mis en exergue la prépondérance de certains types d'instabilités gravitaires en fonction des morphotypes, donc de combinaisons spécifiques de facteurs géologiques.

L'analyse menée sur les sites met en évidence la prédominance de l'indice de résistance, du degré d'altération, des structures (s.l.) et du sous-cavage sur les types d'instabilités gravitaires déclenchés. Nous avons proposé une hiérarchisation de ces facteurs dans un arbre décisionnel afin d'aider à leur caractérisation sur le terrain pour toute falaise de flysch. Les tests de cet arbre décisionnel effectués sur d'autres sites basques ont permis de caractériser les types de phénomènes susceptibles de se déclencher et de constater que ces résultats sont concordants avec l'inventaire régional.

A l'échelle du site de Socoa, il a été constaté que les glissements rocheux banc sur banc, responsables du recul du sommet de falaise, et les chutes de blocs sont favorisés par l'alternance de résistance, le sous-cavage et les structures géologiques (stratification conforme, failles et diaclases). Ce site étant représentatif du morphotype 5.1, la contribution des facteurs de prédisposition aux types de phénomènes est transposable à ce morphotype.

A l'échelle du site de Bidart, le cycle d'érosion se manifeste de quatre manières différentes, suivant les types d'instabilités gravitaires qui se succèdent. Ces différences de processus gravitaires impliqués dans le cycle d'érosion résultent de la variation de plusieurs facteurs géologiques majoritairement dominés par : le degré d'altération, la résistance du flysch, la présence d'alluvions, la structure (conforme ou

déstructurée) et la fracturation intense par des failles transversales. Le site de Bidart est classé dans les morphotypes 2 et 3 selon la structure conforme ou déstructurée. Cependant, les différentes combinaisons d'instabilités gravitaires impliquées dans le cycle d'érosion ne permettent pas de les transposer directement aux morphotypes et nécessite une analyse de photographies aériennes.

5. Des vitesses de recul régies par différentes combinaisons d'instabilités gravitaires

A l'échelle régionale, les vitesses de recul du sommet de falaise, quantifiées entre 1938 et 2018 par types d'instabilités gravitaires, présentent des distributions étendues qui ne permettent pas de définir de tendances. Les constats effectués sur site permettent d'expliquer ces disparités de vitesses de recul en fonction de différentes combinaisons d'instabilités gravitaires qui varient selon les facteurs géologiques du massif. Ainsi, la vitesse d'érosion d'une falaise attribuée à un morphotype peut être estimée en fonction des combinaisons des phénomènes gravitaires et des facteurs de prédisposition qui caractérisent son cycle d'érosion. Un morphotype peut présenter une ou plusieurs combinaisons d'instabilités gravitaires différentes, illustrées respectivement à Socoa (morphotype 5.1) et à Bidart (morphotype 2). Sur le site de Socoa, ces constats ont permis de réévaluer la vitesse de recul normalisée par glissement rocheux banc sur banc à $0,012 \text{ m.an}^{-1}$ et la période de retour du recul du sommet de falaise de 86 à 520 ans. A Bidart, les trois combinaisons différentes d'instabilités gravitaires sont associées à des variations de facteurs géologiques (résistance, degré d'altération) et à différentes périodes de retour du recul du sommet de falaise (de 30 à plus de 54 ans).

Finalement, cette thèse a abordé l'érosion des falaises de flyschs par leurs facteurs de prédisposition, leurs processus gravitaires et leurs vitesses de recul, en couplant des analyses géologiques et géomorphologiques à partir d'observations in situ, de photographies aériennes et de MNS. L'approche déclinée à deux échelles spatiales s'avère complémentaire afin d'apprécier la diversité des dynamiques érosives des falaises à l'échelle régionale et la hiérarchisation des facteurs et des instabilités gravitaires contribuant aux vitesses de recul, à l'échelle du site. Ainsi, les analyses combinées à ces deux échelles permettent de comprendre les facteurs et les processus qui régissent les vitesses d'érosion des falaises constituées de matériaux géologiques variés et notamment de flyschs. L'actualisation des vitesses de recul du sommet des falaises basques, réalisée sur une période 25 ans plus longue que la dernière évaluation d'Aubié et al. (2011), vise à se rapprocher d'estimations représentatives des périodes de retour de ce recul. Les valeurs actualisées entre 1938 et 2018 témoignent d'une moyenne de vitesse de recul annuelle environ deux fois plus faible qu'entre 1954 et 2009 et d'une valeur maximale deux fois plus élevée (Martins et al., 2021a).

Perspectives à ces travaux

Ce travail s'est focalisé sur la dimension spatiale des facteurs de prédisposition mais aussi des phénomènes gravitaires et sur leurs conséquences sur les vitesses de recul des falaises. Cette analyse a été approfondie sur deux sites de la côte basque attribués à trois morphotypes différents parmi les huit identifiés sur la région, laissant ainsi un champ d'investigations sur site pour les cinq autres morphotypes.

La dimension temporelle a été abordée en termes de vitesses de recul et de période de retour, mais elle a été peu considérée au regard des facteurs déclenchants. En effet, l'analyse pluviométrique exploratoire s'est avérée infructueuse et l'influence marine n'a pas été investiguée dans cette thèse.

Ainsi, plusieurs perspectives de recherche peuvent être envisagées au regard : (1) des phénomènes gravitaires, (2) des facteurs de prédisposition par morphotype, (3) des facteurs déclenchants et (4) de la transposabilité de l'approche abordée dans ce travail.

1. Amélioration des données d'inventaire

L'inventaire des instabilités gravitaires de la côte basque manque d'évènements datés au jour près, qui pourraient être analysés au regard des facteurs déclenchants. Concernant les instabilités récentes, il est nécessaire de les dater en poursuivant le suivi mené par l'Observatoire de la Côte Nouvelle-Aquitaine. A défaut de pouvoir dater les phénomènes historiques au jour près, il est possible de raffiner leur période de déclenchement à l'échelle décennale à partir d'analyse de photographies aériennes d'archive mises à disposition par l'IGN.

Les volumes érodés sous le sommet de falaise pourraient être quantifiés entre les périodes historiques par la méthodologie développée par Rault et al. (2020). Cette méthode permet de produire des MNS à partir des photographies aériennes anciennes, puis de les soustraire pour calculer les volumes érodés sur différentes périodes. Ainsi, la vitesse de recul pourrait être quantifiée à l'échelle régionale sur l'ensemble du versant au cours d'une période temporelle plus vaste que celle que nous avons explorée à partir des données lidar.

2. Amélioration des facteurs de prédisposition, du site au morphotype

La démarche de caractérisation des facteurs de prédisposition et des combinaisons d'instabilités gravitaires réalisée à Socoa et Bidart pourrait être déclinée sur d'autres sites de référence, pour les cinq morphotypes non caractérisés sur le terrain. Ceci nécessiterait *a minima* d'effectuer des observations in situ et d'analyser des photographies aériennes historiques. On évaluerait alors : (1) l'évolution spatiale et temporelle des phénomènes, (2) leur période de retour, et (3) leurs facteurs de prédisposition. Ainsi, la caractérisation des relations entre phénomènes gravitaires, facteurs de prédisposition et vitesses de recul serait réalisée à des résolutions similaires pour tous les morphotypes de falaises de la côte basque française.

En outre, afin de mieux comprendre les variations de vitesses de recul dans un même morphotype, il pourrait être envisagé de caractériser l'indice de résistance et le degré d'altération de ses différentes lithologies à partir d'observations in situ. En effet, certains morphotypes présentent des roches mères qui peuvent être différentes de celles caractérisées sur le site de référence. Ces connaissances permettraient d'identifier d'éventuelles disparités entre ces lithologies et les vitesses de recul de leurs falaises.

3. Exploration du rôle des facteurs déclenchants sur la côte basque

Le déclenchement des instabilités gravitaires dépend de facteurs pluviométriques, thermiques et marins dont l'intensité varie dans le temps (Corominas et al., 2014b). La quantification de seuils de référence de ces facteurs (e.g. cumul pluviométrique et énergie de houle) corrélés à des déclenchements d'instabilités permettrait d'établir des scénarios de référence et de mettre en place une vigilance en cas d'évènements météo-marins approchant ces seuils. Néanmoins l'analyse des facteurs déclenchants s'avère difficile puisqu'ils nécessitent :

- Une instrumentation permettant d'évaluer la part d'influence des facteurs marins et subaériens, qui soit complète et robuste face aux intempéries. En effet, l'exposition du matériel au sel, au vent, voire à la houle, peut dégrader la qualité des mesures ou les interrompre. De

ce fait, l'instrumentation de falaises en milieu côtier constitue actuellement un écueil, nécessitant une vigilance régulière quant à l'acquisition et la transmission des mesures, afin de disposer de toutes les données nécessaires à l'analyse des facteurs déclenchants ;

- De décliner cette évaluation à des morphotypes dont les matériaux et les types d'instabilités gravitaires diffèrent. Toutefois, l'instrumentation de différents sites peut s'avérer coûteuse et constituer un frein à leur déploiement.

A défaut de pouvoir instrumenter de nombreux sites différents, il est essentiel d'aborder ces facteurs par des proxys. Des premières investigations pourraient être envisagées sur les falaises coiffées d'alluvions puisqu'elles représentent le linéaire côtier pour lequel les moyennes de recul sont les plus élevées du département.

Afin d'évaluer des tendances de pluviométrie antécédente à un déclenchement, il est primordial de connaître le fonctionnement hydrogéologique des matériaux. Pour cela, il est envisageable d'instrumenter un site avec des piézomètres, une station pluviométrique et un suivi par photographies quotidiennes. Ce type d'approche permettrait de corrélérer un déclenchement d'instabilité au niveau piézométrique et à la pluviométrie antécédente pour un type de lithologie donné²². Les altérites de la côte basque sont issues de roches mères différentes et sont susceptibles de présenter des comportements hydrogéologiques variables (Peter-Borie, 2008). Pour améliorer la connaissance de ces systèmes hydrogéologiques et de ceux des alluvions, leur perméabilité pourrait être évaluée sur site par des essais d'infiltrométrie. Cela pourrait aider à catégoriser les temps de réponse de certains aquifères suite aux précipitations. La répartition spatiale de ces formations aquifères pourrait être modélisée en combinant des données issues d'observations de terrain, de tomographies électriques et de sondages, dans un modèle géologique 3D (Travalletti et Malet, 2012; Thierry et al., 2017; Hassen et al., 2020). Dans le cadre du projet FEDER EZPONDA des modèles géologiques 3D ont été réalisés sur les sites de Socoa et de Bidart et sur l'ensemble de la côte basque, pour lesquels l'information hydrogéologique, actuellement manquante, pourra être implémentée par la suite (Guillen et al. 2021 ; Bourbon et al. 2024).

La contribution de l'énergie de houle sur le déclenchement d'instabilités gravitaires depuis le pied de la falaise pourrait être davantage explorée. Ceci nécessiterait d'évaluer la quantité d'énergie de houle cumulée durant toute la période du cycle d'érosion sur un versant avant sa rupture, ce qui est difficilement réalisable compte-tenu des périodes de retour pluridécennales basques. Pour approcher les facteurs marins d'une façon générale, il est possible d'utiliser la hauteur significative des vagues modélisées à partir d'observations satellitaires disponibles via l'observatoire européen Copernicus²³. Ces données résolues à environ 10 km², constituent une première approche pour caractériser l'impact de la houle sur le linéaire basque de 40 km qui nécessiterait d'être ensuite amélioré en termes de résolution spatiale et temporelle.

En matière de résolution spatiale, l'influence du platier sur l'atténuation de l'énergie de houle pourrait être intégrée en sectorisant d'éventuelles variations de pentes à partir du lidar IGN 2024 ; en effet, Earlie et al. (2018) ont mis en évidence qu'une pente de platier forte contribue à amplifier l'énergie de houle impactée en pied de falaise. En matière de résolution temporelle, les hauteurs significatives de

²² C'est ce qui est prévu dans le cadre du projet FALAISES cofinancé par la Région Nouvelle-Aquitaine et le BRGM. <https://www.nouvelle-aquitaine.fr/l'institution/le-conseil-regionale/les-commissions-permanentes/commission-permanente-du-2-octobre-2023>

²³ <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/software/app-coastal-indicators-waves-projections?tab=app>

houle pourraient être abordées par les données de houle au large du CANDHIS²⁴. Cependant ces données n'intègrent pas l'influence du platier sur la dissipation d'énergie de houle. Celle-ci pourrait être explorée à partir de données lidar du platier, de capteurs de pression au pied de la falaise et des hauteurs significatives de la houle au large (données CANDHIS).

Ces facteurs déclenchants subaériens et marins sont susceptibles d'être affectés par le réchauffement climatique (IPCC, 2023). En effet, les phénomènes météo-marins s'intensifient dans l'Atlantique Nord depuis 30 ans et cette tendance est susceptible de se poursuivre (IPCC, 2022). Cette intensification contribuerait à des précipitations intenses (IPCC, 2022), favorables au déclenchement d'instabilités gravitaires dans les altérites et les alluvions. La hausse du niveau marin (IPCC, 2023) aurait pour conséquence de réduire l'atténuation de l'énergie de houle par le platier, et d'augmenter l'exposition du pied de falaise à la houle en termes de surface, de durée et d'intensité d'impact. Shadrack et al. (2022) estiment que la hausse du niveau marin pourrait augmenter la magnitude d'érosion des falaises de Grande-Bretagne d'un ordre de magnitude d'ici 2100. Néanmoins, cette projection est issue d'un modèle qui ne prend pas en considération différents paramètres du cycle d'érosion du système platier-falaise (Dickson et al., 2023) : (1) les types de processus gravitaires impliqués, (2) leurs périodes de retour, (3) l'accumulation de matériaux qui contribue à protéger le pied de falaise, (4) la rugosité ou la topographie du platier. Ces modèles sont donc à nuancer et pourraient affecter la magnitude de recul des falaises de façon différente selon les secteurs et les types de processus gravitaires contribuant à l'érosion (Dickson et al., 2023).

4. L'érosion des falaises par instabilités gravitaires : exploration d'autres contextes

Cette thèse s'est focalisée sur l'érosion des falaises de la côte basque française, un littoral caractérisé par une géologie héritée de l'orogénèse pyrénéenne et soumis à un climat tempéré. L'originalité de ce travail réside dans l'approche centrée sur les types d'instabilités gravitaires contribuant à l'érosion des falaises. Cette approche pourrait être testée sur d'autres falaises, ailleurs dans le monde, afin d'explorer le rôle et la prépondérance des facteurs contributifs sur les types de phénomènes gravitaires et leurs vitesses de recul. Ainsi, il serait envisageable d'étudier d'autres contextes :

- Géologiques : des massifs constitués de flyschs de différents faciès (Espagne, Slovénie, etc.), de formations géologiques présentant des altérites ou des résistances différentes ;
- Climatiques : notamment tropicaux, où le cumul annuel de précipitations est plus élevé que sur la côte basque.

Ces investigations dans différents contextes permettraient, d'une part : d'évaluer la transposabilité de l'approche centrée sur les types d'instabilités gravitaires, et d'autre part : d'identifier des processus gravitaires et des facteurs prépondérants aux vitesses de recul des falaises selon ces contextes.

²⁴ <https://candhis.cerema.fr/>



Références bibliographiques

- Abadie, L.M., Sainz de Murieta, E., Galarrraga, I., 2020. The Costs of Sea-Level Rise: Coastal Adaptation Investments vs. Inaction in Iberian Coastal Cities. *Water* 12, 1220.
- Anderson, E.M., 1905. The dynamics of faulting. *Trans. Edinb. Geol. Soc.* 8, 387–402.
- Atterberg, A., 1911. Die plastizität der Tone, *Intern mitt. boden.*
- Aubié, S., Peter-Borie, M., Genna, A., 2007. Atlas cartographique des phénomènes naturels et des caractéristiques géologiques du littoral de la Côte Basque (No. RP-55262-FR). BRGM.
- Aubié, S., Mathon, C., Genna, A., 2009. Exposition de la route de la Corniche aux phénomènes naturels (commune d’Urrugne, 64) - Observatoire de la Côte Aquitaine (No. RP-57301-FR). BRGM.
- Aubié, S., Mallet, C., Favennec, J., 2011. Caractérisation de l’aléa érosion (2020-2040) de la Côte Aquitaine dans le cadre de l’étude stratégique de gestion du trait de côte - Observatoire de la Côte Aquitaine (No. BRGM/RP-59095-FR). BRGM.
- Ayt Ougougdal, M., Chaibi, M., Mercier, D., Maquaire, O., Maanan, M., Costa, S., Charif, A., Ragaru, E., 2020. The typology of slope slides of the cliff coast of Safi-Morocco, and the role of the clay layer in triggering failure. *J. Afr. Earth Sci.* 168, 103878.
- Baltassat, J.-M., Jourde, K., Maurice, B., 2018. Tomographies électriques sur la falaise Investigations de la falaise de la route de la Corniche à Bidart (64) par tomographie de résistivité électrique (No. RP-67466-FR). BRGM.
- Barnes, N.E., Normark, W.R., 1985. Diagnostic Parameters for Comparing Modern Submarine Fans and Ancient Turbidite Systems, in: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer, New York, NY, pp. 13–14.
- Bell, J.E., 2007. Towards a Better Understanding of Coastal Cliff Erosion in Waitemata Group Rock; Auckland, New Zealand. (Thesis). The University of Waikato.
- Beranek, L.P., Pease, V., Hadlari, T., Dewing, K., 2015. Silurian flysch successions of Ellesmere Island, Arctic Canada, and their significance to northern Caledonian palaeogeography and tectonics. *J. Geol. Soc.* 172, 201–212.
- Bernardie, S., Desramaut, N., Malet, J.-P., Gourlay, M., Grandjean, G., 2015. Prediction of changes in landslide rates induced by rainfall. *Landslides* 12, 481–494.
- Bernon, N., Mallet, C., Belon, R., Hoareau, A., Bulteau, T., Garnier, C., 2016. Caractérisation de l’aléa recul du trait de côte sur le littoral de la côte aquitaine aux horizons 2025 et 2050 (No. RP-66277-FR).
- Bird, E., 1985. *Coastline changes: A global review*, Wiley. ed. New York.
- Bird, E., 2008. *Coastal Geomorphology - An Introduction*, Second. ed, Geostudies. WILEY.
- Bitri, A., Samyn K., 2016. Investigations géophysiques sismiques sur les sites de la corniche de Saint-Jean-de-Luz et de Bidart (64) dans le cadre du projet EARTHLAB. BRGM.
- Boak, E., Turner, I., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *J. Coast. Res.* 21, 688–703.
- Bordenave, A., 2019. Tectono-sedimentary evolution of a continental passive margin in an obduction regime: an example from New Caledonia and its offshore domain (South-West Pacific).
- Bouchet, A., 2023. Analyse minéralogique semi-quantitative de cinq échantillons de sols contenant des argiles (No. ERM 23 086 AB 117). SARL Etude Recherches Matériaux.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation, Elsevier. ed. Amsterdam.
- Bourbon, P., Caritg, S., Guillen, L., Razin, P., Dewez, T., Levy, C., Garnier, C., Thiery, T.: Mutual benefits of regional and local 3D geological modeling: construction, comparison of datasets and application to instability hazards studies in French Basque Coast. 37th International Geological Congress, IGC, Busan 2024.
- Boye, C., Fiadonu, E., 2020. Lithological effects on rocky coastline stability. *Heliyon* 6, e03539.

- Brandolini, P., Faccini, F., Robbiano, A., Terranova, R., 2007. Geomorphological hazards and monitoring activity along the western rocky coast of the Portofino Promontory (Italy). *Quat. Int.*, Natural hazards related to recent geological processes and regional evolution: 14th MAEGS, Torino, Italy 171–172, 131–142.
- Bray, M.J., Hooke, J.M., 1997. Prediction of Soft-Cliff Retreat with Accelerating Sea-Level Rise. *J. Coast. Res.* 13, 453–467.
- Brunetti, M.T., Guzzetti, F., Rossi, M., 2009. Probability distributions of landslide volumes. *Nonlinear Process. Geophys.* 16, 179–188.
- Brunetti, M.T., Guzzetti, F., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., Mancinelli, P., Komatsu, G., Borselli, L., 2014. Analysis of a new geomorphological inventory of landslides in Valles Marineris, Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* 405, 156–168.
- Bryan, R.B., 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* 32, 385–415.
- Buchanan, D.H., Naylor, L.A., Hurst, M.D., Stephenson, W.J., 2020. Erosion of rocky shore platforms by block detachment from layered stratigraphy. *Earth Surf. Process. Landf.* 45, 1028–1037.
- Budetta, P., Galletta, 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. *Eng. Geol.* 56, 243–256.
- Budetta, P., Santo, A., Vivenzio, F., 2008. Landslide hazard mapping along the coastline of the Cilento region (Italy) by means of a GIS-based parameter rating approach. *Geomorphology, GIS technology and models for assessing landslide hazard and risk* 94, 340–352.
- Budetta, P., Nappi, M., 2011. Heterogeneous rock mass classification by means of the geological strength index: the San Mauro formation (Cilento, Italy). *Bull. Eng. Geol. Environ.* 70, 585–593.
- Budetta, P., 2013. Landslide Hazard Assessment of the Cilento Rocky Coasts (Southern Italy). *Int. J. Geol.* 7, 9.
- Burley, S.D., Breifeld, H.T., Stanbrook, D., Morley, R.J., Kassan, J., Sukarno, M., Wantoro, D.W., 2021. A tuffaceous volcanoclastic turbidite bed of Early Miocene age in the Temburong Formation of Labuan, North-West Borneo and its implications for the Proto-South China Sea subduction in the Burdigalian. *Depositional Rec.* 7, 111–146.
- Camacho, H., Busby, C., 2002. A new depositional model for the classical turbidite locality at San Clemente State Beach, California. *AAPG Bull.* 86.
- Cambers, G., 1976. Temporal Scales in Coastal Erosion Systems. *Trans. Inst. Br. Geogr.* 1, 246–256.
- Camon, S., 2022. Reconnaissances géotechniques par forages et mise en place de piézomètres sur les sites pilotes du projet EZPONDA (Investigations géotechniques No. 21/10023/PAU). GEOTEC, Pau.
- Cano, M., Tomás, R., 2013. Characterization of the instability mechanisms affecting slopes on carbonatic Flysch: Alicante (SE Spain), case study. *Eng. Geol.* 156, 68–91.
- Canon, G., 2021. California's famed Highway 1 collapsed last week. It's sure to happen again. *The Guardian*.
- Castedo, R., Murphy, W., Lawrence, J., Paredes, C., 2012. A new process–response coastal recession model of soft rock cliffs. *Geomorphology* 177–178, 128–143.
- Caxeiro, C., Lopez, M., Hernández-Molina, F., Miguel, A., Caxeiro, G., Caetano, V., 2020. Contourite vs Turbidite Outcrop and Seismic Architectures.
- Cazenave, A., Le Cozannet, G., 2014. Sea level rise and its coastal impacts. *Earths Future* 2, 15–34.
- Chen, C.-W., Oguchi, T., Hayakawa, Y.S., Saito, H., Chen, H., 2017. Relationship between landslide size and rainfall conditions in Taiwan. *Landslides* 14, 1235–1240.
- Cherns, L., Cocks, L., Davies, J., Hillier, R., Waters, R., Williams, M., 2006. Silurian: The influence of extensional tectonics and sea-level changes on sedimentation in the Welsh Basin and on the Midland Platform. pp. 75–102.
- Choquet, P., Hadjigeorgiou, J., Manini, P., Mathieu, E., Soukatchoff, V., Paquette, Y., 1992. Analyse de l'instabilité par flambage des couches à la mine de Grand-Baume, Charbonnages de France. *Rev. Fr. Géotechnique* 61–70.

- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., Sibuet, Jean-Claude, 1973. Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.* 18, 109–118.
- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bull Soc Géol Fr.*
- Church, J., White, N., 2011. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surv. Geophys.* 32, 585–602.
- Cluzel, D., 1998. Le « flysch post-obduction de Népoui, un bassin transporté ? Conséquences sur l'âge et les modalités de l'obduction tertiaire en Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest). *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. II Fasc. -Sci. Terre Planètes - A* 327, 419–424.
- Colantoni, P., Mencucci, D., Nesci, O., 2004. Coastal processes and cliff recession between Gabicce and Pesaro (northern Adriatic Sea): a case history. *Geomorphology* 62, 257–268.
- Collectif groupe de travail MEZAP, 2021. Guide technique MEZAP. Caractérisation de l'aléa rocheux dans le cadre d'un Plan de Prévention des Risques Naturels (PPRn) ou d'un Porter à connaissance (PAC)., BRGM. Éd, Collection scientifique et technique. BRGM Editions.
- Collins, B., Sitar, N., 2008. Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, Pacifica, California, USA. *Geomorphology* 97, 483–501.
- Corominas, J., van Westen, C., Frattini, P., Cascini, L., Malet, J.-P., Fotopoulou, S., Catani, F., Van Den Eeckhaut, M., Mavrouli, O., Agliardi, F., Pitilakis, K., Winter, M.G., Pastor, M., Ferlisi, S., Tofani, V., Hervás, J., Smith, J.T., 2014. Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 73, 209–263.
- Costa, S., 1997. Dynamique littorale et risques naturels : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme (Thèse de Doctorat). Université Paris I Panthéon Sorbonne.
- Costa, S., Maquaire, O., Letortu, P., Thirard, G., Compain, V., Roulland, T., Medjkane, M., Davidson, R., Graff, K., Lissak, C., Delacourt, C., Duguet, T., Fauchard, C., Antoine, R., 2019. Sedimentary coastal cliffs of Normandy: Modalities and quantification of retreat. *J. Coast. Res. special issue.*
- Crimes, T.P., Crossley, J.D., 1980. Inter-turbidite bottom current orientation from trace fossils with an example from the Silurian flysch of Wales. *J. Sediment. Res.* 50, 821–830.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslides: Investigation and mitigation. Chapter 3 - Landslide types and processes. *Transp. Res. Board Spec. Rep.*
- Cuccurullo, A., Guillen, L., Thiery, Y., Perlot, C., Bruno, A.W., Garnier, C. and Gallipoli, D.: Characterization of coastal landslides in the Basque Country of France, 2nd International Conference on Geomechanics and Geoenvironmental Engineering, ICGMGE, Sydney 2022.
- D'Amato, J., Hantz, D., Guerin, A., Jaboyedoff, M., Baillet, L., Mariscal, A., 2016. Influence of meteorological factors on rockfall occurrence in a middle mountain limestone cliff. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 16, 719–735.
- Delannoy, J.-J., Deline, P., Lhénaff, R., 2016. Géographie physique: aspects et dynamique du géosystème terrestre. De Boeck Supérieur.
- Delpey, M., Lastiri, X., Abadie, S., Roeber, V., P., M., Liria, P., Mader, J., 2021. Characterization of the wave resource variability in the French Basque coastal area based on a high-resolution hindcast. *Renew. Energy* 178.
- Denny, M.W., Miller, L.P., Stokes, M.D., Hunt, L.J.H., Helmuth, B.S.T., 2003. Extreme water velocities: Topographical amplification of wave-induced flow in the surf zone of rocky shores. *Limnol. Oceanogr.* 48, 1–8.
- Derruau, 1974. Précis de géomorphologie, 6ème édition. Éd. Masson et Cie, Paris.
- Dewez, T. J.B., Chamblas, G., Lasseur, E., Vandromme, R., 2009. Five seasons of chalk cliff face erosion monitored by terrestrial laser scanner: from quantitative description to rock fall probabilistic hazard assessment.
- 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).

- Conley DC Masselink G Russell PE O'Hare TJ Eds Proc. 12th Int. Coast. Symp. Plymouth Engl. J. Coast. Res. Special Issue No. 65, 702–707.
- Dewez, T.J.B., Regard, V., Duperret, A., Lasseur, E., 2015. Shore platform lowering due to frost shattering during the 2009 winter at mesnil Val, English channel coast, NW France. *Earth Surf. Process. Landf.* 40, 1688–1700.
- Dewitte, 2023. Pays basque : faut-il définitivement fermer la route de la Corniche ? [WWW Document]. SudOuest.fr. URL <https://www.sudouest.fr/environnement/mer/route-de-la-corniche-en-danger-au-pays-basque-tout-faire-pour-eviter-une-fermeture-totale-17950161.php> (accessed 1.16.24).
- Dewolf, Y., Bourrié, G., 2008. Les formations superficielles: genèse - typologie - classification, paysages et environnements - ressources et risques. Ellipses, Paris.
- Dickson, M.E., Matsumoto, H., Stephenson, W.J., Swirad, Z.M., Thompson, C.F., Young, A.P., 2023. Sea-level rise may not uniformly accelerate cliff erosion rates. *Nat. Commun.* 14, 8485.
- Dubieilh, M., 2020. Pays Basque : Belharra se lève, une partie de la corniche s'effondre à Urrugne quelques heures après [WWW Document]. Fr. 3 Nouv.-Aquitaine. URL <https://france3-regions.francetvinfo.fr/nouvelle-aquitaine/pyrenees-atlantiques/pays-basque-belharra-se-leve-partie-corniche-s-effondre-urruque-quelques-heures-apres-1889904.html> (accessed 7.22.22).
- Duncan, J.M., 1996. Landslides: Investigation and mitigation. Chapter 13 - Soil slope stability analysis. Transp. Res. Board Spec. Rep.
- Eardley, A.J., White, M.G., 1947. Flysch and molasse. *GSA Bull.* 58, 979–990.
- Earlie, C., Masselink, G., Russell, P., 2018. The role of beach morphology on coastal cliff erosion under extreme waves. *Earth Surf. Process. Landf.* 43, 1213–1228.
- EDF R&D, 2011. CloudCompare - Open Source project [WWW Document]. Cloud Comp. URL <https://www.danielgm.net/cc/> (accessed 6.23.22).
- Elmashad, M.E., Ata, A.A., 2016. Effect of seawater on consistency, infiltration rate and swelling characteristics of montmorillonite clay. *HBRC J.* 12, 175–180.
- Emery, K.O., Kuhn, G.G., 1982. Sea cliffs: Their processes, profiles, and classification. *GSA Bull.* 93, 644–654.
- Epifânio, B., Zêzere, J.L., Neves, M., 2013. Identification of hazardous zones combining cliff retreat rates with landslide susceptibility assessment. *J. Coast. Res.* 165, 1681–1686.
- Esposito, G., Matano, F., Sacchi, M., Salvini, R., 2020. Mechanisms and frequency-size statistics of failures characterizing a coastal cliff partially protected from the wave erosive action. *Rendiconti Lincei Sci. Fis. E Nat.* 31, 337–351.
- Fan, C.-H., Allison, R.J., Jones, M.E., 1996. Weathering effects on the geotechnical properties of argillaceous sediments in tropical environments and their geomorphological implications. *Earth Surf. Process. Landf.* 21, 49–66.
- Faÿ-Gomord, O., Verbiest, M., Lasseur, E., Caline, B., Allanic, C., Descamps, F., Vandycke, S., Swennen, R., 2018. Geological and mechanical study of argillaceous North Sea chalk: Implications for the characterisation of fractured reservoirs. *Mar. Pet. Geol.* 92, 962.
- Field, B.D., 2005. Cyclicity in turbidites of the Miocene Whakataki Formation, Castlepoint, North Island, and implications for hydrocarbon reservoir modelling. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 48, 135–146.
- Flageollet, J.-C., 1989. Les mouvements de terrain et leur prévention, Masson. Éd, Géographie.
- Flageollet, J.-C., 1996. The time dimension in the study of mass movements. *Geomorphology, Landslides in the European Union* 15, 185–190.
- Fourteau, E., 2019. Sécurisation de la route de la Corniche (Diagnostic géotechnique G5 instrumentation No. 2018/ 07916/ BORDX /05). GEOTEC, Hendaye.
- Furlani, S., Devoto, S., Biolchi, S., Cucchi, F., 2011. Factors Triggering Sea Cliff Instability Along the Slovenian Coasts. *J. Coast. Res.* 387–393.
- Gadelmawla, E.S., Koura, M.M., Maksoud, T.M.A., Elewa, I.M., Soliman, H.H., 2002. Roughness parameters. *J. Mater. Process. Technol.* 123, 133–145.

- Garcin, M., Vende-Leclerc, M., 2014. Observatoire du littoral de Nouvelle-Calédonie Rapport préliminaire : observations, état des lieux et constats, DIMENC, BRGM. Éd.
- Garnier, 2011. Avis relatif au dossier de travaux de confortement d'une crique et de gestion des eaux pluviales - Falaise de la Pointe de Socoa (Ciboure) (No. RP-60130-FR). BRGM.
- Garnier, 2018. Suivi de l'exposition aux mouvements de terrain de la route de la Corniche, commune d'Urrugne (64) (No. RP-68262-FR). BRGM.
- Garnier, C., 2018a. Avis technique relatif au mouvement de terrain survenu à Erretegia sud (commune de Bidart) le 30/11/2018 (No. NT_AQI/2018/001). BRGM.
- Garnier, C., 2018b. Avis technique relatif au mouvement de terrain survenu sur la plage du centre (commune de Bidart) courant Janvier 2018 (No. AP18BDX115). BRGM OCNA.
- Garnier, C., Dewez, T., Guillen, L., 2020. Avis technique relatif à l'instabilité survenue le 29 Octobre 2020 sur la Corniche (commune d'Urrugne, 64) (No. NT_BDX_2020_020). BRGM OCNA.
- Garnier, C., 2021. Suivi de l'activité « mouvement de terrain » sur la côte rocheuse, par analyse diachronique de photographies aériennes obliques et remontées des correspondants locaux (No. NT_BDX-2021-008), Note de l'Observatoire de la Côte Aquitaine. BRGM.
- Garnier, C., Martins, L., 2021. Suivi de l'activité « mouvement de terrain » sur la côte rocheuse, par analyse diachronique de photographies aériennes obliques et remontées des correspondants locaux (No. NT_BDX-2021-030), Note de l'Observatoire de la Côte Aquitaine. BRGM.
- Genna, A., Capdeville, J.-P., Dubreuilh, J., Mallet, C., 2004a. Évolution récente et actuelle de la côte basque française (analyse et perspectives). C R Geosci.
- Genna, A., Capdeville, J.P., Mallet, C., Deshayes, L., 2004b. Observatoire de la Côte Aquitaine - Etude géologique simplifiée de la Côte Basque (No. BRGM/RP-53258-FR).
- Géolithe, 2020. Mouvement de terrain du 08/12/2020 à Bidart. <https://vimeo.com/489487846>.
- Geological Society Engineering Group Working Party, 1990. Tropical Residual Soils: Geological Society Engineering Group Working Party Report. Q. J. Eng. Geol. 23, 4–101.
- GEOTEC, 2019. Etude géotechnique de conception Phase Avant-Projet (G2 AVP) Sécurisation de la route de la corniche (No. 18/07916/BORDX). GEOTEC.
- Giuliano, J., 2015. Erosion des falaises de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur : évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée. Université Nice - Sophia Antipolis.
- Glade, T., 1998. Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand. Environ. Geol. 35, 160–174.
- Glen, R.A., Percival, I.G., Quinn, C.D., 2009. Ordovician continental margin terranes in the Lachlan Orogen, Australia: Implications for tectonics in an accretionary orogen along the east Gondwana margin. Tectonics 28.
- Guilcher, A., 1954. Morphologie littorale et sous-marine, Orbis - Introduction aux études de Géographie. Presses universitaires de France.
- Guillen, L., Caritg, S., Bourbon, P., Dewez, T., Lévy, C., Cuccurullo, A., Garnier, C., Gallipoli, D., and Thiery, Y.: From local to regional 3D litho-structural modelling: a methodology towards multi-scale landslide susceptibility and hazard assessment, EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-14076.
- Guillen, L., Thiery, Y., Dewez T., Levy, C., Bourbon, P., Caritg, S., Martins, L., Razin, P., Garnier, C., Cuccurullo, A., Gallipoli D.: Conceptualisation des processus d'instabilités gravitaires impliqués dans l'érosion de la côte rocheuse basque française, Journées Aléas Gravitaires, Montpellier, Mai 2022, JAG 2022.
- Guillen, L., Thiery, Y., Dewez T., Levy, C., Bourbon, P., Caritg, S., Razin, P., Martins, L., Razin, P., Garnier, C., Cuccurullo, A., Gallipoli D.: Towards a generic methodology to assess instabilities and retreat rate in flyschs seacliffs, 3rd Joint Technical Committee 1 Workshop on Impact of Global Changes on Landslide Hazard and Risk, JTC1 Oslo 2023.
- Guillen, L., Thiery, Y., Dewez, T., Lévy, C., Garnier, C., Razin, P., Bourbon, P., Caritg, S., Cuccurullo, A., Gallipoli, D., La Borderie, C.: Seacliff erosion retreat rates conditioned by gravitational instability types within coastal flyschs. In prep.

- Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Reichenbach, P., 2002. Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 195, 169–183.
- Hampton, M.A., Griggs, G., 2004. Formation, evolution, and stability of coastal cliffs-status and trends. *Prof. Pap.* 1693.
- Hapke, C., Reid, D., Richmond, B., 2009. Rates and Trends of Coastal Change in California and the Regional Behavior of the Beach and Cliff System. *J. Coast. Res.* 25, 603–615.
- Harris, I.M., Schenk, P.E., 1975. The Meguma Group. *Atl. Geol.* 25–46.
- Hassen, I., Fauchard, C., Antoine, R., Roulland, T., Maquaire, O., Costa, S., Dugué, O., 2020. 3D geological modelling of a coastal area: case study of the Vaches Noires Cliffs, Normandy, France. *Bull. Eng. Geol. Environ.*
- Haughton, P.D.W., 1988. A cryptic Caledonian flysch terrane in Scotland. *J. Geol. Soc.* 145, 685–703.
- Herrera, J., 2023. Paul's Slide work in Big Sur on Highway 1 put on pause. *Monterey Her.* URL <https://www.montereyherald.com/2023/08/03/pauls-slide-work-in-big-sur-on-highway-1-put-on-pause/> (accessed 9.14.23).
- Hinkel, J., van Vuuren, D.P., Nicholls, R.J., Klein, R.J.T., 2013. The effects of adaptation and mitigation on coastal flood impacts during the 21st century. An application of the DIVA and IMAGE models. *Clim. Change* 117, 783–794.
- Hoek, E., Brown, E.T., 1997. Practical estimates of rock mass strength. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 34, 1165–1186.
- Hungr, O., 2003. Flow slides and flows in granular soils. *Proc. Int. Workshop Flows.*
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11, 167–194.
- IPCC, 2022. The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- IPCC, 2023. Climate Change 2023: Synthesis Report - Contribution of Working Groups I, II and III to the (AR6) Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change | HimalDoc, [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. ed. IPCC, Geneva, Switzerland.
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.-H., Loya, A., Metzger, R., Pedrazzini, A., 2012. Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Nat. Hazards* 61, 5–28.
- James, L.A., Hodgson, M.E., Ghoshal, S., Latiolais, M.M., 2012. Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: The temporal dimension of geospatial analysis. *Geomorphology, Geospatial Technologies and Geomorphological Mapping Proceedings of the 41st Annual Binghamton Geomorphology Symposium* 137, 181–198.
- Jans, F., 2023. Pays basque : les riverains de la Corniche n'en peuvent plus d'attendre [WWW Document]. *Sud Ouest*. URL <https://www.sudouest.fr/environnement/erosion/pays-basque-les-riverains-de-la-corniche-n-en-peuvent-plus-d-attendre-17241487.php> (accessed 1.16.24).
- Juračić, M., Benac, Č., Pikelj, K., Ilić, S., 2009. Comparison of the vulnerability of limestone (karst) and siliciclastic coasts (example from the Kvarner area, NE Adriatic, Croatia). *Geomorphology, Coastal vulnerability related to sea-level rise* 107, 90–99.
- Karnay, G., Corbier, P., 2008. Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine. Reconnaissance des potentialités aquifères du Mio-Plio-Quaternaire des Landes de Gascogne et du Médoc en relation avec les SAGE (No. BRGM/RP-56475-FR). BRGM.
- Kaya, Y., Topal, T., 2015. Evaluation of rock slope stability for a touristic coastal area near Kusadasi, Aydin (Turkey). *Environ. Earth Sci.* 74, 4187–4199.
- Kennedy, D.M., Stephenson, W.J., Naylor, L.A., 2014. Chapter 1 Introduction to the rock coasts of the world. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 40, 1–5.
- Kline, S.W., Adams, P.N., Limber, P.W., 2014. The unsteady nature of sea cliff retreat due to mechanical abrasion, failure and comminution feedbacks. *Geomorphology* 219, 53–67.
- Kumari, N., Mohan, C., Kumari, N., Mohan, C., 2021. Basics of Clay Minerals and Their Characteristic Properties, in: *Clay and Clay Minerals*. IntechOpen.
- Lacroix, P., 2016. Landslides triggered by the Gorkha earthquake in the Langtang valley, volumes and initiation processes. *Earth Planets Space* 68.

- Largillier, J.F., 2002. Ville de Bidart - Corniche de la falaise - Etude de stabilité (No. A28432/A). ANTEA.
- Lee, E., 2005. Coastal cliff recession risk: A simple judgement-based model. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 38, 89–104.
- Letortu, P., 2014. Le recul des falaises crayeuses haut-normandes et les inondations par la mer en Manche centrale orientale : de la quantification de l'aléa à la caractérisation des risques induits. Université de Caen.
- Letortu, P., Costa, S., Maquaire, O., Delacourt, C., Augereau, E., Davidson, R., Suanez, S., Nabucet, J., 2015. Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of Upper Normandy: The contribution of terrestrial laser scanning. *Geomorphology* 245, 3–14.
- Levy, C., Dewez, T., Colas, B., Hantz, D., 2017. Using structural analysis derived from LIDAR to generate realistic DEM cuttings for rockfall hazard assessment. Presented at the Journées Aléas Gravitaires (JAG), Besançon, p. 3.
- Levy, C., Dewez, T., Thiery, Y., Garnier, C., Guillen, L., 2024. Monitoring evidence of slab creep under the effect of daily temperature cycles – case study at Socoa coast (France). Presented at the ISL.
- Li, P., Kneller, B., Hansen, L., Kane, I., 2016. The classical turbidite outcrop at San Clemente, California revisited: An example of sandy submarine channels with asymmetric facies architecture. *Sediment. Geol.* 346.
- 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, Rock Coast Geomorphology* 114, 12–21.
- Lissak, C., 2012. Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque. (Géomorphologie). Université de Caen.
- Lollino, P., Pagliarulo, R., Trizzino, R., Pisano, L., Zumpano, V., Perrotti, M., Fazio, N., 2021. Multi-scale approach to analyse the evolution of soft rock coastal cliffs and role of controlling factors: a case study in South-Eastern Italy. *Geomat. Nat. Hazards Risk* 12, 1058–1081.
- MacKinnon, T.C., Howell, D.G., 1985. Torlesse Turbidite System, New Zealand, in: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer, New York, NY, pp. 223–228.
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surf. Process. Landf.* 29, 687–711.
- Mallet, C., Michot, A., 2012. Synthèse de référence des techniques de suivi du trait de côte, (No. Rapport BRGM/RP-60616-FR). BRGM.
- Marinos, P., Hoek, E., 2001. Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 60, 85–92.
- Marques, F., 2006. Rates, patterns, timing and magnitude-frequency of cliff retreat phenomena. A case study on the west coast of Portugal. *Z. Für Geomorphol. Suppl. Issues* 144, 231.
- Martins, L., 2021. Evaluation de la susceptibilité aux instabilités gravitaires de la côte à falaise basque, Diplôme d'Université. Paris I - Panthéon Sorbonne.
- Martins, L., 2020. Caractérisation spatiale et temporelle du recul du sommet de falaise basque par instabilités gravitaires entre 1938 et 2018 : recherche méthodologique et analyse des facteurs de prédisposition (Mémoire de recherche). Université Panthéon Sorbonne.
- Martins, L., Thiery, Y., Guillen, L., Dewez, T., Levy, C., Garnier, C., 2021. Caractérisation spatiale et temporelle du recul du sommet de falaises basques : recherche méthodologique. *Bull. Assoc. Géographes Fr., Les risques littoraux* 2021-3–4.
- Martinsen, O.J., Lien, T., Walker, R.G., Collinson, J.D., 2003. Facies and sequential organisation of a mudstone-dominated slope and basin floor succession: the Gull Island Formation, Shannon Basin, Western Ireland. *Mar. Pet. Geol., Turbidites: Models and Problems* 20, 789–807.
- Mathey, B., 1986. Les Flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées basques. Age, anatomie, origine du matériel, milieu de dépôt et relations avec l'ouverture du golfe de Gascogne (Thèse Doctorat Sciences Naturelles). Université de Bourgogne, Dijon.

- Maurizot, P., Cluzel, D., 2013. Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia (Southwest Pacific); an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 57, in press.
- McCann, T., Pickerill, R.K., 1988. Flysch Trace Fossils from the Cretaceous Kodiak Formation of Alaska. *J. Paleontol.* 62, 330–348.
- Mcgranahan, G., Balk, D., Anderson, B., 2007. The Rising Tide: Assessing the Risks of Climate Change and Human Settlements in Low Elevation Coastal Zones. *Environ. Urban. - Env. URBAN* 19, 17–37.
- Migoń, P., 2010. Mass movement and landscape evolution in weathered granite and gneiss terrains. *Geol. Soc. Lond. Eng. Geol. Spec. Publ.* 23, 33–45.
- Miščević, P., Roje-Bonacci, T., 2001. Weathering process in Eocene flysch in region of split (Croatia). *Rud.-Geol.-Naft. Zb.* 13.
- Moon, V., de Lange, W., 2003. Estimating long-term cliff recession rates in soft flysch deposits, Waitemata Group, Auckland, New Zealand.
- Moon, V.G., Healy, T., 1994. Mechanisms of Coastal Cliff Retreat and Hazard Zone Delineation in Soft Flysch Deposits. *J. Coast. Res.* 10, 663–680.
- Morales, T., Uribe-Etxebarria, G., Uriarte, J.A., Fernández de Valderrama, I., 2004. Geomechanical characterisation of rock masses in Alpine regions: the Basque Arc (Basque-Cantabrian basin, Northern Spain). *Eng. Geol.* 71, 343–362.
- Morales, T., Clemente, J.A., Damas Mollá, L., Izagirre, E., Uriarte, J.A., 2021. Analysis of instabilities in the Basque Coast Geopark coastal cliffs for its environmentally friendly management (Basque-Cantabrian basin, northern Spain). *Eng. Geol.* 283, 106023.
- Mukhopadhyay, A., Dasgupta, R., Hazra, S., Mitra, D., 2012. Coastal hazards and vulnerability: a review 2, 2277–208157.
- Mulder, T., Razin, P., Faugeres, J.-C., 2009. Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology* 56, 997–1015.
- Muller, J., Roger, P., 1977. L'Evolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). *Géologie Alp.* 53, 149–191.
- Mutti, E., 1979. Turbidites et cônes sous-marins profonds, in: *Sédimentation Détritique (Fluviale, Littorale et Marine)*. Institut de Géologie de l'Université de Fribourg / Suisse, pp. 353–419.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., 1972. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *Int. Geol. Rev.* 20, 125–166.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, 1975. Turbidite facies and facies association, in: *International Sedimentological Congress (Ed.), Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines*, Ninth International Congress Sedimentology. publisher not identified, Nice, France, pp. 21–36.
- Naylor, L.A., Stephenson, W.J., Trenhaile, A.S., 2010. Rock coast geomorphology: Recent advances and future research directions. *Geomorphology, Rock Coast Geomorphology* 114, 3–11.
- Nédellec, J.L., Zornette, N., Mathon, C., 2005. Evaluation et cartographie de l'aléa mouvements de terrain sur la Côte Basque (No. BRGM/RP-52783-FR). BRGM.
- Nilsen, T.H., Zuffa, G.G., 1982. The Chugach Terrane, a Cretaceous trench-fill deposit, southern Alaska. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 10, 213–227.
- OECD, 2016. The Ocean Economy in 2030. Organisation for Economic Co-operation and Development, Paris.
- Offroy, 1984. Approche des mécanismes de sédimentation gravitaire : Exemple des dépôts carbonatés des flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées Atlantiques (Thèse de Doctorat). Université Paris VII.
- Pánek, T., Hradecký, J., Minár, J., Šilhán, K., 2010. Recurrent landslides predisposed by fault-induced weathering of flysch in the Western Carpathians. *Geol. Soc. Lond. Eng. Geol. Spec. Publ.* 23, 183–199.

- Payo, A., Hall, J.W., Dickson, M.E., Walkden, M.J.A., 2015. Feedback structure of cliff and shore platform morphodynamics. *J. Coast. Conserv.* 19, 847–859.
- Pedrerros R., Lecacheux S., Idier D., 2009. Etude des conditions de vagues sur le littoral de la Côte Basque (No. BRGM/RP-57173-FR). BRGM.
- Peter-Borie, M., Aubié, S., Riss, J., Mallet, C., 2006. Synthèse bibliographique des processus d'altération des roches et applications au littoral basque (64) (No. RP-55256-FR). BRGM.
- Peter-Borie, M., 2008. Les massifs rocheux du crétacé supérieur du Labourd occidental: processus d'altération et instabilités littorales. Université Bordeaux 1.
- Peter-Borie, M., Riss, J., Karnay, G., Lucassou, F., Aubié, S., Mallet, C., 2010. Modèle géologique des formations superficielles du Pays Basque français (No. RP-56064-FR). BRGM.
- Petley, D.N., Allison, R.J., 1997. The mechanics of deep-seated landslides. *Earth Surf. Process. Landf.* 22, 747–758.
- Pickering, K., Stow, D., Watson, M., Hiscott, R., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Sci. Rev.* 23, 75–174.
- Pierre, G., 2005. Dynamique et gestion d'un littoral à falaises, l'exemple du Boulonnais. Evolution morphotectonique et morphodynamique à long terme dans les domaines de socle (Appalaches, Massif central, Ardenne).
- Pikelj, K., Vlastelica, G., Kordic, B., 2018. Evaluation of erosional processes of the eroding flysch cliff in the Split urban zone (Croatia).
- Prémaillon, M., 2018. Hiérarchisation des facteurs d'érosion des falaises côtières du site au globe. Université Toulouse III Paul Sabatier.
- Prémaillon, M., Regard, V., Dewez, T.J.B., Auda, Y., 2018. GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs): a global relational database to investigate coastal rocky cliff erosion rate variations. *Earth Surf. Dyn.* 6, 651–668.
- Prémaillon, M., Dewez, T.J.B., Regard, V., Rosser, N.J., Carretier, S., Guillen, L., 2021. Conceptual model of fracture-limited sea cliff erosion: Erosion of the seaward tilted flyschs of Socoa, Basque Country, France. *Earth Surf. Process. Landf.* 46, 2690–2709.
- Pritchard, O., Farewell, T.S., Hallett, S.H., 2013. Coastal Landslides within the UK Context. NSRI, Cranfield University, UK.
- Raoult, J.-F., Foucault, A., 1988. Dictionnaire de géologie, 3ème édition. Éd. Masson.
- Rault, C., Dewez, T., Aunay, B., 2020. Structure-from-motion processing of aerial archive photographs: sensitivity analyses pave the way for quantifying geomorphological changes since 1978 in La Réunion island. *ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* V-2–2020, 773–780.
- Rault, C., Thiery, Y., Chaput, M., Reninger, P.A., Dewez, T.J.B., Michon, L., Samyn, K., Aunay, B., 2022. Landslide Processes Involved in Volcano Dismantling from Past to Present: The Remarkable Open-Air Laboratory of the Cirque de Salazie (Reunion Island). *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 127, e2021JF006257.
- Razin, P., 1989. Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona. Université de Bordeaux III.
- Reguero, B.G., Beck, M.W., Bresch, D.N., Calil, J., Meliane, I., 2018. Comparing the cost effectiveness of nature-based and coastal adaptation: A case study from the Gulf Coast of the United States. *PLoS ONE* 13, e0192132.
- Robert, I., 1979. Etudes des mécanismes de plissement d'une série stratifiée, dans une zone de cisaillement : exemple de la côte basque (Thèse de Doctorat). Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- 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. *J. Coast. Res.* 165.
- 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.

- Roulland, T., Olivier, M., Costa, S., Compain, V., Davidson, R., 2019. Dynamique des falaises des Vaches Noires : analyse diachronique historique et récente à l'aide de documents multi-sources (Normandie, France). *Géomorphologie Relief Process. Environ.* 25, 37–55.
- Ruxton, B.P., Berry, L., 1957. Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. *GSA Bull.* 68, 1263–1292.
- Ružić, I., Benac, Č., Dugonjić Jovančević, S., 2017. Coastal Erosion and Instability Phenomena on the Coast of Krk Island (NE Adriatic Sea). Presented at the Advancing Culture of Living with Landslides, pp. 361–367.
- Šegina, E., Komac, B., Zorn, M., 2012. Factors influencing the rockwall retreat of flysch cliffs on the Slovenian coast. *Acta Geogr. Slov.* 52, 303–334.
- Segoni, S., Piciullo, L., Gariano, S.L., 2018. A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence. *Landslides* 15, 1483–1501.
- Shadrack, J.R., Rood, D.H., Hurst, M.D., Piggott, M.D., Hebditch, B.G., Seal, A.J., Wilcken, K.M., 2022. Sea-level rise will likely accelerate rock coast cliff retreat rates. *Nat. Commun.* 13, 7005.
- Shail, R., Floyd, P., 1988. An evaluation of flysch provenance -example from the Gramscatho Group of southern Cornwall. *Proceedings Ussher Soc.* 7, 62–66.
- Shanmugam, G., 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Sci. Rev.* 42, 201–229.
- Shanmugam, G., Moiola, R.J., 1985. Submarine Fan Models: Problems and Solutions, in: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer, New York, NY, pp. 29–35.
- Shanmugam, G., 2021. Deep-Water Processes and Deposits, in: *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, pp. 965–1009.
- Sibuet, J-C., Srivastava, Shiri P., Spalman, Wim, 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res.* 109, 18.
- Small, C., Nicholls, R.J., 2003. A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *J. Coast. Res.* 19, 584–599.
- Stead, D., Wolter, A., 2015. A critical review of rock slope failure mechanisms: The importance of structural geology. *J. Struct. Geol.* 74, 1–23.
- Sunamura, T., 1992. *Geomorphology of Rocky Coasts*, Wiley. ed. Chichester.
- Sunamura, T., 1995. Rock control in coastal geomorphic processes. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 32, 103A-103A.
- Suzuki, T., Takahashi, K., Sunamura, T., Terada, M., 1970. Rock Mechanics on the Formation of Washboard-Like Relief on Wave-Cut Benches at Arasaki, Miura Peninsula, Japan. *Geogr. Rev. Jpn.* 43, 211–222.
- Swart, R., 1992. The sedimentology of the Zerrissene Turbidite System, Damara Orogen, Namibia.
- Swirad, Z., Young, A., 2021. Automating coastal cliff erosion measurements from large-area LiDAR datasets in California, USA. *Geomorphology* 389, 107799.
- Swirad, Z.M., Young, A.P., 2022. Spatial and temporal trends in California coastal cliff retreat. *Geomorphology* 412, 108318.
- Terlien, M. T.J., 1996. Modeling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides. *Int. Inst. Aerosp. Earth Sci.* 31.
- Terlien, M.T.J., 1998. The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environ. Geol.* 35, 124–130.
- The Geological Society, 1995. The description and classification of weathered rocks for engineering purposes. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 28, 207–242.
- Thiery, Y., 2007. Susceptibilité du Bassin de Barcelonnnette (Alpes du Sud, France) aux 'mouvements de versant' : cartographie morphodynamique, analyse spatiale et modélisation probabiliste (Thèse de Doctorat). Université de Caen / Basse-Normandie.
- Thiery, Y., Reninger, P.-A., Lacquement, F., Raingeard, A., Lombard, M., Nachbaur, A., 2017. Analysis of Slope Sensitivity to Landslides by a Transdisciplinary Approach in the Framework of Future Development: The Case of La Trinité in Martinique (French West Indies). *Geosciences* 7, 135.

- Thiery, Y., Lacquement, F., Marçot, N., 2019. Landslides triggered in weathered crystalline rocks of moderate latitudes: A case study in Mediterranean environment (The Maures Massif, France). *Eng. Geol.* 248, 164–184.
- Thiery, Y., Terrier, M., Colas, B., Fressard, M., Maquaire, O., Grandjean, G., Gourdiér, S., 2020. Improvement of landslide hazard assessments for regulatory zoning in France: state-of-the-art perspectives and considerations. *Int. J. Disaster Risk Reduct.* 47, 101562.
- Thirard, G., 2022. Coastal and hinterland landslides in the Pays d’Auge (Normandy): hydromechanical assessment and spatial modeling of the hazard in a context of global change (PhD thesis). Normandie Université.
- Thompson, C.F., Young, A.P., Dickson, M.E., 2019. Wave impacts on coastal cliffs: Do bigger waves drive greater ground motion? *Earth Surf. Process. Landf.* 44, 2849–2860.
- Tisset, B., Castellanet, D., Vidal, J., Pascuttini, N., Seive, B., 2020. Bidart (64) Villa Itxas Gaina Projet de confortement du glissement de la falaise Etude de diagnostic géotechnique (No. 19_224_I_2_O_DIAG-AVP_Rapport_DC). Géolithe, Bidart (64).
- Tisset, B., Castellanet, D., Vidal, J., Pascuttini, N., Seive, B., 2021. Bidart (64) Plage du centre - route d’accès à la plage Diagnostic d’un glissement de terrain diagnostic technique (No. 21_079_I_1_O_DIAG-AVP_Rapport). Géolithe, Bidart (64).
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B., 2012. Sand dispersal in the southeastern Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina: Outcrop insights from Eocene channeled turbidite systems. *J. South Am. Earth Sci.* 33, 80–101.
- Travelletti, J., Malet, J.-P., 2012. Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: A methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data. *Eng. Geol., Integration of Technologies for Landslide Monitoring and Quantitative Hazard Assessment* 128, 30–48.
- Trenhaile, A.S., 1987. The geomorphology of rock coasts. Oxford: Clarendon Press 1168.
- Trenhaile, A.S., 1999. The Width of Shore Platforms in Britain, Canada, and Japan. *J. Coast. Res.* 15, 355–364.
- Trenhaile, A.S., 2014. Modelling tidal notch formation by wetting and drying and salt weathering. *Geomorphology* 224, 139–151.
- Trenhaile, A.S., 2018. Shore platform erosion and evolution: Implications for cosmogenic nuclide analysis. *Mar. Geol.* 403, 80–92.
- United Nations Conference on Trade and Development, 2023. World Investment Report 2023: Investing in Sustainable Energy for All. Stylus Publishing, LLC.
- van Westen, C.J., Castellanos, E., Kuriakose, S., 2008. Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Eng. Geol.* 102, 112–131.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. *Transp. Res. Board Spec. Rep.* 11–33.
- Varnes, D.J., 1984. Landslide Hazard Zonation—A Review of Principles and Practice. *Nat. Hazards* 63.
- Vivoda Prodan, M., Mileusnić, M., Mihalić Arbanas, S., Arbanas, Ž., 2017. Influence of weathering processes on the shear strength of siltstones from a flysch rock mass along the northern Adriatic coast of Croatia. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 76, 695–711.
- Vivoda Prodan, M., Arbanas, Z., 2022. Weathering Characteristics of Flysch Rock Mass in Istria Peninsula, Croatia. pp. 137–156.
- Vlastelica, G., Pikelj, K., Kordic, B., 2017. Erosional processes acting on coastal cliffs in the Split urban zone, Croatia. pp. 79–84.
- Walker, K.R., Shanmugam, G., Ruppel, S.C., 1983. A model for carbonate to terrigenous clastic sequences. *GSA Bull.* 94, 700–712.
- Wang, H., Jiang, Z., Xu, W., Wang, R., Xie, W., 2022. Physical model test on deformation and failure mechanism of deposit landslide under gradient rainfall. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 81, 66.
- Wellman, H.W., Wilson, A.T., 1965. Salt Weathering, a Neglected Geological Erosive Agent in Coastal and Arid Environments. *Nature* 205, 1097–1098.
- Whipple, K.X., Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *GSA Bull.* 112, 490–503.

- Winckel, A., Petitjean, J., Borie, M., Mallet, C., Aubié, S., 2004. Etat des connaissances hydrologiques et hydrogéologiques de la côte basque (No. BRGM/RP-53372-FR). BRGM.
- Woodroffe, C.D., 2002. Coasts: Form, Process and Evolution. Cambridge University Press.
- Young, A., Flick, R., Gutiérrez, R., Guza, R., 2009. Comparison of short-term seacliff retreat measurement methods in Del Mar, California. *Geomorphology* 112. h
- Young, A.P., Carilli, J.E., 2019. Global distribution of coastal cliffs. *Earth Surf. Process. Landf.* 44, 1309–1316.
- Young, A.P., Guza, R.T., Matsumoto, H., Merrifield, M.A., O'Reilly, W.C., Swirad, Z.M., 2021. Three years of weekly observations of coastal cliff erosion by waves and rainfall. *Geomorphology* 375, 107545.

Liste des figures

Figure 1 : Alternances lithologiques du flysch de la Pointe Sainte-Anne, Hendaye.	12
Figure 2 : Pôles des trois aspects étudiés dans l'érosion des falaises de flyschs.	12
Figure 3 : Questions de recherche de ce travail de thèse.	14
Figure 4 : Localisation de la côte basque française et des sites d'étude de Socoa et de Bidart.	15
Figure 5 : Imbrication des échelles spatiales et temporelles pour chaque caractérisation réalisée.	16
Figure 6 : Schéma des étapes par échelles spatiales et temporelles structurant les chapitres de ce manuscrit.	18
Figure 1.1 : Probabilité de répartition des falaises dans le monde.	20
Figure 1.2 : Falaises vive et falaise morte.	20
Figure 1.3 : Types de falaises avec ou sans platier.	21
Figure 1.4 : Influence de la résistance des matériaux et de leur localisation sur le profil d'une falaise en fonction de la prédominance des facteurs d'érosion marins et subaériens.	21
Figure 1.5 : Modèles conceptuels et exemples basques des processus d'abrasion et de plucking.	23
Figure 1.6 : Types de mouvements de terrain et schémas illustrés par différents évènements côtiers.	24
Figure 1.7 : Différentes configurations d'érosion d'une falaise et état du sommet de falaise.	26
Figure 1.8 : Vitesses de recul fondées sur le critère de résistance par Prémaillon et al. (2018).	27
Figure 1.9 : Classification de la géométrie structurale des plans de stratification par rapport au versant (Trenhaile, 1987).	29
Figure 1.10 : Séquence turbiditique complète d'après Bouma (1962) et faciès de flyschs (Mutti & Ricci Lucchi, 1972 ; Shanmugam & Moiola, 1985 ; Pickering et al., 1986).	32
Figure 1.11 : Répartition des flyschs côtiers dans le monde.	33
Figure 1.12 : Proportions des identifications de types d'instabilités concernant l'érosion de falaises de flyschs.	35
Figure 2.1 : Localisation de la côte basque française à l'extrémité ouest des Pyrénées.	40
Figure 2.2 : Log stratigraphique et carte géologique du Pays Basque français (Razin, 1989).	41
Figure 2.3 : Formations lithologiques de la côte basque du Trias au Campanien.	43
Figure 2.4 : Formations lithologiques de la côte basque du Campanien à l'Oligocène.	44
Figure 2.5 : Altérites de la côte basque.	46
Figure 2.6 : Proportions des types de sédiments en pied de falaise le long des 27 km de côte à falaises.	47
Figure 2.7 : Sept morphotypes côtiers répartis de Hendaye à Anglet, par Genna et al. (2004a).	49
Figure 2.8 : Illustrations des cinq morphotypes côtiers de falaises définis par Genna et al. (2004a).	50
Figure 2.9 : Classes de structures du plan de stratification par rapport au versant (Trenhaile, 1987).	51
Figure 2.10 : Classes et répartition des relations géométriques entre le plan de stratification et le versant.	52
Figure 2.11 : Répartition des épaisseurs d'altérites et de la couverture d'alluvions sur la côte basque.	53
Figure 2.12 : Répartition spatiale des morphotypes améliorés à partir de Genna et al (2004a).	55
Figure 2.13 : Signes d'activité érosive identifiés par analyse de photographies aériennes.	57
Figure 2.14 : Terminologie de l'activité des mouvements de terrain (par Thiery, 2007 adapté de Flageollet, 1996).	58
Figure 2.15 : Types et proportions d'instabilités gravitaires recensées sur la côte basque.	59
Figure 2.16 : Types d'instabilités gravitaires observés sur la côte basque.	60
Figure 2.17 : Activité des instabilités gravitaires inventoriées à partir des données IGN 2018.	61
Figure 2.18 : Proportions de types d'instabilités gravitaires par morphotype de falaise.	66
Figure 2.19 : Contexte bathymétrique de la côte basque et du sud des Landes.	67
Figure 2.20 : Moyennes mensuelles des hauteurs de précipitations sur la station de Socoa entre 1921 et 2023.	69
Figure 2.21 : Rapport des précipitations quotidiennes (mm) entre Biarritz et Socoa sur la période 2000-2021.	70
Figure 2.22 : Précipitation journalière normalisée par rapport à la précipitation cumulée antécédente normalisée pour 12 instabilités gravitaires par types de matériaux sur des durées de 2, 3, 7, 10, 14 et 30 jours dans le secteur nord-est de la côte basque.	74
Figure 2.23 : Précipitation journalière normalisée par rapport à la précipitation cumulée antécédente normalisée pour 7 instabilités gravitaires du sud-ouest de la côte basque par types de matériaux, sur des durées de 2, 3, 7, 10, 14 et 30 jours.	75

Figure 2.24 : Relations d'intensité-cumul et de gradient pluviométriques avant un glissement de matériaux mixtes à Bidart le 30/11/2017.	77
Figure 2.25 : Relations d'intensité-cumul et de gradient pluviométriques avant un glissement-coulée et un glissement de matériaux fins à Bidart le 08/12/2020.	78
Figure 2.26 : Répartition spatiale des sommets de falaise érodés et non érodés de la côte basque française entre 1938 et 2018 (Martins et al. 2021).	81
Figure 2.27 : Statistiques des vitesses de recul de la côte basque entre 1938 et 2018 (Martins et al. 2021).	81
Figure 2.28 : Localisation des instabilités gravitaires atteignant le sommet de falaise en 2018.	82
Figure 2.29 : Proportions des types d'instabilités inventoriés ayant érodé le sommet de falaise entre 1938 et 2018.	82
Figure 2.30 : Vitesse et distance de recul du sommet de falaise entre 1938 et 2018, par type d'instabilité gravitaire.	83
Figure 2.31 : Proportions des types d'instabilités gravitaires actives et latentes localisées sous le sommet de falaise en 2018.	84
Figure 2.32 : Indice altimétrique par type d'instabilité gravitaire.	85
Figure 2.33 : Répartition des instabilités gravitaires d'indice altimétrique inférieur à 1, actives et situées entre 0 et 0,5 m sous le sommet de falaise.	87
Figure 2.34 : Exemple d'indice altimétrique à Bidart.	87
Figure 2.35 : Instabilités gravitaires affectant le pied et le milieu de versant en 2018 à Bidart.	89
Figure 2.36 : Synthèse des sous-morphotypes de falaises adaptés de Genna et al. (2004a).	91
Figure 3.1 : Cavités, plans de stratification conformes à la pente et escarpements transverses caractéristiques de la falaise de Socoa (Ciboure).	94
Figure 3.2 : Localisation du site de Socoa.	95
Figure 3.3 : Erosion différentielle marquée par des convexités (orange) et des concavités (bleu) creusées dans une direction parallèle au plan de stratification.	96
Figure 3.4 : Répartition spatiale des 13 cavités du site de Socoa.	97
Figure 3.5 : Morphologie des deux types de cavités observées à Socoa, sous le sémaphore et à l'est.	97
Figure 3.6 : Erosion différentielle au droit de la dalle du Sémaphore.	98
Figure 3.7 : Gammes d'épaisseurs des concavités sur le site de Socoa.	98
Figure 3.8 : Glissements rocheux banc sur banc avec une surface de glissement.	100
Figure 3.9 : Glissements rocheux banc sur banc à surfaces multiples.	101
Figure 3.10 : Dalle en flambement entre les cavités n°1 et 2, en mars 2020.	101
Figure 3.11 : Glissement rocheux en dièdre au secteur 2, en bordure est de la cavité n°8, déclenché entre septembre 2020 et octobre 2021.	102
Figure 3.12 : Glissement rocheux en dièdre entre le port et le Sémaphore, déclenché entre septembre 2020 et octobre 2021.	102
Figure 3.13 : Glissement rotationnel de matériaux fins à l'est du site avant confortement.	103
Figure 3.14 : Morphométrie des glissements rocheux banc sur banc, des glissements rocheux en dièdre et du glissement de matériaux fins de Socoa.	105
Figure 3.15 : Inventaires des instabilités gravitaires actives et latentes du site de Socoa.	106
Figure 3.16 : Successions de séquences turbiditiques incomplètes de Tb à Te et hémipélagites intermédiaires H au niveau du secteur 2 de Socoa, bordure est de la cavité n°9.	108
Figure 3.17 : Hémipélagites de 10 cm d'épaisseur dans le flysch d'Hayzabia à 1 km à l'ouest du site de Socoa.	109
Figure 3.18 : Répartition des concavités et convexités à la dalle du Sémaphore, bordure est de la cavité n°3.	110
Figure 3.19 : Type d'instabilités gravitaires en fonction du degré d'altération par Migoñ 2010.	112
Figure 3.20 : Synthèse des degrés d'altération (Ruxton et Berry, 1957; Geological Society Engineering Group Working Party, 1990).	112
Figure 3.21 : Fracturation par des diaclases des termes Tc, Td, Te et H.	113
Figure 3.22 : Diaclases sur la dalle affleurante dans une cavité peu profonde du secteur 1 : cavité n°6.	114
Figure 3.23 : Carte de répartition des sondages et des profils sismiques sur le site de Socoa.	115
Figure 3.24 : Altérites aux secteurs 5 et 7.	116
Figure 3.25 : Carte des mesures de plans de stratification et stéréogramme associé.	118
Figure 3.26 : Exemple d'un pli-faille inverse ayant déformé le plan de stratification.	118

Figure 3.27 : Localisation des 65 failles mesurées et cartographiées sur le site de Socoa, réparties en 6 familles d'orientation.	120
Figure 3.28 : Failles conjuguées et contrainte principale d'après Anderson (1905).	121
Figure 3.29 : Familles de failles et cavités présentes sur le site de Socoa.	122
Figure 3.30 : Frise chronologique des campagnes d'acquisition et périodes de différentiels quantifiées.	124
Figure 3.31 : Statistiques des volumes érodés par chutes de blocs, glissements rocheux en dièdre et glissements rocheux banc sur banc entre les campagnes 1 et 6.	125
Figure 3.32 : Différentiels altimétriques entre juin 2019 et octobre 2022 et chaque année de suivi sur la falaise de Socoa.	126
Figure 3.33 : Répartition spatiale des instabilités gravitaires et du recul du sommet de falaise entre 2019 et 2022.	126
Figure 3.34 : Inventaires des types d'instabilités gravitaires, des failles et des cavités. Coupe interprétée des phénomènes gravitaires.	129
Figure 3.35 : Répartition des épaisseurs de concavités, des types d'instabilités et des reculs planimétriques du sommet de falaise.	131
Figure 3.36 : Comparatif historique du secteur ENE à partir de photographies et d'orthophotographies entre 1938 et 2018.	133
Figure 3.37 : Comparatif historique du secteur WSW à partir de photographies et d'orthophotographies entre 1938 et 2018.	134
Figure 3.38 : Répartition spatiale de la période de retour estimée par glissement rocheux banc sur banc, en fonction des épaisseurs de concavités, pour une vitesse de recul normalisée de $0,012 \text{ m.an}^{-1}$.	136
Figure 3.39 : Schéma conceptuel du recul de la falaise de Socoa par glissement rocheux banc sur banc, sur surface de rupture unique, en 5 temps.	139
Figure 4.1 : Localisation de la falaise de Bidart et des morphotypes 2 et 3 associés.	143
Figure 4.2 : Carte topographique indiquant le sommet et le pied de falaise, scindée en secteurs, en fonction des morphologies des profils topographiques et de l'érosion constatée.	144
Figure 4.3 : Localisation des coupes 1 et 2 du secteur Nord.	145
Figure 4.4 : Localisation de la coupe 3 sur secteur du point de vue central.	145
Figure 4.5 : Localisation des coupes 4 et 5 du secteur de la Corniche.	146
Figure 4.6 : Localisation de la coupe 6 au secteur de la plage du Centre.	147
Figure 4.7 : Ensembles lithologiques observés sur la falaise de Bidart.	148
Figure 4.8 : Affleurement du flysch d'Hayzabia et termes turbiditiques correspondants.	149
Figure 4.9 : Marno-calcaires de Loya constituées en majorité d'hémipélagites.	150
Figure 4.10 : Marnes de Pilotenia.	151
Figure 4.11 : Marnes d'Erretegia.	151
Figure 4.12 : Pli synclinal d'Erretegia sur une photographie de 2016 (ULMSB).	152
Figure 4.13 : Localisation des 64 failles mesurées sur le site de Bidart, réparties selon 6 familles d'orientation.	154
Figure 4.14 : Interprétation des structures faillées de la falaise de Bidart, d'après Razin (1989).	155
Figure 4.15 : Caractérisation de l'indice de résistance géomécanique des quatre flyschs du site de Bidart par la méthode de Marinos & Hoek (2001).	158
Figure 4.16 : Morphologie du pied de falaise et sous-cavage en fonction des lithologies, de leur faciès, leurs degrés d'altération et de leur indice de résistance.	160
Figure 4.17 : Observations des orientations et des lamines d'unités de dépôt dans les alluvions de Bidart.	161
Figure 4.18 : Alluvions mio-plio-quaternaires observées à la Corniche de Bidart.	162
Figure 4.19 : Fracturation des lithologies par des diaclases.	164
Figure 4.20 : Degrés d'altération des flyschs du substratum de la falaise de Bidart d'après la nomenclature de la Geological Society Engineering Group Working Party (1990).	165
Figure 4.21 : Degrés d'altération et épaisseurs des altérites des flyschs du substratum de Bidart à partir des profils de tomographies sismiques et électriques (Bitri et Samyn, 2016; Baltassat et al., 2018; Tisset et al., 2020).	167
Figure 4.22 : Répartition des degrés d'altération par type de roche mère, des exurgences et des failles.	171
Figure 4.23 : Répartition spatiale des types de massifs en fonction des facteurs géologiques.	173
Figure 4.24 : Localisation et interprétation des glissements-coulées interprétés au droit de la Corniche.	174

Figure 4.25 : Localisation et interprétation d'un glissement de matériaux fins dans les alluvions et les flyschs d'Hayzabia au droit de la plage du Centre.	175
Figure 4.26 : Localisation et interprétation du glissement de matériaux mixtes au droit de la villa Itxas Gaïna.	177
Figure 4.27 : Localisation et interprétation d'un glissement rocheux banc sur banc dans les marnes d'Erretegia.	178
Figure 4.28 : Localisation et interprétation de chutes de blocs dans les marnes d'Erretegia.	178
Figure 4.29 : Instabilités gravitaires actives et latentes à Bidart.	180
Figure 4.30 : Frises chronologiques de l'activité érosive de la falaise de Bidart en fonction des secteurs, de la période d'analyse et de la localisation dans le versant.	182
Figure 4.31 : Comparaison de photographies et orthophotographies aériennes du secteur d'Erretegia entre 1947 et 2018, caractérisé par un substratum constitué d'un flysch résistant en structure synclinale.	183
Figure 4.32 : Comparaison de photographies et orthophotographies aériennes du secteur central entre 1947 et 2018, caractérisé par un substratum composé d'un flysch de structure conforme, dont la résistance est forte au NNW et faible au SSW.	184
Figure 4.33 : Comparaison de photographies et orthophotographies aériennes du secteur de la chapelle entre 1938 et 2018. Le substratum de ce massif est constitué d'un flysch résistant de structure conforme à la pente : les marno-calcaires de Loya.	185
Figure 4.34 : Comparaison de photographies et ortho-photographies aériennes du secteur de la plage du Centre entre 1938 et 2018. Le substratum de cette falaise est constitué d'un flysch peu résistant et déstructuré tectoniquement par un réseau de failles : le flysch d'Hayzabia.	186
Figure 4.35 : Frise chronologique des campagnes d'acquisition photogrammétriques et correspondances avec les périodes d'étude.	187
Figure 4.36 : Distributions des volumes érodés par période d'analyse et par type d'instabilité gravitaire.	189
Figure 4.37 : Différentiels altimétriques du site de Bidart produits à partir des MNS de résolution 4 cm.	190
Figure 4.38 : Cumuls mensuels des précipitations sur la station de Biarritz au cours des trois années analysées.	193
Figure 4.39 : Répartition des types de massifs géologiques et de l'érosion sommitale de la falaise de Bidart entre 2019 et 2022.	196
Figure 4.40 : Schéma conceptuel du cycle d'érosion du massif de type 1 de Bidart, en 3 étapes de T0 à T2.	197
Figure 4.41 : Schéma conceptuel du cycle d'érosion du massif de type 2 de Bidart, en 4 étapes de T0 à T3.	199
Figure 4.42 : Schéma conceptuel du cycle d'érosion du massif de type 3 de Bidart, en 2 scénarios.	201
Figure 5.1 : Arbre décisionnel hiérarchisant les facteurs de prédisposition pour chaque type d'instabilité gravitaire.	208
Figure 5.2 : Points d'échappements par instabilités gravitaires sur les sites de Socoa et de Bidart.	209
Figure 5.3 : Gammes de résistance géologique de l'indice GSI des matériaux érodés par type d'instabilité.	209
Figure 5.4 : Degrés d'altération des matériaux par type d'instabilité.	210
Figure 5.5 : Localisation du site de test des Viviers-Basques à Urrugne.	212
Figure 5.6 : Arbre décisionnel testé sur le site des Viviers-Basques à Urrugne.	213
Figure 5.7 : Localisation de diaclases dans les bancs du flysch isolant des blocs.	214
Figure 5.8 : Comparaison du site de test à l'inventaire d'instabilités.	214
Figure 5.9 : Localisation du site d'Erretegia Nord à Bidart.	215
Figure 5.10 : Arbre décisionnel testé sur le site d'Erretegia Nord à Bidart.	216
Figure 5.11 : Glissement de matériaux mixtes (roche, altérites et alluvions) déclenché en octobre 2022.	217
Figure 5.12 : Localisation du site de test d'Erretegia, inventaire régional et vitesses de recul historiques.	218
Figure 5.13 : Localisation de la falaise de la Roche Percée à Bourail, Nouvelle-Calédonie.	219
Figure 5.14 : Erosion différentielle le long des bancs du flysch et discontinuités.	220
Figure 5.15 : Arbre décisionnel testé sur le site de Bourail en Nouvelle-Calédonie.	220
Figure 5.16 : Instabilités gravitaires du morphotype 5.1.	224
Figure 5.17 : Instabilités gravitaires déclenchées dans les morphotypes 2 et 3.	224
Figure 5.18 : Répartition spatiale des instabilités gravitaires ayant contribué au recul du sommet de falaise au cours d'un cycle d'érosion complet dont la vitesse de recul a été quantifiée.	226

Liste des tableaux

<i>Tableau 1.1 : Vitesses de recul des falaises de flyschs quantifiées par site et contexte géodynamique.</i>	34
<i>Tableau 2.1 : Morphotypes du littoral basque selon Genna et al (2004a).</i>	48
<i>Tableau 2.2 : Nouveaux morphotypes des falaises basques.</i>	54
<i>Tableau 2.3 : Critères d'observations distinguant les cinq types d'instabilités gravitaires de la côte basque.</i>	56
<i>Tableau 2.4 : Nombre d'instabilités gravitaires inventoriées par type pour chaque morphotype de falaise.</i>	63
<i>Tableau 2.5 : Nombre d'instabilités gravitaires inventoriées par type pour chaque type de roche mère.</i>	63
<i>Tableau 2.6 : Nombre d'instabilités gravitaires inventoriées par type pour chaque type de couverture d'altérites et d'alluvions.</i>	64
<i>Tableau 2.7 : Nombre d'instabilités gravitaires inventoriées par type pour chaque type de configuration structurale.</i>	64
<i>Tableau 2.8 : Instabilités gravitaires datées entre 1965 et 2022 sur la côte basque attribuées aux morphotypes de falaises.</i>	71
<i>Tableau 3.1 : Activité, surface projetée cumulée et pente moyenne des instabilités gravitaires du site de Socoa.</i>	104
<i>Tableau 3.2 : Familles de failles mesurées sur le site de Socoa.</i>	119
<i>Tableau 4.1 : Familles de failles sur le site de Bidart.</i>	153
<i>Tableau 4.2 : Caractérisation des types de massifs selon des facteurs de prédisposition.</i>	172
<i>Tableau 4.3 : Caractéristiques des types d'instabilités gravitaires sur l'ensemble du site.</i>	179
<i>Tableau 4.4 : Facteurs de prédisposition par type d'instabilité gravitaire sur le site de Bidart.</i>	181
<i>Tableau 4.5 : Dates d'acquisition des données photogrammétriques pour les 6 campagnes.</i>	187
<i>Tableau 4.6 : Synthèse des facteurs de prédisposition par type de dynamique érosive.</i>	203
<i>Tableau 5.1 : Synthèse des facteurs de prédisposition par type d'instabilité gravitaire à Socoa et à Bidart.</i>	207
<i>Tableau 5.2 : Vitesses de recul entre 1938 et 2018 ayant couvert un cycle d'érosion complet.</i>	226

Annexes

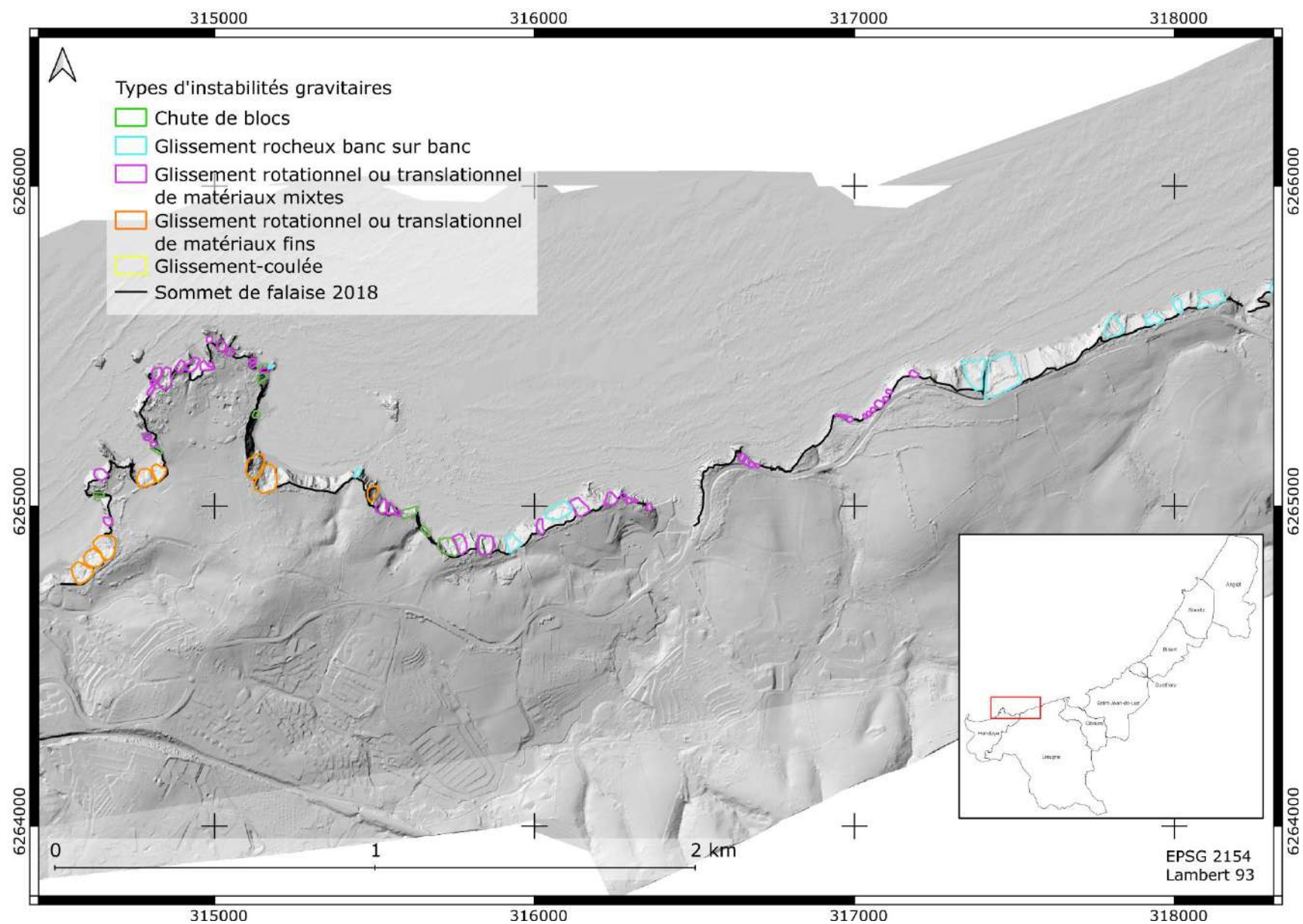
Annexe 1 : Base de données des flyschs côtiers _____	255
Annexe 2 : Cartes des inventaires d'instabilités du sud-ouest au nord-est (5 cartes) _____	258
Annexe 3 : Statistiques morphométriques par type d'instabilités gravitaires inventoriées à l'échelle régionale _____	264
Annexe 4 : Statistiques pluviométriques des événements datés recensés sur la côte basque _____	266
Annexe 5 : Graphiques de pluviométrie journalière, cumulée et du gradient pluviométrique antécédent à des instabilités gravitaires de la côte basque _____	269
Annexe 6 : Caractéristiques des acquisitions lidar par l'Avion Jaune entre 2019 et 2022 à Socoa et à Bidart _____	276
Annexe 7 : Dates, sources et résolutions des orthophotographies et photographies aériennes de 1938 à 2018 _____	277
Annexe 8 : Différentiels altimétriques par saisons estivales et hivernales entre 2019 et 2020 sur la falaise de Socoa _____	278
Annexe 9 : Différentiels altimétriques par saisons estivales et hivernales entre 2019 et 2020 sur la falaise de Bidart _____	280
Annexe 10 : Cartes géomorphologiques du glissement-coulée de la falaise de Bidart : type de massif 3 _____	282

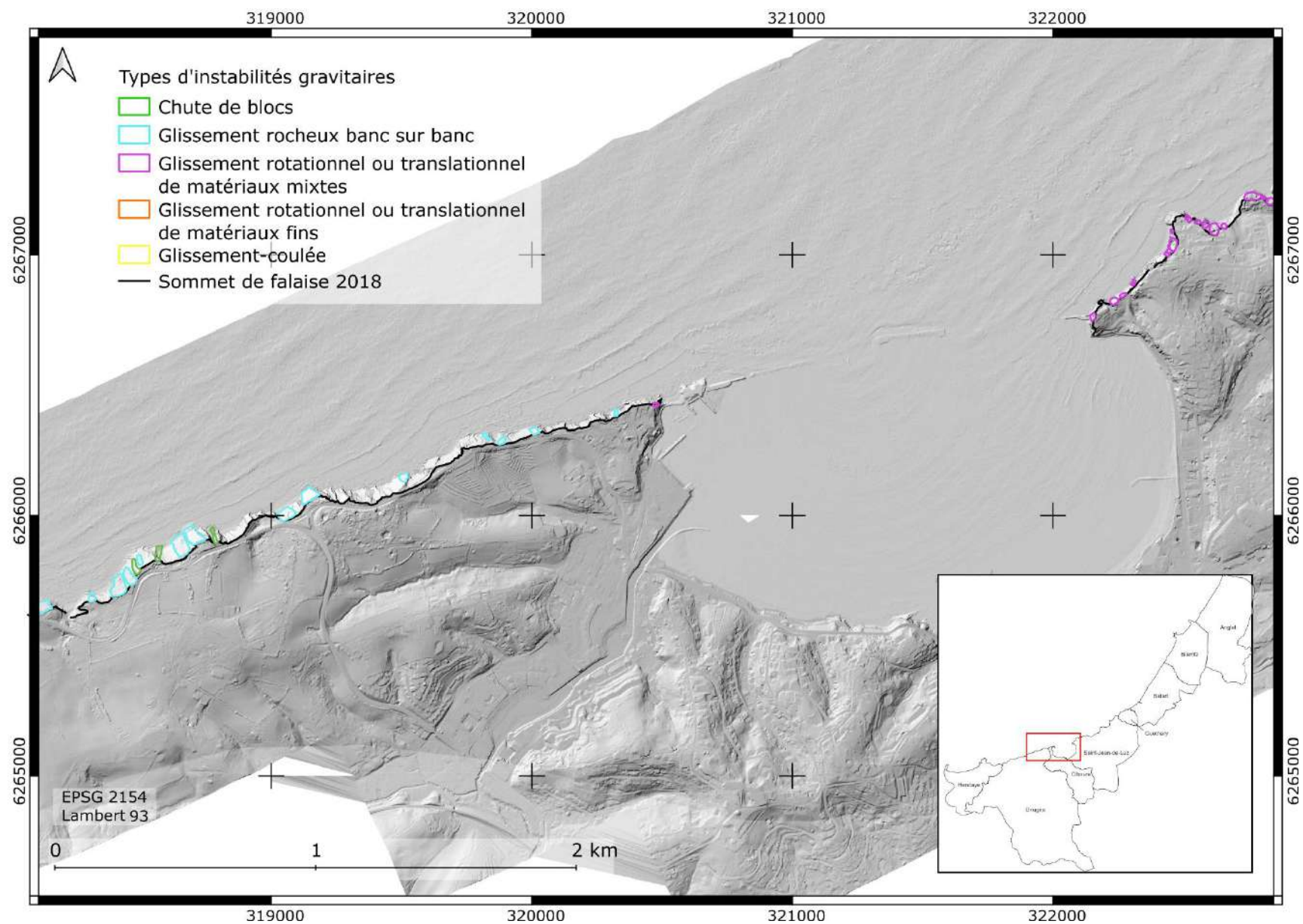
Annexe 1 : Base de données des flyschs côtiers

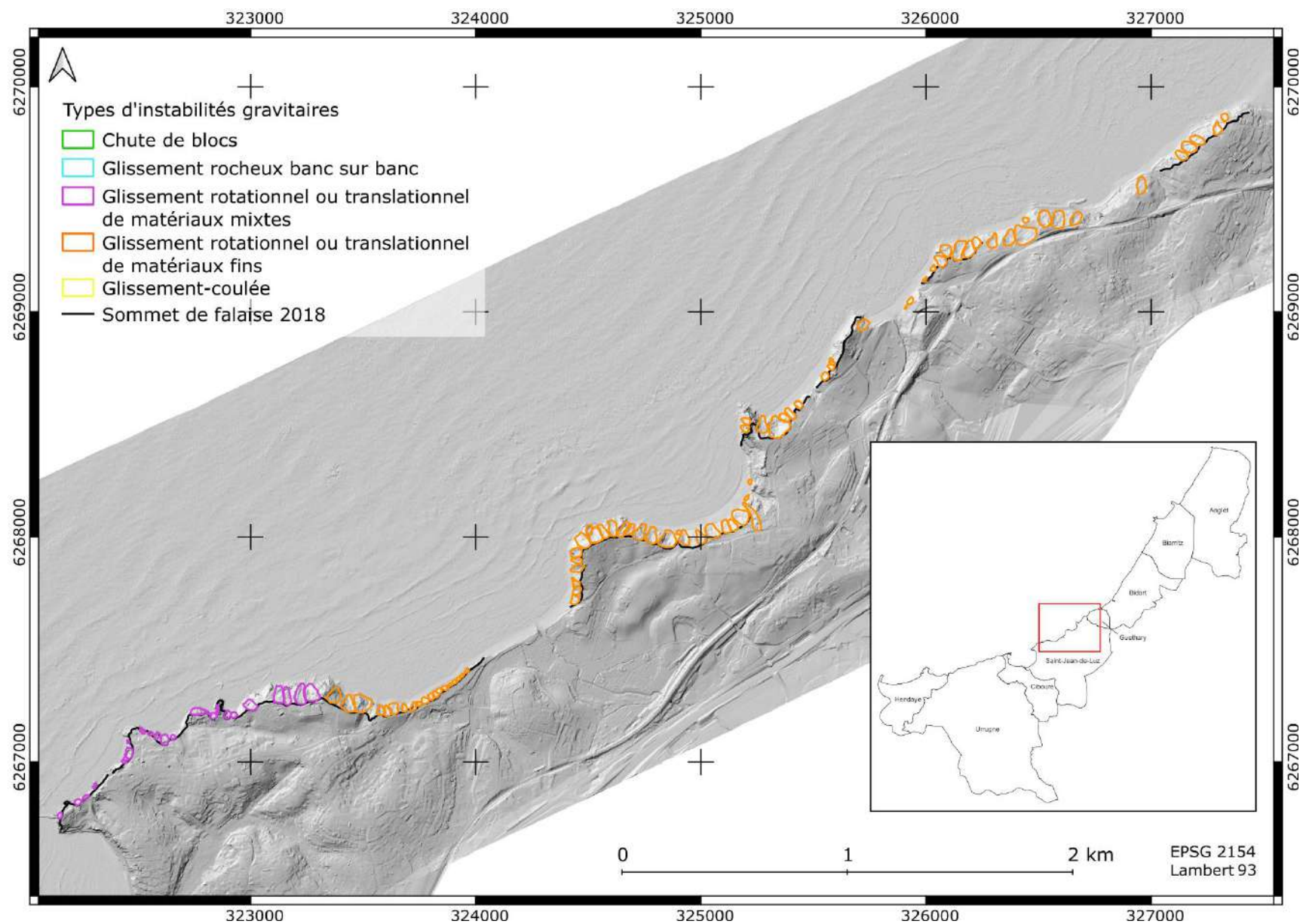
Référence	Pays	Lieu	Orogénèse	Métamorphisme	Vitesses de recul m.an ⁻¹			Types d'instabilités gravitaires mentionnés				
					Minimale	Moyenne	Maximale	Chute de blocs	Basculement	Glissement composite	Glissement	Coulée
Miščević et Roje-Bonacci, 2001	Croatie	Duilovo Split	Alpine	Non	NA	NA	NA	0	0	0	1	0
Pikelj et al., 2018	Croatie	Duilovo Split	Alpine	Non	0,03	0,105	0,18	0	0	0	1	0
Juračić et al., 2009	Croatie	Kvarner	Alpine	Non	NA	NA	NA	1	0	0	1	1
Ružić et al., 2017	Croatie	Krk island	Alpine	Non	0,22	0,22	0,22	1	0	0	1	0
Vlastelica et al., 2017	Croatie	Duilovo Split	Alpine	Non	0,03	0,105	0,18	1	0	0	0	0
Prémaillon, 2018	France	Socoa	Alpine	Non	0,0034	0,0071	0,0108	1	0	0	1	0
Martins et al., 2021	France	Côte basque	Alpine	Non	0,01	0,52	1	1	0	1	1	1
Aubié et al., 2011	France	Côte basque	Alpine	Non	0,05	0,2	0,5	1	1	0	1	1
Brandolini et al., 2007	Italie	Portofino Promontory	Alpine	Non	NA	NA	NA	1	1	0	1	1
Budetta, 2013	Italie	Cilento	Alpine	Oui	NA	NA	NA	1	1	1	1	1
Budetta et al., 2008	Italie	Cilento	Alpine	Oui	NA	NA	NA	1	0	0	1	1
Budetta et al., 2000	Italie	Cilento	Alpine	Oui	0,5	0,65	0,8	1	1	0	1	1
Colantoni et al., 2004	Italie	Gabicce - Pesaro	Alpine	Non	NA	NA	NA	1	1	0	1	1
Marques, 2006	Portugal	Monte Clérigo	Hercynienne	Oui	0,006	0,0105	0,015	1	1	0	1	0
Furlani et al., 2011	Slovénie	Debeli Rtic	Alpine	Non	NA	NA	NA	1	0	0	0	0
Šegina et al., 2012	Slovénie	Kane Point to Strunjan	Alpine	Non	NA	NA	NA	1	0	0	1	0
Cano et Tomás, 2013	Espagne	Alicante Province	Alpine	Non	NA	NA	NA	1	1	0	1	0
Morales et al., 2021	Espagne	Côte basque	Alpine	Non	NA	NA	NA	1	1	0	1	0
Kaya et Topal, 2015	Turquie	Kusadasi	Alpine	Oui	NA	NA	NA	1	0	0	1	0
Moon et Healy, 1994	Nouvelle-Zélande	Auckland	Kaikoura	Non	0,02	0,26	0,5	1	0	0	1	0
Moon et de Lange, 2003	Nouvelle-Zélande	Auckland	Kaikoura	Non	0,004	0,012	0,02	0	0	0	0	0
Cauzeiro et al., 2020	Angola	Miradouro da Lua, Sangano	Rifting Atlantique sud	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Torres Carbonell et Olivero, 2012	Argentine	Terre de feu	Andine	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Glen et al., 2009	Australie	Melbourne	Lachlan	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Burley et al., 2021	Bornéo	Labuan, Sabah	Accrétionnaire de Bornéo	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Harris et Schenk, 1975	Canada	Nouvelle-Ecosse	Acadienne	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Beranek et al., 2015	Canada	Ellesmere island	Calédonienne	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Crimes et Crossley, 1980	Irlande	Wexford	Hercynienne	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Martinsen et al., 2003	Irlande	Gull island	Hercynienne	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Lee, 2005	Japon	Arasaki	Subduction arc Izu	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Swart, 1992	Namibie	Kaoko zone	Damara	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pickering et al., 1986	Norvège	Kongsjford	Calédonienne	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Bordenave, 2019	Nouvelle-Calédonie	Bourail	Néo-Calédonienne	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Field, 2005	Nouvelle-Zélande	Castelpoint	Kaikoura	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
MacKinNon et Howell, 1985	Nouvelle-Zélande	Bay of Plenty	Rangitata	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Cherns et al., 2006	Royaume-Uni	Pays de Galles - Cardigan Bay	Calédonienne	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Haughton, 1988	Royaume-Uni	Ecosse - Midland Valley	Calédonienne	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Shail et Floyd, 1988	Royaume-Uni	Boscastle	Hercynienne	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Shail et Floyd, 1988	Royaume-Uni	Cornouailles, Portscatho	Hercynienne	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
McCann et Pickerill, 1988	USA, Alaska	Kodiak island	Aléoutienne	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Nilsen et Zuffa, 1982	USA, Alaska	Prince William Sound	Aléoutienne	Oui	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Camacho & Busby, 2002; Li et al., 2016	USA, Californie	San Clemente	Extension Californienne sud	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pickering et al., 1986	USA, Californie	Santa Cruz Island	Extension Californienne sud	Non	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA

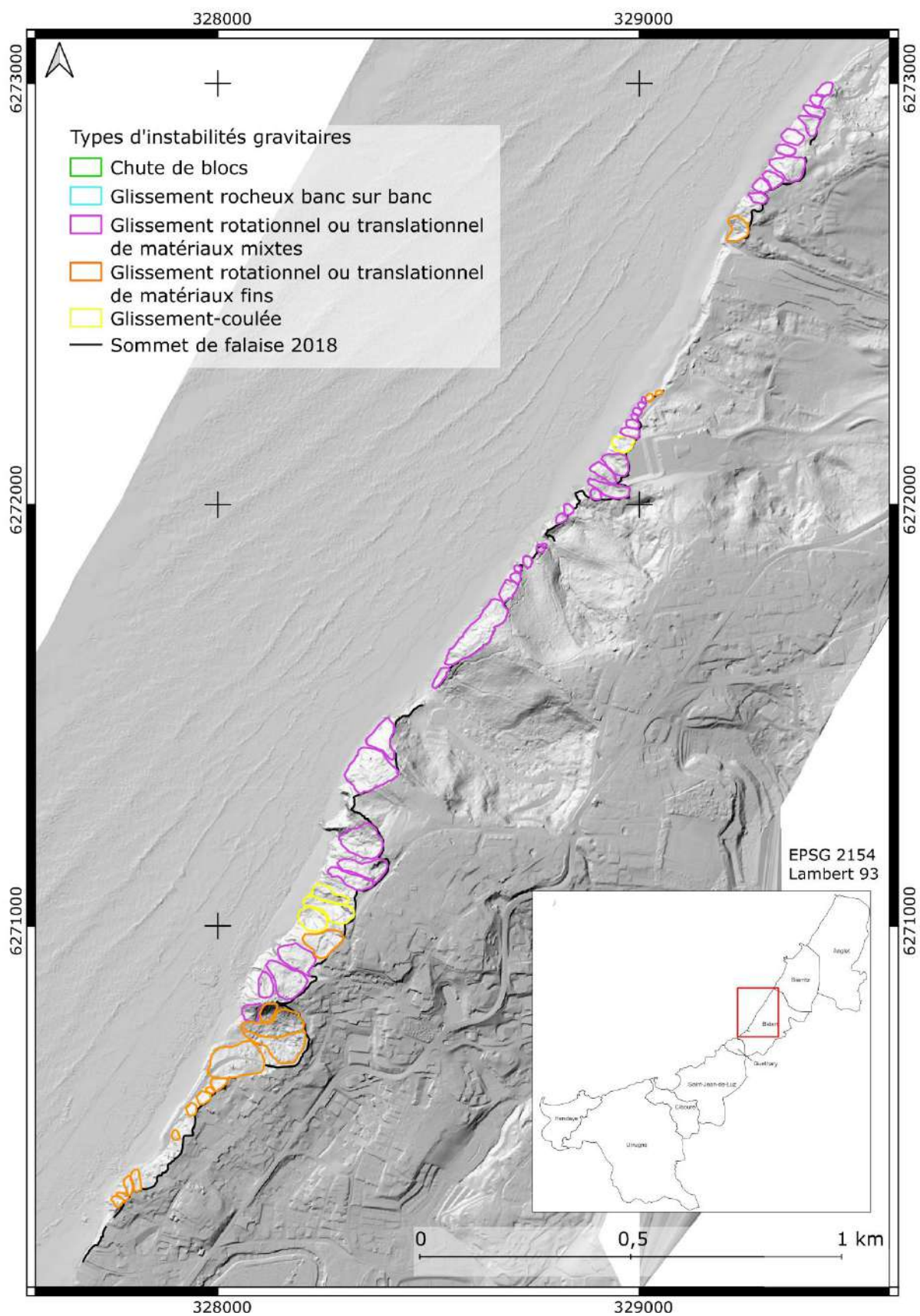
Annexe 2 : Cartes des inventaires d'instabilités du sud-ouest au nord-est (5 cartes)

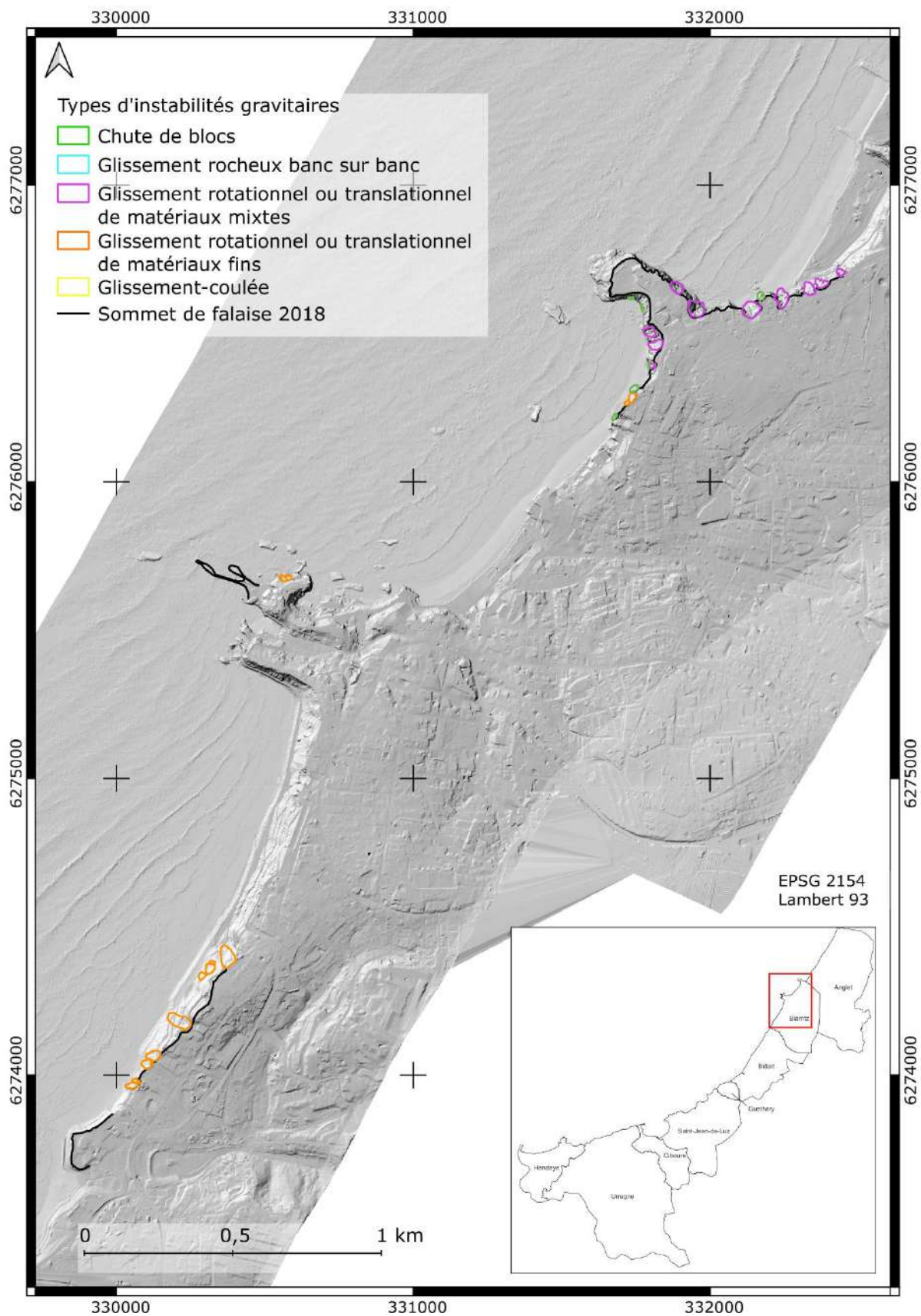
Les cinq types d'instabilités gravitaires sont représentés sur le MNT ombré de l'IGN 2018, du SW au NE, depuis Hendaye jusqu'à Anglet.











Annexe 3 : Statistiques morphométriques par type d'instabilités gravitaires inventoriées à l'échelle régionale (longueur, largeur, surface et pente moyenne)

Type	Nombre	Longueur (m)						
		Moyenne	Ecart-type	Min	25%	Médiane	75%	Max
Glissement-coulée	4	94,2	41,31	49,76	67,03	91,92	119,1	143,2
Glissement de matériaux fins	122	51,06	29,37	8	27,81	50,04	70,16	174,92
Glissement de matériaux mixtes	124	39,16	26,29	4,91	19,24	30,14	52,36	123,07
Glissement rocheux banc sur banc	23	49,55	24,33	10,5	37,72	43,83	66,2	109,9
Chute de blocs	17	34,31	20,69	8,3	17,11	30,02	49,88	65,9

Largeur (m)						
Moyenne	Ecart-type	Min	25%	Médiane	75%	Max
34,99	7,84	26,2	31,52	34,28	37,74	45,2
30,93	18,84	5,08	19,18	25,9	37	129,4
26,86	23,09	5,72	13,08	20,33	29,96	197,2
41,54	24,51	10,3	21,66	36,3	55,75	102,6
26,39	12,11	11,33	18,5	20,96	30,83	51,1

Type	Nombre	Surface (m²)						
		Moyenne	Ecart-type	Min	25%	Médiane	75%	Max
Glissement-coulée	4	2710,56	991,06	1592,62	2136,14	2668,04	3242,5	3913,54
Glissement de matériaux fins	122	1623,14	1599,18	42,43	433,69	1048,64	2460,8	9158,79
Glissement de matériaux mixtes	124	1124,42	1510,42	26,99	230,54	553,52	1377,1	8959,31
Glissement rocheux banc sur banc	23	2182,84	2307,85	106,45	653,21	1637,02	3118,6	10824,1
Chute de blocs	17	669,46	590,75	118,07	382,95	452,14	782,37	2568,62

Pente moyenne (°)						
Moyenne	Ecart-type	Min	25%	Médiane	75%	Max
33,81	1,25	32,61	32,81	33,75	34,75	35,13
32,35	6,85	15,92	27,66	32,35	37,33	51,69
38,33	8,14	22,21	33	37,79	42,68	61,12
33,09	7,88	22,98	36,93	31,24	37,05	53,94
43,9	9,75	30,71	38,68	41,97	46,16	67,57

Annexe 4 : Statistiques pluviométriques des évènements datés recensés sur la côte basque

Evènements de la côte nord-est : entre Guéthary et Anglet

						Somme cumulée par durées (en mm)								Somme cumulée normalisée						Gradients (en mm.j ⁻¹) (cumul jour - cumul antécédent / nb de jours de cumul)									
Date	Lame d'eau (mm)	Précipitation journalière normalisée	Commune	Matériaux	Type d'instabilité	2j	3j	4j	5j	6j	7j	10j	14j	30j	2j	3j	7j	10j	14j	30j	2j	3j	4j	5j	6j	7j	10j	14j	30j
06/12/1965	17,6	0,09	Biarritz	Rocheux	"Eboulement"	23	28,5	41,9	96,7	147	170,4	206	207,8	314,1	0,10	0,12	0,62	0,72	0,61	0,62	6,05	1,4	-9,3	-6,6	-1	0,96	1,6	-0,05	0,57
18/07/1994	2,2	0,01	Biarritz	Rocheux	"Eboulement"	4	4,2	4,2	4,2	4,4	8	8	8	83,5	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,17	1	0,73	0,55	0,4	-0,2	0,31	0,22	0,16	-0,16
23/03/1999	0	0,00	Anglet	Rocheux	"Eboulement"	0,2	3,8	3,8	4	4	4	4,8	14,8	201,6	0,00	0,02	0,01	0,02	0,04	0,40	-1,8	0	-0	0	0	0	-0,82	0	-0,21
29/07/2002	0,4	0,00	Anglet	Rocheux	"Eboulement"	1,2	1,2	1,4	7	16	16,2	32,4	32,4	58,8	0,01	0,00	0,06	0,11	0,09	0,12	0,2	0,07	-1,3	-1,7	0,03	-2,11	0,04	0,03	-0,05
05/04/2008	0,2	0,00	Biarritz	Rocheux	"Eboulement"	0,4	0,6	0,8	4,8	12,8	38,8	56,4	123	199,2	0,00	0,00	0,14	0,20	0,36	0,40	0	0	-1	-1,6	-4,3	0,03	-1,72	-0,4	-0,04
21/07/2017	0	0,00	Bidart villa	Rocheux	"Eboulement"	1,8	3,6	7,2	7,6	7,6	7,8	8,4	23,9	78,4	0,01	0,01	0,03	0,03	0,07	0,16	-0,9	-1,2	-0,1	0	-0	0	0	-0,51	0
30/11/2017	25	0,13	Bidart villa	Mixtes	Glissement de matériaux mixtes	38,6	59	59	59,4	62,4	79,7	79,7	80,5	189	0,17	0,25	0,29	0,28	0,24	0,38	2,3	8,33	6,15	4,4	1,28	3,57	2,5	1,77	0,83
08/12/2020	16	0,09	Bidart centre Bidart corniche	Fins	Glissement de matériaux mixtes Glissement-coulée	63,7	109,1	161	207	224	225,2	230,7	231,1	252,2	0,29	0,45	0,83	0,81	0,68	0,50	-15	-11,8	-7,5	-0,2	2,4	1,53	1,58	1,13	0,53
17/08/2022	30	0,16	Bidart Erretegia Nord	Rocheux	Chute de blocs	30	30	30,4	32,2	32,2	32,4	33,2	33,2	36	0,13	0,12	0,12	0,12	0,10	0,07	15	9,87	7,05	6	4,97	4,29	3	2,14	1
20/08/2022	0	0,00		Rocheux	Chute de blocs	0	17,9	47,9	47,9	47,9	48,3	50,3	51,1	52,3	0,00	0,07	0,18	0,18	0,15	0,10	-9	-10	0	0	-0,1	-0,26	0	0	0
05/10/2022	0	0,00		Mixtes	Glissement de matériaux mixtes	0,2	0,6	0,8	1	1	36,3	121,6	194,3	215,8	0,00	0,00	0,13	0,43	0,57	0,43	-0,2	-0,07	-0,1	0	-5,9	-8,4	-1,69	0	-0,01

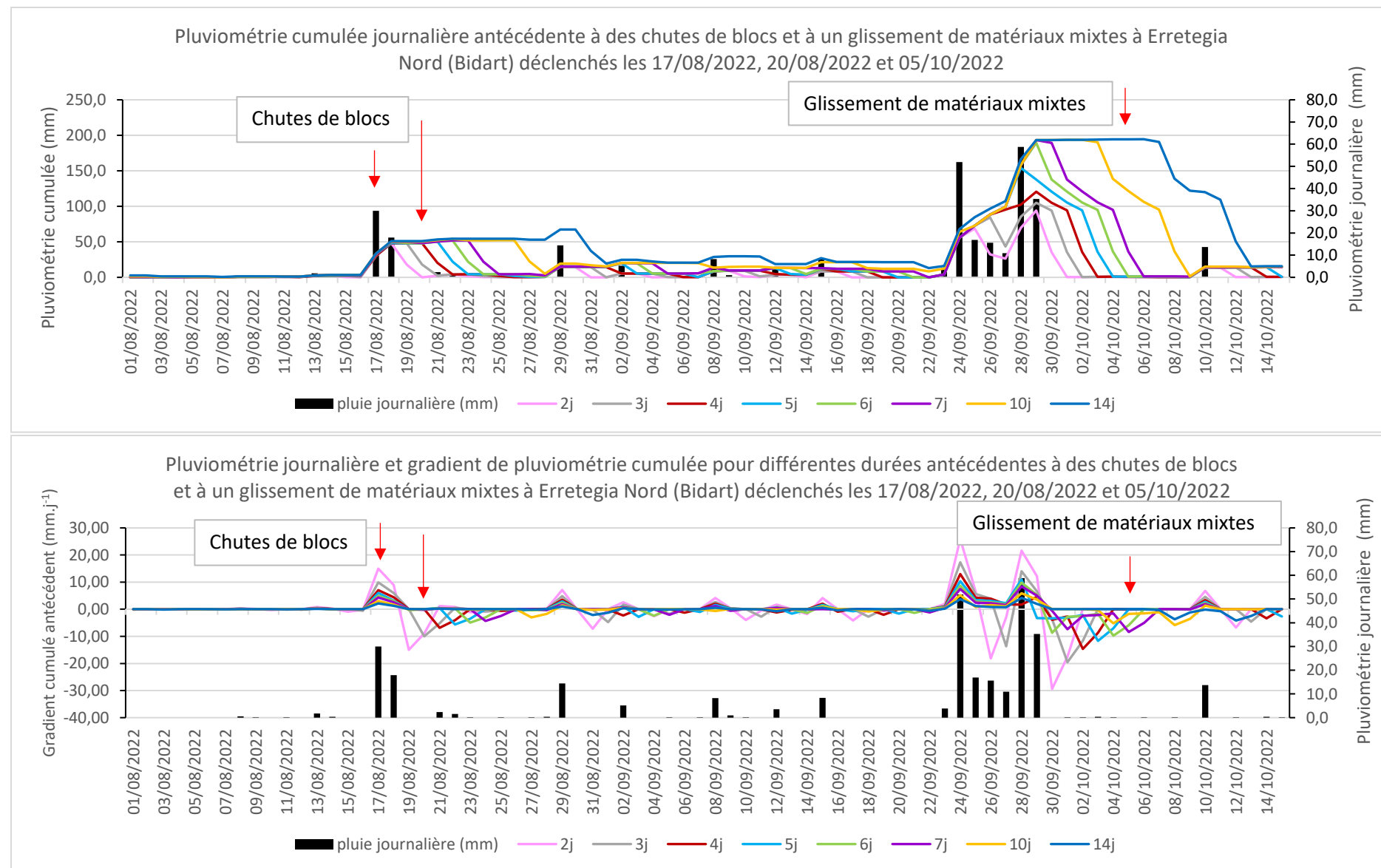
Evènements de la côte sud-ouest : entre Hendaye et Saint-Jean-de-Luz

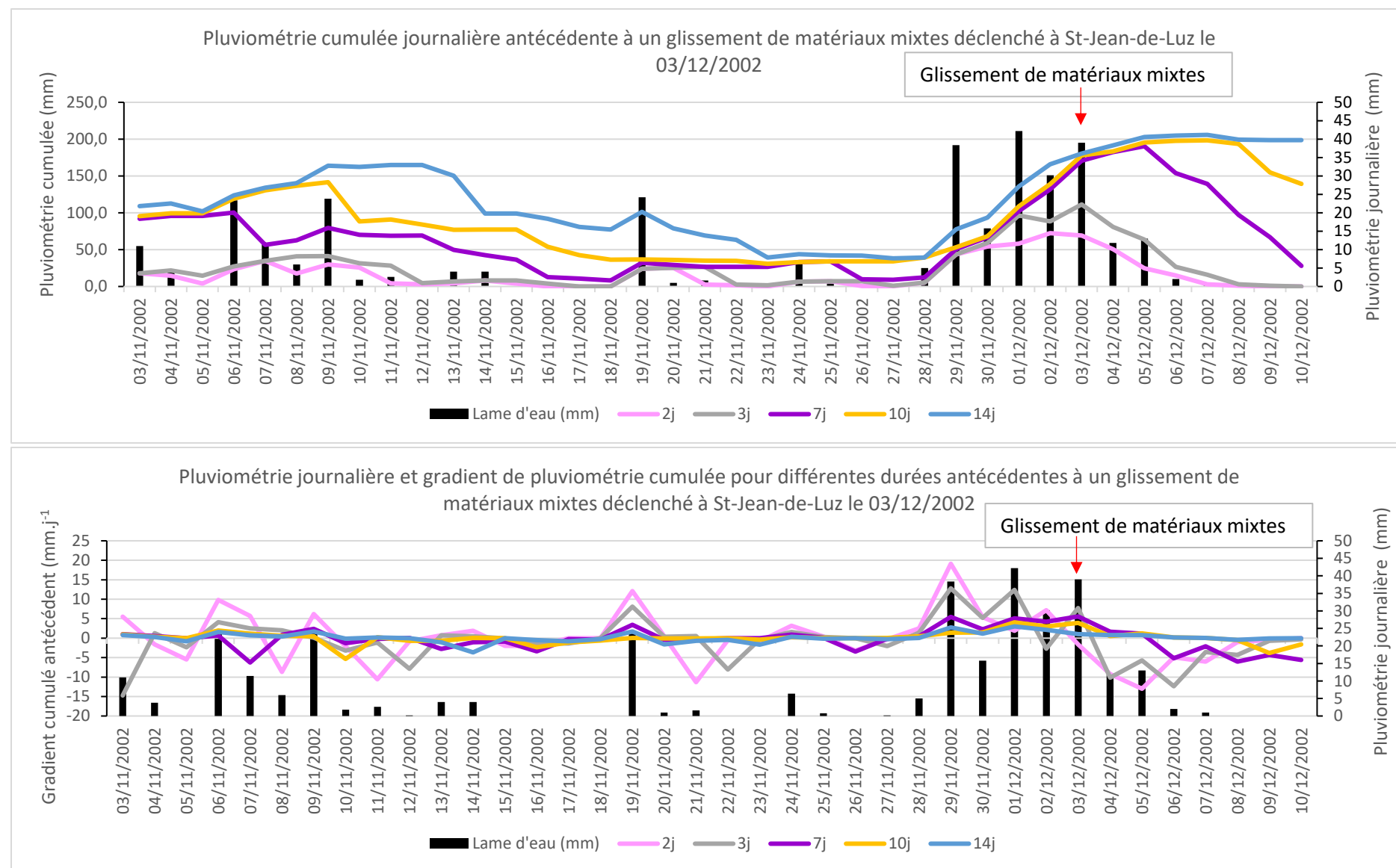
						Somme cumulée par durées (en mm)								Somme cumulée normalisée						Gradients (en mm.j ⁻¹)									
Date	Lame d'eau (mm)	Précipitation journalière normalisée	Commune	Matériaux	Type d'instabilité	2j	3j	4j	5j	6j	7j	10j	14j	30j	2j	3j	7j	10j	14j	30j	2j	3j	4j	5j	6j	7j	10j	14j	30j
03/12/2002	39	0,35	St-Jean-de-Luz	Mixtes	Glissement de matériaux mixtes	69,2	111,4	127,2	165,6	170,6	170,8	178	180,6	285,8	0,49	0,685	0,636	0,57	0,48	0,54	-1,6	7,7	0,15	6,80	6,4	5,57	3,9	1,05	0,93
17/06/2008	7,6	0,07	Hendaye	Mixtes	Glissement de matériaux mixtes	23,6	25,0	25,2	35,0	35,8	73,4	98,2	121,8	237,4	0,17	0,154	0,273	0,31	0,32	0,45	3,1	2,4	-0,55	1,36	-5,0	1,05	-0,96	0,43	0,06
08/12/2008	18,6	0,17	Ciboure	Fins	Glissement de matériaux fins	18,6	30,2	45,0	55,0	76,4	83,6	183,6	184,8	348,6	0,13	0,186	0,311	0,59	0,49	0,67	3,5	1,2	2,15	-0,56	1,9	-6,67	1,86	-0,84	0,62
26/02/2016	31,5	0,28	St-Jean-de-Luz	Mixtes	Glissement de matériaux mixtes	39,6	48,5	51,7	53,9	53,9	53,9	89,3	118,8	273,4	0,28	0,298	0,201	0,29	0,32	0,52	11,3	9,4	7,33	6,30	5,2	4,5	3,15	-0,92	1,05
15/12/2019	0	0,00	Hendaye	Mixtes	Glissement de matériaux mixtes	0,00	1,4	32,1	77,6	77,6	82	89,8	90,8	271,8	0	0,009	0,305	0,29	0,24	0,52	-0,7	-10,2	-11,4	0,00	-0,7	-1,09	-0,02	-0,07	-0,45
29/10/2020	0,2	0,00	Urrugne	Rocheux	Glissement rocheux banc sur banc	0,60	1,4	27,9	74,5	74,5	74,7	83,2	83,4	332	0	0,009	0,278	0,27	0,22	0,63	-0,3	-8,7	-11,6	0,04	0,0	-0,99	0,02	-0,53	0
21/03/2021	0	0,00	Urrugne	Rocheux	Glissement rocheux banc sur banc	0,00	7,3	12,3	13,7	14,1	15,7	22,9	28,7	61,7	0	0,045	0,058	0,07	0,07	0,11	-3,65	-1,6	-0,3	-0,08	-0,2	-0,26	-0,3	-0,01	0

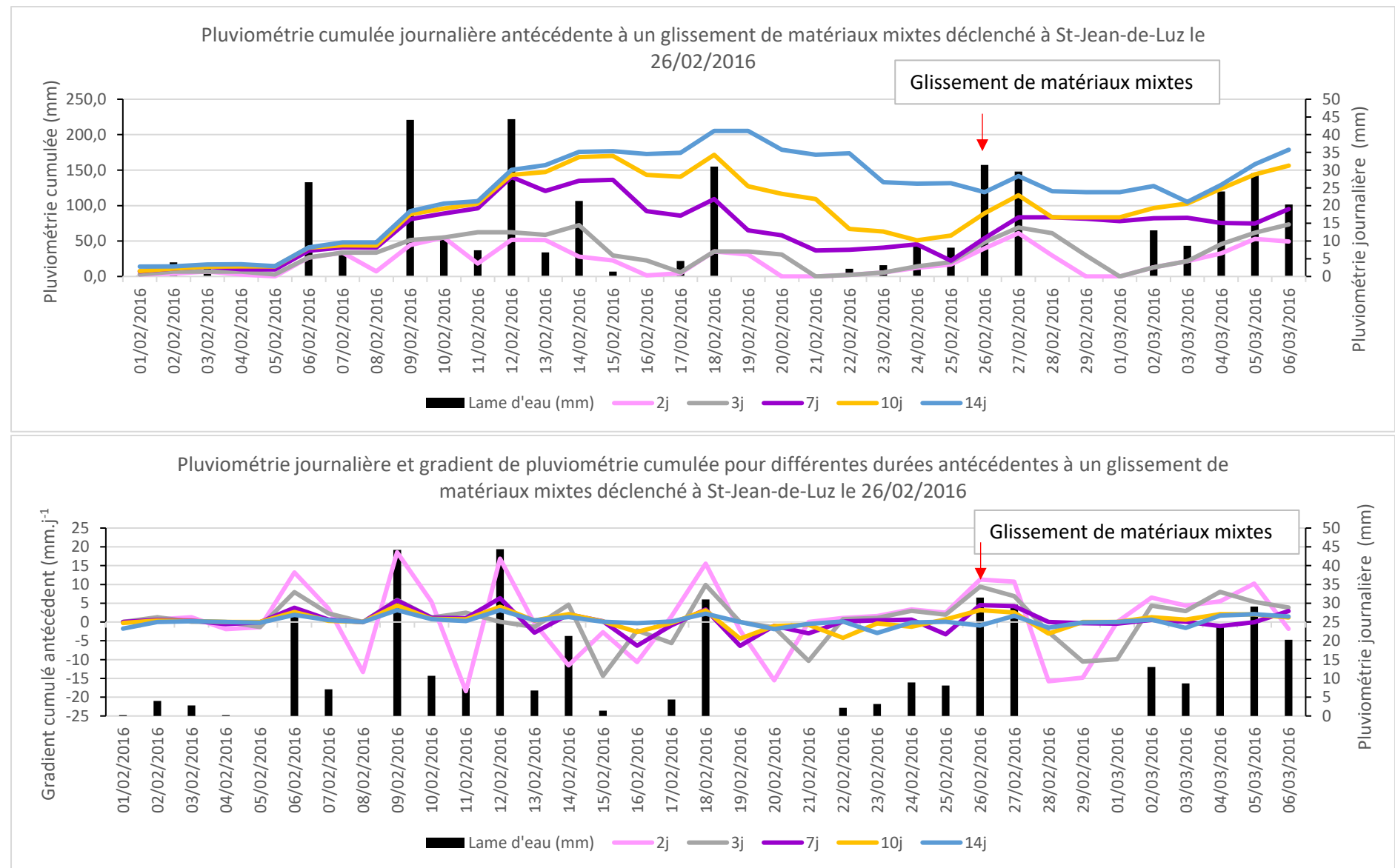
Annexe 5 : Graphiques de pluviométrie journalière, cumulée et du gradient pluviométrique antécédent à des instabilités gravitaires de la côte basque

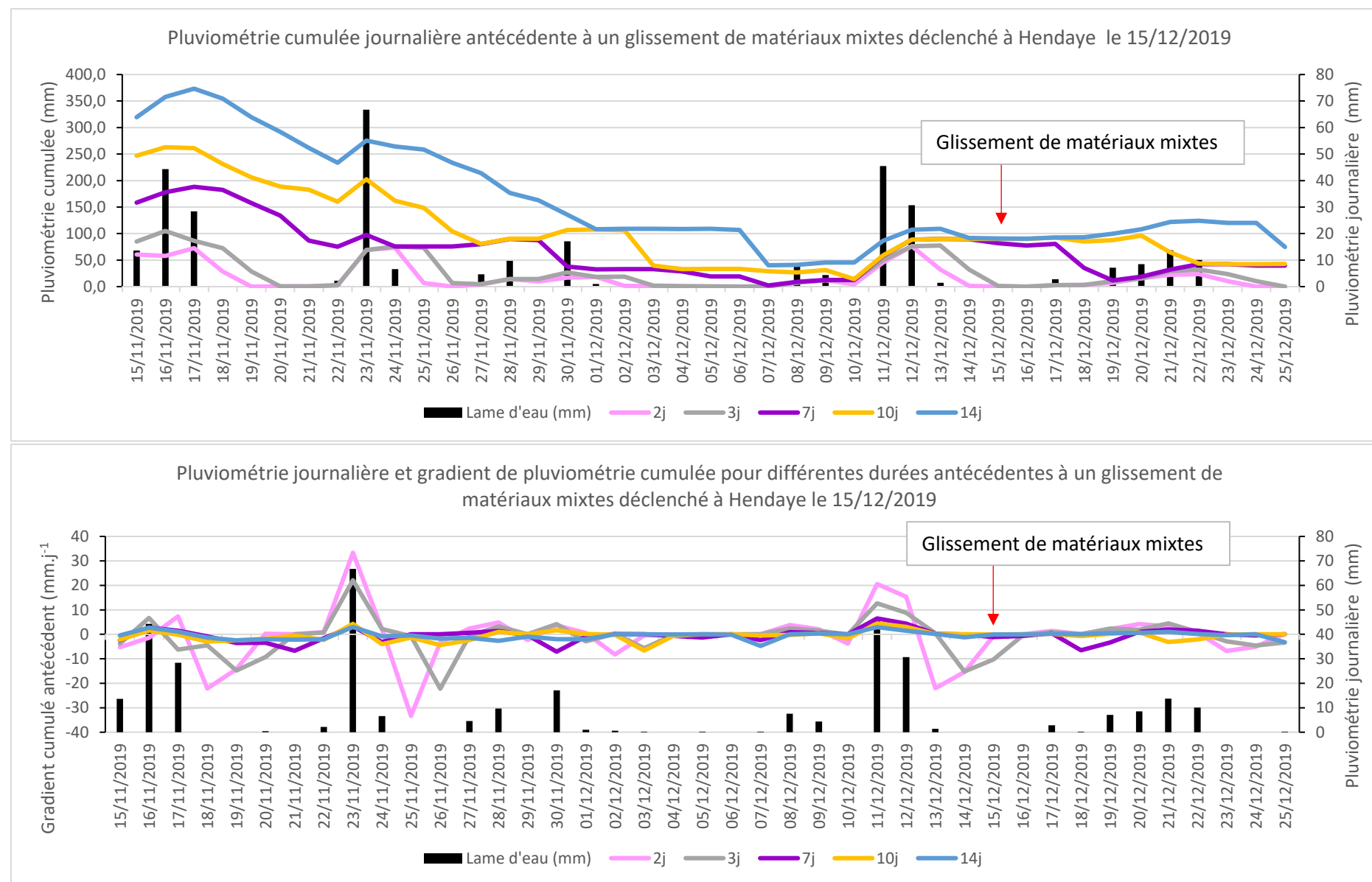
Les données pluviométriques sont présentées par deux graphiques pour les phénomènes gravitaires regroupés par secteurs et période de déclenchement :

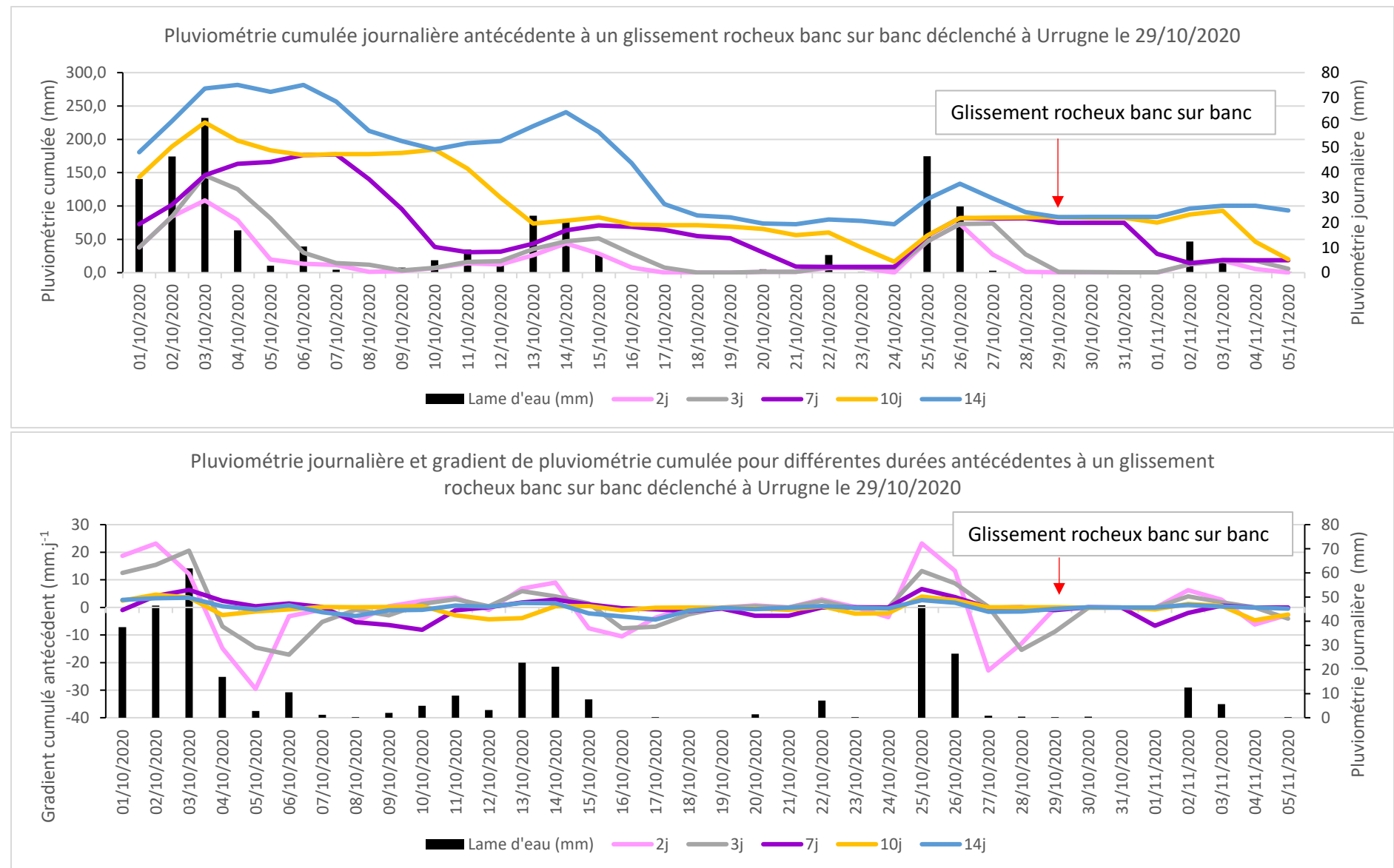
- Nord-est :
 - Deux chutes de blocs déclenchées les 17/08/2022, 20/08/2022 et un glissement de matériaux mixtes déclenché le 05/10/2022 à Bidart, sur le site d'Erretegia Nord ;
- Sud-ouest :
 - Un glissement de matériaux mixtes déclenché le 03/12/2002 à Saint-Jean-de-Luz ;
 - Un glissement de matériaux mixtes déclenché le 26/02/2016 à Saint-Jean-de-Luz ;
 - Un glissement de matériaux mixtes déclenché le 15/12/2019 à Hendaye ;
 - Un glissement rocheux banc sur banc déclenché le 29/10/2020 à Urrugne ;
 - Un glissement rocheux banc sur banc déclenché le 21/03/2021 à Urrugne.

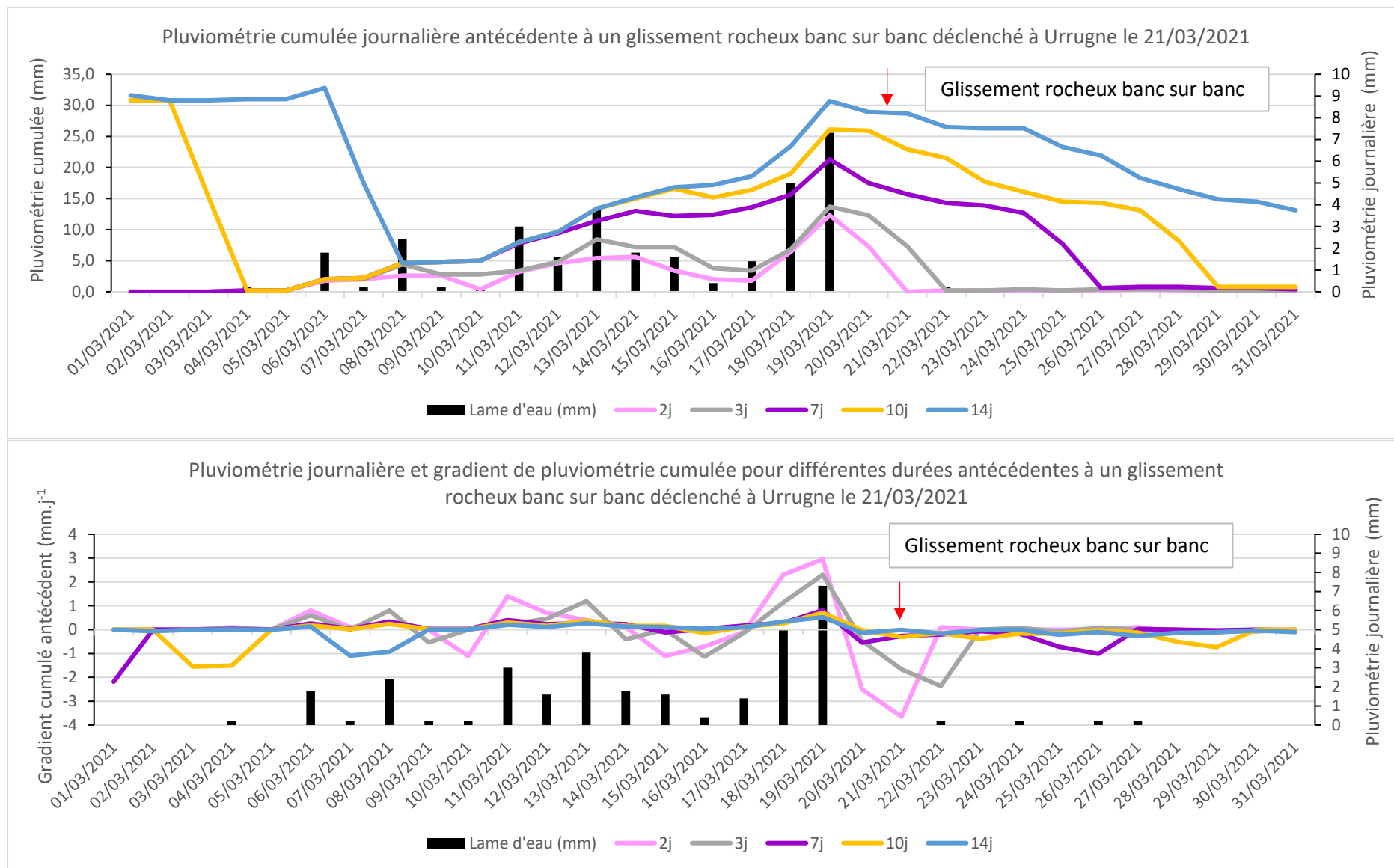












Annexe 6 : Caractéristiques des acquisitions lidar par l'Avion Jaune entre 2019 et 2022 à Socoa et à Bidart

Six campagnes d'acquisition de données lidar et photogrammétriques sur drone ont été réalisées entre le 20 juin 2019 et le 12 octobre 2022, par la société L'Avion Jaune, dans le cadre du projet Ezponda. Ces acquisitions ont été réalisées à marée basse, préférentiellement lors des grandes marées d'équinoxe à l'automne et au printemps afin de couvrir la plus grande surface rocheuse sur le platier.

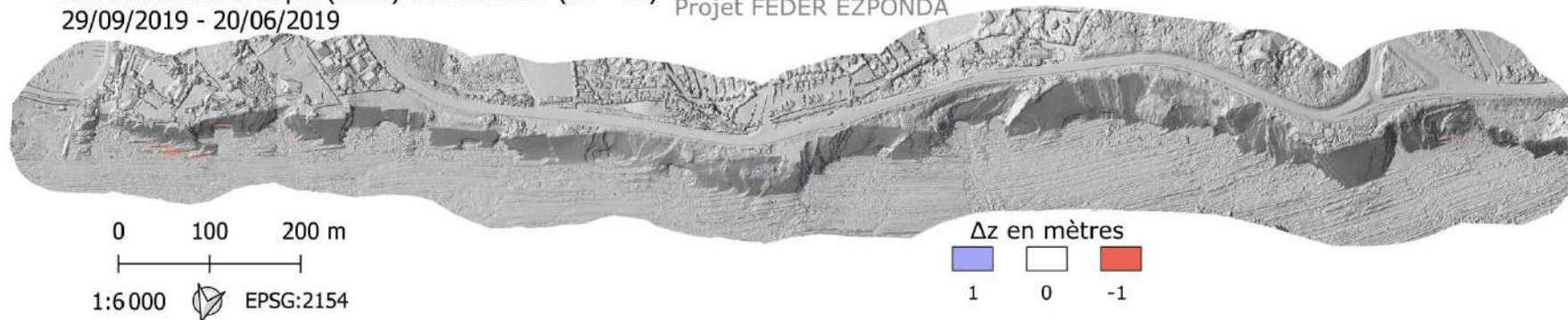
Site	Campagne	Date	Nombre de points (millions)	Points/m ²	Espacement entre points (m)
Bidart	C1	20/06/2019	26	36	0,16
	C2	29/09/2019	22	29	0,18
	C3	10/03/2020	18	26	0,19
	C4	17/09/2020	17	22	0,21
	C5	07/10/2021	23	29	0,18
	C6	12/10/2022	195	211	0,07
Socoa	C1	20/06/2019	32	90	0,10
	C2	29/09/2019	14	41	0,15
	C3	10/03/2020	11	32	0,17
	C4	17/09/2020	14	40	0,15
	C5	06/10/2021	11	9	0,33
	C6	11/10/2022	234	153	0,08

Annexe 7 : Dates, sources et résolutions XY des orthophotographies de 1938 à 2018

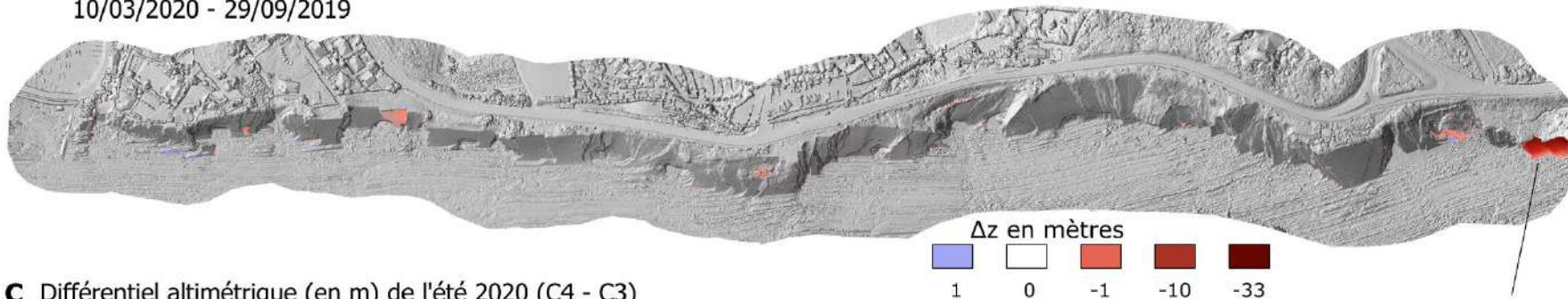
Année	Source	Résolution XY (m)
1938	IFREMER	0,5
1947	IGN Remonter le Temps	0,5
1954	IFREMER	0,5
1968	IFREMER	0,3
1977	IGN Remonter le Temps	0,5
1985	IGN Remonter le Temps	0,6
1992	IFREMER	0,35
1993	IGN Remonter le Temps	0,6
1996	IFREMER	0,6
2000	IGN	0,5
2003	IGN Remonter le Temps	0,8
2006	Google Earth	0,6
2008	IGN Remonter le Temps	0,6
2009	IGN	0,4
2011	CEREMA	0,5
2014	IGN	0,1
2016	IGN	0,1
2017	IGN	0,1
2018	IGN	0,1

Annexe 8 : Différentiels altimétriques par saisons estivales et hivernales entre 2019 et 2020 sur la falaise de Socoa

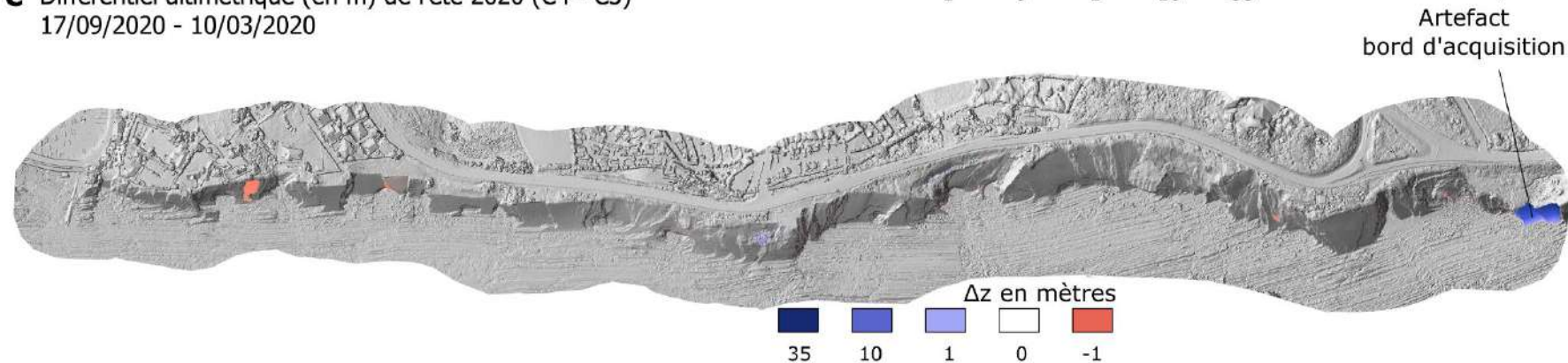
A Différentiel altimétrique (en m) de l'été 2019 (C2 - C1) 29/09/2019 - 20/06/2019 MNS 4 cm dérivés de nuages de points LiDAR acquis par L'Avion Jaune
Projet FEDER EZPONDA



B Différentiel altimétrique (en m) de l'hiver 2019-2020 (C3 - C2) 10/03/2020 - 29/09/2019

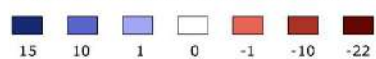


C Différentiel altimétrique (en m) de l'été 2020 (C4 - C3) 17/09/2020 - 10/03/2020



Annexe 9 : Différentiels altimétriques par saisons estivales et hivernales entre 2019 et 2020 sur la falaise de Bidart

Différentiels altimétriques Δz (en m) de la falaise de Bidart au cours de trois périodes saisonnières



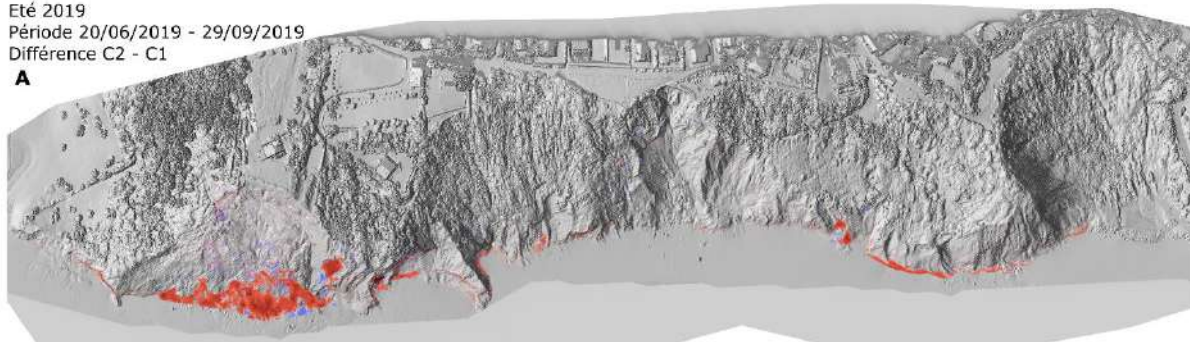
0 100 200 m
1:3 300

Été 2019

Période 20/06/2019 - 29/09/2019

Différence C2 - C1

A

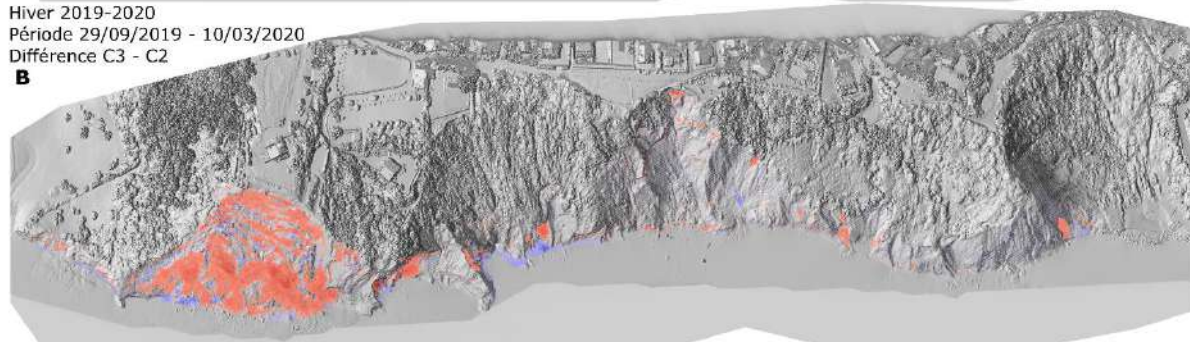


Hiver 2019-2020

Période 29/09/2019 - 10/03/2020

Différence C3 - C2

B

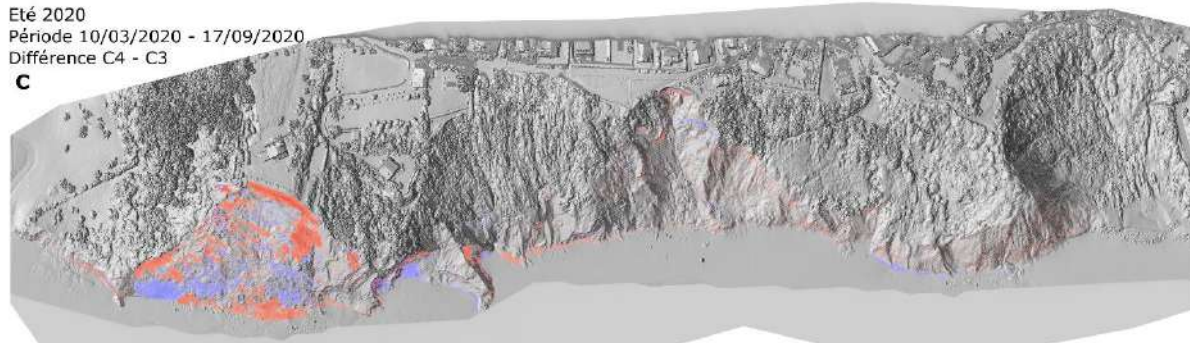


Été 2020

Période 10/03/2020 - 17/09/2020

Différence C4 - C3

C



Annexe 10 : Cartes géomorphologiques du glissement-coulée de la falaise de Bidart : type de massif 3

Interprétation de l'évolution géomorphologique du glissement-coulée du secteur de la Corniche sur la commune de Bidart entre avril 2010 (A), 2015 (B) et mars 2020 (C), d'après les orthophotographies aériennes de l'IGN et de l'Avion Jaune.

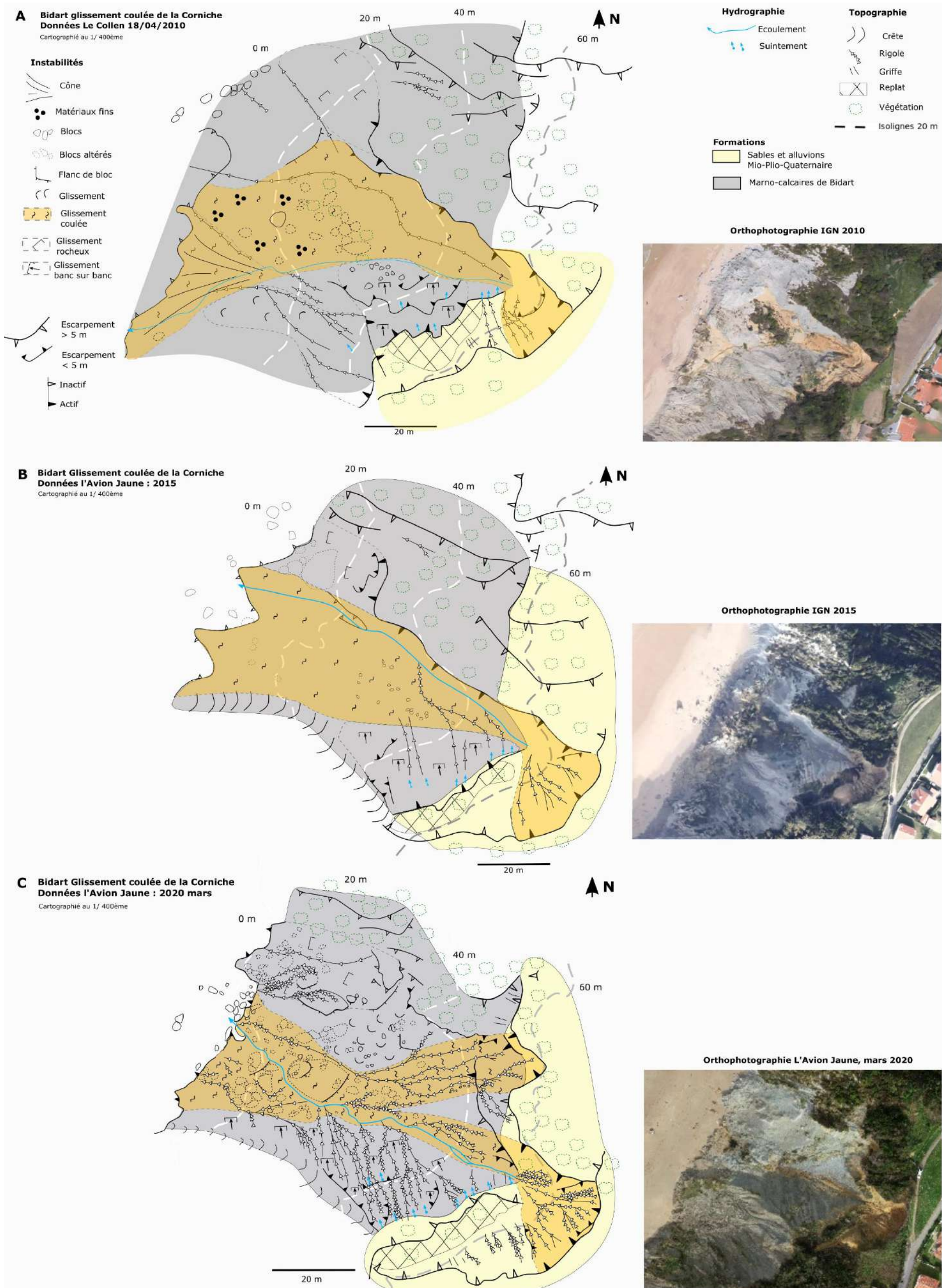


Table des matières

Sommaire	4
Remerciements	5
Liste des sigles et abréviations	5
Introduction	9
1. Enjeux de la recherche	9
1.1. Le littoral rappel et enjeux	9
1.2. Les falaises : un objet géomorphologique à part	10
1.3. Caractériser les falaises en domaine lithologique hétérogène : une question toujours d'actualité	11
2. Problématique de la recherche	12
3. Contexte de la zone d'étude et approche	15
4. Structure de la thèse	17
Chapitre 1 : Erosion des falaises de flyschs : constats et besoins de recherche	19
1. Les falaises, un morphotype littoral diversifié aux processus d'érosion multiples	20
1.1. Les falaises : définitions, types et répartition	20
1.2. Les falaises : processus et modèles d'érosion	22
2. Une quantification de l'érosion complexe	25
2.1. La quantification de l'érosion des falaises : des méthodes contraintes par des limites spatiales et temporelles	25
2.1.1. Méthodes	25
2.1.2. Limites temporelles et spatiales	26
2.2. Des vitesses d'érosion différentes à l'échelle du globe encore mal comprises	27
2.2.1. Des vitesses de recul caractérisées selon des critères géologiques variables	27
2.2.2. La magnitude de la vitesse de recul par type d'instabilités gravitaires : une question rarement abordée	29
3. Un type de falaise particulier : les falaises de flyschs	30
3.1. Les flyschs : une lithologie non uniforme classée par faciès	30
3.2. Répartition des falaises de flyschs dans le monde	33
3.3. Une évaluation partielle de l'érosion des falaises de flyschs	33
3.3.1. Un manque d'informations sur les vitesses de recul	34
3.3.2. Un manque de prise en compte des instabilités gravitaires	34
3.3.3. Des facteurs contributifs insuffisamment pris en compte	36
4. Synthèse : interrogations et besoins concernant l'érosion des falaises de flyschs par instabilités gravitaires	37
Chapitre 2 : L'érosion des falaises basques françaises : contexte, facteurs et processus gravitaires	39
1. Une géologie diversifiée	40
1.1. Les formations lithologiques de la côte basque	42
1.1.1. Lithologies des unités septentrionales : des dépôts anté-tectoniques	42
1.1.2. Lithologies des unités frontales : des formations syn-tectoniques	45
1.1.3. Lithologies postérieures à la tectonique pyrénéenne	45
1.2. Structures géologiques	45
1.3. L'altération des formations	45
2. Une géomorphologie scindée en morphotypes	46
2.1. Une classification géomorphologique locale des falaises, fondée sur des critères géologiques simples	47
2.2. Une classification géomorphologique adaptée aux instabilités gravitaires	51
2.2.1. Limites des morphotypes établis en 2004	51

2.2.2.	Une classification des structures du massif : la relation géométrique entre le plan de stratification et le versant	51
2.2.3.	Des altérites d'épaisseur variable coiffées ou non d'alluvions	53
2.3.	Synthèse des sous morphotypes de falaises basques.....	53
3.	Erosion et instabilités gravitaires : un couple indissociable impliqué dans l'évolution des falaises basques	55
3.1.	Une typologie adaptée au contexte basque	56
3.1.1.	Amélioration de l'inventaire : une approche classique	56
3.1.2.	Une typologie variée	58
3.1.2.1.	Descriptions par types d'instabilités gravitaires	59
3.1.2.2.	Des instabilités actives participant au démantèlement des falaises.....	61
4.	Les facteurs de contrôle des instabilités gravitaires	62
4.1.	Les facteurs de prédisposition des instabilités.....	62
4.2.	Facteurs déclenchants : une analyse centrée sur les précipitations	67
4.2.1.	Des précipitations caractéristiques d'un climat océanique.....	68
4.2.1.1.	Généralités.....	68
4.2.1.2.	Une disparité spatiale à prendre en compte.....	69
4.2.2.	Méthodes d'analyse des précipitations	71
4.2.3.	Résultats	72
4.2.3.1.	Méthode du cumul-intensité	72
4.2.3.2.	Méthode du gradient pluviométrique	76
4.2.4.	Discussion.....	79
4.3.	Synthèse des facteurs contributifs des instabilités gravitaires côtières du littoral basque	79
5.	Quantification et répartition de la dynamique érosive des falaises basques	80
5.1.	La vitesse de recul du sommet de falaise : un marqueur d'érosion traditionnel mettant en exergue des secteurs préférentiels	80
5.1.1.	Une répartition spatiale sectorisée	80
5.1.2.	Différents types d'instabilités gravitaires à l'origine du recul du sommet de falaise	82
5.2.	L'érosion sous le sommet de falaise : une érosion sous-estimée.....	83
5.2.1.	Constat et questionnement.....	83
5.2.2.	Répartition altimétrique des instabilités gravitaires	85
5.3.	Synthèse.....	88
6.	Conclusion du chapitre 2	89
Chapitre 3 :	Erosion d'une falaise de flysch résistante, Socoa	93
1.	La falaise de Socoa, un massif relativement résistant considéré comme uniforme mais aux particularités locales	94
1.1.	Généralités et constats	94
1.2.	Une géomorphologie plus complexe qu'il n'y paraît	96
1.2.1.	Les cavités : une répartition spatiale ponctuelle et des morphologies spécifiques	96
1.2.2.	Les concavités parallèles au plan de stratification : une épaisseur de vide disparate et une répartition sectorisée	97
1.3.	Des instabilités gravitaires rocheuses participant à cette morphologie particulière	98
1.3.1.	Méthodologie.....	99
1.3.2.	Des instabilités gravitaires de matériaux majoritairement rocheux.....	99
1.3.2.1.	Des types d'instabilités de morphologies plus diverses qu'attendues.....	99
1.3.2.2.	Inventaire	103
1.4.	Synthèse.....	107
2.	La lithologie comme facteur structurant	107
2.1.	Le flysch ou les flyschs de Socoa ? Un flysch monotone, des termes différents	107
2.1.1.	Méthodologie de caractérisation du flysch	107
2.1.2.	Description des termes du flysch de Socoa de faciès D	107
2.1.3.	Quels termes du flysch contribuent aux concavités et aux convexités ?.....	109
2.2.	Un massif soumis à une altération mécanique et chimique	111
2.2.1.	Méthodologie.....	111

2.2.2.	Fracturation des termes par des diaclases	112
2.2.3.	Altération chimique : répartition, épaisseur et degrés	114
2.3.	Synthèse	117
3.	La structure, un facteur prépondérant à la spatialisation des concavités ?	117
3.1.	Méthodologie	117
3.2.	Des plans de stratification favorables à de faibles vitesses de recul	117
3.3.	Des réseaux de failles favorables à la formation de cavités	119
3.4.	La fracturation : un facteur de prédisposition prédominant aux cavités	121
3.5.	Synthèse	122
4.	Une érosion localisée soumise à un cycle	123
4.1.	Méthodologie de quantification de l'érosion d'un massif rocheux résistant	123
4.2.	Volumes érodés par types d'instabilités entre 2019 et 2022	124
4.2.1.	Résultats	124
4.2.1.	Discussion	125
4.3.	Relations entre les facteurs géomorphologiques et géologiques sur les types et les magnitudes d'instabilités gravitaires	128
4.3.1.	Les failles : des surfaces de glissement propices aux glissements rocheux banc sur banc	128
4.3.2.	Les épaisseurs de concavités, une répartition variable qui contrôle le recul du sommet de falaise par glissement rocheux banc sur banc sur surface unique	130
4.3.3.	Synthèse des relations entre facteurs de prédisposition et types et magnitude d'instabilités gravitaires	132
4.4.	Evolution historique de la dynamique érosive par type d'instabilité gravitaire entre 1938 et 2018	132
4.5.	Vers une réévaluation de la période de retour du recul de la falaise de Socca : contribution des types d'instabilités gravitaires et des facteurs de prédisposition	135
4.5.1.	Résultats	136
4.5.2.	Discussion	136
5.	Conclusion du chapitre 3	137
Chapitre 4 : Erosion d'une falaise de flysch peu résistante, Bidart		141
1.	La falaise de Bidart : un massif altéré et peu résistant en érosion	142
1.1.	Généralités et constats	142
1.2.	Une morphologie particulière	144
2.	Une histoire géologique mouvementée	147
2.1.	Le substratum de la falaise de Bidart : des flyschs variés et déformés sur un court linéaire	149
2.1.1.	Le substratum de Bidart : des faciès de flyschs différents	149
2.1.1.1.	Le flysch d'Hayzabia : un faciès D caractéristique du pied du lobe turbiditique	149
2.1.1.2.	Les marno-calcaires de Loya : des faciès G et A caractéristiques de la plaine abyssale et du talus	149
2.1.1.3.	Les « marnes de Bidart » : un faciès G typique de la plaine abyssale	150
2.1.2.	Des flyschs fracturés	152
2.1.2.1.	Structures des lithologies	152
2.1.2.2.	Déformations cassantes du substratum	153
2.1.3.	Une résistance variable selon les flyschs	157
2.1.3.1.	Méthode	157
2.1.3.2.	Résultats	157
2.1.3.3.	Interprétation	159
2.1.4.	Le substratum et ses déformations : des facteurs de contrôle sur la morphologie de la falaise de Bidart ?	159
2.2.	Une histoire géologique post-Cénozoïque mouvementée	161
2.2.1.	La couverture alluvionnaire mio-plio-quaternaire	161
2.2.2.	Altération des flyschs : des degrés et des répartitions hétérogènes selon la roche mère	162

2.2.2.1.	Une fracturation disparate issue de la tectonique et de l'altération mécanique	163
2.2.2.2.	Une altération chimique de degrés et épaisseurs variables selon les roches mères	164
2.2.3.	Les altérites et les alluvions, des facteurs favorables à certaines morphologies	171
2.3.	Synthèse.....	171
3.	Un façonnement récent par diverses instabilités gravitaires	173
3.1.	Les types d'instabilités gravitaires de la falaise de Bidart : mécanismes de rupture, inventaire et facteurs de prédisposition.....	173
3.1.1.	Des types d'instabilités gravitaires érodant des matériaux fins et rocheux	173
3.1.1.1.	Les glissements-coulées.....	173
3.1.1.2.	Les glissements de matériaux fins	175
3.1.1.3.	Les glissements de matériaux mixtes.....	175
3.1.1.4.	Les glissements rocheux banc sur banc	177
3.1.1.5.	Les chutes de blocs	178
3.1.2.	Inventaire des types d'instabilités	179
3.1.3.	Synthèse	180
3.2.	Des phénomènes érosifs actifs entre 1938 et 2018	181
3.3.	Quantification des volumes érodés par type d'instabilité entre 2019 et 2022	187
3.3.1.	Résultats	187
3.3.2.	Discussion.....	192
3.3.3.	Synthèse	193
3.4.	La falaise de Bidart : des dynamiques érosives différentes par leur géologie, leurs processus gravitaires et leurs temps de retour	193
3.4.1.	Massif de type 1 : érosion par glissement de matériaux mixtes	194
3.4.2.	Massif de type 2 : érosion par glissement rocheux banc sur banc et glissements-coulées	198
3.4.3.	Massif de type 3 : érosion par glissement-coulée d'altérites puis d'alluvions.....	200
3.4.4.	Massif de type 4 : érosion par glissement de matériaux fins	202
4.	Conclusion du chapitre 4	202
Chapitre 5 : Analyse comparative des dynamiques érosives des sites vers une méthode générique et perspectives d'application régionale		205
1.	Méthode de caractérisation des types d'instabilités gravitaires et de leurs vitesses de recul associées à partir des facteurs de prédisposition	206
1.1.	Des facteurs de prédisposition hiérarchisés aux types d'instabilités : fonctionnement de l'arbre décisionnel	206
1.1.1.	Identification des facteurs de prédisposition essentiels	206
1.1.2.	Fonctionnement de l'arbre décisionnel.....	208
1.2.	Gammes de distances et de vitesses de recul par type d'instabilité gravitaire.....	210
1.3.	Test de l'arbre décisionnel.....	211
1.3.1.	Côte basque, Urrugne, falaise des Viviers-Basques	211
1.3.1.1.	Test de l'arbre décisionnel.....	212
1.3.1.2.	Comparaison avec l'inventaire régional et les vitesses de recul sommitales.....	214
1.3.2.	Côte basque, Bidart, falaise d'Erretegia Nord	214
1.3.2.1.	Test de l'arbre décisionnel.....	215
1.3.2.2.	Comparaison des résultats à l'inventaire et aux vitesses de recul historiques	217
1.3.3.	Nouvelle-Calédonie, Bourail, falaise de la Roche Percée	218
1.3.3.1.	Test de l'arbre décisionnel.....	219
1.3.3.2.	Comparaison avec les phénomènes gravitaires constatés	221
1.4.	Discussions autour de cette méthode appliquée à l'échelle du site	221
2.	Apports et limites de la méthode transposée à l'échelle régionale	222
2.1.	Des facteurs de prédisposition aux types d'instabilités difficiles à caractériser	223
2.2.	Des cycles d'érosion impliquant différents types d'instabilités gravitaires	223
2.3.	Des vitesses de recul du sommet de falaise variables : limites et perspectives	225

3. Conclusion du chapitre 5	227
Conclusion générale	229
Références bibliographiques	237
Liste des figures	249
Liste des tableaux	253
Annexes	254
Annexe 1 : Base de données des flyschs côtiers	255
Annexe 2 : Cartes des inventaires d'instabilités du sud-ouest au nord-est (5 cartes)	258
Annexe 3 : Statistiques morphométriques par type d'instabilités gravitaires inventoriées à l'échelle régionale	264
Annexe 4 : Statistiques pluviométriques des événements datés recensés sur la côte basque	266
Annexe 5 : Graphiques de pluviométrie journalière, cumulée et du gradient pluviométrique antécédent à des instabilités gravitaires de la côte basque	269
Annexe 6 : Caractéristiques des acquisitions lidar par l'Avion Jaune entre 2019 et 2022 à Socoa et à Bidart	276
Annexe 7 : Source, dates et résolutions des orthophotographies et photographies aériennes de 1938 à 2018	277
Annexe 8 : Différentiels altimétriques par saisons estivales et hivernales entre 2019 et 2020 sur la falaise de Socoa	278
Annexe 9 : Différentiels altimétriques par saisons estivales et hivernales entre 2019 et 2020 sur la falaise de Bidart	280
Annexe 10 : Cartes géomorphologiques du glissement-coulée de la falaise de Bidart : type de massif 3	282
Table des matières	285

Érosion des falaises de flysch du Pays Basque français : apports d'une approche typologique des instabilités gravitaires

L'érosion des falaises constitue un risque pour la pérennité des populations et des infrastructures côtières. Les falaises du Pays Basque, situées dans les Pyrénées-Atlantiques (64), s'érodent à des vitesses variant du mm.an^{-1} au m.an^{-1} , selon les secteurs. Actuellement, les facteurs et les instabilités prépondérants qui régissent la variabilité temporelle et spatiale du recul des falaises sont mal connus. Cette thèse considère un aspect rarement abordé dans cette thématique : les types d'instabilités gravitaires participant à l'érosion. Ce travail a entrepris de hiérarchiser les vitesses de recul des falaises en fonction des types d'instabilités gravitaires et de leurs facteurs contributifs.

Dans ce but, une démarche naturaliste et quantifiée de caractérisation géologique et géomorphologique a été déployée à deux échelles spatiales. A l'échelle régionale ($1 : 25\,000^{\text{ème}}$), la vitesse moyenne de recul du sommet de falaise a été quantifiée par analyse de photographies aériennes (1938-2018) : elle diffère de $0,01$ à $0,16 \text{ m.an}^{-1}$ selon les morphotypes de falaises, classés en fonction de leur structure et couverture géologique. L'inventaire a été actualisé par analyse du MNT et d'orthophotographies de 2018, avec 290 événements catégorisés en 5 types d'instabilités. Environ 75% d'entre eux n'a pas contribué au recul du sommet de falaise. A l'échelle du site ($1 : 2\,500^{\text{ème}}$), les volumes érodés (2019-2022) ont été quantifiés par différence de surfaces issues de données lidar. Les périodes de retour ont été évaluées de 30 à plus de 80 ans par analyse de photographies aériennes et associées à différentes combinaisons d'instabilités gravitaires successives. Les facteurs géologiques et géomorphologiques contribuant aux types d'instabilités ont été hiérarchisés à partir d'observations de terrain. Ainsi, la période de retour et la vitesse de recul des falaises basques sont associées à des combinaisons d'instabilités gravitaires et de facteurs géologiques et géomorphologiques.

Mots-clés : érosion, recul du trait de côte, falaises, flysch, instabilité gravitaire, Pays Basque.

Erosion of flysch seacliffs in the French Basque Country: benefits of a typological approach of gravitational instabilities

Seacliff retreat is a hazard that threatens people and infrastructure safety in coastal areas. Basque Country seacliffs, located in Pyrénées-Atlantiques (64), France, retreats at rates varying from mm.yr^{-1} up to m.yr^{-1} according to spatial areas. Presently, the factors and phenomena controlling the temporal and spatial variability of seacliff erosion are not well known. This PhD considers an angle that is seldom approached in this field: the different instability types contributing to erosion. Thus, this work aimed to hierarchize seacliff retreat rates according to instability types and their contributing factors.

For this purpose, a naturalistic and quantified approach has been applied on two spatial scales, to characterize geology and geomorphology. At regional scale ($1:25\,000 \text{ m}$), the mean top cliff retreat rate was assessed by analysing aerial photographs (1938-2018): it varies from $0,01$ up to $0,16 \text{ m.yr}^{-1}$ depending on the seacliffs morphotypes classified according to their geological structure and cover. The inventory was updated by analysing DEM and orthophotographs from 2018, with 290 events categorized in 5 instability types. About 75% of these phenomena did not contribute to the top cliff retreat. At site scale ($1:2\,500 \text{ m}$), the volumes eroded (2019-2022) were quantified by the difference of surfaces produced by lidar point clouds. Analysis of archival and recent aerial photographs revealed return periods of top cliff retreat range from 30 to over 80 years and are attributable to combinations of different instability types triggered successively. Geological and geomorphological factors contributing to instability types were hierarchized, based on field observations. Therefore, return period and retreat rates of Basque seacliffs are linked to combinations of gravitational instabilities and geological and geomorphological factors.

Keywords: erosion, coastline retreat, seacliffs, flysch, gravitational instability, Basque Country.